

DESENVOLVIMENTO DO PROGRAMA “ET_o-Application” PARA ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA

Francisco Dirceu Duarte Arraes¹, Mairton Gomes da Silva², Eder Ramon Feitoza Lêdo³ & Joaquim Branco de Oliveira⁴

RESUMO ---. Objetivo do presente foi desenvolver um programa computacional denominado ETo-Application para de se estimar a evapotranspiração através de oito métodos e bem como os cálculos intermediários das variáveis meteorológicas por diferentes equações. Os métodos disponíveis no programa são: Penman-Monteith, Hargreaves & Samani, Makkink, FAO Radiação, Priestley-Taylor, Jensen-Haise, Benavides & Lopez, Kharrufa, Hamon, Linacre, Tanque Classe “A” e Camargo. A eficiência do ETo-Application foi avaliada com a partir da série de dados em escala diária e mensal compreendida entre os anos de 1961 a 2005 da estação Meteorológica de Iguatu, CE. Foram utilizadas as seguintes variáveis meteorológicas: temperaturas máxima, mínima e média do ar, umidade relativa do ar, insolação, velocidade do vento. Os resultados evidenciam que o aplicativo computacional ETo-Application possibilita estimativas confiáveis da evapotranspiração de referência. Além disso, ele pode ser utilizado no monitoramento da evapotranspiração de referência.

ABSTRACT ---. This paper had the objective of to develop a computer program called ETo-Application for estimating the evapotranspiration through eight and methods as well as the intermediate calculations of the meteorological variables via different equations. The methods available in the program are: Penman-Monteith, Hargreaves & Samani, Makkink, FAO-Radiation, Priestley-Taylor, Jensen-Haise, Benavides & Lopez, Kharrufa, Hamon, Linacre, Pan Evaporation and Camargo. The efficiency of the "Application-ETo" was evaluated from the data series daily and monthly between the years 1961 to 2005 weather station Iguatu-CE, Brazil. The results show that the computer application "ETo-Application" provides reliable estimates of reference evapotranspiration. Moreover, it can be used in monitoring the reference evapotranspiration.

Palavras-chave: ET_o, Aplicativo computacional, Irrigação.

1 – INTRODUÇÃO

O termo evapotranspiração potencial foi introduzido pela primeira vez nas décadas de 1940 e 1950 por Penman (Penman, 1948; Penman, 1956). E foi definida como a quantidade de água

¹⁾ Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Sistemas Agrícolas, Dep. de Eng. de Biosistemas – ESALQ/USP, dirceuarraes@gmail.com

²⁾ Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará–campus Iguatu, mairtong@hotmail.com

³⁾ Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará–campus Iguatu, eder_ramon@hotmail.com

⁴⁾ Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará–campus Iguatu, joaquimbrancodeoliveira@gmail.com

transpirada em um determinado tempo por uma cultura verde de pequeno porte, cumprindo totalmente o solo, de altura uniforme e com o teor de água adequado no perfil de solo. Note que na definição de evapotranspiração potencial, a taxa de evapotranspiração não está relacionada a nenhuma cultura específica, tendo em vista que muitas hortaliças e culturas agrônômicas se encaixam na descrição de cultura verde pequeno porte.

Portando, para evitar as ambiguidades que existiam na definição da evapotranspiração potencial, pesquisadores da área de engenharia de irrigação propuseram um novo conceito o da evapotranspiração de referência (Doorembos e Pruitt, 1977, Allen *et al.*, 1998). Sendo a definição atual da evapotranspiração de referência (ET_o) como a taxa de evapotranspiração de uma cultura hipotética com uma altura de 0,12 m, uma resistência de superfície fixa de 70 s m^{-1} e um albedo de 0,23, muito parecida com a evapotranspiração de uma extensa superfície de grama verde de altura uniforme, crescendo ativamente, bem irrigada, e sombreamento completamente o solo (Allen *et al.*, 1998).

Existe um grande número de equações empíricas, semi-empíricas e físicas que foram desenvolvidas para estimar a ET_o a partir de dados meteorológicos, sendo a equação de Penman-Monteith parametrizada pela FAO no boletim nº 56, tornando-se padrão. Porém em muitas regiões não se dispõem de todos os dados empregados no método padrão, sendo utilizados métodos alternativos que necessitam de poucos dados de entrada (Droogers e Allen, 2002; Utset *et al.*, 2004; Arraes *et al.*, 2007; Borges e Mendiando, 2007; Gavilán *et al.*, 2007; Trajkovic, 2007; Batista *et al.*, 2009).

Portanto, o presente trabalho tem como objetivo o desenvolvimento de um aplicativo em VBA (Visual Basic for Applications) para estimativa da ET_o por diversos métodos e diferentes opções de entrada de dados meteorológicos, bem como diversas metodologias para o cálculo das variáveis meteorológicas.

2 – MATERIAL E MÉTODOS

2.1 – Desenvolvimento do programa

Desenvolveu-se um programa computacional para estimar a evapotranspiração de referência por diferentes métodos. O programa ET_o foi desenvolvido na linguagem de programação VBA usando a plataforma do Excel®.

O programa tem uma vasta opção de variáveis de entrada e de equações para estimativa dos elementos meteorológicos necessários para obtenção da ET_o . De acordo com os dados disponíveis e com o grau de precisão desejado, a evapotranspiração poderá ser obtida via ET_o -Application com base nos seguintes métodos de estimativa: Penman-Monteith FAO 56, Hargreaves & Samani

(1985), Makkink (1957), FAO Radiação (Doorenbos e Pruitt, 1977), Priestley-Taylor (1972), Jensen-Haise (1963), Benavides e Lopez (1970), Kharrufa (1985), Hamon (1961), Linacre (1977), Tanque Classe “A” e Camargo (1971).

2.2 – Desenvolvimento do programa computacional

2.2.1 – Equação de Penman-Monteith FAO 56

De acordo com Allen *et al.* (1998) a forma recomenda da equação Penman-Monteith pela FAO é:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{med} + 273} U_2 DPV}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad (1)$$

em que: ET_o - evapotranspiração de referência, mm dia⁻¹; R_n - radiação líquida total do gramado, MJ m⁻² dia⁻¹; G - densidade do fluxo de calor no solo, MJ m⁻² dia⁻¹; T_{med} - temperatura média diária do ar, °C; U_2 - velocidade do vento média diária a 2 m de altura, m s⁻¹; DPV- déficit de saturação de vapor médio diário, kPa; Δ - declividade da curva de pressão de vapor no ponto de T_m , kPa °C⁻¹; γ - coeficiente psicrométrico, kPa °C⁻¹.

Existe uma vasta quantidade de métodos na literatura para estimar os parâmetros que aparecem na equação (1). Uma vez que seria praticamente impossível incluir todos os métodos disponíveis no programa. Portanto, concentrou-se na mais recente e, em alguns casos, nas obras mais amplamente citado sobre o tema da estimativa de ET_o . A lista de métodos alternativos para estimar parâmetros que aparece nesta seção não é de forma completa, mas alternativas suficientes são incluídos para cumprir os requisitos do Programa “ETo-Application”.

2.2.2 – Pressão atmosférica (P)

Para o cálculo da pressão atmosférica Allen *et al.* (1998) recomenda-se o uso da equação 2.

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065 \cdot Z}{293} \right)^{5,26} \quad (2)$$

em que: Z – Altitude do local, m.

No entanto, o valor P pode ser obtida pela equação 3 (Jensen *et al.*, 1990).

$$P = P_o \left(\frac{T_o - \beta(Z - Z_o)}{T_o} \right)^{g/(\beta R)} \quad (3)$$

em que: P_0 – pressão atmosférica ao nível do mar, kPa; T_0 – Temperatura ao nível do mar, K; Z_0 – nível médio do mar, m; g – aceleração da gravidade, 9.81 m s^{-2} ; R – constante dos gases para ar seco, $286,9 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$; Altitude do local, m; β – gradiente vertical da temperatura do ar com altitude, $0,0065 \text{ K/m}$.

2.2.3 - Constante psicrométrica (γ)

A constante psicrométrica é obtida segundo Allen *et al.* (1998) pela equação (4):

$$\gamma = 0.665 \cdot 10^3 P \quad (4)$$

em que γ – constante psicrométrica, $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$.

Allen *et al.* (1989) e Jensen *et al.* (1990) propõem uma equação para γ semelhante à utilizada no FAO-56:

$$\gamma = \frac{c_p \cdot P}{\varepsilon \cdot \lambda} \quad (5)$$

em que: C_p – calor específico a pressão constante, $1,013 \times 10^{-3}$, $\text{MJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$; ε – coeficiente de peso molecular de vapor de água ar seco, 0,622; λ – calor latente de vaporização, MJ kg^{-1} .

O calor latente de vaporização é calculado pela seguinte equação:

$$\lambda = 2,50 - 2,361 \cdot 10^{-3} T_{med} \quad (6)$$

em que: T_{med} – temperatura média, $^\circ\text{C}$.

Doorenbos e Pruitt (1977) recomendam a seguinte equação para $\gamma(\text{mbar } ^\circ\text{C}^{-1})$:

$$\gamma = 0.671 \left[1 - 1,14 \cdot 10^{-4} Z + 5,37 \cdot 10^{-9} Z^2 \right] \quad (7)$$

2.2.4 – Pressão de saturação do Vapor (e_s)

Pressão de saturação do vapor pode ser obtida em função da temperatura pela equação de Tetens.

$$e_s = 0,6108 \exp \left(\frac{17,27 T^*}{T^* + 237,3} \right) \quad (8)$$

em que: e_s - Pressão de saturação do vapor, kPa; T^* – pode ser a temperatura máxima, mínima ou média; $^\circ\text{C}$.

O programa “ETo-Application” tem mais três possibilidade de determinação da e_s , sendo que dois métodos usam a temperatura média para determinar e_s . Doorenbos e Pruitt (1977) fornecem uma tabela mostrando valores e_s para vários valores de T_{med} . Uma alternativa é obter as estimativas usando a equação polinomial sugerido por Lowe (1977):

$$e_s = k_0 + T_{med}(k_1 + T_{med}(k_2 + T_{med}(k_3 + T_{med}(k_4 + T_{med}(k_5 + k_6 T_{med})))) \quad (9)$$

em que: e_s - Pressão de saturação do vapor, mbar; $k_0 = 0,61077961$; $k_1 = 4,436518521 \times 10^{-1}$; $k_2 = 1,428945805 \times 10^{-2}$; $k_3 = 2,650648471 \times 10^{-4}$; $k_4 = 3,301240396 \times 10^{-6}$; $k_5 = 2,034080948 \times 10^{-8}$; $k_6 = 6,13682092910 \times 10^{-11}$.

Com base numa comparação com outras quatro equações para a estimativa de e_s (mbar) a partir da temperatura do ar média (T_{med}), Kotsopoulos e Babajimopoulos (1997) recomenda uma expressão nova e melhorada na seguinte forma:

$$e_s = 6,1051 \exp \left(\frac{18,0788 T_{med} - 0,00254 T_{med}^2}{248,57 + T_{med}} \right) \quad (10)$$

Allen *et al.* (1989) e Jensen *et al.* (1990), no entanto, recomendam a seguinte equação para e_s (kPa), em que a pressão de saturação do vapor é calculada como a média de $e_s(T_{max})$ e $e_s(T_{min})$

$$e_s = \exp \left(\frac{16,78 T^* - 117}{T^* + 237,3} \right) \quad (11)$$

2.2.5 – Declividade da curva de pressão de vapor (Δ)

A declividade de curva de pressão de vapor será ser obtida através da equação 12, caso seja usada a equação de Tetens para a estimativa de e_s .

$$\Delta = \frac{4098 \left[0,6108 \exp \left(\frac{17,27 T_{med}}{T_{med} + 237,3} \right) \right]}{(T_{med} + 237,3)^2} \quad (12)$$

em que: Δ - declividade de curva de pressão de vapor; kPa °C⁻¹.

Uma expressão para o cálculo da declividade da curva de pressão de vapor pode ser obtido através da diferenciação da equação (9) em relação T_{med} .

$$\Delta = k_1 + T_{med}(2k_2 + T_{med}(3k_3 + T_{med}(4k_4 + T_{med}(5k_5 + 6k_6 T_{med})))) \quad (13)$$

em que: Δ - declividade de curva de pressão de vapor; mbar °C⁻¹, e os coeficientes k_1 a k_6 já foram definidos na equação (9).

Kotsopoulos e Babajimopoulos (1997) propõem a seguinte equação de Δ (mbar °C⁻¹):

$$\Delta = e_s \left[\frac{4650,79}{(T_{med} + 248,7)^2} - 0,00254 \right] \quad (14)$$

Enquanto que Allen *et al.* (1989) e Jensen *et al.* (1990) sugerem a seguinte equação para o cálculo de Δ (kPa °C⁻¹):

$$\Delta = \frac{4098 \exp \left[\frac{16,78 T_{med} - 117}{(T_{med} + 237,3)} \right]}{(T_{med} + 237,3)^2} \quad (15)$$

2.2.6 – Pressão parcial do vapor (e_a)

A pressão parcial do vapor pode ser calculada a partir da umidade relativa (UR). Dependendo da disponibilidade e qualidade dos dados de umidade, as diferentes equações devem ser utilizadas, em geral, a ordem seguinte de preferência:

$$e_a = \frac{e_s(T_{\min}) \frac{UR_{\max}}{100} + e_s(T_{\max}) \frac{UR_{\min}}{100}}{2} \quad (16)$$

em que: $T_{\min}$ – Temperatura mínima; °C; $T_{\max}$ – Temperatura máxima; °C; $UR_{\max}$ – Umidade relativa máxima; %; $UR_{\min}$ – Umidade relativa mínima; %.

Na ausência de dados de $UR_{\min}$ e $UR_{\max}$, e_a pode ser calculada de duas maneiras:

$$e_a = e_s(T_{\text{med}}) \frac{UR_{\text{med}}}{100} \quad (17)$$

$$e_a = \frac{UR_{\text{med}}}{100} \left[\frac{e_s(T_{\max}) + e_s(T_{\min})}{2} \right] \quad (18)$$

em que: UR_{med} - Umidade relativa média; %.

Na falta de dados de UR e como último recurso pode-se utilizar a temperatura mínima na Eq. 8 no cálculo de pressão parcial de vapor.

2.2.7 – Déficit de pressão do vapor (DPV)

O DPV pode ser estimado a partir da pressão de saturação de vapor a temperatura média do ar (T_{med}) menos a pressão de saturação de vapor a temperatura do ponto de orvalho (T_d).

$$DPV = |e_s(T_{\text{med}}) - e_s(T_d)| \quad (19)$$

em que: T_d - temperatura do ponto de orvalho; °C.

O DPV também pode ser estimado a partir da pressão de saturação de vapor a temperatura média do ar e os dados de $UR_{\min}$ e $UR_{\max}$.

$$DPV = e_s(T_{\text{med}}) \left\{ 1 - 0,01 \left[\frac{(UR_{\max} - UR_{\min})}{2} \right] \right\} \quad (20)$$

Na ausência de medição de $UR_{\min}$ e $UR_{\max}$ pode-se estimar os valores pelas equações 21 e 22.

$$UR_{\min} = 100 \frac{e_s(T_d)}{e_s(T_{\max})} \quad (21)$$

$$UR_{\max} = 100 \frac{e_s(T_d)}{e_s(T_{\min})} \quad (22)$$

Ocasionalmente pode-se substituir a pressão de saturação de vapor a temperatura de ponto de orvalho [$e_s(T_d)$] pela pressão parcial de vapor (e_a) se esta foi obtida a partir de dados medidos.

O DVP pode também ser obtido como a média da pressão de saturação de vapor a temperatura máxima e mínima menos a pressão a temperatura de ponto de orvalho (equação 23).

$$DPV = \left[\frac{e_s(T_{\max}) - e_s(T_{\min})}{2} \right] - e_s(T_d) \quad (23)$$

O DVP pode calculado a partir da média da pressão de saturação de vapor a temperatura máxima e mínima menos a pressão a temperatura de ponto de orvalho (T_d) obtida com a temperatura do bulbo seco (T_s) e a temperatura do bulbo úmido (T_u).

Ainda pode-se estimar o DVP a partir da pressão de saturação de vapor a temperatura média menos pressão de saturação de vapor a temperatura mínima.

$$DPV = |e_s(T_{med}) - e_s(T_d)| \quad (24)$$

Allen *et al.* (1998) recomenda o calculo do DVP pela diferença entre a pressão de saturação do vapor (e_s) e a pressão parcial do vapor (e_a).

$$DPV = e_s - e_a \quad (25)$$

2.2.8 – Declinação Solar (δ)

O programa “ETo-Application” tem três opções para o cálculo da declinação solar (equações 26, 28, 29):

Equação de Spencer (1971) que resulta o valor da declinação solar em radianos.

$$\delta = 0,006918 - 0,399912 \cos(X) + 0,070257 \sin(X) - 0,006758 \cos(2X) + 0,000907 \sin(2X) - 0,002697 \cos(3X) + 0,00148 \sin(3X) \quad (26)$$

em que: δ – declinação solar, radianos; X é obtido a partir da equação 27.

$$X = \frac{2\pi(DJ - 1)}{365} \quad (27)$$

em que: DJ – dia juliano, adimensional.

Equação de Duffie e Beckman (1980), em radianos:

$$\delta = 0,4093 \sin\left(\frac{2\pi}{365} DJ - 1,39\right) \quad (28)$$

Equação de Cooper (1969) em graus:

$$\delta = 23,45 \sin\left(\frac{360}{365} (DJ + 284)\right) \quad (29)$$

2.2.9 - Radiação solar diária no topo da atmosfera (R_a)

A radiação solar no topo da atmosfera (R_a) está relacionada com a época do ano (dia juliano) e a latitude (ϕ) por meio da seguinte relação:

$$R_a = \frac{1440}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s] \quad (30)$$

em que: R_a – radiação solar no topo da atmosfera, MJ m⁻² dia⁻¹; G_{sc} – constante solar, 0,0820 MJ m⁻² min⁻¹; ω_s – ângulo de radiação no momento do por do sol, radianos (equação 31); d_r – distancia relativa Terra-Sol (equação 32).

$$\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta) \quad (31)$$

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi DJ}{365}\right) \quad (32)$$

Kreider (1979) propôs a seguinte equação para quantificar a radiação solar topo da atmosfera (R_a (mm dia⁻¹)).

$$R_a = \frac{24}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s] \quad (33)$$

em que: G_{sc} – constante solar, 2 mm hora⁻¹; ω_s e d_r são calculadas pelas equações 31 e 32, respectivamente; mas a declinação solar (δ) é calculada pela equação abaixo:

$$\delta = \sin(-23,45^\circ) \cos\left[\frac{360(10,5 + DJ)}{365,25}\right] \quad (34)$$

Kotsopoulos e Babajimopoulos (1997) propõem a partir da análise de regressão não linear uma equação para estimativa de R_a .

$$R_a = M_1 + C_1 \cos\left(\frac{2\pi J_i}{12} + C_2\right) + C_3 \cos\left[\frac{4\pi J_i}{12} + C_4\right] \quad (35)$$

em que: $M_1 = 14,9425 - 0,0098 L_a - 0,00175 L_a^2$; $C_1 = -0,5801 + 0,1834 L_a - 0,00066 L_a^2$; $C_2 = 3,1365 - 0,00489 L_a + 0,000061 L_a^2$; $C_3 = 0,597 - 0,00000536 L_a^3$; $C_4 = 2,9588 - 0,00909 L_a + 0,00024 L_a^2$; L_a – latitude do lugar em graus; J_i – numero do mês ($J_i=1, 2, \dots, 12$).

2.2.10 – Radiação solar global (R_s)

A radiação solar global pode ser calculada de acordo com Allen *et al.* (1998) como:

$$R_s = \left(a + b \frac{n}{N}\right) R_a \quad (36)$$

em que: R_s – radiação solar, MJ m⁻² dia⁻¹; a e b – coeficientes locais, a = 0,25 e b = 0,50; n – número de horas de brilho solar do dia, h; N – duração máxima de brilho solar em um dia (Equação 37), h.

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (37)$$

Ögelman (1984) sugeriu outra forma de se determinar a Radiação solar global.

$$R_s = \left[0,195 + 0,672 \left(\frac{n}{N} \right) - 0,142 \left(\frac{n}{N} \right)^2 \right] R_a \quad (38)$$

Fritz e MacDnald determinou a R_s empregando a radiação solar para céu claro (R_{so}).

$$R_s = \left[0,35 + 0,61 \left(\frac{n}{N} \right) \right] R_{so} \quad (39)$$

em que: R_{so} – radiação solar para céu claro, $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

Para o caso de não se ter disponível dados de insolação medidos, Hargreaves e Samani (1985) propõem a seguinte equação para estimativa de R_s .

$$R_s = \left[K_{RS} \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} \right] R_{so} \quad (40)$$

em que: K_{RS} coeficiente de ajuste, 0,16 para áreas interioranas e 0,19 para áreas costeiras.

2.2.11 - Radiação para céu claro (R_{so})

A radiação para céu claro pode ser estimada pela soma dos coeficientes a e b da equação geral de Ångström-Prèscott (equação 36) e considerando a razão de insolação $\frac{n}{N}$ igual 1. Os coeficientes “a” e “b” da equação de Ångström-Prèscott podem variar com as condições atmosféricas e a declinação solar. Quando não se dispuserem das constantes de Ångström-Prèscott para uma determinada localidade, podem-se utilizar os valores propostos Glover e McCulloch (1958), equação 41. Como alternativa é utilizar os valores propostos por Doorenbos e Pruitt (1977) equação 42, ou ainda os valores propostos por Black *et al.* (1954) equação 43.

$$R_{so} = (0,29 \cos \varphi + 0,52) R_a \quad (41)$$

$$R_{so} = (0,25 + 0,50) R_a \quad (42)$$

$$R_{so} = (0,23 + 0,48) R_a \quad (43)$$

O FAO 56 estima a R_{so} com base na altitude do local (Allen *et al.*, 1998).

$$R_{so} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5}) R_a \quad (44)$$

2.2.12 – Balanço radiação de ondas longas (R_{nl})

A taxa de emissão de energia de onda longa é proporcional à temperatura absoluta da superfície elevada a quarta potência. Esta relação é expressa quantitativamente pela lei de Stefan-Boltzmann. De acordo com Allen *et al.* (1998) o R_{nl} pode ser estimado pela equação 45.

$$R_{nl} = \sigma \left(\frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right) \left(0,34 - 0,14 \sqrt{e_a} \right) \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right) \quad (45)$$

em que: $T_{\max,K}$ - temperatura máxima, K; $T_{\min,K}$ - temperatura mínima, K; σ - constante de Stefan-Boltzmann, $4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

Segundo Doorenbos e Pruitt (1977), o balanço radiação de ondas longas pode ser estimado da seguinte forma:

$$R_{nl} = \sigma \left(\frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right) \left(0,34 - 0,139 \sqrt{e_s(T_d)} \right) \left(0,9 \frac{n}{N} + 0,1 \right) \quad (46)$$

Vianello e Alves (1991) propuseram uma alternativa para a estimativa do R_{nl} utilizando a pressão parcial de vapor (e_a) em milibar.

$$R_{nl} = 4,8989 \cdot 10^{-9} \left(\frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right) \left(0,09 \sqrt{e_a} - 0,56 \right) \left(0,9 \frac{n}{N} + 0,1 \right) \quad (47)$$

Se os dados de pressão do vapor do ar não são disponíveis, então o saldo de radiação de ondas longas pode estimado pelas equações 48 ou 49.

$$R_{nl} = \left(a_c \frac{R_s}{R_{so}} + b_c \right) R_{nlso} \quad (48)$$

$$R_{nl} = \left(a_c \frac{n}{N} + b_c \right) R_{nlso} \quad (49)$$

em que: R_{nlso} - balanço de radiação de ondas longas para céu claro; $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; a_c e b_c coeficientes de ajuste. Segundo Wright e Jensen (1972) 1,35 e -0,35 respectivamente.

O R_{nlso} pode ser estimado por:

$$R_{nlso} = \varepsilon' \sigma (T_{med} + 273,16)^4 \quad (50)$$

em que: ε' saldo de emissividade.

Quando se dispõe apenas da temperatura o saldo de emissividade pode ser estimado pela equação de Idso e Jackson (1969), equação 51.

$$\varepsilon' = -0,02 + 0,261 \exp(-7,77 \cdot 10^{-4} T_{med}^2) \quad (51)$$

O saldo de emissividade também pode ser estimado em função da temperatura do ponto de orvalho pela equação Brunt (equação 52). Em locais onde não são disponíveis dados de umidade relativa do ar, a temperatura mínima pode ser tomada como a temperatura do ponto de orvalho, especialmente em regiões úmidas semiúmidas. Já em regiões áridas semiáridas, a temperatura mínima superestima a temperatura do ponto de orvalho, sendo necessárias calibrações para substituir a temperatura do ponto de orvalho pela temperatura mínima. Allen *et al.* (1998) recomenda subtrair 2°C da temperatura mínima para se obter a temperatura do ponto de orvalho ($T_d = T_{\min} - 2$).

$$\varepsilon' = a_d + b_d \sqrt{e_s(T_d)} \quad (52)$$

em que: a_d e b_d proposto pela FAO são respectivamente 0,34 e -0,14.

2.2.13 – Saldo de radiação (R_n)

De acordo com o princípio de balanço de radiação o R_n pode ser cálculo como:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (53)$$

em que: R_n – saldo de radiação; $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; R_{ns} – balanço de radiação de ondas curtas (equação 54); $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$;

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (54)$$

em que: α – albedo; adimensional.

Irmak *et al.* (2003) abordaram a questão dos cálculos de radiação líquida (R_n) com dados limitados e propuseram a seguinte equação:

$$R_n = -0,09T_{\max} + 0,203T_{\min} - 0,101UR_{\text{med}} + 0,687R_s + 3,97 \quad (55)$$

Sendo que a radiação solar global (R_s) é estimada pela equação 40.

2.2.14 – Fluxo de calor no solo (G)

Segundo a FAO no seu boletim número 56 (Allen *et al.*, 1998), o fluxo de calor no solo (G) precisa ser calculado apenas quando a ET_o é calculado mediante a utilização média mensal de registros climatológicos. A equação recomendada para G é:

$$G_i = 0,14(T_{\text{med},i} - T_{\text{med},i-1}) \quad (56)$$

em que: G_i – fluxo de calor no solo no mês i, $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; $T_{\text{med},i}$ – temperatura média no mês i, °C.

O fluxo de calor no solo também pode ser estimado pela equação 57.

$$G_i = 0,07(T_{\text{med},i} - T_{\text{med},i-1}) \quad (57)$$

2.2.15 – Equação de Hargreaves e Samani (1985)

O modelo proposto por Hargreaves & Samani (1985) para estimar a ET_o (mm d^{-1}) considera as variáveis latitude, temperatura diária máxima, média e mínima, e é expresso pela seguinte equação:

$$ET_o = 0,023 \left(\frac{R_a}{2,45} \right) (T_{\max} - T_{\min})^{0,5} (T_{\text{med}} + 17,8) \quad (58)$$

2.2.16 – Equação de Makking (1957)

A equação para estimativa da evapotranspiração de referência, a partir da medição da radiação solar, foi proposta por Makkink (1957):

$$ET_o = 0,61 \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \left(\frac{R_s}{2,45} \right) - 0,12 \quad (59)$$

2.2.16 – Equação de FAO Radiação (Doorenbos e Pruitt, 1977)

Doorenbos e Pruitt (1977) apresentam o método FAO-radiação para estimação da ET_o , usando a radiação solar global, umidade relativa e velocidade do vento. A equação é descrita de seguinte forma:

$$ET_o = -0,3 + c_1 \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_s}{2,45} \right) \quad (60)$$

Sendo que Frevert et al. (1983) desenvolveram uma equação polinomial para a estimar o parâmetro c_1 utilizado no método e é escrito da seguinte forma:

$$c_1 = 1,0656 - 1,2795 \cdot 10^{-3} UR_{med} + 4,4953 \cdot 10^{-2} U_2 - 2,0033 \cdot 10^{-4} UR_{med} U_2 - 3,1508 \cdot 10^{-5} UR_{med}^2 - 1,1026 U_2^2 \quad (61)$$

2.2.17 – Equação de Priestley-Taylor (1972)

A abordagem feita por Priestley-Taylor (1972) para estimar a ET_o a partir de uma extensa superfície molhada sob condições de advecção mínima. Portanto, assume que o termo aerodinâmico da equação de Penman (1948) corresponde apenas a uma porcentagem do termo do balanço de energia, sendo é descrito como:

$$ET_o = \alpha_{PT} \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \right) 0,408 \quad (62)$$

em que: α_{PT} varia de 1,08 a 1,34. Preferir 1,26.

2.2.18 – Equação de Jensen e Haise (1963)

Para regiões áridas e semiáridas, Jensen-Haise (1963) apresentaram a seguinte equação parametrizada por Jensen para o cálculo da evapotranspiração de referência:

$$ET_o = [C_t (T_{med} - T_j) R_s] 0,0171 \quad (63)$$

em que: R_s – radiação solar global, $\text{cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$; C_t e T_j são parâmetros da equação. Sendo C_t calculado pelas equações 62,63 e 64; T_j é calculado pela equação 67.

$$C_t = \frac{1}{(C_1 + 7,3CH)} \quad (64)$$

$$C_1 = 38 - 2 \frac{Z}{305} \quad (65)$$

$$CH = \frac{5,0}{[e_s(T_{\max}) - e_s(T_{\min})]} \quad (66)$$

$$T_J = -2,5 - 1,4[e_s(T_{\max}) - e_s(T_{\min})] - \frac{Z}{550} \quad (67)$$

2.2.19 – Equação de Benavides e Lopez (1970)

Este método relaciona a temperatura e a umidade relativa do ar com a evapotranspiração de referência, através da seguinte equação:

$$ET_o = 1,21 \cdot 10^{\frac{7,45T_{med}}{234,7+T_{med}}} (1 - 0,01UR_{med}) + 0,21T_{med} - 2,30 \quad (68)$$

2.2.20 – Equação de Kharrufa (1985)

A equação foi desenvolvida por Kharrufa (1985) a partir da relação entre ET_o e a porcentagem de insolação máxima diária, conforme a relação:

$$ET_o = 0,34p \cdot T_{med}^{1,3} \quad (69)$$

em que: p – porcentagem de insolação máxima diária, em relação ao horário de insolação teórico do anual.

2.2.21 – Equação de Hamon (1961)

O método foi desenvolvido por Hamon (1961) e é expresso pela equação abaixo:

$$ET_o = 0,55 \left(\frac{N}{12} \right)^2 \left(\frac{4,95 \exp(T_{med})}{100} \right) 25,4 \quad (70)$$

2.2.21 – Equação de Linacre (1977)

A evapotranspiração de referência pelo método de Linacre (1977) pode ser obtida em função da altitude, latitude e das temperaturas diárias máxima, mínima e do ponto de orvalho, através da equação abaixo:

$$ET_o = \frac{700 \left[\frac{T_{med} + 0,006Z}{100 - |\phi|} \right] + 15(T_{med} - T_d)}{80 - T_{med}} \quad (71)$$

2.2.22 – Equação de Tanque Classe A

A estimativa de ET_o pelo Tanque Classe “A” foi calculada através da equação 72:

$$ET_o = ETCA \cdot Kp \quad (72)$$

em que: Kp – coeficiente do tanque, adimensional; ETCA – evaporação do Tanque Classe “A”, mm dia⁻¹.

Os valores do coeficiente do tanque (Kp) podem ser obtidos através de tabelas (DOORENBOS & PRUITT, 1977) ou através das equações de Cuenca (1989) e Snayder (1992), equações 73 e 74 respectivamente. Para utilizar algum dos métodos para o cálculo do Kp é necessário que o usuário tenha informações diárias referentes a umidade relativa do ar e velocidade do vento a 2 m de altura, não se dispondo desses dados a opção é usar valores do Kp tabelado.

$$Kp = 0,475 + 2,4 \cdot 10^{-4} U_2 + 5,16 \cdot 10^{-3} UR_{med} + 1,18 \cdot 10^{-3} B - 1,6 \cdot 10^{-5} (UR_{med})^2 - 1,01 \cdot 10^{-6} B^2 - 8,0 \cdot 10^{-9} (UR_m)^2 u_2 - 1,0 \cdot 10^{-8} (UR_m)^2 B \quad (73)$$

$$Kp = 0,482 + 0,024 \ln(B) - 0,000376 \cdot U_2 + 0,0045 \cdot UR_{med} \quad (74)$$

em que: B – bordadura da área com grama, m.

2.2.22 – Equação de Camargo (1971)

Este modelo foi apresentado por Camargo (1971) baseando-se em resultados da evapotranspiração de referência para mais de uma centena de localidades.

$$ET_o = 0,01 \cdot k \cdot R_a \cdot T_{med} \quad (75)$$

em que: k – fator de ajuste.

O fator de ajuste é definido da seguinte forma: 1,00 para temperatura média do ar (T_{med}) até 23,5 °C; 1,05 para T_{med} de 23,6 a 24,5 °C; 1,10 para T_{med} de 24,6 a 25,5 °C; 1,15 para T_{med} de 25,6 a 26,5 °C; 1,20 para T_{med} de 26,6 a 27,5 °C e 1,30 para T_{med} superior a 27,5 °C.

2.3 – Análise estatística

O programa ET_o-Application tem a opção de gerar análise de comparação dos métodos de estimativa da ET_o, tendo padrão o método de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998). Sendo utilizados os seguintes indicadores estatísticos: erro médio (EM) em mm dia⁻¹; erro padrão de estimativa (EPE) em mm dia⁻¹; erro percentual médio (EPM) em %; razão entre as médias (ξ) em %; coeficiente angular (β_1); coeficiente de determinação (r^2); índice de Willmontt *et al.* (1985) (id) e o índice de confiança proposto por Camargo e Sentelhas (1997) (c) equações 76 a 83.

$$EM = \frac{\sum_{i=1}^w (y_i - x_i)}{n} \quad (76)$$

$$EPE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^w (y_i - x_i)^2}{n}} \quad (77)$$

$$EPM = \frac{EM}{x} \cdot 100 \quad (78)$$

$$\xi = \frac{\bar{y}}{\bar{x}} \cdot 100 \quad (79)$$

$$\beta_1 = \frac{\sum_{i=1}^w (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^w (x_i - \bar{x})^2} \quad (80)$$

$$r^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^w (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y}) \right]^2}{\sum_{i=1}^w (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^w (y_i - \bar{y})^2} \quad (81)$$

$$id = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^w (y_i - x_i)^2}{\sum_{i=1}^w (|y_i - \bar{x}| + |x_i - \bar{x}|)^2} \right] \quad (82)$$

$$c = id \cdot \sqrt{r^2} \quad (83)$$

em que: n – número de dados; x_i – valor ET_o estimada pelo método Penman-Monteith; y_i – valor de ET_o estimada pelo outros métodos; $\bar{x}$ – valor da média da ET_o estimada pelo método Penman-Monteith; $\bar{y}$ – valor da média da ET_o estimada pelo demais métodos.

2.4 – Exemplo de aplicação

Para validação do ETo-Application foi realizada comparando-se os resultados obtidos pelo método de Penman-Monteith gerados por este, e pelos valores do software REF-ET Version 3.1 (Allen, 2012). A série de dados utilizada em escala diária e mensal compreendida entre os anos de 1961 a 2005, oriundos da Estação Climatológica Principal (ECP) de Iguatu, pertencente à rede de observações meteorológicas de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), cujas coordenadas geográficas são 06° 24' 48" de latitude sul e 39° 24' 42" de longitude oeste e altitude de 217 m. A área em estudo está inserida na zona climática classificada por Köppen como do tipo BSw'h', clima quente e semiárido, caracterizado pela insuficiência das chuvas, com temperaturas elevadas acarretando numa forte evaporação.

3 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

Utilizando o linguagem Visual Basic Applications (VBA) na plataforma do Microsoft Excel® criou-se o aplicativo “ETo-Application”. O aplicativo parte de uma tela inicial (Figura 1a), onde se

têm as opções de informações sobre os autores, ajuda e iniciar. Ao clicar na opção “INICIAR”, abre-se o formulário para que o usuário possa escolher quais as variáveis disponíveis para localidade em estudo (Figura 1b).



Figura 1 – Tela inicial (a) e Tela de seleção das variáveis de climáticas disponíveis (b)

Logo após a escolha dos elementos meteorológicos disponíveis, o aplicativo abre a planilha para entrada de dados (Figura 2). Para o exemplo de aplicação tinham os seguintes disponíveis os dados de temperatura máxima, mínima e média, umidade relativa, insolação e a velocidade do vento. Nessa planilha tem as opções de calcular, ir para os resultados intermediários, resultados dos valores de ET_o , análise estatística, tela inicial e limpar os dados.

CALCULAR RESULTADOS INTERMEDIÁRIOS RESULTADOS ET_o ESTATISTICA TELA INICIAL LIMPAR DADOS														
Ano	Mês	Dia	Tx(°C)	Tn(°C)	Tm(°C)	UR(%)	INS(horas)	u(m/s)						
2011	1	15	33.2	23.1	28.2	66.9	7.0	1.9						
2011	2	15	32.1	22.7	27.4	75.1	7.1	1.8						
2011	3	15	31.3	22.6	27.0	80.2	6.7	1.7						
2011	4	15	30.9	22.5	26.7	81.7	7.2	1.6						
2011	5	15	30.8	21.7	26.2	79.0	7.8	2.0						
2011	6	15	30.9	20.7	25.8	71.7	8.2	2.5						
2011	7	15	31.9	20.5	26.2	61.9	8.6	3.0						
2011	8	15	33.6	20.9	27.3	52.5	9.6	3.2						
2011	9	15	34.8	21.8	28.3	49.1	9.6	2.8						
2011	10	15	35.7	22.9	29.3	48.1	9.6	3.0						
2011	11	15	35.6	23.3	29.4	49.4	9.0	2.9						
2011	12	15	35.1	23.5	29.3	52.9	8.2	2.7						

Figura 2 – Planilha para entrada dos dados climáticos

O botão “CALCULAR” é responsável pela abertura da janela para entrada das informações gerais sobre a localidade e bem como as escolhas das equações para a estimativa das diferentes variáveis meteorológicas necessárias para o cálculo da ET_o (Figura 3). Depois de preenchidas todas as informações escolhe-se os métodos para o cálculo da ET_o , tendo em vista as informações disponíveis. Logo após clica-se no botão “CALCULAR” para obter os resultados.

The figure displays five sequential screenshots of the ET₀-Application software interface, showing the process of selecting calculation methods for various climatic variables. Each screen includes a top navigation bar with tabs: 'Dados Gerais', 'Const. Psicrométrica', 'DPV', 'BOC', 'BOL', 'Rn e G', and 'ET₀'. The interface is organized into sections with checkboxes for different models and equations, and navigation buttons like 'LIMPAR DADOS', 'PRÓXIMO', 'ANTERIOR', and 'SALVAR'. A 'CALCULAR' button with a calculator icon is also present. At the bottom of each screen, there is a 'BOA NOITE' button and a date display showing '6/21/2012'.

Screenshot 1: Dados Gerais
 Fields: Nome do local, Altitude do local (Metros), Latitude do local (Graus), Altura do anemômetro (Metros).
 Escala de Tempo: ☐ Dados Mensais, ☐ Dados Diários, ☐ Outra Escala.
 Buttons: LIMPAR DADOS, PRÓXIMO, SALVAR, CALCULAR.

Screenshot 2: Pressão Atmosférica
 Seção: Pressão Atmosférica.
☐ Modelo de Allen et al (1998)
☐ Modelo de Jensen et al (1990)
☐ Dados Medidos
 Seção: Constante Psicrométrica.
☐ Modelo de Allen et al (1998)
☐ Modelo de Jensen (1990)
☐ Modelo de Doorenbos & Pruitt (1977)
 Buttons: PRÓXIMO, ANTERIOR, SALVAR, CALCULAR.

Screenshot 3: Pressão de saturação do vapor (es) and Déficit de pressão de vapor (DPV)
 Seção: Pressão de saturação do vapor (es).
☐ Modelo de Tetens (Tmax e Tmin)
☐ Modelo de Love (1977) (Tmed)
☐ Modelo de Kotsopoulos and Babajmopoulos (1997) (Tmed)
☐ Modelo de Jensen et al (1990) (Tmax e Tmin)
 Seção: Pressão de parcial do vapor (ea).
☐ Equação ea (Tmed, UR)
☐ Equação ea (Tmax, Tmin, UR)
☐ Equação ea (Tmin)
☐ Equação ea (Tmax, Tmin, URmin, URmax)
☐ Dados medidos
 Seção: Déficit de pressão de vapor (DPV).
☐ DPV (Tmed, To, es)
☐ DPV (Tmax, Tmin, Ts, Tu, es)
☐ DPV (Tmed, URmax, URmin, es)
☐ DPV (es, Tmed, Tmin)
☐ DPV (Tmax, Tmin, To, es)
☐ DPV (es, ea)
 Buttons: PRÓXIMO, ANTERIOR, SALVAR, CALCULAR.

Screenshot 4: Declinação Solar and Radiação no topo da atmosfera
 Seção: Declinação Solar.
☐ Equação de Spencer (1971)
☐ Equação de Duffie e Bedford (1980)
☐ Equação de Cooper (1969)
 Seção: Radiação no topo da atmosfera.
☐ Equação de Allen et al (1998)
☐ Equação de Kreider (1977)
☐ Equação de Kotsopoulos & Babajmopoulos (1997)
 Seção: Radiação Solar Global.
☐ Equação de Allen et al (1998)
☐ Equação de Hargreaves e Samani (1984)
☐ Equação de Orgenian (1980)
☐ Equação de Fritz e MacDonald (Roo)
☐ Dados Medidos
 Buttons: PRÓXIMO, ANTERIOR, SALVAR, CALCULAR.

Screenshot 5: Radiação para céu claro and Balanço de ondas longas
 Seção: Radiação para céu claro.
☐ Equação de Ångström-Préscott (FAO56)
☐ Equação de Ångström-Préscott (FAO24)
☐ Equação de Ångström-Préscott (Glover-MacCulloch)
☐ Equação de Ångström-Préscott (Black)
 Seção: Balanço de ondas longas.
☐ Equação de Allen et al (1998)
☐ Equação em função do BOL para céu claro
☐ Equação de Doorenbos & Pruitt (1997)
☐ Equação de Vianello e Alves (1991)
 Seção: BOL céu claro.
☐ Equação em função da radiação global
☐ Equação em função da insolação
 Seção: Saldo de emissividade.
☐ Equação do Idso e Jackson (Tmed)
☐ Equação de Brunt (To)
 Buttons: PRÓXIMO, ANTERIOR, SALVAR, CALCULAR.

Screenshot 6: Métodos ETo
☐ Penman-Monteith
☐ Hargreaves & Samani (1985)
☐ FAO Radiação (1977)
☐ Makino (1957)
☐ Priestley & Taylor (1972)
☐ Tanque Classe "A"
☐ Benevides & Lopez (1970)
☐ Jensen & Haise (1963)
☐ Khamraba (1985)
☐ Hamon (1961)
☐ Limaire (1997)
☐ Camargo (1974)
 Seção: Análise Estatística.
☐ Análise de Erro (Allen et al., 1998)
☐ Índice de Wilcoxon (1981)
☐ Análise de Regressão
☐ Índice de Confiança (c)
 Buttons: ANTERIOR, SALVAR, CALCULAR.

Figura 3 – Telas com as opções para estimativa das diferentes variáveis climáticas necessárias para obtenção ET₀ pelos diferentes métodos disponíveis no ET₀-Application

A comparação da estimativa de evapotranspiração referência pelo método de Penman-Monteith obtida com programa “ET₀-Application” e valores de ET₀ calculados a partir do REF-ET (Allen, 2012), apresentaram estimativas semelhantes de ET₀ nas diferentes escala de tempo, mensal

(Figura 4a) e diária (Figura 4b). Os valores de ET_0 obtidos pelo programa “ETo-Application” se ajustam muito bem com aqueles obtidos pelo REF-ET, apresentando coeficiente de determinação de 0,999 em ambas as escalas de tempo analisadas.

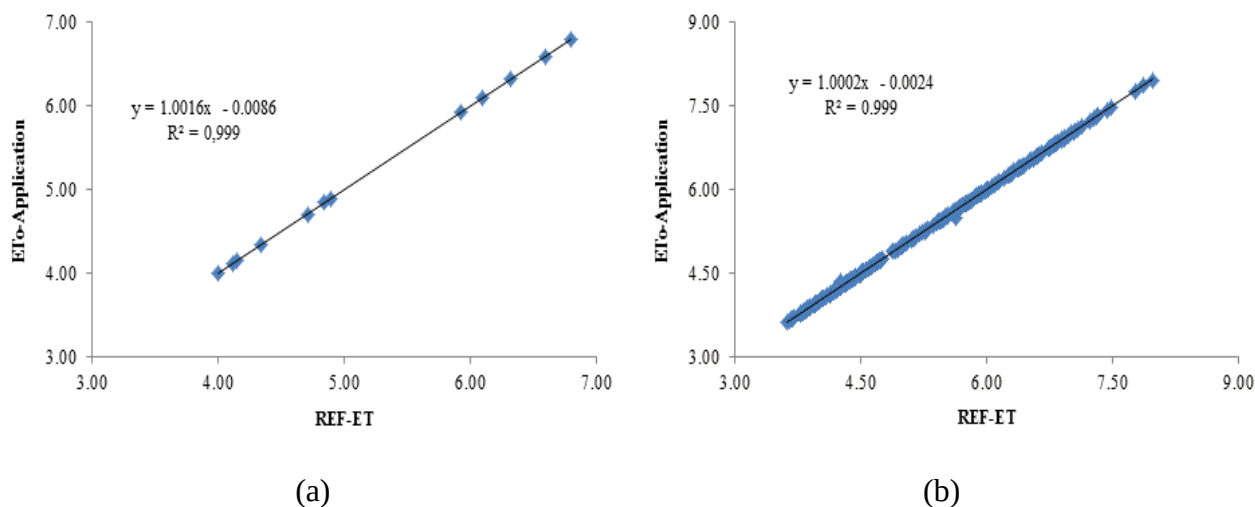


Figura 4 – Comparação entre os softwares REF-ET e ETo-Application na estimativa da ET_0 (mm dia^{-1}) pelo método de Penman-Monteith com base em dados mensais (a) e diários (b) da estação meteorológica de Iguatu, CE

4 – CONCLUSÕES

O aplicativo ETo-Application mostrou-se uma ferramenta eficiente para estimativa da ET_0 nas diferentes escalas analisadas, sendo de fácil utilização e apresentando uma interatividade com o usuário, portanto, apresenta-se como uma alternativa para uso tanto no meio científico e no meio profissional devido ao grande número de opções de entrada dados meteorológicos e diferentes equação de estimativa tantos variáveis meteorológicas e dos métodos de ET_0 .

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, R. G., JENSEN, M. E., WRIGHT, J. L., BURMAN, R. D. (1989). “Operational estimates of reference evapotranspiration.” *Agron. J.* ,81, 650–662.
- ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. (1998). *Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements*. Food and Agricultural Organization of the United Nations (FAO) Irrigation and Drain. Paper No. 56 , Rome.
- ARRAES, F. D. D.; OLIVEIRA, J. B.; GONÇALVES, J. L. G.; CARVALHO, F. W. A.; PEREIRA, A. N. (2007). “Estimativa da evapotranspiração de referência para a cidade de Iguatu – CE.” In: I Workshop Internacional de Inovações Tecnológicas na Irrigação & I Conferência sobre Recursos Hídricos do Semiárido Brasileiro, 2007, Sobral – CE. Anais... INSTITUTO INOVAGRI: Sobral – CE, 2007.

- BAUTISTA, F.; BAUTISTA, D.; DELGADO-CARRANZA, C. (2009). "Calibration of the equations of Hargreaves and Thornthwaite to estimate the potential evapotranspiration in semi-arid and subhumid tropical climates for regional applications." *Atmósfera*, v. 22, n. 4, p. 331-348.
- BENEVIDES, J. G.; LOPEZ, D. (1970) "Formula para el calculo de la evapotranspiracion potencial adaptada al tropico (15° N - 15° S)". *Agronomia Tropical*, Maracay, v. 20, n.5, p. 335-345.
- BLACK, J.N., BONYTHON, C.W., PRESCOTT, J.A., (1954). "Solar radiation and the duration of sunshine." *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 80: p.231-235.
- BORGES, A.C., MEDIONDO, E.M. (2007). "Comparação entre equações empíricas para estimativa da evapotranspiração de referência na Bacia do Rio Jacupiranga." *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande, PB, v.11, n.3, p.293–300.
- CAMARGO, A. P. (1971). *Balanço hídrico no estado de São Paulo*. 3. ed. Campinas: IAC, 24 p. (Boletim, n. 116).
- CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. (1997). "Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo." *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v. 5, n. 1. pp. 89-97.
- CUENCA, R. H. (1989). *Irrigation system design an engineering approach*. New Jersey: Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 133p.
- DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. (1977). *Guidelines for predicting crop water requirements*. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) Irrigation and Drain. Paper No. 24 , Rome.
- DROOGERS, P., ALLEN, R.G. (2002). "Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions." *Irrigation Drainage System*, v. 16, p. 33–45.
- GAVILÁN, P., BERENGENA, J., ALLEN, R.G. (2007). "Measuring versus estimating net radiation and soil heat flux: impact on Penman–Monteith reference ET estimates in semiarid regions." *Agricultural Water Management*, v.89, n. 3, p. 275–286.
- GLOVER, J.; MCCULLOCH, J. S. G. (1958). "The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine." *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.84, p.172-175.
- HAMON, W. R. (1961). "Estimating potential evapotranspiration." *Journal of Hydraulics Division ASCE* , Nova Iorque, v. 87, n. 3, pp. 107-120.
- HARGREAVES, G.H.; SAMANI, Z.A. (1985). "Reference crop evapotranspiration from temperature." *Applied Engineered Agricultural*, v. 1, n. 2, p. 96–99.
- IRMAK, S.; IRMAK, A.; JONES, J. W.; HOWELL, T. A.; JACOBS, J. M.; ALLEN, R. G.; HOOGENBOOM, G. (2003). "Predicting daily net radiation using minimum climatological data." *J. Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 129, n. 4, pp. 256–269.
- JENSEN, M. E.; BURMAN, R. D.; ALLEN, R. G. (1990). *Evapotranspiration and irrigation water requirements*. ASCE manuals and reports on engineering practice No. 70 , ASCE, New York.

- JENSEN, M.E.; HAISE, H.R. (1963). “*Estimating evapotranspiration from solar radiation.*” Journal of Irrigation Drainage Division, ASCE, New York, v.89, n.1, p.15-41, 1963.
- KHARRUFA, N. S. (1985). “*Simplified equation for evapotranspiration in arid regions.*” Beiträge zur Hydrologie, Kirchzarten, Sonderheft, v. 5, n.1, pp.39-47, 1985.
- KOTSOPOULOS, S.; BABAJIMOPOULOS, C. (1997). “*Analytical estimation of modified Penman equation parameters.*” Journal of Irrigation and Drainage Engineering, v.123, n.4, pp. 253–256.
- KREIDER, J. F.(1979). *Medium and high temperature solar process*. Academic, New York.
- LINACRE, E.T. (1977). “*A simple formula for estimating evapotranspiration rates in various climates, using temperature data alone.*” Agricultural Meteorology, Amsterdam, v.18, n.1, pp.409-424.
- LOWE, P. R. (1977). “*An approximating polynomial for the computation of saturation vapor pressure.*” Journal Applied Meteorology, v. 16, p. 100–103.
- MAKKINK, G.F. (1957). “*Ekzameno de la formula de Penman.*” Neth. Journal Agricultural Science, Amsterdam, v.5, n.1, pp.290-305.
- PENMAN, H. L. (1956). “*Evaporation : an Introductory Survey*”. Neth. J. Agric. Sci, n. 4, p. 9 – 29.
- PENMAN, H.L. (1948). “*Natural evaporation from open water, bare soil, and grass*”. Proceedings of the Royal Society, London A 193, 120–146.
- PRIESTLEY, C.H.B.; TAYLOR, R.J. (1972). “*On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters.*” Monthly Weather Review, Washington, v.100, n.1, pp.81-92.
- SNAYDER, R.L. (1992). “*Equation for evaporation pan to evapotranspiration conversion.*” Journal of Irrigation and Drainage Engineering, New York, v. 118, n. 6, pp. 977-980.
- TRAJKOVIC, S. (2007). “*Hargreaves versus Penman-Monteith under humid conditions.*” Journal of Irrigation and Drainage Engineering, v.131, n.1, p. 38–42.
- UTSET, A.; FARRÉ, I.; MARTÍNEZ-COB A. (2004). “*Comparing Penman–Monteith and Priestley–Taylor approaches as reference-evapotranspiration inputs for modeling maize water-use under Mediterranean conditions.*” Agricultural Water Management, v.66, p. 205–219.
- VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. (1991). *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa, UFV. 449p.
- WRIGHT, J. L.; JENSEN, M. E. (1972). “*Peak water requerements of crops in Southern Idaho.*” Journal of the Irrigation and Drainage Division-ASCE, New York, v. 96, n. 1, p. 193-201.