EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL SEGUN THORNTHWAITE

EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL SEGUN THORNTHWAITE

Los cálculos de Thornthwaite (1948) están basados en la determinación de la evapotranspiración en función de la temperatura media, con una corrección en función de la duración astronómica del día y el número de días del mes. El método es muy empleado en Hidrología y en la estimación del balance hídrico para Climatología e Hidrología de cuencas. También es empleado en los índices y clasificaciones climáticas.

Thornthwaite comprobó que la evapotranspiración era proporcional a la temperatura media afectada de un coeficiente exponencial, a. Se propone la fórmula:

$$e = 16 \cdot (10 \cdot tm/I)^a$$

e : evapotranspiración mensual sin ajustar en mm (mm/mes)
tm : temperatura media mensual en °C
I : índice de calor anual

$$I = \Sigma\, i_j \quad ; j = 1, ..., 12$$

Que se calcula a partir del índice de calor mensual, i, como suma de los doce índices de calor mensuales : $i_j = (tm_j/5)^{1,514}$

a : parámetro que se calcula, en función de I según la expresión:

$$a = 0,000000675 \cdot I^3 - 0,0000771 \cdot I^2 + 0,01792 \cdot I + 0,49239$$

Para valores de temperatura media mensual superiores a 26,5 °C, la ETP sin ajustar se obtiene directamente de la tabla ("Valores de la ETP diaria sin corregir para temperaturas superiores a los 26,5 °C") al ser independiente del valor de I. En este caso, hay que considerar que para obtener el valor mensual hay que multiplicar por el número de días del mes.

Para el cálculo de la ETP de un mes determinado será preciso corregir la ETP sin ajustar "e" mediante un coeficiente que tenga en cuenta el número de días del mes y horas de luz de cada día, en función de la latitud. Para lo cual se introduce el índice de iluminación mensual en unidades de 12 horas, que deberá multiplicar a la ETP sin ajustar para obtener la ETP según Thornthwaite (mm/mes).

$$ETP_{Tho} = e \cdot L$$

e : evapotranspiración mensual sin ajustar en mm
L : factor de corrección del número de días del mes (Nd_i) y la duración astronómica del día N_i -horas de sol-:

$$L_i = Nd_i/30 \cdot N_i/12$$

El valor de "L" se puede obtener, así mismo, de la tabla "Valor L del método de Thornthwaite. Coeficientes para la corrección de la ETP debida a la duración media de la luz solar".

Tabla. Índice de calor mensual en función de la temperatura. Se obtiene a partir de una temperatura determinada, entrando con el valor entero por el eje vertical y con el decimal por el horizontal.

tm(ºC)	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
0	0	0	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07
1	0.09	0.1	0.12	0.13	0.15	0.16	0.18	0.2	0.21	0.23
2	0.25	0.27	0.29	0.31	0.33	0.35	0.37	0.39	0.42	0.44
3	0.46	0.48	0.51	0.53	0.56	0.58	0.61	0.63	0.66	0.69
4	0.71	0.74	0.77	0.8	0.82	0.85	0.88	0.91	0.94	0.97
5	1	1.03	1.06	1.09	1.12	1.16	1.19	1.22	1.25	1.28
6	1.32	1.35	1.38	1.42	1.45	1.49	1.52	1.56	1.59	1.63
7	1.66	1.7	1.74	1.77	1.81	1.85	1.88	1.92	1.96	2
8	2.04	2.08	2.11	2.15	2.19	2.23	2.27	2.31	2.35	2.39
9	2.43	2.48	2.52	2.56	2.6	2.64	2.68	2.73	2.77	2.81
10	2.86	2.9	2.94	2.99	3.03	3.07	3.12	3.16	3.21	3.25
11	3.3	3.34	3.39	3.44	3.48	3.53	3.58	3.62	3.67	3.72
12	3.76	3.81	3.86	3.91	3.96	4	4.05	4.1	4.15	4.2
13	4.25	4.3	4.35	4.4	4.45	4.5	4.55	4.6	4.65	4.7
14	4.75	4.8	4.86	4.91	4.96	5.01	5.07	5.12	5.17	5.22
15	5.28	5.33	5.38	5.44	5.49	5.55	5.6	5.65	5.71	5.76
16	5.82	5.87	5.93	5.98	6.04	6.1	6.15	6.21	6.26	6.32
17	6.38	6.43	6.49	6.55	6.61	6.66	6.72	6.78	6.84	6.9
18	6.95	7.01	7.07	7.13	7.19	7.25	7.31	7.37	7.43	7.49
19	7.55	7.61	7.67	7.73	7.79	7.85	7.91	7.97	8.03	8.1
20	8.16	8.22	8.28	8.34	8.41	8.47	8.53	8.59	8.66	8.72
21	8.78	8.85	8.91	8.97	9.04	9.1	9.16	9.23	9.29	9.36
22	9.42	9.49	9.55	9.62	9.68	9.75	9.81	9.88	9.95	10.01
23	10.08	10.15	10.21	10.28	10.35	10.41	10.48	10.55	10.61	10.68
24	10.75	10.82	10.89	10.95	11.02	11.09	11.16	11.23	11.3	11.37
25	11.44	11.5	11.57	11.64	11.71	11.78	11.85	11.92	11.99	12.06
26	12.13	12.21	12.28	12.35	12.42	12.49	12.56	12.63	12.7	12.78

Tabla. Valor coeficiente "a". Se entra con el valor del índice de calor anual I y se lee directamente el valor de "a".

I	a	I	a	I	a	I	a
20	0.83	60	1.44	100	2.19	140	3.34
21	0.84	61	1.45	101	2.21	141	3.38
22	0.86	62	1.47	102	2.23	142	3.42
23	0.87	63	1.48	103	2.26	143	3.45
24	0.89	64	1.5	104	2.28	144	3.49
25	0.9	65	1.52	105	2.31	145	3.53
26	0.92	66	1.53	106	2.33	146	3.57
27	0.93	67	1.55	107	2.35	147	3.6
28	0.95	68	1.57	108	2.38	148	3.64
29	0.96	69	1.58	109	2.4	149	3.68
30	0.98	70	1.6	110	2.43	150	3.72
31	0.99	71	1.62	111	2.45	151	3.76
32	1.01	72	1.63	112	2.48	152	3.81
33	1.02	73	1.65	113	2.51	153	3.85
34	1.04	74	1.67	114	2.53	154	3.89
35	1.05	75	1.69	115	2.56	155	3.93
36	1.07	76	1.71	116	2.59	156	3.97
37	1.08	77	1.72	117	2.61	157	4.02
38	1.1	78	1.74	118	2.64	158	4.06

39	1.11	79	1.76	119	2.67	159	4.11
40	1.13	80	1.78	120	2.7	160	4.15
41	1.14	81	1.8	121	2.73	161	4.2
42	1.16	82	1.82	122	2.76	162	4.24
43	1.17	83	1.83	123	2.79	163	4.29
44	1.19	84	1.85	124	2.82	164	4.33
45	1.2	85	1.87	125	2.85	165	4.38
46	1.22	86	1.89	126	2.88	166	4.43
47	1.23	87	1.91	127	2.91	167	4.48
48	1.25	88	1.93	128	2.94	168	4.53
49	1.26	89	1.95	129	2.97	169	4.58
50	1.28	90	1.97	130	3	170	4.63
51	1.3	91	1.99	131	3.03	171	4.68
52	1.31	92	2.01	132	3.07	172	4.73
53	1.33	93	2.04	133	3.1	173	4.78
54	1.34	94	2.06	134	3.13	174	4.83
55	1.36	95	2.08	135	3.17	175	4.88
56	1.37	96	2.1	136	3.2	176	4.94
57	1.39	97	2.12	137	3.24	177	4.99
58	1.4	98	2.14	138	3.27	178	5.05
59	1.42	99	2.17	139	3.31	179	5.1

Tabla. Valor L del método de Thornthwaite. Coeficientes para la corrección de la ETP debida a la duración media de la luz solar para un determinado mes y latitud.

LAT. N.	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
27	0,92	0,88	1,03	1,07	1,16	1,15	1,18	1,13	1,02	0,99	0,90	0,90
28	0,91	0,88	1,03	1,07	1,16	1,16	1,18	1,13	1,02	0,98	0,90	0,90
29	0,91	0,87	1,03	1,07	1,17	1,16	1,19	1,13	1,03	0,98	0,90	0,89
30	0,90	0,87	1,03	1,08	1,18	1,17	1,20	1,14	1,03	0,98	0,89	0,88
35	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85
36	0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84
37	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	1,03	0,97	0,85	0,83
38	0,85	0,84	1,03	1,10	1,23	1,24	1,25	1,17	1,04	0,96	0,84	0,83
39	0,85	0,84	1,03	1,11	1,23	1,24	1,26	1,18	1,04	0,96	0,84	0,82
40	0,84	0,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81
41	0,83	0,83	1,03	1,11	1,25	1,26	1,27	1,19	1,04	0,96	0,82	0,80
42	0,82	0,83	1,03	1,12	1,26	1,27	1,28	1,19	1,04	0,95	0,82	0,79
43	0,81	0,82	1,02	1,12	1,26	1,28	1,29	1,20	1,04	0,95	0,81	0,77
44	0,81	0,82	1,02	1,13	1,27	1,29	1,30	1,20	1,04	0,95	0,80	0,76

Tabla. Valores de la ETP de Thornthwaite diaria (mm/día) sin corregir para temperaturas superiores a los 26,5 °C

tm(ºC)	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
26						4.5	4.5	4.6	4.6	4.6
27	4.6	4.7	4.7	4.7	4.8	4.8	4.8	4.8	4.9	4.9
28	4.9	5	5	5	5	5.1	5.1	5.1	5.1	5.2
29	5.2	5.2	5.2	5.2	5.3	5.3	5.3	5.3	5.4	5.4
30	5.4	5.4	5.4	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5	5.6	5.6
31	5.6	5.6	5.6	5.6	5.7	5.7	5.7	5.7	5.7	5.8
32	5.8	5.8	5.8	5.8	5.8	5.8	5.9	5.9	5.9	5.9
33	5.9	5.9	5.9	5.9	6	6	6	6	6	6
34	6	6	6	6	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1
35	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1
36	6.1	6.1	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2
37	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2
38	6.2									

Ejercicio.1. Se pide calcular la ETP en mm/mes durante el mes de Julio según el método de Thornthwaite, en un observatorio cuya latitud es 40° 30' (40,5 °). Datos:

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
tm	5,1	6,8	9,1	11,5	15,7	19,7	23,2	22,6	19,4	13,5	7,8	5,0

La ETP sin ajustar se calcula según la expresión: $e = 16\cdot(10\cdot tm/I)^a$

Necesitamos calcular "I" y "a": $I = \Sigma\, i_j$; $j = 1..12$

En donde "i" es el índice de calor mensual que se obtiene utilizando la tabla a partir de los valores de "tm". En consecuencia:

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
tm	5.1	6.8	9.1	11.5	15.7	19.7	23.2	22.6	19.4	13.5	7.8	5.0
i	1.03	1.59	2.48	3.53	5.65	7.97	10.21	9.81	7.79	4.50	1.96	1.00

$I = \Sigma\, i_j = 57,53$

El valor de "a" se obtiene de la tabla, de forma que para un valor de "I" de 57,53 se obtiene un valor de "a" de 1,395. Así:

$e_{Julio} = 16 \cdot [10 \cdot (23,2/57,52)]^{1,395} = 111,8$ mm/mes

El índice de iluminación mensual en unidades de 12 horas, corrige la ETP sin ajustar para obtener la ETP según Thornthwaite (mm/mes).

$ETP_{Tho} = e \times L$

De forma que para una latitud de 40,5°, y para el mes de Julio, se obtiene un valor de L de 1,27.

$ETP_{Tho} = 111,8 \cdot 1,27 = 142$ mm/mes = 1419 m^3/ha·mes

ETP SEGUN BLANEY Y CRIDDLE

El fundamento de su expresión, experimentada en zonas áridas y semiáridas, radica en considerar que el consumo de agua de un cultivo, bajo el supuesto de no faltar agua en el suelo, es función de la temperatura, la iluminación y la cubierta vegetal. El introducir un factor de consumo K permite la estimación de los consumos de agua para diferentes cultivos. La fórmula es:

$ETP_{B\text{-}C\,i} = I_i/I \cdot [45,72 \cdot tm_i + 812,8]$

$U_{B\text{-}C\,i} = K \cdot I_i/I \cdot [45,72 \cdot tm_i + 812,8]$

$ETP_{B\text{-}Ci}$ evapotranspiración potencial mensual (mm/mes)
tm_i temperatura media mensual (°C)
I_i número de horas de luz del mes, $N_i \cdot Nd_i$ (número de días del mes (Nd_i) y la duración astronómica del día N_i –h-)
I número de horas del año, $I = \Sigma I_i$, i= I, ...,XII
El cociente I_i/I puede ser sustituido por el valor "p_i", parámetro que está tabulado (tabla "Porcentajes mensuales de horas de luz con relación al año para distintas latitudes pi"), que debe ser pasado a tanto por uno para aplicar la fórmula (o dividir por 100 la expresión): $U_{B\text{-}C\,i} = K \cdot p_i \cdot [0,4572 \cdot tm_i + 8,128]$
$U_{B\text{-}C\,i}$ consumo de agua.
K coeficiente empírico de consumo característico de la cubierta vegetal y período vegetativo. Este coeficiente sólo será de aplicación para el método de Blaney y Criddle.

Ejercicio 2. Se pide calcular el consumo (en mm/mes y en m^3/ha·mes) de un cultivo de alfalfa en el Encín (Alcalá de Henares). Datos: el coeficiente de cultivo en el mes de Junio es de 0,83. Latitud = 40° N

	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S
tm	15,8	7,8	5,0	5,4	6,8	9,1	11,5	15,7	19,7	23,2	22,6	19,4
p	7,78	6,73	6,53	6,73	6,73	8,30	8,92	9,99	10,08	10,34	9,56	8,41

Para el mes de Junio, por ejemplo, y para una latitud de 40° el porcentaje mensual de horas de luz con relación al año es de 10,08 %, luego:

$ETP_{B\text{-}Ci}$ = 10,08·[0,4572·(19,7) + 8,128] = 172,7 mm/mes = 1727 m^3/ha·mes

$U_{B\text{-}Ci}$ = 0,83·172,72 = 143,4 mm/mes = 1434 m^3/ha·mes

Tabla. Porcentajes mensuales de horas de luz con relación al año para distintas latitudes (pi)

Lat.N	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
26º	7.49	7.12	8.4	8.64	9.37	9.3	9.49	9.1	8.32	8.06	7.36	7.35
26º30'	7.46	7.09	8.4	8.65	9.39	9.32	9.51	9.12	8.32	8.05	7.34	7.33
27	7.44	7.07	8.39	8.66	9.41	9.34	9.53	9.14	8.32	8.04	7.32	7.31
27.5	7.42	7.05	8.39	8.67	9.44	9.36	9.55	9.15	8.32	8.03	7.29	7.29
28	7.4	7.03	8.39	8.68	9.46	9.38	9.58	9.16	8.32	8.02	7.27	7.27
28.5	7.38	7.03	8.39	8.69	9.48	9.41	9.6	9.18	8.32	8.01	7.25	7.23
29	7.35	7.03	8.39	8.7	9.5	9.44	9.62	9.19	8.33	8	7.23	7.2
29.5	7.33	7.02	8.38	8.71	9.52	9.47	9.64	9.21	8.34	7.99	7.21	7.17
30	7.3	7.02	8.38	8.72	9.53	9.49	9.67	9.22	8.34	7.99	7.19	7.14
30.5	7.28	7.02	8.38	8.72	9.55	9.52	9.69	9.24	8.34	7.97	7.17	7.11
31	7.26	7	8.38	8.72	9.58	9.55	9.72	9.26	8.34	7.96	7.15	7.09
31.5	7.23	6.99	8.37	8.72	9.6	9.58	9.74	9.27	8.34	7.95	7.13	7.07
32	7.2	6.97	8.37	8.72	9.63	9.6	9.77	9.28	8.34	7.93	7.11	7.05
32.5	7.17	6.95	8.37	8.74	9.65	9.62	9.8	9.29	8.34	7.92	7.09	7.01
33	7.15	6.94	8.36	8.76	9.67	9.61	9.83	9.3	8.35	7.91	7.07	6.98
33.5	7.13	6.93	8.36	8.78	9.7	9.68	9.85	9.31	8.35	7.9	7.05	6.95
34	7.1	6.91	8.36	8.8	9.72	9.7	9.88	9.33	8.36	7.9	7.02	6.92
34.5	7	6.9	8.36	8.81	9.74	9.73	9.91	9.34	8.36	7.89	7.02	6.88
35	7	6.88	8.35	8.82	9.76	9.76	9.94	9.36	8.36	7.88	6.98	6.85
35.5	6.99	6.87	8.35	8.83	9.79	9.8	9.97	9.36	8.36	7.87	6.95	6.82
36	6.99	6.86	8.35	8.85	9.31	9.83	9.99	9.4	8.36	7.85	6.92	6.79
36.5	6.96	6.84	8.35	8.86	9.46	9.86	10.02	9.42	8.36	7.84	6.9	6.76
37	6.93	6.82	8.35	8.87	9.61	9.89	10.05	9.44	8.37	7.83	6.87	6.73
37.5	6.9	6.8	8.34	8.88	9.76	9.92	10.08	9.46	8.37	7.82	6.84	6.7
38	6.87	6.79	8.34	8.9	9.92	9.95	10.1	9.47	8.38	7.8	6.82	6.66
38.5	6.84	6.77	8.33	8.9	9.94	9.98	10.16	9.49	8.38	7.8	6.8	6.63
39	6.8	6.76	8.32	8.91	9.96	10.01	10.22	9.51	8.39	7.79	6.78	6.6
39.5	6.76	6.75	8.31	8.91	9.98	10.04	10.28	9.53	8.4	7.78	6.76	6.57
40	6.73	6.73	8.3	8.92	9.99	10.08	10.34	9.56	8.41	7.78	6.73	6.53
40.5	6.7	6.71	8.3	8.93	10.02	10.11	10.35	9.58	8.41	7.77	6.7	6.5
41	6.67	6.69	8.29	8.94	10.05	10.14	10.36	9.6	8.41	7.75	6.68	6.46
41.5	6.64	6.67	8.28	8.95	10.08	10.17	10.36	9.62	8.42	7.74	6.65	6.42
42	6.6	6.66	8.28	8.97	10.1	10.21	10.37	9.64	8.42	7.73	6.63	6.39
42.5	6.56	6.64	8.27	8.99	10.13	10.25	10.4	9.66	8.42	7.71	6.6	6.35
43	6.52	6.62	8.26	9.01	10.16	10.3	10.43	9.68	8.42	7.69	6.57	6.31
43.5	6.48	6.6	8.25	9.03	10.19	10.34	10.46	9.7	8.43	7.68	6.54	6.27
44	6.45	6.59	8.25	9.04	10.22	10.38	10.5	9.73	8.43	7.67	6.51	6.23
46	6.3	6.5	8.24	9.09	10.37	10.54	10.66	9.82	8.44	7.61	6.38	6.05
48	6.13	6.42	8.22	9.15	10.5	10.72	10.83	9.92	8.45	7.56	6.24	5.86
50	5.98	6.32	8.25	9.25	10.69	10.93	10.99	10	8.44	7.43	6.07	5.65

ETP SEGUN TURC

Turc (1961) propone calcular la evapotranspiración potencial (mm/mes) para cada mes en función de la radiación solar media diaria de ese mes ($cal \cdot cm^{-2} \cdot día^{-1}$) sobre una superficie horizontal, la temperatura media mensual (°C) y una corrección basada en la humedad relativa media mensual (%). El método ha dado buenos resultados en España en su aplicación y comparación con el método de Penman, pero presenta la desventaja de requerir el dato de insolación y de humedad relativa, no disponibles en la red termopluviométrica.

$ETP_{TURi} = f_i \cdot [tm_i/(tm_i+15)] \cdot [R_i+50] \cdot c_i$

f_i factor de corrección mensual: 0,37 para Febrero; 0,4 para el resto de los meses.
tm_i temperatura media mensual en °C.
R_i radiación solar global media en el suelo ($cal \cdot cm^{-2} \cdot día^{-1}$), calculada por medio de la expresión:

$Ri = R_A \cdot (0,18+0,62 \cdot n_i/N_i)$

R_A radiación solar extraterrestre ($cal \cdot cm^{-2} \cdot día^{-1}$)
n_i horas de insolación reales (h/día)
N_i horas de insolación máxima (h/día)

c_i factor de corrección para zonas áridas, en función de la humedad relativa del mes:

$c_i = 1$ si HR > 50 %
$c_i = 1+[(50-HR_i)/70]$ si HR < 50 %

Ejercicio 3. Se pide calcular la ETP del mes de Julio (mm/mes) según el método de Turc para un observatorio cuyos datos son:

$R_A = 958\ cal \cdot cm^{-2} \cdot día^{-1}$
N = 14,7 h
latitud = 39°51'
tm_{VII}=26,1 °C
n = 11,8 h
HR = 47 %

La radiación solar a nivel del suelo es:

$R = R_A \cdot (0,18 + 0,62 \cdot n/N) = 958\ cal \cdot cm^{-2} \cdot día^{-1} \times [0,18+0,62 \cdot (11,8\ h / 14,7h)]$
$R_{VII} = 649\ cal \cdot cm^{-2} \cdot día^{-1}$

Como la humedad relativa media del mes de Julio es inferior al 50 %, es necesario introducir el factor de corrección:

$c = 1 + [(50 - HR)/70] = 1,0428$

En consecuencia, como: $ETP_{TUR\ i} = 0,4 \cdot [tm_i/(tm_i+15)] \cdot [R_i+50] \cdot c$

$ETP_{TUR\ VII} = 0,4 \cdot [26,1 /(26,1+15)] \cdot (649 + 50) \cdot 1,0428$

$ETP_{TUR\ VII} = 185$ mm/mes

ETP SEGUN PAPADAKIS

Es un método experimental basado en la consideración del déficit de saturación de vapor (e^0-e). El método se emplea en la clasificación de Papadakis. Como quiera que para la cuantificación del déficit de saturación es necesaria la humedad relativa y las temperaturas, y, dado que el primer dato no siempre está disponible, Papadakis (1961) propuso, finalmente, la siguiente expresión para el cálculo de la ETP:

$$ETP_{PAP\,i} = 5{,}625 \cdot [e°(T_i) - e°(t_i\text{-}2)] \text{ mm/mes.}$$

$e°(T_i)$: tensión de saturación de vapor para la temperatura media de las máximas del mes considerado (mb)
$e°(t_i\text{-}2)$: tensión de saturación de vapor para la temperatura media de mínimas menos 2 °C (mb)

La tension de vapor de saturación e° se puede calcular mediante la fórmula de Bossen, en función de la temperatura media (tm) en °C:

$$e°(\text{mb ó hPa}) = 33{,}8639 \cdot \left[(0{,}00738 \cdot tm + 0{,}8072)^8 - 0{,}000019 \cdot (1{,}8 \cdot tm + 48) + 0{,}001316\right]$$

También se puede emplear la tabla adjunta: “Tensión de vapor de saturación e° en función de la temperatura”. Directamente jugando con la temperatura se obtiene el valor de e° en mb ó hPa.

Ejercicio 4. Se pide calcular la ETP del mes de Julio según el método de Papadakis en mm/mes:

T = 33,2 °C y t = 18,9 °C

En la tabla se puede obtener el valor de la tensión de saturación de vapor, (e°) en mb, en función de la temperatura.

e° (33,2) = 50,86 mb = 50,86 hPa
e° (18,9 - 2) = e° (16,9) = 19,26 mb = 19,26 hPa

Aplicando la formulación:

$$ETP_{PAP\,VII} = 5{,}625 \cdot [50{,}86 - 19{,}26] = 178 \text{ mm/mes}$$

Tabla. Tensión de vapor de saturación e° en función de la temperatura (en mb ó hPa)

tm. ºC	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
-7	3,62	3,59	3,56	3,53	3,51	3,48	3,45	3,43	3,40	3,37
-6	3,91	3,88	3,85	3,82	3,79	3,76	3,73	3,70	3,67	3,65
-5	4,22	4,19	4,15	4,12	4,09	4,06	4,03	4,00	3,97	3,94
-4	4,55	4,51	4,48	4,45	4,41	4,38	4,35	4,31	4,28	4,25
-3	4,90	4,87	4,83	4,79	4,76	4,72	4,69	4,65	4,62	4,58
-2	5,28	5,24	5,20	5,17	5,13	5,09	5,05	5,01	4,98	4,94
-1	5,69	5,64	5,60	5,56	5,52	5,48	5,44	5,40	5,36	5,32
- 0	6,12	6,07	6,03	5,98	5,94	5,90	5,86	5,81	5,77	5,73
+ 0	6,12	6,16	6,21	6,25	6,30	6,34	6,39	6,44	6,48	6,53
1	6,58	6,62	6,67	6,72	6,77	6,82	6,87	6,92	6,97	7,02
2	7,07	7,12	7,17	7,22	7,27	7,32	7,38	7,43	7,48	7,54
3	7,59	7,64	7,70	7,75	7,81	7,86	7,92	7,97	8,03	8,09
4	8,14	8,20	8,26	8,32	8,38	8,44	8,49	8,55	8,61	8,67
5	8,74	8,80	8,86	8,92	8,98	9,04	9,11	9,17	9,23	9,30
6	9,36	9,43	9,49	9,56	9,63	9,69	9,76	9,83	9,89	9,96
7	10,03	10,10	10,17	10,24	10,31	10,38	10,45	10,52	10,60	10,67
8	10,74	10,81	10,89	10,96	11,04	11,11	11,19	11,26	11,34	11,42
9	11,49	11,57	11,65	11,73	11,81	11,89	11,97	12,05	12,13	12,21
10	12,29	12,37	12,46	12,54	12,62	12,71	12,79	12,88	12,97	13,05
11	13,14	13,23	13,31	13,40	13,49	13,58	13,67	13,76	13,85	13,94
12	14,04	14,13	14,22	14,32	14,41	14,51	14,60	14,70	14,79	14,89
13	14,99	15,09	15,18	15,28	15,38	15,48	15,59	15,69	15,79	15,89
14	15,99	16,10	16,20	16,31	16,41	16,52	16,63	16,73	16,84	16,95
15	17,06	17,17	17,28	17,39	17,50	17,62	17,73	17,84	17,96	18,07
16	18,19	18,31	18,42	18,54	18,66	18,78	18,90	19,02	19,14	19,26
17	19,38	19,50	19,63	19,75	19,88	20,00	20,13	20,26	20,38	20,51
18	20,64	20,77	20,90	21,03	21,17	21,30	21,43	21,57	21,70	21,84
19	21,97	22,11	22,25	22,39	22,53	22,67	22,81	22,95	23,09	23,24
20	23,38	23,53	23,67	23,82	23,97	24,11	24,26	24,41	24,56	24,71
21	24,87	25,02	25,17	25,33	25,48	25,64	25,80	25,95	26,11	26,27
22	26,43	26,59	26,76	26,92	27,08	27,25	27,41	27,58	27,75	27,92
23	28,09	28,26	28,43	28,60	28,77	28,95	29,12	29,30	29,47	29,65
24	29,83	30,01	30,19	30,37	30,55	30,73	30,92	31,10	31,29	31,48
25	31,66	31,85	32,04	32,23	32,43	32,62	32,81	33,01	33,20	33,40
26	33,60	33,80	34,00	34,20	34,40	34,60	34,81	35,01	35,22	35,43
27	35,64	35,85	36,06	36,27	36,48	36,70	36,91	37,13	37,34	37,56
28	37,78	38,00	38,22	38,45	38,67	38,90	39,12	39,35	39,58	39,81
29	40,04	40,27	40,50	40,74	40,97	41,21	41,45	41,69	41,93	42,17
30	42,41	42,66	42,90	43,15	43,40	43,65	43,90	44,15	44,40	44,65
31	44,91	45,17	45,42	45,68	45,94	46,20	46,47	46,73	47,00	47,26
32	47,53	47,80	48,07	48,35	48,62	48,89	49,17	49,45	49,73	50,01
33	50,29	50,57	50,86	51,14	51,43	51,72	52,01	52,30	52,60	52,89
34	53,19	53,48	53,78	54,08	54,39	54,69	54,99	55,30	55,61	55,92
35	56,23	56,54	56,85	57,17	57,49	57,81	58,13	58,45	58,77	59,09
36	59,42	59,75	60,08	60,41	60,74	61,08	61,41	61,75	62,09	62,43
37	62,77	63,12	63,46	63,81	64,16	64,51	64,86	65,21	65,57	65,93
38	66,29	66,65	67,01	67,37	67,74	68,11	68,48	68,85	69,22	69,59
39	69,97	70,35	70,73	71,11	71,49	71,88	72,27	72,66	73,05	73,44
40	73,83	74,23	74,63	75,03	75,43	75,84	76,24	76,65	77,06	77,47
41	77,88	78,30	78,72	79,14	79,56	79,98	80,40	80,83	81,26	81,69

EVAPOTRANSPIRACION DE REFERENCIA DE HARGREAVES

El método de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985), utiliza parámetros térmicos y radiación solar, que estima a partir de la radiación solar extraterrestre (datos disponibles en cualquier observatorio termométrico). El método presenta la ventaja de que se puede aplicar en cualquier observatorio con datos de temperatura y que el método da resultados muy correlacionados con los obtenidos con el método de Penman (FAO 56).

$$ETr = 0{,}0023 \cdot Ra \cdot (T-t)^{0,5} \cdot (tm+17{,}8) \text{ mm/día}$$

ETr : evapotranspiración del cultivo de referencia (césped) en mm/día
Ra : radiación solar extraterrestre expresada en equivalente de agua (mm/día)
T-t : diferencia entre la media mensual de temperaturas máximas y la de mínimas (°C)
tm: temperatura media del aire (°C)

Para la conversión de unidades se tendrá en cuenta que:

$1 \text{ cal} \cdot cm^{-2} \cdot día^{-1} = 4{,}185 \text{ J} \cdot cm^{-2} \cdot día^{-1} = 0{,}04185 \text{ MJ} \cdot m^{-2} \cdot día^{-1} = 0{,}0171 \text{ mm/día}$
$1 \text{ mm/día} = 2{,}45 \text{ MJ} \cdot m^{-2} \cdot día^{-1} = 58{,}5 \text{ cal} \cdot cm^{-2} \cdot día^{-1}$

Ejercicio.5. Se pide calcular la ETr en el mes de Julio según el método de Hargreaves, en un observatorio cuya latitud es 40° 22' (40,36°). Se desea obtener el valor mm/día; mm/mes y en $m^3 \cdot ha^{-1} \cdot mes^{-1}$. Datos:

	JULIO
tm	24,6 °C
T	32,0 °C
t	17,2 °C
Ra	$974{,}6 \text{ cal} \cdot cm^{-2} \cdot día^{-1} = 16{,}66 \text{ mm} \cdot día^{-1}$

Aplicando la formulación:

$ET_{r\text{-julio}} = 0{,}0023 \cdot Ra \cdot (T-t)^{0,5} \cdot (tm+17{,}8)$
$ET_{r\text{-julio}} = 0{,}0023 \cdot 16{,}66 \cdot 3.847 \cdot 42.4 = 6{,}25 \text{ mm/día} = 194 \text{ mm/mes} = 1937 \text{ } m^3 \cdot ha^{-1} \cdot mes^{-1}$

EVAPOTRANSPIRACIÓN SEGUN PENMAN

En aquellas localidades en las que al tener un observatorio completo se disponga de datos medidos sobre la temperatura, humedad, viento y horas de insolación (o radiación); se sugiere el empleo del método de Penman ya que generalmente proporciona resultados más satisfactorios para predecir los efectos del clima sobre las necesidades de agua en los cultivos. En este apartado se aborda el método primigenio a efectos didácticos con ligeras modificaciones (Vera, 1989 y Sys, 1991). Posteriormente se estudia la modificación de FAO 56 que es en la actualidad el método de más amplia divulgación y aplicación.

La ecuación de Penman (1948) estima por medio de un modelo físico la evaporación potencial sobre una superficie de agua libre y poco profunda, ETo. La fórmula consta de un término de radiación y de un término aerodinámico, y tiene por expresión:

$$ETo = k \cdot [\, W \cdot (Rn+G) + (1-W) \cdot f(u) \cdot (e^{\circ}-e) \,]$$

ETo: evaporación sobre superficie de agua libre $mm \cdot (día)^{-1}$.

k: coeficiente de conversión de energía por unidad de superficie a mm de agua que es capaz de evaporar esa energía:

$k = 10/\lambda v$ ($cal \cdot cm^{-2}$ x k $\rightarrow$ mm)

Se obtiene fácilmente considerando el calor de vaporización del agua:
$1\ (cal \cdot cm^{-2}) \cdot (1\ g/\lambda v\ cal) \cdot (1\ Kg/10^3\ g) \cdot (1\ l/1\ Kg) \cdot (10^4\ cm^2/1\ m^2)$

λv: calor de vaporización del agua [cal/g]

$\lambda v = 595 - tm \cdot 0{,}51$ (tm: temperatura media en °C)

W: factor de ponderación de los efectos de la radiación sobre la ETo. Se calcula por medio de la expresión:

$W = \Delta / (\Delta + \gamma)$ Siendo:

Δ: pendiente de la curva de saturación del vapor, que podemos estimar con la derivada de la fórmula de Bossen particularizada para la temperatura media tm (°C)):

$$\Delta = 33{,}8693 \cdot [0{,}05904 \cdot (0{,}00738 \cdot tm + 0{,}8072)^7 - 0{,}0000342]\ mb \cdot °C^{-1}$$

γ: constante psicrométrica, calculada por la expresión:

$\gamma = [Cp \cdot Pi]/[0{,}62198 \cdot \lambda vi]\ mb \cdot °C^{-1}$; Siendo:

Cp: calor específico del aire seco a presión constante:

$Cp = 0{,}240\ kcal \cdot (kg \cdot °C)^{-1}$.

P: presión atmosférica media mensual en mb.

λv: calor de vaporización del agua:

$\lambda v = 595 - (tm \cdot 0{,}51)$; tm: temperatura media (°C)

1-W: factor de ponderación correspondiente a los efectos del viento y de la humedad sobre la ETP. Es complementario del anterior según la expresión:

$1 - W = \gamma / (\Delta + \gamma)$

G: flujo advectivo de calor, energía disponible para evaporar por invasiones de aire cálido. Se puede tomar como valor cero al ser un valor pequeño..

Rn: radiación neta, diferencia entre la radiación neta entrante y la saliente:

$Rn = (1-\alpha) \cdot R - Rb$

$(1-\alpha) \cdot R$: fracción no reflejada (α = albedo [0,23-0,25]) de la radiación solar

$R = R_A \cdot (0{,}18 + 0{,}55 \cdot n_i/N_i)$ (expresión de Penman)

R_A radiación global en el límite superior de la atmósfera
n_i horas de insolación reales en el observatorio (h/día)
N_i horas de insolación máxima (h/día)

Rb: radiación térmica perdida:

$Rb = Rbo \cdot [a \cdot \{R/Rso\} + b]$

a = 1,2 para zonas áridas; ó 1,0 en zonas húmedas
b = -0,2 para zonas áridas; ó 0 en zonas húmedas
R: radiación solar (calculada anteriormente).

Rbo: radiación térmica perdida en un día sin nubes, estimada a partir de la emisión según la temperatura (Ley de Stefan-Boltzmann) afectada por un coeficiente de emisión función de la humedad del aire:

$$Rbo = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

El valor de la emisividad ε de la ecuación se estima mediante la expresión:

$\varepsilon = (a_1 + b_1 \cdot e^{0,5})$; de forma que:

$$Rbo = (a_1 + b_1 \cdot e^{0,5}) \cdot \sigma \cdot T^4$$

$a_1 = 0,39$

$b_1 = -0,05$

$e(tm_i) = e°(tm_i) \cdot HR_i/100$

σ: constante de Stefan-Boltzmannn, $\sigma = 11,71 \cdot 10^{-8}$ $ly \cdot día^{-1} \cdot K^{-4}$

T: temperatura del aire en grados Kelvin (T=273 + tm).

Rso: radiación solar en un día sin nubes (R cuando n=N)

f(u): función de viento, que define los efectos del viento como energía disponible para evaporar agua por medio de la expresión:

$$f(u) = 15,36\ [1 + 0,0062 \cdot u_2]$$

u_2: velocidad del viento (km/día) a una altura de 2 m.

Por tanto, debemos conocer la altura del anemómetro; siendo posible corregir la velocidad cuando está situado a una altura diferente (z) por medio de la expresión:

$$u_2 = u_z\ (2/z)^{0,2}$$

e°-e: déficit de saturación de vapor; para obtenerlo como media, la tensión de saturación de vapor se aproxima según la expresión:

$$e° = 0,5 \cdot [e°(T_i) + e°(t_i)] \quad (hPa)$$

ó como

$$e° = e°(tm_i) \quad (hPa)$$

Y la tensión de vapor se obtiene a partir de la humedad relativa como:

$$e(tm_i) = e°(tm_i) \cdot HR_i/100 \quad hPa$$

Como comentamos el método de Penman determina la evaporación desde una superficie libre de agua. Para la determinación de la ETP de superficies vegetales, Penman comparó las medidas de la evaporación de la superficie del agua libre con medidas lisimétricas de evapotranspiración. Encontró que para el ray-grass se puede expresar la ETP como una función de la evaporación del agua libre; verificándose que la evapotranspiración del ray-grass era siempre inferior.

Para el Sudeste de Inglaterra asigna, en función del mes del año, los siguientes valores, que han sido contrastados para otras zonas:

Valor de c	MES
0,6	Nov-Feb
0,7	Maz,Abr y Sep-Oct
0,8	May-Ago
0,75	Media anual

La ETP de Penman será : $ETP_{PEN\,i}$ (mm/mes) = $ETo_i \cdot Nd_i \cdot c_i$. Donde Nd_i es el número de días del mes.

En condiciones de calma, se ha demostrado que la ecuación de Penman afectada por los coeficientes anteriores predice con gran aproximación la ETP_{PEN} no solamente en climas como el inglés sino también en las áreas de clima semiárido. En las regiones áridas y en zonas de fuerte viento, el término aerodinámico adquiere importancia y se inducen importantes errores al considerar que la ETP es igual a $0{,}8 \cdot ET_o$ (Martin de Santa Olalla et al., 1993).

Debido a la dificultad de estimar los parámetros implicados, existen multitud de variaciones sobre este esquema básico. La mayoría de las modificaciones se basan en la aplicación de diferentes estimaciones de la radiación solar y de la tensión de vapor (Martin de Sata Olalla y De Juan, 1993).

A continuación, se aborda el método de la evapotranspiración de Penman-Monteith (FAO 56) por su amplia aplicación y divulgación.

EVAPOTRANSPIRACION DE REFERENCIA DE PENMAN-MONTEITH FAO 56

La ecuación de Penman-Monteith (Monteith, 1985) estima por medio de un modelo físico la evapotranspiración de referencia mediante la combinación de un término de radiación y de un término aerodinámico. La evapotranspiración de referencia, según Penman-Monteith corresponde a un cultivo hipotético que tiene una altura de 12 cm, una resistencia de cubierta de 69 s/m, una resistencia aerodinámica de 208/U2 s/m, donde U2 es la velocidad del viento a dos metros de altura; y un albedo de 0,23. Aquí recomendamos, para dosificación del riego, el uso de la ETr de Penman-Monteith (o la de Hargreaves a falta de datos) y la utilización de la publicación FAO (Nº 56, 1998).

Simplificando la expresión (FAO 56) la ecuación tiene la forma:

$$ETr = \Delta/(\Delta+\gamma^*) \cdot (1/\lambda_v \cdot \{Rn-G\}) + \gamma/(\Delta+\gamma^*) \cdot ((900 \cdot U_2)/\{tm+273\}) \cdot (e^\circ-ea) \ mm \cdot (día)^{-1}$$

ETr = evapotranspiración según Penman-Monteith en mm/día
Δ = pendiente de la curva de saturación de vapor kPa/ºC
γ = constante psicrométrica kPa/ºC
γ^* = constante psicrométrica modificada kPa/ºC = $\gamma \cdot [1 + 0{,}34 \cdot U_2]$ [kPa/°C]
Rn = radiación neta $MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}$
G = flujo de calor en el suelo $MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}$
tm = temperatura media ºC
U_2 = velocidad del viento a 2 metros, m/s
(e°-ea) = déficit de presíon de vapor de la atmósfera, kPa

ETr: evapotranspiración de referencia $mm \cdot (día)^{-1}$.
λ_v : calor de vaporización del vapor de agua en $MJ \cdot kg^{-1}$.
$\lambda v = 2{,}501-(tm \cdot 0{,}002361)$; tm: temperatura media (°C)

La utilización del parámetro $1/\lambda_v$ nos permite pasar de: $MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1} \rightarrow mm \cdot día^{-1}$

$MJ \cdot m^{-2}$ x $1/\lambda_v$ kg/MJ x 1 dm^3/kg x $1m^3/1000dm^3$ x 1000 mm/m $\rightarrow$ mm

Δ: gradiente de presión de vapor a saturación, que se calcula como:

$\Delta = (4098 / \{(tm+237.3)^2\}) \cdot (0.6108 \cdot e^{[(17.27 \cdot tm)/(tm+237.3)]})$ kPa·°C^{-1}
tm : temperatura media del aire en °C

γ^* : constante psicrométrica modificada que se define según la expresión:

$\gamma^* = \gamma \cdot ((ra + rc)/ra)$ [kPa/°C]; Donde:

ra : resistencia aerodinámica en las unidades de s/m. Controla la transferencia de vapor de agua que se produce de forma turbulenta. Es inversamente proporcional a la velocidad del viento y cambia con la altura de la cubierta vegetal, de forma que el agua retenida en las hojas de los cultivos altos se evapora más fácilmente que en los de bajo porte. La resistencia aerodinámica del cultivo de referencia, ra, para una altura de 0,12 m, se estima en $208/U_2$ [s/m], siendo U_2 la velocidad del viento en m/s medida a dos metros de altura (ra = 208/U2)

rc : resistencia de cubierta, superficial o de los estomas, en las unidades de s/m. Está asociada a la difusión molecular del vapor del agua del interior de la hoja a la atmósfera a través de los estomas. Para el cultivo de referencia y para una altura de medición de la velocidad del viento, humedad y temperatura de 2 metros, se obtiene que rc = 70 s/m .

ra = $208/U_2$ [s/m], rc = 70 [s/m] (para el cultivo de referencia). Así:

$\gamma^* = \gamma \cdot [1 + rc/ra]$ [kPa/°C]
$\gamma^* = \gamma \cdot [1 + 69 \cdot U_2/208] = \gamma \cdot [1 + 0{,}336 \cdot U_2]$ [kPa/°C]] $= \gamma \cdot [1 + 0{,}34 \cdot U_2]$ [kPa/°C]

Donde la velocidad del viento se expresa en m/s.

γ: constante psicrométrica, calculada por la expresión:

$\gamma = [Cp \cdot Pi]/[0{,}62198 \cdot \lambda vi]$ mb·°C^{-1} ; Como: Cp, calor específico del aire seco a presión constante, es:
Cp = 0,238 kcal·(kg·°C)$^{-1}$ = 0,001 MJ·(kg·°C)$^{-1}$

Se obtiene:

$\gamma = [0{,}0016286 \cdot Pi]/[\lambda vi]$ kPa·°C^{-1} ; Siendo:

P_i: presión atmosférica media del mes "i" en kPa
λv_i: calor latente de vaporización del agua para el mes "i" en MJ·kg^{-1}:
P: presión atmosférica media mensual en kPa. En la troposfera se supone que en la atmósfera estándar la temperatura del aire decrece a razón de 6,5 ºC/km, en esta zona (0-10,7 km, aprox.) la presión se estima mediante la formulación de Poisson. Donde:

Po = presión atmosférica a la altura zo
To = temperatura del aire a la altura zo, altura en la que se tiene Po
P = presión atmosférica a la altura z
T = tempeartura a la altura z.
g = aceleración de la gravedad (9,8 m/s2)
R = constante de los gases (287 J/kg·K)

Se obtiene así la expresión:

$P/Po = [(To-0{,}0065\cdot(z-zo))/To]^{5{,}256}$; siendo z la altitud en metros. Donde Po es la presión atmosférica en kPa en el nivel de referencia, To la temperatura del aire a la altura zo, y zo es la altura del nivel de referencia.
A 0 metros (nivel del mar) la temperatura media de la atmósfera estándar es de 15°C (288 K), y la presión de 101,325 kPa. En el método de FAO 56 toman como temperatura los 20ºC, obteniendo así otra expresión

$P = 101{,}325 \cdot [(288-0{,}0065\cdot z)/288]^{5{,}256}$ [kPa]; siendo z la altitud en metros Con 15ºC para la atmósfera estándar a 0 metros.

$P = 101{,}325 \cdot [(293-0{,}0065\cdot z)/293]^{5{,}256}$ [kPa]; siendo z la altitud en metros (FAO 56)

λv: calor latente de vaporización del agua en $MJ\cdot kg^{-1}$:

$\lambda v = 2{,}501-(tm\cdot 0{,}002361)$ $[MJ\cdot kg^{-1}]$; tm: temperatura media (°C)

Para una temperatura de 20ºC el calor latente de vaporización del agua en $MJ\cdot kg^{-1}$ toma el valor de 2,45. Así : $1/\lambda v = 0{,}408$

Sustituyendo, podemos aplicar la expresión genérica (FAO 56): $\gamma^* = \gamma \cdot [1 + 0{,}34\cdot U_2]$ [kPa/°C]

G: el flujo de energía provocado por el almacenamiento de calor en el suelo. Para períodos de tiempo de un día a diez días tomamos como valor de G el cero. Y para períodos mensuales lo estimamos a partir de las temperaturas medias mensuales de los meses anterior y posterior al del cálculo.

Para un día o diez días $G = 0$
Período mensual: $G = 0.07\cdot(tm_{i+1} - tm_{i-1})$ (diferencia de las temperaturas medias de los meses anterior i-1 y posterior i+1)

Rn: radiación neta, diferencia entre la radiación neta entrante y la saliente:

$Rn = (1-\alpha)\cdot R - Rb$ $[MJ/m^2\cdot día^{-1}]$

R: radiación solar global que llega a la superficie terrestre. Comprende la directa y la difusa.

$(1-\alpha)\cdot R$: fracción no reflejada (α = albedo) de la radiación solar.

Parte de la radiación de onda corta es reflejada siendo el albedo el coeficiente de reflexión. El albedo varía en función de diversos factores, fundamentalmente en función del tipo de cubierta. Como valor recomendado para un rango amplio de cubiertas se utiliza el valor de 0,23.

La radiación solar se puede medir por medio de piranómetros, estas medidas son escasas por lo que se recurre a las medidas de insolación (heliógrafo) que se realizan en todas las estaciones completas. Así la radiación global (para climas de latitudes medias) se estima por medio de la expresión (Doorenbos y Pruitt, 1977):

$R = Ra\cdot(0{,}25 + 0{,}50\cdot n/N)$
Ra : radiación global extraterrestre $[MJ\cdot m^{-2}\cdot día^{-1}]$
n : número de horas de sol efectivas $[h\cdot día^{-1}]$
N : insolación máxima $[h\cdot día^{-1}]$

Así: $(1-\alpha)\cdot R = 0{,}77\cdot Ra\cdot (0{,}25 + 0{,}50\cdot n/N)$ $[MJ\cdot m^{-2}\cdot día^{-1}]$

Rb: radiación térmica (onda larga) perdida. Entre la superficie terrestre y la atmósfera existe un intercambio de radiación de onda larga:

$$Rb = Rbo \cdot f$$

f: factor de nubosidad que se estima a partir del valor de insolación. La expresión se hace igual a:

$Rb = Rbo \cdot [a \cdot \{R/Rso\} + b]$

$f = [a \cdot \{R/Rso\} + b] = [1.35 \cdot \{R/Rso\} - 0.35]$ [adimensional]

$R = Ra \cdot (0{,}25 + 0{,}50 \cdot n/N)$ $[MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}]$

Rso = Radiación con n=N, se aconseja cuando no hay calibración del parámetro la ecuación:

$Rso = (0.75 + altitud \cdot (0.00002)) \cdot Ra$

Ra : radiación global extraterrestre $[MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}]$

Rbo: radiación térmica perdida en un día sin nubes, estimada a partir de la energía emitida según la temperatura (Ley de Stefan-Boltzmann).

$Rbo = \varepsilon \cdot \sigma \cdot [Tx^4 + Tn^4]/2$; donde:

σ: constante de Stefan-Boltzmann:

$\sigma = 4{,}903 \cdot 10^{-9}\ MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1} \cdot K^{-4} = 5{,}675 \cdot 10^{-8}\ J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1} \cdot K^{-4}$

Tx es la temperatura media de máximas (Tx = T + 273) en K y Tn la temperatura media de mínimas (Tn = t + 273) en grados Kelvin.

ε: emisividad neta estimada como función de la humedad del aire. La emisividad neta expresa la diferencia entre la emisividad para el cultivo de referencia y la correspondiente a la atmósfera. Hay diversas formulaciones para su estimación, en general, se aplica una formulación genérica de emisividad neta de la forma:

$\varepsilon = (a1 + b1 \cdot e_a^{\ 0,5})$. Donde a1 y b1 toma diversos valores según el autor, y "e_a" es la tensión de vapor real en kPa. Tomamos la expresión:

$\varepsilon = (0{,}34 - 0{,}14 \cdot e_a^{\ 0,5})$

El valor de la tensión de vapor ["e_a" en kPa] se puede estimar considerando las temperaturas medias de máximas (T) y mínimas (t); y la humedad relativa (HR) (FAO 56). El empleo de una expresión u otra dependerá de los datos disponibles.

Datos disponibles	Expresión
Con HR máxima y mínima	$Ea = 1/2 \cdot [(e^o(t) \cdot HRmáx)/100 + (e^o(T) \cdot HRmín)/100\ ]$
Con HR máxima	$Ea = (e^o(t) \cdot HRmáx)/100$
Con HR media	$Ea = HR\ media/100 \cdot [(e^o(t) + e^o(T))/2]$

Alternativamente la emisividad se puede estimar a partir de la temperatura media diaria en grados centígrados por medio de la formulación:

$\varepsilon = -0{,}02 + 0{,}261 \cdot e^{-0{,}000777 \cdot tm^2}$

Así: $Rbo = (-0{,}02 + 0{,}261 \cdot e^{-0{,}000777 \cdot tm^2}) \cdot \sigma \cdot T^4$ $[MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}]$

En FAO 56 se emplea la expresión: $Rbo = (0{,}34 - 0{,}14 \cdot ea^{\ 0,5}) \cdot \sigma \cdot [Tx^4 + Tn^4]/2$

Se obtiene así al final (FAO 56):

$Rn = (1-\alpha)\cdot R - Rb$ [MJ/m²·día⁻¹]

$(1-\alpha)\cdot R = 0{,}77\cdot Ra\cdot (0{,}25 + 0{,}50\cdot n/N)$

$Rb = Rbo\cdot f$

$Rbo = (0{,}34 - 0{,}14\cdot e_a^{\ 0,5})\cdot\sigma\cdot[Tx^4 + Tn^4]/2$

$f = [1.35\cdot\{R/Rso\}-0.35]$ [adimensional]

$Rn =[0{,}77\cdot Ra\cdot(0{,}25+0{,}50\cdot n/N)]- [1.35\cdot\{R/Rso\}-0.35]\cdot(0{,}34-0{,}14\cdot e_a^{0,5})\cdot\sigma\cdot[Tx^4 + Tn^4]/2\ ]$ [MJ/m²·día]

U_2: velocidad del viento a dos metros de altura en m/s.

La velocidad del viento a dos metros de altura, según la formulación de Penman-Monteith, se puede estimar mediante la expresión:

$$U_2 = 4{,}868\cdot U_z /\ln(67{,}75\cdot z-5{,}42)$$

U2: velocidad del viento a la altura de 2 metros.
Uz : velocidad del viento a la altura "z" [m/s]
z : altura "z"

e°-ea: déficit de saturación de vapor en kPa. Se calcula mediante la diferencia entre la tensión de saturación de vapor y la real.

La tensión de saturación de vapor se estima como media de las tensiones de saturación de las temperaturas de mínimas y de máximas.

$$e^o = 0.5 \cdot [e^o(T)+e^o(t)]$$

Donde la tensión de saturación se estima a partir del valor de temperatura correspondiente mediante la expresión (alternativamente podemos aplicar la tabla ya expuesta):

$$e^o = 0{,}6108\cdot e^{(17{,}27\cdot tm)/(237{,}3+tm)} \quad [kPa]$$

La tensión de vapor actual (ea) es uno de los datos que se puede estimar u obtener mediante diferentes procedimientos:

1. a partir del psicrómetro
2. a partir de los valores de humedad relativa máxima y mínima
3. a partir de la humedad relativa máxima
4. a partir de la humedad relativa media

1. Si se conoce la temperatura del termómetro húmedo (Tw), la temperatura del termómetro seco (Td) y la constante psicrométrica γ. Obtenemos que:

$$ea = e^o(Tw) - \gamma\,(Td-Tw)$$

Constante psicométrica : $\gamma = [a_{psi.}\cdot P]$ kPa·°C⁻¹ ; Siendo:
$a_{psi.}$ = 0.000662 (Psicrómetros ventilados tipo Asmann); 0.00080 (Psicrómetros naturalmente ventilados); y 0.0012 (Psicrómetros no ventilados)
P = presión atmosférica en kPa

2. Con HR máxima y mínima: para períodos de una semana, diez días o un mes, HR máxima y HR mínima se obtienen dividiendo la suma de los valores diarios entre el número de días del período. Una vez obtenidos estos valores se aplica la expresión:

$$ea = 1/2\cdot[(e^o(t)\cdot HRmáx)/100 + (e^o(T)\cdot HRmín)/100\ ]\ [kPa]$$

3. Con HR máxima: cuando la estimación de los valores de HR mínima es poco fiable o falta.

$$ea = (e^o(t) \cdot HRmáx)/100 \text{ [kPa]}$$

4. Con HR media: sólo se tiene este dato. Es la expresión menos deseable, pero la que aplicaremos en la mayoría de los casos.

$$ea = HR\ media/100 \cdot [(e^o(t) + e^o(T))/2] \text{ [kPa]}$$

Para sintetizar y simplificar su aplicación se expone a continuación la expresión (FAO 56) de la evapotranspiración de referencia según FAO-Penman-Monteith.

$$ETr = \Delta/(\Delta+\gamma^*) \cdot (1/\lambda_v \cdot \{Rn-G\}) + \gamma/(\Delta+\gamma^*) \cdot (900 \cdot U_2/\{tm+273\}) \cdot (e^\circ-ea) \quad mm \cdot (día)^{-1}$$

$$ETr = [\Delta/(\Delta+\{\gamma \cdot [1+0,34 \cdot U_2]\})] \cdot [(1/\lambda_v \cdot \{Rn.-G\})] + [\gamma/(\Delta+\{\gamma \cdot [1+0,34 \cdot U_2]\})] \cdot [(900 \cdot U_2)/\{tm+273\}] \cdot [(e^\circ-ea)] \quad mm \cdot (día)^{-1}$$

Donde:

$\Delta = (4098 / \{(tm+237.3)^2\}) \cdot (0.6108 \cdot e^{[(17.27 \cdot tm)/(tm+237.3)]})$ kPa·°C^{-1} tm : temperatura media del aire en °C

$\gamma^* = \gamma \cdot [1 + 0,34 \cdot U_2]$ [kPa/°C]

$\gamma = [0,0016286 \cdot Pi]/[\lambda vi]$ kPa·°C^{-1} (FAO 56 adopta el valor de $0,665 \cdot 10^{-3} \cdot P$); Siendo:

$1/\lambda_v = 1/(2,501-(tm \cdot 0,002361))$ (en FAO 56 toma el valor de 0.408)

$Rn = [0,77 \cdot Ra \cdot (0,25+0,50 \cdot n/N)] - [1.35 \cdot \{R/Rso\}-0.35] \cdot (0,34-0,14 \cdot e_a^{0,5}) \cdot \sigma \cdot [Tx^4 + Tn^4]/2$ [MJ/m^2·día]

$U_2 = 4,868 \cdot U_z / \ln(67,75 \cdot z-5,42)$

Ejercicio 6. Se pide calcular la ETr media durante el mes de Abril, en mm/día, según la aproximación de Penman-Monteith (FAO 56) en una estación situada a una latitud de 9º20' N. Datos (Fuente: FAO 56). La temperatura media de los meses anterior y posterior es de 29,2 y 31,2 respectivamente.

T = 34,8 ºC	t = 25,6 ºC	tm = 30,2 ºC	N = 12,43 h/día	
HR = 64,5 %	U2 = 2 m/s	P = 1013 hPa	n = 8,5 h/día	Ra=38,06 [MJ/m^2·día]

Solución.

Aplicamos la formulación:

$$ETr = \Delta/(\Delta+\gamma^*) \cdot (1/\lambda_v \cdot \{Rn-G\}) + \gamma/(\Delta+\gamma^*) \cdot (900 \cdot U_2/\{tm+273\}) \cdot (e^\circ-ea) \quad mm \cdot (día)^{-1}$$

$$ETr = [\Delta/(\Delta+\{\gamma \cdot [1+0,34 \cdot U_2]\})] \cdot [(1/\lambda_v \cdot \{Rn.-G\})] + [\gamma/(\Delta+\{\gamma \cdot [1+0,34 \cdot U_2]\})] \cdot [(900 \cdot U_2)/\{tm+273\}] \cdot [(e^\circ-ea)] \quad mm \cdot (día)^{-1}$$

Δ: gradiente de presión de vapor a saturación, que se calcula como:

tm : temperatura media del aire = 30,2 °C

$$\Delta = (4098 / \{(tm+237.3)^2\}) \cdot (0.6108 \cdot e^{[(17.27 \cdot tm)/(tm+237.3)]}) = 0,246 \text{ kPa·°C}^{-1}$$

γ^* : constante psicrométrica modificada que se define según la expresión:

$$\gamma^* = \gamma \cdot [1 + 0,336 \cdot U_2] = 0,1135 \text{ [kPa/°C]}$$

γ : constante psicrométrica sin modificar.

$\gamma = [0,0016286 \cdot Pi]/[\lambda vi] = 0,0679$ kPa·°C^{-1}

P_i: presión atmosférica media del mes "i" = 101,3 kPa

λv: calor latente de vaporización del agua para el mes

$\lambda v = 2,501-(tm \cdot 0,002361)\ ) =$ 2,42 [$MJ \cdot kg^{-1}$]

G: el flujo de energía provocado por el almacenamiento de calor en el suelo.
Período mensual: $G = 0.07 \cdot (tm_{i+1} - tm_{i-1}) =$ 0,14 [$MJ/m^2 \cdot día$]

Rn: radiación neta, diferencia entre la radiación neta entrante y la saliente:
$Rn = [0,77 \cdot Ra \cdot (0,25+0,50 \cdot n/N)] - [1.35 \cdot \{R/Rso\}-0.35] \cdot (0,34-0,14 \cdot e_a^{0,5}) \cdot \sigma \cdot [Tx^4+Tn^4]/2]$ [$MJ/m^2 \cdot día$]
$Rn = (1-\alpha) \cdot R - Rb =$ 14,267 [$MJ/m^2 \cdot día^{-1}$]
$(1-\alpha) \cdot R = 0,77 \cdot Ra \cdot (0,25 + 0,50 \cdot n/N) =$ 17,347 [$MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}$]
Ra : radiación global extraterrestre =38,06 [$MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}$]
n : número de horas de sol efectivas = 8,5 [$h \cdot día^{-1}$]
N : insolación máxima = 12,43 [$h \cdot día^{-1}$]
R = 22,528 [$MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}$]
Rb: radiación térmica (onda larga) perdida
Rso (Radiación con n=N) = 28,54
$Rbo = (0,34 - 0,14 \cdot ea^{0,5}) \cdot \sigma \cdot [Tx^4 + Tn^4]/2 = 4,301$
$f = [1.35 \cdot \{R/Rso\}-0.35] = 0,715$
$Rb = Rbo \cdot [1.35 \cdot \{R/Rso\}-0.35] = Rbo \cdot f = 3,08$ [$MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}$]
$ea = HR\ media/100 \cdot [(e^o(t)+ e^o(T))/2] =$ 2,85 kPa
T = temperaturas medias de máximas = 34,8 ºC   Tx = T + 273,15 = 307,9 K
t = temperaturas medias de mínimas = 25,6 ºC   Tn = t + 273,15 = 298,8 K

U_2: velocidad del viento a dos metros de altura = 2 m/s
$(900 \cdot U_2)/\{tm+273\} = 5,936$

e°-ea: déficit de saturación de vapor = 1,57 kPa
$e^o = 0.5 \cdot [e^o(T)+e^o(t)]$ = 4,42 kPa
ea = 2,85 kPa

$\Delta/(\Delta+\gamma \cdot [1+0,34 \cdot U_2]\ ) \cdot (1/\lambda_v \cdot \{Rn.-G\}) = 3,99$ mm/día

$[\ \gamma/(\Delta+ \gamma \cdot [1+0,34 \cdot U_2])\ ] \cdot (900/\{tm+273\}) \cdot U_2 \cdot (e^\circ-ea)\ \} = 1,76\ mm \cdot (día)^{-1}$

$ETr=1/(\Delta+\gamma \cdot [1+0,34 \cdot U_2]) \cdot \{(1/\lambda_v \cdot \Delta\{Rn.-G\})+\gamma \cdot (900 \cdot U_2/\{tm+273\}) \cdot (e^\circ-ea)\}$

ETr = 5,75 mm/día = 172 mm/mes = 1725 m^3/ha·mes