

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO¹

Devido à dificuldade de se obter medidas precisas de evapotranspiração de referência (ET_o) rotineiramente, o mais comum é sua estimativa a partir dos elementos meteorológicos. Um grande número de métodos empíricos e semi-empíricos para a estimativa de ET_o foram desenvolvidos desde a primeira metade do século, quando Thornthwaite (1948), nos Estados Unidos, e Penman (1948), na Inglaterra, propuseram métodos desenvolvidos exclusivamente para se estimar a ET_o . Muitos desses métodos são, no entanto, de aplicação restrita, sendo válidos somente para condições climáticas específicas. Outros, porém, por apresentarem uma base física mais sólida, são universais, integrando todos os elementos que condicionam o processo de ET. Apesar da maior confiabilidade desses últimos, nem sempre é possível o seu emprego, o que dependerá da disponibilidade de dados meteorológicos no local de interesse.

Dentre os métodos mais empregados, quer seja por sua simplicidade, quer por seu grau de confiabilidade, destacam-se os de Blaney-Criddle, Thornthwaite, Camargo, Hargreaves-Samani, Tanque Classe A, Priestley-Taylor e Penman-Monteith, que serão descritos a seguir.

1. Método de Blaney-Criddle

Foi desenvolvido relacionando os valores de ET_o mensal com o produto da temperatura média mensal pela percentagem mensal do total anual de horas de luz solar. O método foi modificado pela FAO, incluindo ajustes climáticos locais.

$$ET_o = a + b \cdot [(0,457 \cdot T + 8,13) \cdot P] \quad (1)$$

em que

- ET_o - evapotranspiração de referência, mm/mês
- T - temperatura média mensal, °C
- P - percentagem mensal de horas anuais de luz solar, %
- a e b - coeficientes regionais de ajuste da equação

Os valores de P variam em função da latitude e estão no Quadro 1. Os valores de “a” e “b” variam em função das condições regionais de brilho solar, velocidade diurna do vento e umidade relativa mínima diurna, e são apresentados nos Quadros 2 e 3.

Para determinar a ET_o mensal de uma cultura, usando os Quadros 1, 2 e 3, é só verificar qual é a temperatura média mensal (T_m), a percentagem mensal de horas anuais de luz solar (P), a média mensal da umidade relativa mínima diurna do ar (UR_{min}), a média mensal diurna da velocidade do vento a 2 m de altura do solo (U_2) e a razão entre as

¹ O texto é uma compilação adaptada de partes de dois livros:

SENTELHAS, P.C. Agrometeorologia aplicada à irrigação. In: MIRANDA, J.H.; PIRES, R.C.M. (ed.). **Irrigação**. Piracicaba: FUNEP, 2001, p. 63-120.

BERNARDO, S. Manual de Irrigação. Viçosa: Imprensa Universitária UFV, 1995. 697 p.

horas de luz solar mensal atual e o fotoperíodo (n/N), de acordo com a região, em utilizar a Equação 1.

Quadro 1 – Valores de percentagem mensal de horas de luz solar (P) para latitudes Sul de 0° a 40 °, segundo o método de Blaney-Cridle

Lat. Sul	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
0°	8,50	7,65	8,48	8,23	8,50	8,22	8,49	8,51	8,22	8,48	8,12	8,49
2°	8,57	7,70	8,49	8,20	8,43	8,16	8,42	8,45	8,21	8,51	8,29	8,57
4°	8,63	7,74	8,50	8,17	8,38	8,06	8,35	8,41	8,20	8,55	8,35	8,66
6°	8,69	7,79	8,51	8,13	8,32	7,98	8,27	8,37	8,20	8,58	8,42	8,74
8°	8,77	7,83	8,52	8,09	8,27	7,89	8,20	8,33	8,19	8,60	8,49	8,82
10°	8,82	7,88	8,53	8,06	8,20	7,82	8,14	8,23	8,18	8,63	8,56	8,90
12°	8,90	7,92	8,54	8,02	8,14	7,75	8,06	8,22	8,17	8,67	8,63	8,98
14°	8,98	7,98	8,55	7,99	8,06	7,68	7,96	8,18	8,16	8,69	8,70	9,07
16°	9,08	8,00	8,56	7,97	7,99	7,61	7,89	8,12	8,15	8,71	8,76	9,16
18°	9,17	8,04	8,57	7,94	7,95	7,52	7,79	8,08	8,13	8,75	8,83	8,23
20°	9,26	8,08	8,58	7,89	7,88	7,43	7,71	8,02	8,12	8,79	8,91	9,33
22°	9,35	8,12	8,59	7,86	7,75	7,33	7,62	7,95	8,11	8,83	8,97	9,42
24°	9,44	8,17	8,60	7,83	7,64	7,24	7,54	7,90	8,10	8,87	9,04	9,53
26°	9,55	8,22	8,63	7,81	7,56	7,14	7,46	7,84	8,10	8,91	9,15	9,66
28°	9,65	8,27	8,63	7,78	7,49	7,04	7,38	7,78	8,08	8,95	9,20	9,76
30°	9,75	8,32	8,64	7,73	7,44	6,93	7,28	7,70	8,07	8,99	9,26	9,88
32°	9,85	8,37	8,66	7,70	7,36	6,82	7,18	7,62	8,06	9,03	9,35	10,00
34°	9,96	8,43	8,67	7,65	7,25	6,70	7,08	7,55	8,05	9,07	9,44	10,14
36°	10,07	8,50	8,68	7,62	7,14	6,58	6,98	7,48	8,04	9,12	9,53	10,26
38°	10,18	8,56	8,69	7,58	7,06	6,46	6,87	7,41	8,03	9,15	9,62	10,39
40°	10,32	8,62	8,71	7,54	6,93	6,33	6,75	7,33	8,02	9,20	9,71	10,54

Fonte: BERNARDO (1995)

Para calcular a ET_0 para todo o ciclo de uma cultura, basta somar os valores de ET_0 mensal dos meses que compõem seu ciclo.

Como esta equação foi desenvolvida para o cálculo da ET_0 mensal, deve-se evitar sua utilização no cálculo da ET_0 diária, pois, neste caso, seria pouco precisa.

Quadro 2 – Valores do coeficiente regional “a” em função de UR_{min} e n/N

n/N	UR_{min} (%)					
	0	20	40	60	80	100
0,0	-1,41	-1,32	-1,24	-1,15	-1,07	-0,98
0,2	-1,51	-1,52	-1,44	-1,35	-1,27	-1,18
0,4	-1,81	-1,72	-1,64	-1,55	-1,47	-1,38
0,6	-2,01	-1,92	-1,84	-1,75	-1,67	-1,58
0,8	-2,21	-2,12	-2,04	-1,95	-1,87	-1,78
1,0	-2,41	-2,32	-2,24	-2,15	-2,07	-1,98

Fonte: BERNARDO (1995)

Quadro 3 – Valores do coeficiente regional “b” em função de UR_{min}, n/N e U₂.

U ₂ (m/s)	n/N	UR _{min} (%)					
		0	20	40	60	80	100
0	0	0,84	0,80	0,74	0,64	0,52	0,38
	0,2	1,03	0,95	0,87	0,76	0,63	0,48
	0,4	1,22	1,10	1,01	0,88	0,74	0,57
	0,6	1,38	1,24	1,13	0,99	0,85	0,66
	0,8	1,54	1,37	1,25	1,09	0,94	0,75
	1,0	1,68	1,50	1,36	1,18	1,04	0,84
2	0	0,97	0,90	0,81	0,68	0,54	0,40
	0,2	1,19	1,08	0,96	0,84	0,66	0,50
	0,4	1,41	1,26	1,11	0,97	0,77	0,60
	0,6	1,60	1,42	1,25	1,09	0,89	0,70
	0,8	1,79	1,59	1,39	1,21	1,01	0,79
	1,0	1,98	1,74	1,52	1,31	1,11	0,89
4	0	1,08	0,98	0,87	0,72	0,56	0,42
	0,2	1,33	1,18	1,03	0,87	0,69	0,52
	0,4	1,56	1,38	1,19	1,02	0,82	0,62
	0,6	1,78	1,56	1,34	1,15	0,94	0,73
	0,8	2,00	1,74	1,50	1,28	1,05	0,83
	1,0	2,19	1,90	1,64	1,39	1,16	0,92
6	0	1,18	1,06	0,92	0,74	0,58	0,43
	0,2	1,44	1,27	1,10	0,91	0,72	0,54
	0,4	1,70	1,48	1,27	1,06	0,85	0,64
	0,6	1,94	1,67	1,44	1,21	0,97	0,75
	0,8	2,18	1,86	1,59	1,34	1,09	0,85
	1,0	2,39	2,03	1,74	1,46	1,20	0,95
8	0	1,26	1,11	0,96	0,76	0,60	0,44
	0,2	1,52	1,34	1,14	0,93	0,74	0,55
	0,4	1,79	1,56	1,32	1,10	0,87	0,66
	0,6	2,05	1,76	1,49	1,25	1,00	0,77
	0,8	2,30	1,96	1,66	1,39	1,12	0,87
	1,0	2,54	2,14	1,82	1,52	1,24	0,98
10	0	1,29	1,15	0,98	0,78	0,61	0,45
	0,2	1,58	1,38	1,17	0,96	0,75	0,56
	0,4	1,86	1,61	1,36	1,13	0,89	0,68
	0,6	2,13	1,83	1,54	1,28	1,03	0,79
	0,8	2,39	2,03	1,71	1,43	1,15	0,89
	1,0	2,63	2,22	1,86	1,56	1,27	1,00

Fonte: BERNARDO (1995)

2. Método de Thornthwaite

Publicado em 1948, é um dos primeiros métodos desenvolvidos para estimar ET_o. Baseia-se na relação empírica existente entre a ET_o e a temperatura do ar, que expressa a energia disponível no ambiente. Este método foi desenvolvido e testado em condições de clima úmido. Portanto, subestima os valores de ET_o em condições de clima seco por não considerar o poder evaporante do ar.

O valor de ET_o é obtido, em mm/mês, pela seguinte formulação (Pereira, 2001).

$$ET_{pd} = 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot T_m}{I} \right)^a \quad \text{para } 0 < T_m < 26,5^\circ\text{C} \quad (2)$$

$$ET_{pd} = -415,85 + 32,24 \cdot T_m - 0,43 \cdot T_m^2 \quad \text{para } T \geq 26,5^\circ\text{C} \quad (3)$$

em que

ET_{pd} – evapotranspiração padronizada para um mês de 30 dias e para um fotoperíodo de 12 h, mm/mês

T_m – temperatura média do mês, °C

“I” e “a” – índices de calor, obtidos a partir de dados climáticos normais regionais e determinados pelas seguintes expressões:

$$I = \sum_{i=1}^{12} (0,2 \cdot T_{n_i})^{1,514} \quad (4)$$

$$I = 12 \cdot (0,2 \cdot T_a)^{1,514} \quad (5)$$

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

em que

T_{n_i} – Temperatura média normal do mês “i” (i = 1 a 12), °C

T_a – Temperatura média anual normal (média histórica), °C

Após essa etapa parte-se para o cálculo de ET_o , corrigindo-se o valor de ET_{pd} em função do número de dias (ND) e do fotoperíodo médio (N, vide Quadro 4) do mês em questão. Assim, a ET_o mensal (mm/mês) é dada por:

$$ET_o = ET_{pd} \cdot \frac{ND}{30} \cdot \frac{N}{12} \quad (7)$$

No caso da determinação de ET_o diária (mm/dia), basta determinar ET_{pd} com a temperatura média do ar do dia e utilizar a seguinte formulação:

$$ET_{o,d} = \frac{ET_{pd}}{30} \cdot \frac{N}{12} \quad (8)$$

Resultados experimentais mostram que este método apresenta boas estimativas de ET_o para condições de clima úmido no Brasil (Camargo, 1962; Camargo e Sentelhas, 1996; Medeiros, 1998). No entanto, para condições de clima super-úmido e semi-árido, sua eficácia é discutível, como mostra o trabalho de Camargo et al. (1997), que pressupõe um ajuste para tais condições, utilizando-se a temperatura efetiva nos cálculos, que é uma correção da temperatura média anteriormente utilizada. A temperatura efetiva é dada pela seguinte fórmula:

$$T_{ef} = 0,36 \cdot (3 \cdot T_{max} - T_{min}) \quad (9)$$

em que,

T_{max} – temperatura máxima do ar, °C

T_{min} – temperatura mínima do ar, °C

Quadro 4 – Número máximo de horas de brilho solar (fotoperíodo – N) para o 15º dia de cada mês, para latitudes do Hemisfério Sul

Lat. Sul	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
0º	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0
2º	12,1	12,1	12,0	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9	12,0	12,0	12,1	12,1
4º	12,2	12,1	12,0	11,9	11,8	11,8	11,8	11,9	12,0	12,1	12,2	12,2
6º	12,3	12,2	12,0	11,9	11,7	11,6	11,7	11,8	12,0	12,1	12,3	12,3
8º	12,4	12,2	12,0	11,8	11,6	11,5	11,6	11,7	12,0	12,2	12,4	12,5
10º	12,5	12,3	12,1	11,8	11,5	11,4	11,5	11,7	12,0	12,2	12,5	12,6
12º	12,6	12,4	12,1	11,7	11,4	11,3	11,4	11,6	12,0	12,3	12,6	12,7
14º	12,7	12,4	12,1	11,7	11,3	11,2	11,2	11,5	11,9	12,3	12,7	12,8
16º	12,8	12,5	12,1	11,6	11,2	11,0	11,1	11,5	11,9	12,4	12,8	12,9
18º	13,0	12,6	12,1	11,6	11,1	10,9	11,0	11,4	11,9	12,4	12,9	12,9
20º	13,1	12,6	12,1	11,5	11,0	10,8	10,9	11,3	11,9	12,5	13,0	13,2
22º	13,2	12,7	12,1	11,5	10,9	10,7	10,8	11,2	11,9	12,5	13,1	13,3
24º	13,3	12,8	12,2	11,4	10,8	10,5	10,6	11,2	11,9	12,6	13,2	13,5
26º	13,5	12,9	12,2	11,4	10,7	10,4	10,5	11,1	11,8	12,6	13,3	13,6
28º	13,6	13,0	12,2	11,3	10,6	10,2	10,4	11,0	11,8	12,7	13,4	13,8
30º	13,7	13,0	12,2	11,3	10,5	10,1	10,2	10,9	11,8	12,7	13,5	13,9

Fonte: MIRANDA & PIRES, 2001

Exemplos de Aplicação

Exemplo 1:

Determinação da ET_o mensal para um local com temperaturas médias mensais entre 0 e 26,5°C.

Local: Barreiras, BA (Lat. 12º 09' S, Long. 45º 00' W, Alt. 439 m)

Mês	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Média anual
T _m	24,7	24,7	24,6	24,3	23,4	22,4	22,2	23,6	25,9	25,9	25,3	24,7	24,3
ET _{pd}	109,4	109,4	108,0	104,0	92,7	81,1	78,9	95,2	126,4	126,4	117,7	109,4	104,9
ND	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	---
N	12,6	12,4	12,1	11,7	11,4	11,3	11,4	11,6	11,9	12,3	12,6	12,7	---
ET _{o,d}	3,8	3,8	3,6	3,4	2,9	2,5	2,5	3,1	4,2	4,3	4,1	3,9	3,5
ET _o	118,6	105,5	112,5	101,4	91,0	76,4	77,5	95,0	125,3	133,9	123,6	119,6	106,7

I = 131,61

a = 3,06

Procedimento de Cálculo

- Cálculo de I (Equação 4):

$$I = (0,2 \cdot 24,7)^{1,514} + (0,2 \cdot 24,7)^{1,514} + \dots + (0,2 \cdot 25,3)^{1,514} + (0,2 \cdot 24,7)^{1,514}$$

$$I = 131,63$$

- Cálculo de a (Equação 6):

$$a = 0,49239 + 1,7912 \cdot 10^{-2} \cdot (131,63) - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot (131,63)^2 + 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot (131,63)^3$$

$$a = 3,05$$

- Cálculo de ET_{pd} (Equação 2, pois todos os valores de T_m são menores que $26,5^\circ\text{C}$):

$$ET_{pd(jan)} = 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot 24,7}{131,63} \right)^{3,06} = 109,4 \text{ mm/mês}$$

- Cálculo de ET_o (Equação 7):

$$ET_o(jan) = 109,4 \cdot \frac{31}{30} \cdot \frac{12,6}{12} = 118,6 \text{ mm/mês}$$

Exemplo 2:

Determinação da ET_o mensal para um local com alguns valores de temperatura média mensal maior que $26,5^\circ\text{C}$.

Local: Sobral, CE (Lat. $3^\circ 42' \text{ S}$, Long. $40^\circ 21' \text{ W}$, Alt. 83 m)

Mês	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Média anual
T_m	26,7	27,1	26,4	27,3	26,0	25,9	25,2	26,7	26,3	27,6	27,1	27,1	26,6
ET_{pd}	138,4	142,1	131,0	143,6	123,7	121,9	110,0	138,4	129,1	146,4	142,1	142,1	135,0
ND	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	---
N	12,2	12,1	12,0	11,9	11,8	11,8	11,8	11,9	12,0	12,1	12,2	12,2	---
$ET_{o,d}$	4,7	4,8	4,4	4,7	4,1	4,0	3,6	4,6	4,3	4,9	4,8	4,8	4,5
ET_o	145,4	133,7	135,4	142,4	125,7	119,9	111,8	141,8	129,1	152,6	144,4	149,2	136,9

$$I = 150,89 \quad a = 3,76$$

Procedimento de Cálculo

- Cálculo de I (Equação 4):

$$I = (0,2 \cdot 26,7)^{1,514} + (0,2 \cdot 27,1)^{1,514} + \dots + (0,2 \cdot 27,1)^{1,514} + (0,2 \cdot 27,1)^{1,514}$$

$$I = 150,89$$

- Cálculo de a (Equação 6):

$$a = 0,49239 + 1,7912 \cdot 10^{-2} \cdot (150,89) - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot (150,89)^2 + 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot (150,89)^3$$

$$a = 3,76$$

- Cálculo de ET_{pd}

Equação 3 para os meses Jan, Fev, Abr, Ago, Out, Nov e Dez ($T_m > 26,5^\circ\text{C}$):

$$ET_{pd(jan)} = -415,85 + 32,24 \cdot (26,7) - 0,43 \cdot (26,7)^2 = 138,4 \text{ mm/mês}$$

Equação 2 para os meses Mar, Mai, Jun, Jul e Set

$$ET_{pd(mar)} = 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot 26,4}{150,89} \right)^{3,76} = 131,0 \text{ mm/mês}$$

- Cálculo de ET_o

$$ET_{o(jan)} = 142,05 \cdot \frac{31}{30} \cdot \frac{12,2}{12} = 145,4 \text{ mm/mês}$$

$$ET_{o(mar)} = 131,0 \cdot \frac{31}{30} \cdot \frac{12,0}{12} = 135,4 \text{ mm/mês}$$

Exemplo 3:

Determinação da ET_o diária para os locais utilizados nos exemplos anteriores.

a) Barreiras, BA – Dia 15/01/2003 $\Rightarrow T_m = 24,7^\circ\text{C}$ e $N = 12,6$ h

Procedimento de cálculo:

Cálculo de ET_{pd} (Eq. 2):
$$ET_{pd(jan)} = 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot 24,7}{131,63} \right)^{3,06} = 109,4 \text{ mm/mês}$$

Cálculo de $ET_{o,d}$ (Eq.):
$$ET_{o,d(jan)} = \frac{109,4}{30} \cdot \frac{12,6}{12} = 3,8 \text{ mm/d}$$

a) Sobral, CE – Dia 15/01/2003 $\Rightarrow T_m = 26,7^\circ\text{C}$ e $N = 12,2$ h

Procedimento de cálculo:

Cálculo de ET_{pd} (Eq. 2):

$$ET_{pd(jan)} = -415,85 + 32,24 \cdot (26,7) - 0,43 \cdot (26,7)^2 = 138,4 \text{ mm/mês}$$

Cálculo de $ET_{o,d}$ (Eq.):
$$ET_{o,d(jan)} = \frac{138,4}{30} \cdot \frac{12,2}{12} = 4,7 \text{ mm/d}$$

Exemplo 4:

Determinação de ET_o diária para região de clima árido, utilizando a temperatura média e a temperatura efetiva, proposta por Camargo et al. (1997).

Sobral, CE – Dia 15/01/2003 $\Rightarrow T_m = 27,5^\circ\text{C}$, $T_{\max} = 35,6^\circ\text{C}$, $T_{\min} = 19,4^\circ\text{C}$ e $N = 12,2 \text{ h}$

Procedimento de Cálculo

- Cálculo de ET_o com temperatura média diária

$$ET_{pd(jan)} = -415,85 + 32,24 \cdot (27,5) - 0,43 \cdot (27,5)^2 = 145,6 \text{ mm/mês}$$

$$ET_{o,d(jan)} = \frac{145,6}{30} \cdot \frac{12,2}{12} = 4,9 \text{ mm/d}$$

- Cálculo de ET_o com temperatura efetiva

$$T_{ef} = 0,36 \cdot (3 \cdot 35,6 - 19,4) = 31,5^\circ\text{C}$$

$$ET_{pd(jan)} = -415,85 + 32,24 \cdot (31,5) - 0,43 \cdot (31,5)^2 = 174,0 \text{ mm/mês}$$

$$ET_{o,d(jan)} = \frac{174,0}{30} \cdot \frac{12,2}{12} = 5,9 \text{ mm/d}$$

3. Método de Camargo

Este método foi proposto por Camargo (1971) e é uma simplificação do método de Thornthwaite (1948). Assim, apresenta as mesmas vantagens (utiliza apenas a temperatura média do ar) e desvantagens (não considera o poder evaporante do ar) que o método original, no qual ele se baseia. A vantagem adicional deste método em relação ao apresentado anteriormente é que não há necessidade do uso de dados normais (média histórica) de temperatura do ar. A ET_o é estimada diretamente a partir da seguinte fórmula:

$$ET_o = 0,01 \cdot Q_o \cdot T_m \cdot ND \quad (10)$$

em que,

Q_o – irradiância solar extraterrestre (no topo da atmosfera), expressa em mm de evaporação equivalente, conforme o Quadro 5.

Quadro 5 – Irradiância solar extraterrestre (Q_0), expressa em mm/d para o 15º dia de cada mês, para latitudes do Hemisfério Sul.

Lat. Sul	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
0°	14,5	15,0	15,2	14,7	13,9	13,4	13,5	14,2	14,9	14,9	14,6	14,3
2°	14,8	15,2	15,2	14,5	13,6	13,0	13,2	14,0	14,8	15,0	14,8	14,6
4°	15,0	15,3	15,1	14,3	13,3	12,7	12,8	13,7	14,7	15,1	15,0	14,9
6°	15,3	15,4	15,1	14,1	13,0	12,6	12,5	13,5	14,6	15,1	15,2	15,1
8°	15,6	15,6	15,0	14,0	12,7	12,0	12,2	13,2	14,5	15,2	15,4	15,4
10°	15,9	15,7	15,0	13,8	12,4	11,6	11,9	13,0	14,4	15,3	15,7	15,7
12°	16,1	15,8	14,9	13,5	12,0	11,2	11,5	12,7	14,2	15,3	15,8	16,0
14°	16,3	15,8	14,9	13,2	11,6	10,8	11,1	12,4	14,0	15,3	15,9	16,2
16°	16,5	15,9	14,8	13,0	11,3	10,4	10,8	12,1	13,8	15,3	16,1	16,4
18°	16,7	15,9	14,7	12,7	10,9	10,0	10,4	11,8	13,7	15,3	16,2	16,7
20°	16,7	16,0	14,5	12,4	10,6	9,6	10,0	11,5	13,5	15,3	16,2	16,8
22°	16,9	16,0	14,3	12,0	10,2	9,1	9,6	11,1	13,1	15,2	16,4	17,0
24°	16,9	15,9	14,1	11,7	9,8	8,6	9,1	10,7	13,1	15,1	16,5	17,1
26°	17,0	15,9	13,9	11,4	9,4	8,1	8,7	10,4	12,8	15,0	16,5	17,3
28°	17,1	15,8	13,7	11,1	9,0	7,8	8,3	10,0	12,6	14,9	16,6	17,5
30°	17,2	15,7	13,5	10,6	8,5	7,4	7,8	9,6	12,2	14,7	16,7	17,6

Fonte: Pereira et al., 2001

Exemplos de Aplicação

Exemplo 1

Determinação da ET_0 mensal para as localidades de Capão Bonito- SP e Petrolina-PE.

Local	Mês	T_m (°C)	Q_0 (mm/d)	ND	ET_0 (mm/mês)
Capão Bonito – SP Lat. 24° 02' S	Janeiro	23,2	16,9	31	121,5
	Julho	16,2	9,6	31	48,2
Petrolina-PE Lat. 9° 14' S	Janeiro	26,9	15,9	31	132,6
	Julho	24,7	11,9	31	91,1

Exemplo 2

Determinação da ET_0 diária para de Ribeirão Preto- SP (Lat. 21° 11' S) em 31/04/2003, quando $T_m = 26,5^\circ\text{C}$, $Q_0 = 12,2$ mm/d e $ND = 1$ dia.

$$ET_0 = 0,01 \cdot 12,2 \cdot 26,5 \cdot 1 = 3,2 \text{ mm/d}$$

4. Método de Hargreaves e Samani

Método desenvolvido por Hargreaves & Samani (1985) para as condições de clima semi-árido da Califórnia. É recomendado pela FAO (Allen et al., 1998) como uma opção para a estimativa de ET_o quando há somente disponibilidade de dados de temperatura do ar local. Assim como os métodos de Camargo e de Thornthwaite, não é de aplicação universal e, portanto, deve ser calibrado para outras condições climáticas. Normalmente provoca superestimativas em condições de clima úmido (Sentelhas & Camargo, 1996; Allen et al., 1998). Sua fórmula para a estimativa diária de ET_o é a seguinte:

$$ET_o = 0,0023 \cdot Q_o \cdot (T_{max} - T_{min})^{0,5} \cdot (T_m + 17,8) \quad (11)$$

Exemplo de Aplicação

Determinação da ET_o no dia 15/03/2003, em Petrolina-PE (Lat. 9° 14' S), quando $T_m = 27^\circ\text{C}$, $T_{max} = 36,0^\circ\text{C}$ e $T_{min} = 18,4^\circ\text{C}$.

$$\text{Quadro 5} \Rightarrow Q_o = 15,0 \text{ mm/d}$$

$$ET_o = 0,0023 \cdot 15 \cdot (36,0 - 18,5)^{0,5} \cdot (27,2 + 17,8) = 6,5 \text{ mm/d}$$

5. Método do Tanque Classe A

Este método é baseado na proporcionalidade existente entre a evaporação do tanque Classe A e a ET_o . Logicamente, devido às diferenças entre a superfície de água livre e a superfície de uma cultura, e entre os mecanismos de resistência ao transporte de água e vapor que atuam nesses dois meios, a quantidade de água que é transferida para a atmosfera pelos processos de evaporação (Tanque Classe A) e evapotranspiração (Cultura) difere significativamente, necessitando-se de um coeficiente de proporcionalidade para converter a evaporação do tanque Classe A (ECA) em evapotranspiração. Esse coeficiente é denominado coeficiente de tanque, e é utilizado na seguinte fórmula:

$$ET_o = ECA \cdot K_p \quad (12)$$

O valor de K_p é sempre menor que 1 e é função da velocidade do vento, da umidade relativa do ar, do tipo e do tamanho da bordadura circunvizinha ao tanque. Quanto maior a velocidade do vento, menor a umidade relativa e menor a bordadura, menor o valor de K_p . Isto se dá devido ao aumento excessivo da ECA nessas condições, em relação ao aumento de ET_o .

Os valores de K_p normalmente são apresentados na forma de tabelas (Doorembos & Kassam, 1994; Allen et al., 1998; Pereira et al., 2001). No entanto, para facilitar a interpolação e o uso de sistemas informatizados, o K_p pode ser obtido pelas seguintes

equações apresentadas por Allen et al. (1998):

Bordadura vegetada (grama)

$$K_p = 0,108 - 0,0286 \cdot U_{2m} + 0,0422 \cdot \ln(B) + 0,1434 \cdot \ln(UR_m) - 0,00063 \cdot [\ln(B)]^2 \cdot \ln(UR_m) \quad (13)$$

Bordadura sem vegetação

$$K_p = 0,61 + 0,00341 \cdot UR_m - 0,000162 \cdot U_{2m} \cdot UR_m - 0,00000959 \cdot U_{2m} \cdot B + 0,00327 \cdot U_{2m} \cdot \ln(B) - 0,00289 \cdot U_{2m} \cdot \ln(86,4 \cdot U_{2m}) - 0,0106 \cdot \ln(86,4 \cdot U_{2m}) \cdot \ln(B) + 0,00063 \cdot [\ln(B)]^2 \cdot \ln(86,4 \cdot U_{2m}) \quad (14)$$

em que,

U_{2m} – velocidade média do vento a 2 m de altura do solo, m/s

B – extensão da bordadura, m

UR_m – umidade relativa média do ar, %

* Atentar para os limites das equações 13 e 14, que são:

U_{2m} entre 1 e 8 m/s

B entre 1 e 1000 m

UR_m entre 30 e 84%

Exemplos de Aplicação

Exemplo 1

Determinação da ET_o no dia 16/02/2003 em Barreiras-BA, para $ECA = 6$ mm/d, $U_{2m} = 2,2$ m/s, $UR_m = 55\%$ e 10 m de extensão da bordadura.

Procedimento de cálculo:

- Cálculo de K_p (Eq. 13)

$$K_p = 0,108 - 0,0286 \cdot 2,2 + 0,0422 \cdot \ln(10) + 0,1434 \cdot \ln(55) - 0,00063 \cdot [\ln(10)]^2 \cdot \ln(55)$$

$$K_p = 0,70$$

- Cálculo da ET_o diária (Eq. 12)

$$ET_o = 6,0 \cdot 0,70 = 4,2 \text{ mm/d}$$

Uma alternativa no caso de não se dispor de dados de UR_m e de U_{2m} é o de se adotar um K_p fixo, representativo da região. Sentelhas et al. (199) obtiveram um K_p médio igual a 0,72 para Piracicaba - SP. Uma outra opção proposta no boletim 56 da FAO (Allen

et al., 1998) é a de se adotar valores médios de UR_m e U_{2m} para a região, como mostra a Tabela 3.

Tabela 1 – Critério prático para determinação de valores representativos de U_{2m} e UR_m para a região, para sua utilização na determinação do K_p .

Velocidade do vento	U_{2m} (m/s)	Clima	UR_m (%)
Fraca	$\leq 1,0$	Árido	45
Fraca a Moderada	1,1 – 3,0	Semi-árido	55
Moderada a Forte	3,1 – 4,0	Sub-úmido	70
Forte	$> 4,0$	Úmido	85

Fonte: Sentelhas (2001), adaptado de Allen et al. (1998).

Exemplo 2

Determinação da ET_o para o dia 30/12/2002 em Petrolina – PE, quando $ECA = 7,0$ mm/d. A bordadura está sem vegetação e tem uma extensão de 100 m.

Procedimento de cálculo

- Determinação de U_{2m} e UR_m (Tabela 3)

Clima semi-árido: $UR_m = 55\%$

Velocidade do vento “Fraca a Moderada”: $U_{2m} = 2$ m/s

- Cálculo de K_p (Eq. 14)

$$K_p = 0,61 + 0,00341 \times 55 - 0,000162 \times 55 - 0,00000959 \times 2 \times 100 + 0,00327 \times 2 \times \ln 100 - 0,00289 \times \ln (86,4 \times 2) - 0,0106 \times \ln (86,4 \times 2) \times \ln 100 + 0,00063 \times (\ln 100)^2 \times \ln (86,4 \times 2)$$

$$K_p = 0,60$$

- Cálculo da ET_o diária (Eq. 12)

$$ET_o = 7,0 \times 0,60 = 4,2 \text{ mm/d}$$

6. Método de Priestley-Taylor

É uma simplificação do método original de Penman (1948), em que o segundo termo da equação, denominado aerodinâmico (AERO), é substituído por uma fração do primeiro termo, denominado energético (ENERG).

O método de Penman considera que:

$$ET_o = \text{ENERG} + \text{AERO}$$

Dividindo-se todos os termos da equação pelo termo ENERG, tem-se que:

$$\frac{ET_o}{ENERG} = \frac{ENERG}{ENERG} + \frac{AERO}{ENERG}$$

$$\frac{ET_o}{ENERG} = 1 + \frac{AERO}{ENERG}$$

Nessa situação, $\left(1 + \frac{AERO}{ENERG}\right)$ é denominado de Parâmetro de Priestley-Taylor, tendo o valor de 1,26. Sendo o termo energético igual a $W \times (Rn - G)$, o método de Priestley-Taylor fica com a seguinte formulação:

$$ET_o = 1,26 \cdot W \cdot \frac{(Rn - G)}{\lambda} \quad (15)$$

em que,

Rn – saldo de radiação, MJ/(m² · d)

G – fluxo de calor no solo, MJ/(m² · d)

λ – calor latente de evaporação; λ = 2,45 MJ/(m² · d) a 20°C

W – fator de ponderação dependente da temperatura (T) e da umidade do ar

$$\text{Para } 0 < T \leq 16^\circ\text{C} \quad W = 0,407 + 0,0145 \cdot T \quad (16)$$

$$\text{Para } T > 16^\circ\text{C} \quad W = 0,483 + 0,01 \cdot T \quad (17)$$

O valor de Rn pode ser medido por instrumentos meteorológicos, ou estimado por meio das seguintes equações:

$$Rn = \{ [(Qg \cdot (1 - r)) + [- 4,903 \cdot 10^{-9} \cdot T^4 \cdot (0,34 - 0,14 \cdot ea^{0,5}) \cdot (0,1 + 0,9 \cdot n/N)]] \} \quad (18)$$

$$Rn = Qo \cdot (a + b \cdot n/N) \quad (19)$$

$$Rn = c \cdot Qg \quad (20)$$

em que,

a, b e c – coeficientes estatísticos, dependentes do local (latitude e altitude), tipo de vegetação e época do ano;

Qg – irradiância solar global, MJ/(m² · d);

Qo – irradiância solar extraterrestre, MJ/(m² · d) (Ver Quadro 5)

T – temperatura do ar, em Kelvin (K = °C + 273)

ea – pressão atual de vapor d'água na atmosfera, kPa;

n – número efetivo de horas de brilho solar diário (insolação)

N – fotoperíodo ou número máximo de horas de brilho solar diário (Quadro 4)

Para as condições de Piracicaba – SP, os valores de a, b e c para estimativa de Rn em superfícies gramadas foram determinados por Ometto (1981) e Pereira et al. (1998), sendo:

$$a = 0,17 \text{ e } b = 0,22 \quad (\text{outubro-março})$$

$$a = 0,15 \text{ e } b = 0,12 \quad (\text{abril-setembro})$$

$$c = 0,574$$

Não se dispondo de medidas de G, esse valor poderá ser desprezado para a escala diária, ou ainda, estimado a partir da seguinte expressão (Pereira et al., 2001):

$$G = 0,38 \cdot (T_d - T_{-3d}) \quad (21)$$

em que,

T_d – temperatura média do ar no dia em questão, °C

T_{-3d} – temperatura média do ar nos três dias anteriores, °C

Exemplo de Aplicação: Determinação da ET_o para o dia 12/02/2001 em Cáceres – MT, quando $Rn = 16 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, $G = 0,7 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ e $T = 25,8^\circ\text{C}$.

Procedimento de cálculo:

- Cálculo de W (Eq. 17)

$$W = 0,483 + 0,01 \cdot 25,8 = 0,741$$

- Cálculo de ET_o (Eq. 15)

$$ET_o = 0,741 \cdot 1,26 \cdot \frac{(16,0 - 0,7)}{2,45} = 5,8 \text{ mm/d}$$

7. Método de Penman-Monteith (FAO)

Em 1948, Penman combinou o balanço de energia com o método do transporte de massa e derivou uma equação para descrever a evaporação de superfícies de água livre, do solo e da vegetação, partindo de dados obtidos em estações meteorológicas (insolação, temperatura e umidade do ar, e velocidade do vento).

Esse método foi denominado de combinado e, ao longo do tempo, foi adaptado para calcular a evapotranspiração de superfícies vegetadas por meio da introdução de fatores de resistência da planta à perda de água. Essas resistências foram genericamente denominadas de resistência de cobertura (r_c), e representam todo o conjunto de resistências das superfícies que atuam no processo. A r_c atua em série com a resistência do ar (r_a), como mostra a Figura 1. A r_c descreve as resistências ao fluxo de vapor exercidas pelos estômatos, pela cutícula e pelo solo, enquanto que r_a representa a

resistência ao transporte de vapor exercida pelo fluxo de ar e, portanto, depende da velocidade do vento.

Figura 1 – Representação da resistência do ar e da cobertura ao fluxo de vapor. Adaptado de Allen et al. (1998)

A equação obtida com esse novo conceito de resistência da superfície foi apresentada por Monteith (1965) e foi adaptada por Allen et al., (1989) para a estimativa da evapotranspiração de referência na escala diária, sendo atualmente recomendada como padrão da FAO (Organização das Nações Unidas para Alimentos e Agricultura), com a seguinte equação:

$$ET_o = \frac{\left\{ 0,408 \cdot s \cdot (Rn - G) + \gamma \cdot \left[\frac{900}{(T_m + 273)} \right] \cdot U_{2m} \cdot (es - ea) \right\}}{[s + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot U_{2m})]} \quad (22)$$

em que,

s – declividade da curva de pressão de vapor d'água na atmosfera em função da temperatura do ar, kPa/°C

Rn – saldo de radiação, MJ/(m² · d)

G – fluxo de calor no solo, MJ/(m² · d)

γ – constante psicrométrica, kPa/°C

T_m – temperatura média do ar, °C

U_{2m} – velocidade do vento a 2m do solo, m/s

es – pressão de saturação de vapor d'água na atmosfera, kPa

ea – pressão atual de vapor d'água na atmosfera, kPa

As equações recomendadas para a obtenção das variáveis acima são:

$$s = (4098 \cdot es) / (T_m + 237,3)^2 \quad (23)$$

$$es = (es_{T_{\max}} + es_{T_{\min}})/2 \quad (24)$$

$$es_{T_{\max}} = 0,6108 \cdot e^{[(17,27 \cdot T_{\max}) / (237,3 + T_{\max})]} \quad (25)$$

$$es_{T_{\min}} = 0,6108 \cdot e^{[(17,27 \cdot T_{\min}) / (237,3 + T_{\min})]} \quad (26)$$

$$ea = (UR_m \cdot es)/100 \quad (27)$$

$$UR_m = (UR_{\max} + UR_{\min})/2 \quad (28)$$

$$T_m = (T_{\max} + T_{\min})/2 \quad (29)$$

em que,

T_{\max} – temperatura máxima do ar, °C

T_{\min} – temperatura mínima do ar, °C

UR_{\max} – umidade relativa máxima do ar, °C

UR_{\min} – umidade relativa mínima do ar, °C

Os procedimentos de medida e estimativa de R_n são apresentados no método de Priestley-Taylor, enquanto a estimativa de G é apresentada na Equação 21.

Este método vem sendo largamente utilizado em todo o mundo, apresentando excelentes resultados (Allen et al., 1989, 1994 e 1998). No Brasil seu emprego já é bastante difundido nos meios acadêmicos, mas a falta de dados meteorológicos necessários ao seu emprego é o principal problema para sua aplicação no meio agrícola.

Exemplo de Aplicação: Determinação de ET_o para o dia 16/06/2002 em Uberlândia – MG, quando $R_n = 8,5 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, $G = 0,8 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, $T_{\min} = 18 \text{ °C}$, $T_{\max} = 30 \text{ °C}$, $U_{2m} = 1,8 \text{ m/s}$, $UR_{\min} = 40\%$; $UR_{\max} = 100\%$.

Procedimento de cálculo:

- Cálculo de $es_{T_{\max}}$, $es_{T_{\min}}$ e es (Equações 24, 25 e 26)

$$es_{T_{\max}} = 0,6108 \cdot e^{[(17,27 \cdot 30) / (237,3 + 30)]} = 4,24 \text{ kPa}$$

$$es_{T_{\min}} = 0,6108 \cdot e^{[(17,27 \cdot 18) / (237,3 + 18)]} = 2,06 \text{ kPa}$$

$$es = (4,24 + 2,06)/2 = 3,15 \text{ kPa}$$

- Cálculo de T_m (Eq. 29)

$$T_m = (30 + 18)/2 = 24^\circ\text{C}$$

- Cálculo de s (Eq. 23)

$$s = (4098 \cdot 3,15)/(24 + 237,3)^2 = 0,1891 \text{ kPa}/^\circ\text{C}$$

- Cálculo de UR_m (Eq. 28)

$$UR_m = (100 + 40)/2 = 70\%$$

- Cálculo de ea (Eq. 27)

$$ea = (40 \cdot 3,15)/100 = 2,21 \text{ kPa}$$

- Cálculo de ET_o (Eq. 22)

$$ET_o = \frac{\left\{ 0,408 \cdot 0,1891 \cdot (8,5 - 0,8) + 0,063 \cdot \left[\frac{900}{(24 + 273)} \right] \cdot 1,8 \cdot (3,15 - 2,21) \right\}}{[0,1891 + 0,063 \cdot (1 + 0,34 \cdot 1,8)]} = 3,2 \text{ mm/d}$$

8. Critérios para a escolha do método de estimativa de ET_o

De acordo com pereira et al.(2001), a escolha de um método de estimativa de ET_o depende de uma série de fatores. O primeiro deles é a disponibilidade de dados meteorológicos, pois os métodos mais complexos exigem grande número de variáveis. Desse modo, os métodos de Priestley-Taylor e Penman-Monteith não poderão ser empregados onde há apenas dados de temperatura do ar.

O segundo fator é a escala de tempo requerida. Normalmente, métodos empíricos como os de Thornthwaite e de Camargo apresentam melhores estimativas em escalas de tempo maiores, enquanto aqueles que utilizam o balanço de energia podem ser empregados até mesmo na escala horária.

Finalmente, o terceiro fator envolve a adaptabilidade dos métodos empíricos à região de estudo, pois esses não são de aplicação universal, requerendo ajustes locais. Geralmente os métodos de Thornthwaite e Camargo apresentam melhores estimativas de ET_o em condições de clima úmido, provocando subestimativas de ET_o em climas semi-áridos. Por outro lado, o método de Hargreaves e Samani produz melhores resultados em condições de clima árido e semi-árido, por exemplo no semi-árido nordestino. Quando aplicado em condições de clima úmido este método superestima ET_o .

9. Estimativa da evapotranspiração em ambientes protegidos

A cobertura plástica utilizada em estufas é responsável por alteração significativa no balanço de radiação que ocorre em seu interior, em relação ao ambiente externo, devido à atenuação (absorção + reflexão) da radiação solar incidente pela cobertura, o que acaba resultando em redução no saldo de radiação e, conseqüentemente, na evapotranspiração. Assim, no interior de estufas a evapotranspiração geralmente é menor que aquela ocorrente no ambiente externo. Atribui-se isto não somente à redução da energia disponível no ambiente, mas também à menor velocidade do vento (Farias, 1992; Farias et al., 1994; Sentelhas & Santos, 1995).

No interior de estufas a evapotranspiração é, em média, 60 a 80% daquela que ocorre no ambiente externo (Rosenberg et al., 1989). Resultados obtidos por Farias et al. (1994), no Rio Grande do Sul, durante a primavera-verão (1989/90), mostraram que a evapotranspiração no interior de estufas ficou entre 45 e 77% da verificada externamente, utilizando estimativas para isto.

Comparando a evaporação medida no tanque Classe A e em mini-tanques (diâmetro de 0,6 m e altura de 0,25 cm), também no período primavera-verão (1996/97), em Piracicaba, Medeiros et al. (1997) observaram que a evaporação interna foi, em média, igual a 47% da evaporação externa, independente do tipo de tanque utilizado. A relação entre evaporação interna e externa variou de 20 a 70%. Essa grande amplitude foi atribuída à ação dos ventos no ambiente externo, fazendo com que em dias de alta velocidade do vento a relação seja baixa, enquanto nos dias de baixa velocidade do vento a relação é alta.

Como no ambiente protegido não há reposição natural de água pelas chuvas, a irrigação assume papel fundamental nesse sistema de cultivo, sendo indispensável a estimativa da evapotranspiração para o manejo de água das culturas (Farias, 1992). Nesse sentido, Farias et al. (1994) propuseram as seguintes equações de estimativa da ET_o interna a partir da externa, para intervalos de cinco dias (escala quinqüidial):

Método de Penman-Monteith:

$$ET_{o_i} = 2,897 + 0,613 \cdot ET_{o_e} \quad (R^2 = 0,95) \quad (ET_{o_e} > 8 \text{ mm/5dias})$$

Método do Tanque Classe A:

$$ET_{o_i} = 4,397 + 0,248 \cdot ET_{o_e} \quad (R^2 = 0,53) \quad (ET_{o_e} > 6 \text{ mm/5dias})$$

em que,

ET_{o_i} - evapotranspiração de referência interna, mm/5dias

ET_{o_e} - evapotranspiração de referência externa, mm/5dias

Exemplo: Para um período de 5 dias no qual $ET_{o_e} = 25$ mm/5dias, tem-se $ET_{o_i} = 18,2$ mm/5dias (73% da ET_{o_e}).

Outra maneira de se estimar a ET_{oi} é pelo uso da evaporação que ocorre num mini-tanque (E_{MT}), adotando-se o valor do coeficiente do tanque (K_p) igual a 1 (Prados, 1986), o que resulta em:

$$ET_{oi} = E_{MT} \quad (30)$$

Resultados obtidos por Farias et al. (1994) e por Medeiros et al. (1997) mostraram elevada relação entre as medidas da evapotranspiração do tanque Classe A e do mini-tanque no interior de estufas, e uma tendência dos valores do mini-tanque serem 15% maiores que os do tanque Classe A. Desse modo, recomenda-se o uso do mini-tanque em estufas pelas seguintes vantagens:

- ocupa menor área;
- contribui menos para a elevação da umidade na estufa;
- é mais prático;
- tem menor custo.

Outras maneiras de se estimar a evapotranspiração no interior de estufas soa relatadas na literatura, sendo as mais comuns aquelas que utilizam a regressão linear entre ET_{oi} e elementos meteorológicos no interior do ambiente, como a radiação solar incidente (Kirda et al., 1994; Folegatti et al., 1997), a umidade relativa (Abou-Hadid & El Beltagy, 1992), ou, ainda a combinação de ambos em regressões lineares múltiplas (Boulard & Jemaa, 1993). Sendo relações empíricas, os coeficientes estatísticos devem ser obtidos localmente, não sendo de aplicação geral.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABOU-HADID, A.F.; EL BELTAGY, A.S. Water balance under plastic house conditions in Egypt. **Acta Horticulturae**, v. 303, p. 61-72, 1992.

ALLEN, R.G.; JENSEN, M.E.; WRIGHT, J.L.; BURMAN, R.D. Operational estimates of reference evapotranspiration. **Agronomy Journal**, v. 81, p. 650-662, 1989.

ALLEN, R.G.; SMITH, M.; PEREIRA, L.S.; PERRIER, A. An update for the calculation reference evapotranspiration. **ICID Bulletin**, v. 43, n.2, p. 1-34, 1994.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements**. FAO, Roma, 1998. 300 p. (Bull. 56).

ALVES, A.V.; AZEVEDO, P.V.; SILVA, B.B. Balanço de energia e reflectância de um cultivo de melão. **Rev. Bras. de Agrometeorologia**, v. 6, n. 2, p. 139-146, 1998.

BOULARD, T.; JEMAA, R. Greenhouse tomato crop transpiration model application to irrigation control. **Acta Horticulturae**, v. 335, p. 381-387, 1993.

CAMARGO, A.P. Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. **Bragantia**, v. 21, p. 163-213, 1962.

CAMARGO, A.P. **Balço hídrico no Estado de São Paulo**. Boletim Técnico n. 116, 1971, IAC. 24 p.

CAMARGO, A.P.; SENTELHAS, P.C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. **Revista Bras. de Agrometeorologia**, v. 5, n. 2, p. 89-97, 1997.

CAMARGO, A.P.; MARIN, F.R.; SENTELHAS, P.C.; PICINI, A.G. Ajuste da equação de Thornthwaite para estimar a evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. **Revista Bras. de Agrometeorologia**, v. 7, n. 2, p. 251-257, 1999.

DOORENBOS, J.; KASSAM, A.H. **Efeito da água no rendimento das culturas**. Estudos FAO – Irrigação e Drenagem n. 33, 1994. 306 p. (Traduzido por Ghei, H.R. et al. – UFPB).

FARIAS, J.R.B. **Manejo da irrigação associado ao uso de coberturas plásticas**. In: BERGAMASCHI, H. et al. Agrometeorologia aplicada à irrigação. Porto Alegre: Ed. Universitária/UFRGS, 125 p., 1992, p. 109-115.

FARIAS, J.R.B.; BERGAMASCHI, H.; MARTINS, S.R. Evapotranspiração no interior de estufas plásticas. **Revista Bras. de Agrometeorologia**, v. 2, p. 17-22, 1994.

FOLEGATTI, M.V.; SCATOLINI, M.E.; PAZ, V.P.S.; PEREIRA, A.R.; FRIZZONE, J.A. Efeito da cobertura plástica sobre os elementos meteorológicos e evapotranspiração da cultura do crisântemo em estufa. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 5, n. 2, p. 155-163, 1997.

HARGREAVES, G.H.; SAMANI, Z.A. Reference crop evapotranspiration from ambient air temperature. Chicago, ASAE Meeting (Paper 85-2517), 1985.

KIRDA, C.; CEVIK, B.; TÖLÜCÜ, K. A simple method to estimate the irrigation water requirement of greenhouse grown tomato. **Acta Horticulturae**, v. 366, p. 373-380, 1994.

MEDEIROS, J.F.; PEREIRA, F.A.P.; FOLEGATTI, M.V.; PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A. Comparação entre evaporação em tanque Classe A e em mini-tanque, instalados em estufa e estação meteorológica. In: CONGR. BRAS DE AGROMETEOROLOGIA, 10, Piracicaba, 1997 p. 228-230.

MONTEITH, J.L. evaporation and environment. In: Simposia of the Society for Experimental Biology. University Press, Cambridge, v. 19, p. 205-234, 1965.

OMETTO, J.C. **Bioclimatologia vegetal**. São Paulo: Ed. Ceres, 1981. 440 p.
PENMAN, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proc. of The Royal Society, London**, v. 193, p. 120-146, 1948.

PEREIRA, A.R.; SENTELHAS, P.C.; VILLA NOVA, N.A. Estimativa do balanço de energia radiante em função de elementos climáticos. **Rev. Bras. de Agrometeorologia**, v. 6, n. 2, p. 201-206, 1998.

PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A.; SEDIYAMA, G.C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.

PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L.R.; SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia**: fundamentos e aplicações práticas. Guaíba: Ed. Agropecuária, 2001. 480 p.

PRADOS, N.C. Contribución al estudio de los cultivos enarenados em Almeria: necesidades hídricas y extracción de nutrientes del cultivo de tomate de crecimiento indeterminado en abrigo de polietileno. Almeria, 1986, 195 p. (Tesis Doctoral).

PRIESTLEY, C.H.B.; TAYLOR, R.J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Rev.**, n. 100, p. 81-92, 1972.

ROSENBERG, N.J.; BLAD, B.L.; VERMA, S.B. **Microclimate**: the biological environment. New York: John Wiley & Sons Inc., 1983, 495 p.

SENTELHAS, P.C.; SANTOS, A.O. cultivo protegido: aspectos microclimáticos. **Revista Bras. de Horticultura Ornamental**, v. 1, n. 2, p. 108-115, 1995.

SENTELHAS, P.C.; CAMARGO, A.P. Equação para a estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, baseada no método de Hargreaves(1974). **Revista Bras. de Agrometeorologia**, v. 4 n. 2, p. 77-81, 1996.

SENTELHAS, P.C.; PEREIRA, A.R.; MARIN, F.R. et al. **Balances Hídricos Climatológicos do Brasil**. DCE/ESALQ/USP, 1999. CD-ROM.

SENTELHAS, P.C.; COELHO FILHO, M.A.; VILLA NOVA, N.A.; PEREIRA, A.R.; FOLEGATTI, M.V. Coeficiente do tanque Classe A (Kp) para a estimativa diária da evapotranspiração de referência. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 11, Florianópolis, 1999. CD-ROM.

SILVA, F.C.; FOLEGATTI, M.V.; PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A. Uso de dispositivos lisimétricos para medida da evapotranspiração de referência. **Revista Bras. de Agrometeorologia**, v. 7, n. 1, p. 19-23, 1999.

THORNTHWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate, **Geogr. Review**, v. 38, p. 55-94, 1948.

THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J.R. **The water balance**. Publications in Climatology, New Jersey, Drexel Inst. Of Technology, 1955. 104 p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. UFV, 1991. 449 p.