

Capítulo 2

O processo de evapotranspiração

Maurício Antonio Coelho Filho
Francisco Adriano de Carvalho Pereira
Luiz Roberto Angelocci
Eugênio Ferreira Coelho
Greice Ximena Santos Oliveira

Definições e conceitos

O consumo de água de uma cultura normalmente refere-se à água transferida para a atmosfera pelos processos de evaporação da superfície do solo e pela transpiração da planta, ou seja, à evapotranspiração.

Em razão da grande diversidade de termos existentes na literatura, utilizados na definição do processo de evapo(transpi)ração, muitas dificuldades têm surgido para a compreensão desse importante fenômeno de transformação física. Dessa maneira, faz-se necessário um conhecimento claro a respeito de definições, quando se trata da quantificação da evapotranspiração e do requerimento de água das culturas, viabilizando o intercâmbio de trabalhos realizados em condições diferentes.

A evapotranspiração pode ser definida como a soma da quantidade de água perdida por uma superfície coberta com vegetação, por meio da evaporação direta da superfície do solo e da água perdida pelas plantas por transpiração.

O termo evapotranspiração potencial (ET_p) foi introduzido na literatura especializada por Thornthwaite (1948), que a definiu como a água utilizada por uma extensa área vegetada, em crescimento ativo e cobrindo totalmente a superfície do terreno, em condições ótimas de umidade do solo. Posteriormente, Penman (1956) estabeleceu que o tipo de vegetação a ser tomada como referência deveria ser baixa e de altura uniforme, sendo a grama adotada como padrão, em virtude da sua utilização como cobertura do solo em estações meteorológicas. Jensen et al. (1971) introduziram o termo evapotranspiração de referência (ET_o), utilizando as condições de contorno propostas por Thornthwaite e aplicando-as à cultura da alfafa (*Medicago sativa L.*), com altura de 0,3 m a 0,5 m, numa dada condição climática, com área tampão de 100 m aproximadamente. Uma das razões apresentadas para a escolha da alfafa como cobertura vegetal de referência é o argumento de que o seu porte seria mais representativo das condições aerodinâmicas de outras culturas em comparação à grama com o seu porte rasteiro.

Entretanto, Doorenbos e Pruitt (1977) apresentaram a definição para a evapotranspiração de referência como sendo aquela que ocorre em uma extensa superfície gramada, com altura de 0,08 m a 0,15 m, em crescimento ativo, cobrindo totalmente a superfície do solo e sem restrições hídricas. Em essência, pode-se verificar que os conceitos de evapotranspiração de referência e evapotranspiração potencial (ET_p) são muito próximos, diferenciando-se nas particularidades apresentadas, cujas ET_p ou ET_o são variáveis dependentes somente das condições de

demanda atmosférica. Vale ressaltar, porém, que os valores obtidos com a utilização da alfafa podem diferir substancialmente dos encontrados com a grama, em razão das diferenças de rugosidade e albedo das suas superfícies.

Buscando apresentar uma padronização para a definição da evapotranspiração de referência e visando, principalmente, à utilização do modelo de Penman-Monteith, Smith (1991) apresentou uma conceituação da ET_o como aquela que ocorre em uma cultura hipotética, com altura fixa de 0,12 m, poder refletor (albedo) de 23% e resistência difusiva do dossel ao transporte de vapor d'água de 69 s m^{-1} . Essa proposição coincide com a evapotranspiração de uma superfície coberta com grama, em crescimento ativo e sem restrições de água no solo.

A evapotranspiração real (ET_r) foi conceituada originalmente por Thornthwaite como sendo aquela que ocorre na superfície vegetada, - por ele definida quando da apresentação do conceito de ET_p -, mas em qualquer condição de água no solo, incluindo então a faixa de água disponível em que ocorre deficiência hídrica. Posteriormente, essa definição foi estendida para a perda de água que ocorre numa superfície vegetada, sem imposição de qualquer condição de contorno. Portanto, a ET_r independe do porte da vegetação, da sua área de bordadura e das condições de disponibilidade de água no solo.

Em locais onde existe uma pequena área irrigada em torno de uma grande área seca, ou quando a área de bordadura não é suficiente para eliminar os efeitos advectivos do calor sensível, pode ser verificada a ocorrência de valores de evapotranspiração superiores à ET_p , recebendo, nessas condições, a denominação de evapotranspiração de oásis (ET_o).

Durante os diferentes estádios fenológicos das culturas e sua ocupação na área disponível, ocorre a chamada evapotranspiração da cultura (ET_c), também denominada de evapotranspiração máxima (ET_m), pois ela é definida para condições específicas que não afetam o crescimento/desenvolvimento da cultura, ou seja, não ocorrência de pragas e doenças, deficiências nutricionais e hídricas, estando o solo com água facilmente disponível. Apesar de sua determinação ser difícil e muitas vezes inexata, a ET_c é muito importante para um bom dimensionamento de projetos de irrigação, visto que ela representa a quantidade de água que deve ser reposta ao solo para manter o crescimento e a produção da cultura em condições ideais.

Além das condições meteorológicas, a ET_c é dependente da área foliar da cultura (AF), ou seja, da sua superfície evapotranspirante, e pode ser relacionada à evapotranspiração de referência por um coeficiente de cultura (K_c):

$$ETc = Kc \times ETo \quad (1)$$

O valor de Kc varia ao longo do ciclo de uma cultura, desde um valor inicial (normalmente entre 0,2 e 0,3), crescendo linearmente até passar por um máximo (Kc da fase intermediária em torno de 1,1 a 1,2) quando da ocorrência do máximo crescimento de área foliar, diminuindo depois com a senescência de folhas e maturação da cultura (Kc final), acompanhando a variação da área foliar por unidade de área de terreno ou índice de área foliar (IAF) e, portanto, da fração de solo coberto e da fração molhada. Outros fatores, tais como as diferenças na anatomia da folha, nas características dos estômatos, nas propriedades aerodinâmicas (altura das plantas) e no albedo, fazem que a ETc seja substancialmente diferente da ETo (afetando o valor de Kc), até nas mesmas condições climáticas e de mesma área foliar. Em vários trabalhos (ALLEN et al., 1998; DOORENBOS; PRUITT, 1977; JENSEN et al., 1990; PEREIRA et al., 1997), são discutidos valores indicativos de Kc para um grande número de culturas e as aproximações que eles contêm. Em resumo, utilizam-se os denominados “ Kc simples”, cujos valores únicos conjugam diretamente a transpiração e a evaporação (equação 01), e os chamados “ Kc compostos” de um valor basal (Kcb) referente à transpiração da cultura e um Kc de evaporação do solo (Ke) (ALLEN et al., 1998; SENTELHAS, 2001):

$$ETc = (Kcb + Ke) ETo \quad (2)$$

Quando a cultura fica em condições de umidade do solo abaixo de um ponto crítico, tem-se a evapotranspiração real menor do que a ETc , que pode ser ajustada (evapotranspiração da cultura ajustada, ETc_{ajust}) por um coeficiente de estresse Ks , tal que:

$$ETc_{ajust} = Kc \times Ks \times ETo \quad (3)$$

em que Ks toma valores inferiores a 1, dependentes da umidade do solo, normalmente em variação linear desde a faixa de água no solo facilmente disponível (onde $Ks = 1$) até $Ks = 0$ na umidade do ponto de murcha permanente.

Quantificação da evapotranspiração

Para fins de aplicações em irrigação e climatologia, a evapotranspiração é quantificada como a perda de determinado volume de água em área unitária, ou seja, representando uma altura ou lâmina de água expressa em milímetros por

unidade de tempo. Considerando-se perda de 1 litro de água de uma superfície com área igual a 1 m², tem-se que:

$$ET = 1 \text{ L} \times 1 \text{ m}^{-2} = 1.000 \text{ cm}^3 \times 10.000 \text{ cm}^{-2} = 0,1 \text{ cm} = 1 \text{ mm}$$

Para uma superfície de 1 ha (10.000 m²), uma $ET = 1 \text{ mm}$ (0,001 m) irá corresponder a um volume de água de :

$$0,001 \text{ m} = V/10.000 \text{ m}^2 \quad \Rightarrow \quad V = 10 \text{ m}^3$$

ou seja, 1 mm dia⁻¹ corresponde a 10 m³ ha⁻¹ dia⁻¹.

Sendo um processo que envolve uso ou dissipação de energia líquida disponível, a evapotranspiração pode ser expressa em termos de calor latente de vaporização (λ), cujos valores dependem da temperatura ambiente. Por exemplo, a 20 °C, $\lambda = 2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$, enquanto a 5 °C, $\lambda = 2,48 \text{ MJ kg}^{-1}$. Em média, adota-se o valor de $\lambda = 2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$, o que significa que são necessários 2,45 MJ para evaporar 1 kg de água. Considerando-se a densidade da água igual à unidade, 1 kg de água corresponde a 1 litro e, portanto, para evaporar 1 mm, são necessários 2,45 MJ m⁻².

Determinação da evapotranspiração

Medida

Por facilidade, muitas vezes utiliza-se a medida da evaporação de tanques com área evaporante limitada para estimar a evapotranspiração pelo uso de coeficientes de passagem (“coeficientes de tanque”). Como a evaporação que ocorre em um tanque de pequenas dimensões normalmente é maior do que a de uma superfície extensa de água, são usados também coeficientes de passagem para transformar a primeira na segunda. Um tanque circular com 2 m de profundidade e 20 m² de área de evaporação tem sido usado como uma medida direta da “evaporação potencial” ou mesmo da “evaporação de lago”.

O tanque tipo Classe A (Figura 1) é o mais utilizado, com área circular de 1,15 m² e suportado por um estrado branco de madeira instalado sobre gramado.

A medida da evaporação pode ser feita manualmente, utilizando-se o parafuso micrométrico instalado em um “poço tranquilizador”, ou automaticamente, utilizando-se sensores puramente mecânicos, eletromecânicos ou eletrônicos.

As paredes expostas do tanque (sujeitas ao efeito do superaquecimento pela radiação solar e ao efeito da velocidade do vento), a perda de água pelo uso por animais e a ocorrência de evaporação noturna são fontes de variabilidade e de erros de medida. Na tentativa de diminuir os erros, é aconselhável que sejam usadas repetições tanques classe A (Figura 1).



Foto: Valdemício Ferreira de Sousa

Figura 1. Detalhe do tanque evaporimétrico tipo Classe A, com “traço tranquilizador” e parafuso micrométrico.

Outros modelos de tanques evaporimétricos são utilizados com menor frequência, destacando-se o GGI3000 (circular, enterrado e com área evaporante de $0,30 \text{ m}^2$) e o Colorado (quadrado, enterrado e com área evaporante de $0,84 \text{ m}^2$). A Figura 2 apresenta esses três tipos de tanque com suas dimensões.

A medida da evapotranspiração pode ser realizada diretamente pela determinação do balanço hídrico do solo, por lisimetria e por métodos micrometeorológicos. Entretanto, os cuidados exigidos e as dificuldades metodológicas justificam seu emprego apenas em condições experimentais.

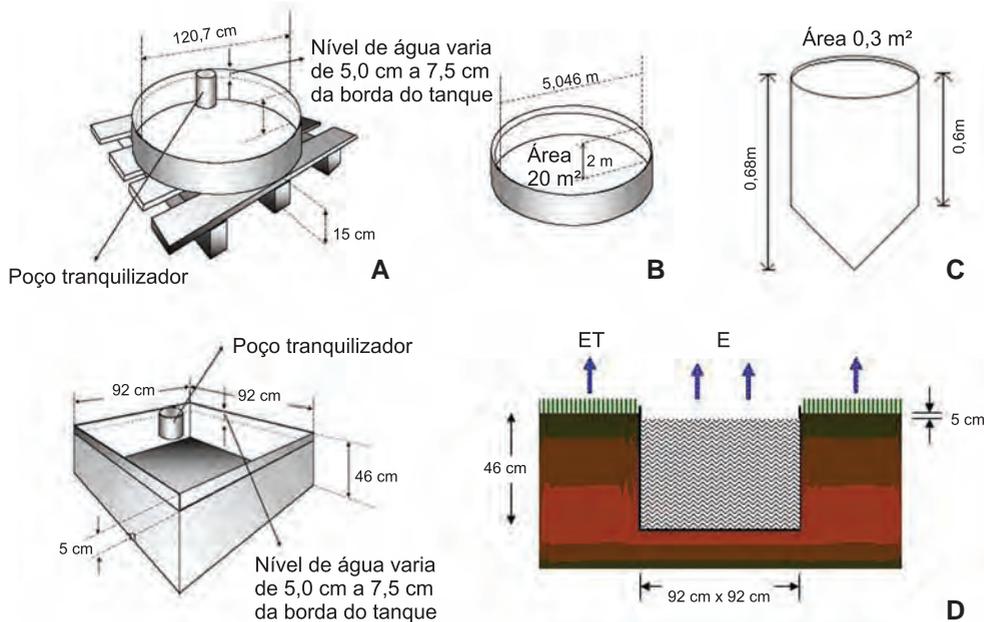


Figura 2. Tanques evaporimétricos tipo Classe A (A), Colorado (B), 20 m² (C) e GGI3000 (D), com respectivas dimensões.

Fonte: adaptado de Pereira et al. (2002).

Balço hídrico do solo

O método de balanço hídrico do solo consiste na contabilização dos fluxos de massa (volumétricos ou expressos em lâmina de água) das entradas e saídas de água em um volume de solo conhecido, em um dado período de tempo, representados pelo esquema da Figura 3, cujas entradas são a precipitação (P), a irrigação (I), o orvalho (O), o escoamento superficial (R_i), o escoamento subsuperficial (ou lateral, D_{Li}) e a ascensão capilar (AC), e as saídas são a evapotranspiração (ET), o escoamento superficial (R_o), o escoamento subsuperficial (D_{Lo}) e a drenagem profunda (DP). Num intervalo de tempo Δt , o resultado da contabilização entre esses fluxos resulta em uma variação de armazenamento ΔARM , positiva, negativa ou até nula, gerando a equação final do balanço:

$$\Delta ARM = P + I + R_i + O + D_{Li} + AC - (ET + R_o + D_{Lo} + DP) \quad (4)$$

Alguns desses fluxos são de difícil medida, como DP e AC ; outros, como DL e O , podem ser considerados desprezíveis no balanço total, o mesmo acontecendo com R em certas circunstâncias, de modo que uma equação mais simples pode ser usada nessas condições:

$$\Delta ARM = P + I + AC - ET - DP \quad (5)$$

A determinação do balanço exige cuidados muito grandes, como na medida da variação do armazenamento de água, configurada a partir de perfis de umidade do solo por técnica gravimétrica, de moderação de nêutrons ou reflectometria no domínio do tempo (*time domain reflectometry – TDR*) e da drenagem profunda/ascensão capilar. Muitos desses problemas invalidam o uso da técnica para escala de tempo diária. Segundo Allen et al. (1998), alguns desses componentes são de difícil medida, especialmente *DL*, *AC* e *DP*, e não podem ser obtidos para curtos períodos de tempo, o que limita a utilização desse método a períodos com mais de cinco dias.

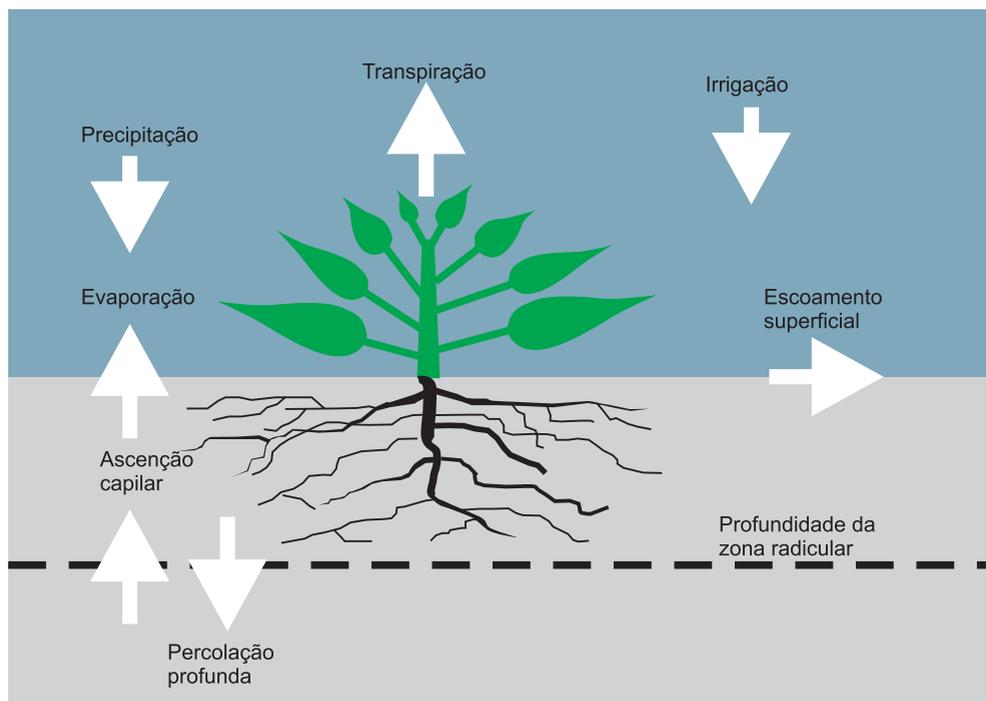


Figura 3. Esquema representativo do balanço de água no solo.

Lisimetria

A lisimetria tem sido a forma mais empregada para a obtenção direta da *ET* e muitas vezes adotada como referência. O lisímetro é constituído de um tanque de chapa de ferro, alvenaria, concreto, cimento-amianto, aço ou ferro, fibra de vidro e plástico reforçado, de dimensões variáveis de acordo com a cobertura vegetal usada, cujo objetivo é isolar um certo volume de solo de modo a se controlarem todas as entradas e saídas de água desse sistema (Figura 4). Para medidas

acuradas da *ET*, a vegetação no interior do lisímetro deve apresentar as mesmas condições (altura e área foliar) da área tampão, cujo tamanho deve ser suficientemente grande para anular os efeitos da advecção. Segundo Pereira et al. (1997), os resultados experimentais mostram que o tamanho da área tampão é bastante variável, dependendo basicamente das condições climáticas regionais, sendo necessárias apenas algumas dezenas de metros em condições de clima úmido e entre 100 m e 300 m em condições de clima seco.

Os lisímetros são classificados em dois grandes grupos: os que não utilizam pesagem e os que utilizam pesagem como princípio de medida (ABOUKHALED et al., 1982). Entre os do primeiro grupo, os mais comuns são:

- a) Lisímetros de drenagem (Figura 4a): baseados no princípio de conservação de massa e que funciona adequadamente em períodos longos de observação (mínimo de cinco dias). Nesse tipo, tanto a irrigação como a precipitação são mesuradas, fazendo-se a contagem do tempo a partir do momento em que cessa a drenagem, após aplicada água por irrigação ou chuva que faça o perfil de solo estar acima da capacidade de campo. Considerando-se que, toda vez que cessa a drenagem, o perfil de solo volta à situação de capacidade de campo, pode-se assumir que, entre a cessação sucessiva de duas drenagens, a variação de armazenamento no solo é nula e, não havendo *AC*, *DL* e *R*, a equação 5 pode ser aplicada de forma a se estimar a *ET* no intervalo de tempo considerado:

$$ET = P + I - DP \quad (6)$$

- b) Lisímetros de lençol freático em nível constante (Figura 4b): utilizam um sistema automático de alimentação (reservatório intermediário – *RI* e reservatório de alimentação – *RA*) e registro da água repostada (*L1 - L2*), de modo a manter o nível do lençol freático (*LF*) constante, de maneira que o volume de água em determinado período de tempo que deixa o tanque alimentador e o suprê, representa o volume evapotranspirado.

No segundo grupo, encontram-se os lisímetros de flutuação e os de pesagem direta. Os de uso mais comum atualmente são os de pesagem por células de carga (*CC*), instaladas sob o tanque com a vegetação e ligadas a um sistema de aquisição de dados (*SAD*) (Figuras 4c e 5), cuja *ET* é obtida pela diferença de peso (*P1 - P2*) em um dado intervalo de tempo. Neste último, a *ET* pode ser obtida com uma grande acurácia e para períodos muito curtos de tempo (1 hora), porém, tem como inconveniente a necessidade de drenagem da água armazenada em sua parte inferior por meio de um tubo.

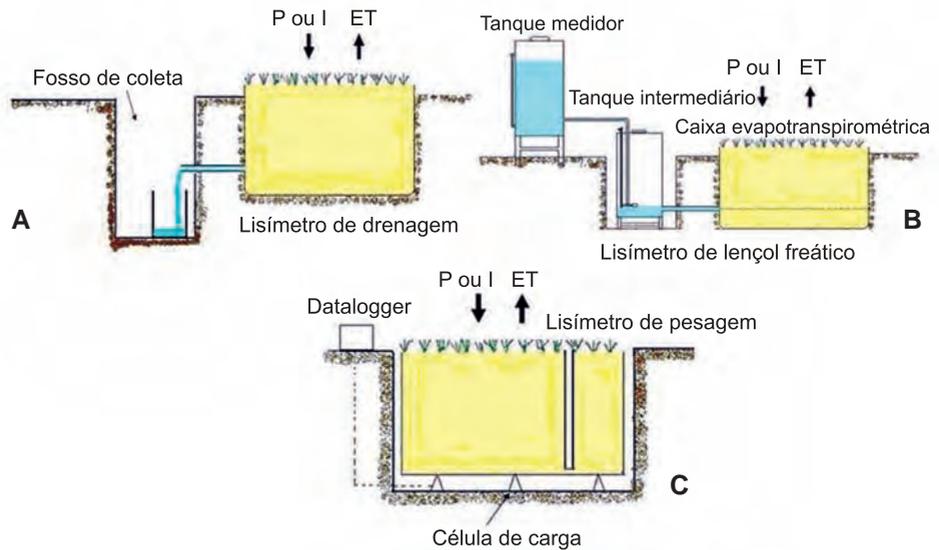


Figura 4. Representação esquemática dos lisímetros de drenagem, de lençol freático constante e de pesagem por células de carga.

Fonte: adaptado de Pereira et al. (2002).

Na montagem do lisímetro, o solo pode ser escavado em camadas e repostado no tanque na seqüência natural existente a priori ou pode ser escavado sem perda de estrutura natural pela retirada de um monólito e sua reposição no tanque após a montagem deste. Embora de princípios simples, a lisimetria exige o observância de uma série de detalhes na montagem e na operação de lisímetros. Recomenda-se, assim, a leitura de bibliografia mais específica, como as de Aboukhlaed et al. (1982) e Allen et al. (1991).



Foto: Luiz Fernando Magno de Souza Campeche

Figura 5. Vista superior de lisímetros de pesagem.

Métodos micrometeorológicos

São métodos que utilizam medidas de variáveis atmosféricas em microescala para quantificar o fluxo de vapor d'água emitido pela cobertura vegetal em direção à atmosfera. Normalmente são empregados em pesquisas, podendo ser usados para a medida da evapotranspiração real ocorrendo numa cobertura vegetal.

Dos três mais utilizados, dois baseiam-se na medida de gradientes de propriedades atmosféricas acima da cobertura vegetal (método aerodinâmico e método do balanço de energia-razão de Bowen).

A equação final do método aerodinâmico é:

$$ET = \frac{0,622 \rho K^2 (u_2 - u_1)(e_1 - e_2)}{P \left(\ln \frac{z_2}{z_1}\right)^2} \quad (7)$$

em que ET é a evapotranspiração ($\text{kg de vapor m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), ρ a densidade do ar (kg m^{-3}), K a constante de von Karman (0,41), u_1 e u_2 são a velocidade do vento (m s^{-1}) nos níveis de medida z_1 e z_2 (altura acima da cobertura vegetal em m), e_1 e e_2 a pressão de vapor d'água do ar (kPa, por exemplo) nos mesmos níveis e P é a pressão atmosférica (na mesma unidade de e_1 e e_2). O método foi descrito a partir da consideração da existência de um fluxo turbulento de ar em atmosfera neutra, de modo que, para condições de estabilidade atmosférica, há necessidade de correções envolvendo o número de Richardson.

O método de balanço de energia exige a medida do saldo de energia radiante disponível (Rn descontado do fluxo de calor no solo G , em W m^{-2} , por exemplo) e uma forma de estimar a sua partição em calor sensível S e em calor latente de vaporização LE da cobertura, utilizando-se a relação entre ambos, introduzida por Bowen em 1926 (razão de Bowen β), conforme as equações:

$$ET = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (8)$$

$$\beta = \gamma \frac{(T_2 - T_1)}{(e_2 - e_1)} \quad (9)$$

em que ET é a evapotranspiração ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), γ a constante psicrométrica ($0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), T_2 e T_1 são a temperatura e e_2 e e_1 a pressão de vapor do ar nos níveis (alturas) 1 e 2 acima da cobertura. Uma simplificação dessa expressão pode ser feita para se trabalhar somente com as diferenças de temperatura do bulbo úmido e do bulbo seco (PEREIRA et al., 1997).

Um terceiro método bastante utilizado é o de correlação de turbilhões. Como o vapor d'água e outras propriedades atmosféricas (calor sensível e momento, por exemplo) são transportados verticalmente por movimentos ascendentes e descendentes de pequenas parcelas de ar (turbilhões), é possível demonstrar pela teoria da flutuação que o fluxo vertical (transporte líquido) dessas propriedades guarda uma correlação com as flutuações da componente vertical da velocidade do vento. Portanto, por meio da medida dessas flutuações com anemômetros apropriados, de resposta muito rápida para medidas nas direções horizontal e vertical (os anemômetros sônicos são os mais usados atualmente), e da variável associada à propriedade estudada (no caso do vapor d'água, é usada a pressão atual de vapor), é possível determinar o fluxo médio vertical num intervalo de tempo, pelo uso da equação apropriada para cada propriedade, que no caso do fluxo de vapor d'água é (ROSENBERG et al., 1983):

$$E = - \frac{M_{ag}}{M_{as} P} \rho_{au} \overline{w' e'_a} \quad (10)$$

em que E é a densidade de fluxo de vapor ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, cujo o sinal negativo convencional é para indicar o fluxo que deixa o sistema), M_{ag} e M_{as} são as massas moleculares da água e do ar, P é a pressão atmosférica, ρ_{au} a densidade do ar úmido e w' e e'_a são os desvios instantâneos em torno dos valores médios da velocidade horizontal do vento (m s^{-1}) e da pressão atual de vapor (kPa).

Esses três métodos teoricamente fornecem estimativas muito precisas do fluxo de vapor d'água de uma cobertura vegetal. Entretanto, para se ter essa precisão, é necessário que seja atendida uma série de exigências metodológicas, relativas tanto aos princípios embutidos nos métodos, quanto à instrumentação, o que os torna indicados somente para a experimentação e pesquisa. Esses detalhes dos métodos podem ser encontrados em Monteith e Unsworth (1990), Ometto (1981), Pereira et al. (1997) e Rosenberg et al. (1983).

Estimativa meteorológica da evapotranspiração de referência

Em razão do intenso uso da evapotranspiração de referência nos estudos de relações hídricas no sistema solo-planta-atmosfera, principalmente quando o interesse é a aplicação em irrigação, muitos métodos empíricos e semiempíricos com base em dados meteorológicos foram criados para estimá-la, como uma forma de simplificar a estimativa.

Nos itens a seguir, serão discutidos os seguintes métodos mais empregados: o de Thornthwaite, o de Camargo, o de Hargreaves-Samani, o do tanque Classe A, o de Penman-Monteith e o de Priestley-Taylor.

Os quatro primeiros são considerados empíricos porque utilizam relações obtidas em condições específicas entre ET_o e uma ou mais variáveis meteorológicas. O método de Penman-Monteith baseia-se em um modelo analítico e o de Priestley-Taylor é uma simplificação deste último, com um certo grau de empirismo. Muitos estudos de comparação de métodos têm sido realizados e, com base nos estudos realizados mundialmente, a FAO acabou adotando como padrão o de Penman-Monteith parametrizado por Allen et al. (1998). Entretanto, esse método exige medidas de, no mínimo, quatro variáveis meteorológicas, enquanto o de Priestley-Taylor exige duas, o do tanque Classe A três (incluindo-se a própria evaporação do tanque), e os outros três somente exigem a temperatura do ar.

Dois outros aspectos devem ser considerados: métodos que usam somente uma variável, como os de Thornthwaite, de Camargo e de Hargreaves-Samani, apresentam melhores estimativas para períodos mais longos (semanas, mês), enquanto um método analítico, como o de Penman-Monteith, pode ser empregado em escala diária ou, com os cuidados recomendados, até em escala horária. Finalmente, métodos empíricos, como os baseados em temperatura do ar, geram melhor estimativa para climas iguais ou próximos às condições em que foram desenvolvidos. Exemplo disso são os métodos de Camargo (1971) e de Thornthwaite (1948), que apresentam melhores estimativas em climas úmidos, enquanto o de Hargreaves-Samani apresenta desempenho melhor em clima semiárido.

Método de Thornthwaite

Foi desenvolvido por Thornthwaite (1948) nos Estados Unidos com o objetivo de estimar a ET_o de uma forma bastante simples a partir da temperatura do ar, expressando (essa variável) a energia disponível no ambiente. Como a energia é a única variável considerada e pelo fato de ser um método desenvolvido e testado em condições de clima úmido, seus cálculos tendem a levar a subestimativas, principalmente em condições de clima seco.

A ET_o é obtida em mm mês^{-1} pela seguinte formulação (SENTELHAS, 2001):

$$ETp = 16 (10 Tm/D)^a \text{ para } 0 < Tm < 26,5^\circ C \quad (11)$$

$$ETp = -415,85 + 32,24Tm - 0,43Tm^2 \text{ para } T \geq 26,5^\circ C \quad (12)$$

em que ETp é a evapotranspiração padronizada para um mês de 30 dias e para um fotoperíodo (N) igual a 12 horas, Tm a temperatura média do mês em $^\circ C$ e I e a são índices de calor, obtidos a partir dos dados normais da região e determinados pelas seguintes expressões:

$$I = \Sigma (0,2Tn_i)^{1,514} \quad (13)$$

$$I = 12 (0,2Ta)^{1,514} \quad (14)$$

$$a = 0,49239 + 1,7912 \times 10^{-2} \times I - 7,71 \times 10^{-5} \times I^2 + 6,75 \times 10^{-7} \times I^3 \quad (15)$$

em que Tn_i é a temperatura média normal do mês i ($i = 1$ a 12) e Ta a temperatura média anual normal (média histórica), ambas em $^\circ C$.

O valor de ETp deve ser corrigido em razão do número de dias (ND) e do fotoperíodo médio (N) do mês em questão na latitude do local, que pode ser obtido por cálculos de origem astronômica (PEREIRA et al., 2002) ou na Tabela 1. Assim, a ETo em $mm \text{ mês}^{-1}$ é dada por :

$$ETo = ETp (ND/30) (N/12) \quad (16)$$

Embora não seja um método desenvolvido originariamente para estimativas em base diária, pode-se estimar a ETo diária usando-se nas equações o valor diário de temperatura do ar do local no cálculo de ETp e colocá-lo na equação (16), aplicando-se $ND = 1$ e o valor de N do dia.

Para torná-lo aplicável em condições de clima superúmido ou semiárido do Brasil, nos quais o método original não se mostrou eficiente, Camargo et al. (1999) propuseram um ajuste que se refere ao uso de uma "temperatura efetiva" (Tef) no lugar Tm , dada por:

$$Tef = 0,36 (3 \times Tmax - Tmin) \quad (17)$$

em que $Tmax$ é a temperatura máxima do ar e $Tmin$ a temperatura mínima do ar, ambas em $^\circ C$.

Tabela 1. Valor do fotoperíodo no dia 15 de cada mês para várias latitudes, compreendendo o território brasileiro.

Lat (grau)	Dia 15 de cada mês											
	15/1	15/2	15/3	15/4	15/5	15/6	15/7	15/8	15/9	15/10	15/11	15/12
0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0
-1	12,1	12,0	12,0	12,0	12,0	11,9	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,1
-2	12,1	12,1	12,0	12,0	11,9	11,9	11,9	11,9	12,0	12,0	12,1	12,1
-3	12,2	12,1	12,0	11,9	11,9	11,8	11,8	11,9	12,0	12,1	12,1	12,2
-4	12,2	12,1	12,0	11,9	11,8	11,8	11,8	11,9	12,0	12,1	12,2	12,2
-5	12,3	12,2	12,0	11,9	11,8	11,7	11,7	11,8	12,0	12,1	12,2	12,3
-6	12,3	12,2	12,0	11,9	11,7	11,7	11,7	11,8	12,0	12,1	12,3	12,3
-7	12,4	12,2	12,0	11,8	11,7	11,6	11,6	11,8	12,0	12,2	12,3	12,4
-8	12,4	12,3	12,1	11,8	11,6	11,5	11,6	11,7	12,0	12,2	12,4	12,5
-9	12,5	12,3	12,1	11,8	11,6	11,5	11,5	11,7	12,0	12,2	12,4	12,5
-10	12,5	12,3	12,1	11,8	11,5	11,4	11,5	11,7	12,0	12,2	12,5	12,6
-11	12,6	12,4	12,1	11,8	11,5	11,4	11,4	11,6	11,9	12,3	12,5	12,6
-12	12,6	12,4	12,1	11,7	11,4	11,3	11,4	11,6	11,9	12,3	12,6	12,7
-13	12,7	12,4	12,1	11,7	11,4	11,2	11,3	11,6	11,9	12,3	12,6	12,8
-14	12,7	12,5	12,1	11,7	11,4	11,2	11,3	11,5	11,9	12,3	12,7	12,8
-15	12,8	12,5	12,1	11,7	11,3	11,1	11,2	11,5	11,9	12,4	12,7	12,9
-16	12,9	12,5	12,1	11,6	11,3	11,1	11,1	11,5	11,9	12,4	12,8	13,0
-17	12,9	12,6	12,1	11,6	11,2	11,0	11,1	11,4	11,9	12,4	12,8	13,0
-18	13,0	12,6	12,1	11,6	11,2	10,9	11,0	11,4	11,9	12,4	12,9	13,1
-19	13,0	12,6	12,1	11,6	11,1	10,9	11,0	11,4	11,9	12,5	12,9	13,1
-20	13,1	12,7	12,1	11,5	11,1	10,8	10,9	11,3	11,9	12,5	13,0	13,2
-21	13,1	12,7	12,1	11,5	11,0	10,7	10,8	11,3	11,9	12,5	13,0	13,3
-22	13,2	12,7	12,1	11,5	10,9	10,7	10,8	11,2	11,9	12,5	13,1	13,3
-23	13,3	12,8	12,2	11,5	10,9	10,6	10,7	11,2	11,9	12,6	13,1	13,4
-24	13,3	12,8	12,2	11,4	10,8	10,5	10,7	11,2	11,9	12,6	13,2	13,5
-25	13,4	12,8	12,2	11,4	10,8	10,5	10,6	11,1	11,9	12,6	13,2	13,6
-26	13,5	12,9	12,2	11,4	10,7	10,4	10,5	11,1	11,9	12,6	13,3	13,6
-27	13,5	12,9	12,2	11,4	10,7	10,3	10,5	11,1	11,9	12,7	13,4	13,7
-28	13,6	13,0	12,2	11,3	10,6	10,2	10,4	11,0	11,9	12,7	13,4	13,8
-29	13,7	13,0	12,2	11,3	10,5	10,2	10,3	11,0	11,8	12,7	13,5	13,8
-30	13,7	13,0	12,2	11,3	10,5	10,1	10,3	10,9	11,8	12,8	13,5	13,9
-31	13,8	13,1	12,2	11,2	10,4	10,0	10,2	10,9	11,8	12,8	13,6	14,0
-32	13,9	13,1	12,2	11,2	10,4	9,9	10,1	10,8	11,8	12,8	13,7	14,1
-33	14,0	13,2	12,2	11,2	10,3	9,8	10,0	10,8	11,8	12,9	13,7	14,2

Fonte: Allen et al. (1998).

Método de Camargo

O método proposto por Camargo (1971) é uma simplificação do método de Thornthwaite (1948), com uso apenas da temperatura média do ar e com a vantagem de não exigir dados normais de sua temperatura. A equação de cálculo é:

$$ETo = 0,01 \times Qo \times Tmed \times ND \quad (18)$$

em que Qo é a irradiância solar extraterrestre expressa em mm de evaporação equivalente (Tabela 2), $Tmed$ a temperatura média do período considerado (°C), e ND o número de dias do período considerado.

Método de Hargreaves-Samani

Também utiliza como variável a temperatura do ar, tendo sido desenvolvido para as condições de clima semiárido da Califórnia. É recomendado pela FAO (ALLEN et al., 1998) como uma opção para a estimativa da ETo quando há somente disponibilidade de dados de temperatura do ar local, mas, por ser um método empírico desenvolvido para as condições acima especificadas, apresenta problemas, principalmente com superestimativas em clima úmido (ALLEN et al., 1998; CAMARGO; SENTELHAS, 1997). Sua fórmula para a estimativa diária da ETo é a seguinte:

$$ETo = 0,0023 \times Qo(Tmax - Tmin)^{0.5} \times (Tmed + 17,8) \quad (19)$$

em que $Tmax$ é a temperatura máxima do ar (°C), $Tmin$ a temperatura mínima do ar (°C), $Tmed$ a temperatura média do ar (°C), e Qo a irradiância solar extraterrestre, expressa em mm de evaporação equivalente (Tabela 2).

Método do tanque Classe A

Baseia-se no fato de que há uma relação entre a evaporação do tanque Classe A e a ETo . Essa relação é afetada pelas diferenças entre os mecanismos de perda de água de uma superfície vegetal extensa e a pequena superfície de um tanque com paredes laterais expostas. A relação é ajustada por um coeficiente de proporcionalidade denominado de coeficiente de tanque (Kp) cuja expressão é a seguinte:

$$ETo = ECA \times Kp \quad (20)$$

Tabela 2. Valores (mm dia^{-1}) da irradiância solar extraterrestre no dia 15 de cada mês, em várias latitudes, compreendendo o território brasileiro.

Lat (grau)	Dia 15 de cada mês do ano											
	15/1	15/2	15/3	15/4	15/5	15/6	15/7	15/8	15/9	15/10	15/11	15/12
0	14,8	15,3	15,5	15,0	14,2	13,6	13,8	14,5	15,2	15,2	14,8	14,5
-1	14,9	15,4	15,5	14,9	14,1	13,5	13,7	14,4	15,2	15,3	15,0	14,7
-2	15,1	15,5	15,5	14,9	13,9	13,3	13,5	14,3	15,1	15,4	15,1	14,9
-3	15,2	15,6	15,5	14,8	13,8	13,1	13,4	14,2	15,1	15,4	15,2	15,0
-4	15,3	15,6	15,5	14,7	13,6	13,0	13,2	14,1	15,1	15,5	15,4	15,2
-5	15,5	15,7	15,5	14,6	13,5	12,8	13,0	14,0	15,1	15,5	15,5	15,3
-6	15,6	15,8	15,5	14,5	13,3	12,6	12,9	13,9	15,0	15,6	15,6	15,5
-7	15,8	15,9	15,5	14,4	13,2	12,4	12,7	13,8	15,0	15,6	15,7	15,6
-8	15,9	15,9	15,5	14,3	13,0	12,2	12,5	13,6	14,9	15,7	15,8	15,8
-9	16,0	16,0	15,5	14,2	12,8	12,1	12,3	13,5	14,9	15,7	15,9	15,9
-10	16,1	16,0	15,4	14,1	12,7	11,9	12,2	13,4	14,8	15,7	16,0	16,1
-11	16,2	16,1	15,4	14,0	12,5	11,7	12,0	13,2	14,7	15,7	16,1	16,2
-12	16,3	16,1	15,4	13,9	12,3	11,5	11,8	13,1	14,7	15,8	16,2	16,3
-13	16,5	16,2	15,3	13,7	12,2	11,3	11,6	12,9	14,6	15,8	16,3	16,4
-14	16,6	16,2	15,3	13,6	12,0	11,1	11,4	12,8	14,5	15,8	16,4	16,6
-15	16,7	16,2	15,2	13,5	11,8	10,9	11,2	12,6	14,4	15,8	16,5	16,7
-16	16,7	16,3	15,2	13,4	11,6	10,7	11,0	12,5	14,4	15,8	16,5	16,8
-17	16,8	16,3	15,1	13,2	11,4	10,5	10,8	12,3	14,3	15,8	16,6	16,9
-18	16,9	16,3	15,1	13,1	11,2	10,2	10,6	12,2	14,2	15,8	16,7	17,0
-19	17,0	16,3	15,0	12,9	11,0	10,0	10,4	12,0	14,1	15,8	16,7	17,1
-20	17,1	16,3	14,9	12,8	10,8	9,8	10,2	11,8	14,0	15,7	16,8	17,2
-21	17,1	16,3	14,9	12,6	10,6	9,6	10,0	11,6	13,9	15,7	16,9	17,3
-22	17,2	16,3	14,8	12,5	10,4	9,4	9,8	11,5	13,8	15,7	16,9	17,4
-23	17,3	16,3	14,7	12,3	10,2	9,2	9,6	11,3	13,6	15,7	17,0	17,4
-24	17,3	16,3	14,6	12,1	10,0	8,9	9,3	11,1	13,5	15,6	17,0	17,5
-25	17,4	16,3	14,5	12,0	9,8	8,7	9,1	10,9	13,4	15,6	17,0	17,6
-26	17,4	16,3	14,4	11,8	9,6	8,5	8,9	10,7	13,3	15,5	17,1	17,7
-27	17,5	16,3	14,3	11,6	9,4	8,3	8,7	10,5	13,1	15,5	17,1	17,7
-28	17,5	16,2	14,2	11,5	9,2	8,0	8,5	10,3	13,0	15,4	17,1	17,8
-29	17,6	16,2	14,1	11,3	8,9	7,8	8,2	10,1	12,9	15,4	17,1	17,8
-30	17,6	16,2	14,0	11,1	8,7	7,6	8,0	9,9	12,7	15,3	17,1	17,9
-31	17,6	16,1	13,9	10,9	8,5	7,3	7,8	9,7	12,6	15,2	17,2	17,9
-32	17,6	16,1	13,7	10,7	8,3	7,1	7,5	9,5	12,4	15,2	17,2	18,0
-33	17,7	16,0	13,6	10,5	8,0	6,9	7,3	9,3	12,3	15,1	17,2	18,0

Fonte: Allen et al. (1998).

O valor de Kp é função da velocidade do vento, da umidade relativa, do tamanho e do tipo da bordadura circunvizinha ao tanque Classe A. Como o processo de evaporação da água do tanque não envolve resistências comparadas às plantas, o valor do Kp tende a ser menor do que 1, podendo ser estimado pelas seguintes equações (ALLEN et al., 1998):

- para bordadura vegetada

$$Kp = 0,108 - 0,0286U_{2m} + 0,0422 \times \ln(B) + 0,1434 \times \ln(UR_{med}) - 0,00063 [\ln(B)]^2 \times \ln(UR_{med}) \quad (21)$$

- para bordadura sem vegetação

$$Kp = 0,61 + 0,00341UR_{med} - 0,000162U_{2m} \times UR_{med} - 0,00000959U_{2m} B + 0,00327U_{2m} \ln(B) - 0,00289U_{2m} \times \ln(86,4U_{2m}) - 0,0106 \ln(86,4U_{2m}) \times \ln(B) + 0,00063[\ln(B)]^2 \times \ln(86,4U_{2m}) \quad (22)$$

em que U_{2m} é a velocidade média do vento a 2 m de altura em ($m s^{-1}$), B a extensão da bordadura vegetada (m) e UR_{med} a umidade relativa média diária (%). Essas duas equações são aplicáveis dentro dos limites: U_{2m} entre 1 e $8 m s^{-1}$, B entre 1 e 1.000 e UR_{med} entre 30% e 84%.

Na falta de dados de UR_{med} e U_{2m} , Allen et al. (1998) sugerem a adoção dos seguintes valores médios de acordo com a classificação climática da região:

- Clima árido: $U_{2m} \leq 1,0 m s^{-1}$ e $UR_{med} = 45\%$
- Clima semiárido: $1,1 m s^{-1} \leq U_{2m} \leq 3,0 m s^{-1}$ e $UR_{med} = 55\%$
- Clima subúmido: $3,1 m s^{-1} \leq U_{2m} \leq 4,0 m s^{-1}$ e $UR_{med} = 70\%$
- Clima úmido: $U_{2m} > 4,0 m s^{-1}$ e $UR_{med} = 85\%$

Método de Penman-Monteith (FAO)

Penman introduziu em 1948 um modelo para estimativa da evaporação de uma superfície de água livre, combinando o balanço de energia (termo energético) e o transporte de massa de vapor (termo aerodinâmico), por meio do uso de

dados de insolação, temperatura, umidade e velocidade do vento, obtidos em estações meteorológicas. Posteriormente, ele foi aplicado para a estimativa da evapotranspiração. O método foi também aplicado para estimativa de evapotranspiração potencial (de referência) por adaptação do termo energético (uso de albedo do gramado no lugar da superfície de água livre) e ajuste do termo aerodinâmico, considerando-se a diferença de rugosidade entre os dois tipos de superfície.

Monteith (1965) aplicou ao modelo de Penman um tratamento que envolve o conceito de resistências à difusão de vapor, tal como já foi discutido para uma folha, assumindo que a cobertura vegetal poderia ser representada por uma grande folha única, daí o nome de “modelo da grande folha” (*big leaf model*). A Figura 6 mostra a representação das resistências envolvidas: a da cobertura (r_c), que representa a resistência equivalente às exercidas pelos estômatos, pela cutícula e pelo solo, e a resistência aerodinâmica (r_a), que representa a resistência ao transporte de vapor exercida pelo fluxo de ar dependente da velocidade do vento.

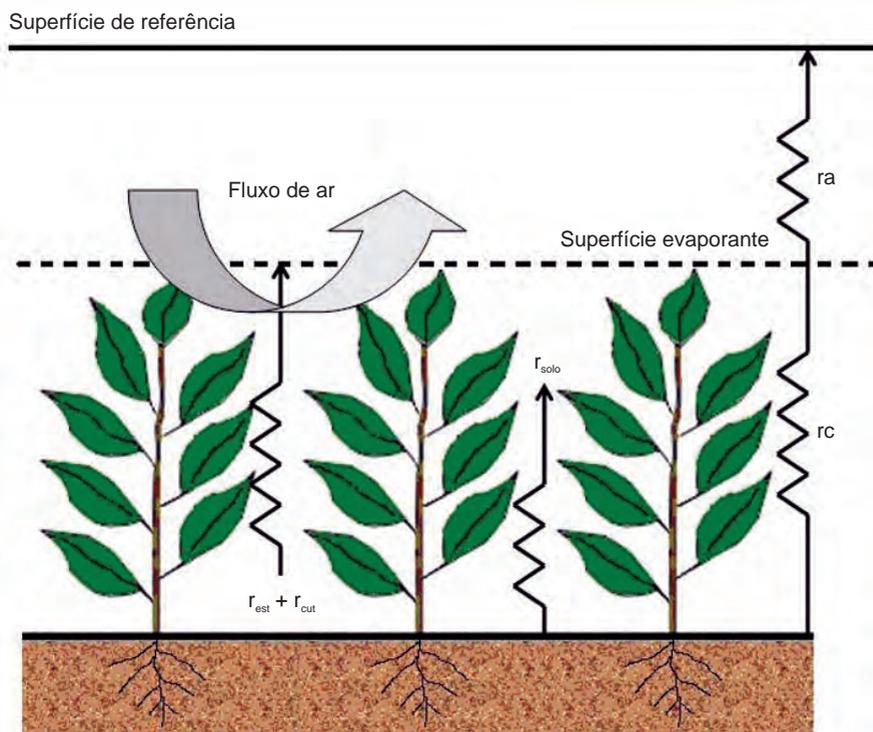


Figura 6. Representação da resistência do ar e da cobertura ao fluxo de vapor.

Fonte: adaptado de Allen et al. (1998).

Allen et al. (1998) ajustaram o atualmente denominado método de Penman-Monteith para a estimativa da evapotranspiração de referência na escala diária, de acordo com a definição de ET_o , dada anteriormente, com a seguinte parametrização recomendada como padrão pela FAO para a estimativa dessa variável expressa em mm d^{-1} :

$$ET_o = \{0,408s(Rn - G) + \gamma[900/(T + 273)] U_{2m} (e_s - e_a)\} / [s + \gamma(1 + 0,34U_{2m})] \quad (23)$$

em que Rn é o saldo de radiação ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), G o fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), T a temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$), U_{2m} a velocidade do vento a 2 m acima da superfície (m s^{-1}), $e_s - e_a$ o deficit de pressão de saturação do ar (kPa), γ a constante psicrométrica igual a $0,063 \text{ kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ e s a tangente à curva de pressão de saturação de vapor na temperatura do ar ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

As equações recomendadas para a obtenção das variáveis acima são:

$$s = (4098es) / (T + 237,3)^2 \quad (24)$$

$$es = (es^{Tmax} + es^{Tmin}) / 2 \quad (25)$$

$$es^{Tmax} = 0,6108e^{[(17,27 Tmax) / (237,3 + Tmax)]} \quad (26)$$

$$es^{Tmin} = 0,6108e^{[(17,27 Tmin) / (237,3 + Tmin)]} \quad (27)$$

$$ea = (URmed \times es) / 100 \quad (28)$$

$$URmed = (URmax + URmin) / 2 \quad (29)$$

$$T = (Tmax + Tmin) / 2 \quad (30)$$

em que $Tmax$ é a temperatura máxima diária do ar ($^{\circ}\text{C}$), $Tmin$ a temperatura mínima diária do ar ($^{\circ}\text{C}$), $URmax$ a umidade relativa máxima (%) e $URmin$ a umidade relativa mínima (%).

Método de Priestley-Taylor

Priestley e Taylor (1972) sugeriram uma simplificação do método original de Penman (1948), pela qual o termo aerodinâmico é calculado como uma fração que ele representa em relação ao termo energético. Introduziram, então, um parâmetro, agora denominado de "Priestley-Taylor", igual a $1 +$ termo aerodinâmico/termo energético, e concluíram ser igual a $1,26$ a partir de medidas obtidas por meio de literatura revisada. A equação do método proposta e mostrada a seguir permite,

portanto, que a ET_o seja estimada sem o uso das variáveis deficit de saturação ($e_s - e_a$) e velocidade do vento:

$$ET_o = 1,26W (Rn - G) \quad (31)$$

em que Rn é o saldo de radiação sobre gramado ($MJm^{-2}d^{-1}$), G o fluxo de calor no solo ($MJm^{-2}d^{-1}$), λ o calor latente de evaporação ($2,45 MJkg^{-1}$ a $20^\circ C$) e W um fator de ponderação dependente da temperatura (T) e do coeficiente psicrométrico, determinado pelas seguintes expressões em razão da temperatura média diária do ar:

$$W = 0,407 + 0,0145T \quad (0 < T < 16^\circ C) \quad (32)$$

$$W = 0,483 + 0,01T \quad (16,1 < T < 32^\circ C) \quad (33)$$

Segundo Monteith e Unsworth (1990), há na literatura a tentativa de se mostrar que o valor 1,26 para o parâmetro de Priestley-Taylor é exatamente esse, mas há trabalhos que mostram que ele pode ser variável.

O termo G , caso não disponível, pode ser desprezado na estimativa da escala diária ou ainda estimado a partir da seguinte expressão (PEREIRA et al., 2002):

$$G = 0,38 (T_d - T_{-3d}) \quad (34)$$

em que T_d é a temperatura média do dia em questão e T_{-3d} a temperatura média do ar dos três dias anteriores, ambas em $^\circ C$.

Referências

ABOUKHALED, A.; ALFARO, A.; SMITH, M. **Lysimeters**. Rome, IT: FAO, 1982. 68 p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 39).

ALLEN, R. A.; HOWELL, T. A.; PRUITT, W. O.; WALTER, I. A.; JENSEN, M. E. **Lysimeters for evapotranspiration and environmental measurements**. New York: ASCE, 1991. 444 p.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome, IT: FAO, 1998. 300 p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56).

CAMARGO, A. P. **Balanco hídrico no Estado de São Paulo**. 3. ed. Campinas: IAC, 1971. 24 p. (Boletim, 116).

CAMARGO, A. P.; MARIN, F. R.; SENTELHAS, P. C.; PICINI, A. G. Ajuste da equação de Thornthwaite para estimar a evapotranspiração potencial em climas áridos e superúmidos, com base na

- amplitude térmica. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 7, n. 2, p. 251-257, 1999.
- CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. 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, p. 89-97, 1997.
- DOORENBOS, J.; PRUITT, J. O. **Guidelines for predicting crop water requirements**. Rome, IT: FAO, 1977. 179 p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 24).
- JENSEN, M. E.; BURMAN, R. D.; ALLEN, R. G. **Evapotranspiration and irrigation water requirements**. New York: ASCE, 1990. 332 p.
- JENSEN, M. E.; WRIGHT, J. L.; PRATT, B. J. Estimating soil moisture depletion from climate, crop and soil data. **Transactions of the ASAE**, Saint Joseph, v. 14, n. 5, p. 954-959, 1971.
- MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. In: FOGG, G. E. (Ed.). **The State and movement of water in living organisms**. London, GB: Academic Press, 1965. p. 205-234. (Symposium of the Society for Experimental Biology, 19).
- MONTEITH, J. L.; UNSWORTH, M. H. **Principles of environmental physics**. New York: Edward Arnold, 1990. 291 p.
- OMETTO, J. C. **Bioclimatologia vegetal**. São Paulo: Agronômica Ceres. 1981.
- PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. **Proceedings of the Royal Society**, London, GB, v. 193, p. 120-146, 1948.
- PENMAN, H. L. Penman, estimating evaporation. **Transactions of the American Geophysical Union**, Washington, DC, v. 37, p. 43-50, 1956.
- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Piracicaba: Agropecuária, 2002. 478 p.
- PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.
- PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Review**, [S.l.], v. 100, p. 81-82, 1972.
- ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA, S. B. **Microclimate: the biological environment**. New York: John Wiley & Sons, 1983.
- SENTELHAS, P. C. Agrometeorologia aplicada à irrigação. In: MIRANDA, J. H.; PIRES, R. C. M. **Irrigação**. Piracicaba: SBEA; Funep, 2001. p. 63-120.
- SMITH, M. **Report on the expert consultation of procedures for revision of FAO Guidelines for prediction of crops water requirements**. Rome, IT: FAO, 1991. 45 p.
- THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographic Review**, New York, v. 38, p. 55-94, 1948.

