**1 - Revisão**

Sentelhas *et al.* (2008) compararam o uso de dois métodos para estimar a evapotranspiração potencial e calcular o Balanço Hídrico Climatológico para o Brasil, sendo esses dois métodos o de Thornthwaite (1948) e o de Penman-Monteith.

Os autores concluíram que o uso do método de Penman-Monteith gera informações mais acuradas, principalmente para utilização no planejamento agrícola e hídrico, bem como para projetos voltados a irrigação e drenagem.

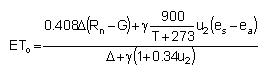
A Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (Food and Agriculture Organization of the United States - FAO) que possui objetivo de aumentar a capacidade da comunidade internacional para de forma eficaz e coordenada, promover o suporte adequado e sustentável para a Segurança Alimentar e Nutrição global, encoraja a utilização do método de Penman-Monteith ressaltando a necessidade da padronização dos dados meteorológico e indicando este método como o método padrão para o cálculo da ET0.

**2 - Material e métodos**

Para calcular a evapotranspiração para cada estação, utilizou-se o modelo descrito pela FAO, também referido como procedimento alternativo para cálculo do ET0 para situações onde algumas variáveis climáticas estejam faltando.

De acordo com este autor, mesmo onde o conjunto de dados possui apenas temperatura máxima e mínima, é possível obter estimativas adequadas para um período de 10 dias ou mensal com a equação FAO Penman-Monteith. Os dados de radiação podem ser derivados a partir da diferença de temperatura do ar, ou, juntamente com os dados de velocidade do vento e umidade, podem ser importados das estações climáticas próximas. Os dados de umidade, também podem ser estimados a partir da temperatura mínima diária do ar.

A equação usa registros climatológicos padrão de radiação solar, temperatura do ar, umidade e velocidade do vento:



Onde:

ET0 é a evapotranspiração de referência [mm dia-1],

Rn radiação de rede na superfície da plantação [MJ m-2 dia-1], net radiation at the crop surface [MJ m-2 day-1],

G densidade do fluxo de calor do solo [MJ m-2 dia-1],

T temperatura do ar diária média a 2 m de altura [°C],

u2 velocidade do vento a 2 m de altura [m s-1],

es pressão de saturação do vapor saturation vapour pressure [kPa],

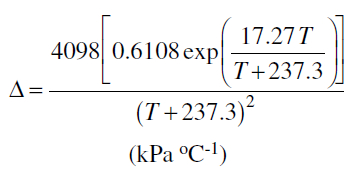
ea pressão de vapor atual actual vapour pressure [kPa],

es - ea déficit da pressão do vapor de saturação saturation vapour pressure deficit [kPa],

D curva da declividade da pressão de vapor slope vapour pressure curve [kPa °C-1],

g constante psycrométrica psychrometric constant [kPa °C-1].

**- Slope of saturation vapor pressure curve (Δ)**

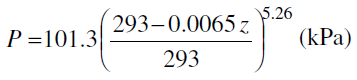


Onde T é a média diária da temperatura do ar entre Tmax e Tmin.

**- Constante Psychrométrica (g) obtida pela seguinte equação:**

C:\ROMARIO\1 - HD USB\Doutorado\Pádua\Good work\Borga\parte formula 2.PNG

Onde P é a pressão atmosférica obtida em função da altitude usando:



z é a altitude local (m).

**- Actual vapor pressure (ea):**

Na ausência de RHmax e RHmin, pode-se usar a seguinte equação para estimar ea:

http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e0m.gif

Onde RHmean é a umidade relativa média, definida como a média entre RHmax e RHmin.

**- Mean saturation vapor pressure (es)**

Como a pressão de saturação do vapor é relacionada à temperatura do ar, pode ser estimada a partir da temperatura do ar. Esta relação é expressa por:

http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e0g.gif

Onde:

e°(T) pressão de saturação do vapor à temperatura do ar T [kPa],

T temperatura do ar [°C],

exp[..] 2.7183 (base natural logarítmica) elevado à [..].

Devido à não linearidade das equações acima, a pressão de saturação do vapor média para um dia, semana, 10 dias ou mês, deve ser computada como a média entre a pressão de saturação do vapor na temperatura média do ar máxima e mínima diária para o período:

http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e0h.gif

**- Net radiation (Rn)**

The net radiation (Rn) é a diferença entre a net shortwave radiation (Rns) de entrada e a net longwave radiation (Rnl) de saída:

Rn = Rns - Rnl

**- Net solar or net shortwave radiation (Rns)**

A net shortwave radiation resultante do balanço entre radiação solar de entrada e a refletida é dada por:

Rns = (1-a)Rs

onde:

Rns net solar or shortwave radiation [MJ m-2 day-1],

a albedo ou coeficiente de reflexão do dossel, o qual é 0,23 para a referência hipotética de grama [sem dimensão],

Rs radiação solar de entrada [MJ m-2 day-1].

**- Radiação Solar (Rs)**

Calculada pela equação de Hargreaves.

C:\ROMARIO\1 - HD USB\Doutorado\Pádua\Good work\Borga\parte formula 5.PNG

onde o coeficiente kRs é um coeficiente de ajuste empírico que diferencia regiões costeiras e de interior. Para as regiões de interior, onde massas de terra predominam e massas de ar não são tão fortemente influenciadas por um grande corpo d'água, como o oceano por exemplo, kRs assume um valor próximo a 0,16, enquanto que em locais de costa, que são mais influenciados por um grande corpo d'água, kRs assume um valor próximo a 0,19. Portanto, a equação prévia recebe a seguinte formulação neste estudo:

C:\ROMARIO\1 - HD USB\Doutorado\Pádua\Good work\Borga\parte formula 6.PNG

onde Ra é radiação extraterrestre.

**- Radiação Extraterrestre para períodos diários (Ra)**

A Radiação extraterrestre, Ra, para cada dia do ano e para latitudes diferentes pode ser estimado a partir da constante solar, a declinação solar e a época do ano por:

http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e0u.gif

onde

Ra radição extraterrestre [MJ m-2 day-1],

Gsc constante solar = 0.0820 MJ m-2 min-1,

dr distância relativa inversa Terra - Sol,

ωs ângulo horário do pôr do sol [rad],

φ latitude [rad],

δ declinação solar [rad].

A distância relativa inversa Terra - Sol, dr, e a declinação solar, d, são dados por:

http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e0w.gif

e:

http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e0x.gif

onde J é o número do dia no ano entre 1, para 1º de janeiro a 365 ou 366, em 31 de dezembro, também conhecido como dia Juliano.

O ângulo horário do pôr do sol, ωs*,* é dado por:

ωs = arccos [-tan (φ)\* tan (δ)]

**- Radiação de ondas curtas em céu limpo Clear-sky shortwave radiation (Rso).**

Este parâmetro é usado para calcular o net long wave radiation:

C:\ROMARIO\1 - HD USB\Doutorado\Pádua\Good work\Borga\parte formula 7.PNG

no qual Z é a altitude (m).

**- Net longwave radiation (Rnl)**

A taxa de emissão de energia de ondas longas é proporcional a temperatura absoluta da superfície elevada ao expoente 4. Esta relação é expressa quantitativamente pela lei de Stefan-Boltzmann. A net energy flux que deixa a superfície da Terra é, contudo, menos que aquela emitida e dada pela lei de Stefan-Boltzmann devido a absorção e diminuição da radiação do céu. O vapor da água, nuvens, dióxido de carbono e poeira absorvem (são absorvedores) e emitem radiação de ondas longas. As suas concentrações devem ser conhecidas quando se avalia a net outgoing flux. Como umidade e nebulosidade possuem um papel importante, a lei de Stefan-Boltzmann é corrigida por esses dois fatores quando estima a net outgoing flux of longwave radiation. Assumisse que a concentração dos outros absorvedores seja constante:

http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e18.gif

onde

Rnl net outgoing longwave radiation [MJ m-2 dia-1],

α constante de Stefan-Boltzmann [4.903 10-9 MJ K-4 m-2 dia-1],

Tmax, K^4 temperatura absoluta máxima durante o período de 24h [K *=* °C *+* 273.16],

Tmin, K^4 temperatura absoluta mínima durante o período de 24h [K = °C + 273.16],

ea actual vapour pressure [kPa],

Rs/Rso radiação de onda curta relativa (limitada a £ 1.0),

Rs radiação solar medida ou calculada [MJ m-2 dia-1],

Rso radiação de céu limpo calculada [MJ m-2 dia-1].

BIBLIOGRAFIA

SENTELHAS, P. C.; SANTOS, D. L.; MACHADO, R. E. **Water deficit and water surplus maps for Brazil, based on FAO Penman-Monteith potential evapotranspiration.** Ambi-Agua, Taubaté, v. 3, n. 3, p. 28-42, 2008. (doi:10.4136/ambi-agua.59)

FAO. Food and Agriculture Organization of the United States. http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e06.htm