

## Anexo 1

# Unidades y símbolos

### PREFIJOS

Las unidades pueden ser usadas como tales o como múltiplos

Tera (T) que significa	$10^{12}$	Centi (c)	$10^{-2}$
Giga (G)	$10^9$	Mili (m)	$10^{-3}$
Mega (M)	$10^6$	Micro ( $\mu$ )	$10^{-6}$
Kilo (k)	$10^3$	Nano (n)	$10^{-9}$
Hecto (h)	$10^2$	Pico (p)	$10^{-12}$
Deca (da)	$10^1$	Femto (f)	$10^{-15}$
Deci (d)	$10^{-1}$	Atto (a)	$10^{-18}$

### TEMPERATURA

Unidad estándar: grados Celsius ( $^{\circ}\text{C}$ )

---

Grados Fahrenheit ( $^{\circ}\text{F}$ )	$(^{\circ}\text{C}) = (^{\circ}\text{F} - 32) \cdot 5/9$
Kelvin (K)	$1 \text{ K} = (^{\circ}\text{C}) + 273,16$

### PRESION

(presión del aire, presión de vapor)

Unidad estándar: kilopascal (kPa)

---

milibar (mbar)	$1 \text{ mbar} = 0,1 \text{ kPa}$
bar	$1 \text{ bar} = 100 \text{ kPa}$
centímetro de agua (cm)	$1 \text{ cm de agua} = 0,09807 \text{ kPa}$
milímetro de mercurio (mm Hg)	$1 \text{ mm Hg} = 0,1333 \text{ kPa}$
atmósferas (atm)	$1 \text{ atm} = 101,325 \text{ kPa}$
libras por pulgada cuadrada (psi)	$1 \text{ psi} = 6,896 \text{ kPa}$

### VELOCIDAD DEL VIENTO

Unidad estándar: metro por segundo ( $\text{m s}^{-1}$ )

---

kilómetro por día ( $\text{km día}^{-1}$ )	$1 \text{ km día}^{-1} = 0,01157 \text{ m s}^{-1}$
milla náutica /hora (nudo)	$1 \text{ nudo} = 0,5144 \text{ m s}^{-1}$
pies por segundo ( $\text{ft s}^{-1}$ )	$1 \text{ ft/s} = 0,3048 \text{ m s}^{-1}$

**RADIACIÓN**

**Unidad estándar: mega joule por metro cuadrado por día (MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>)  
o como evaporación equivalente en mm por día (mm día<sup>-1</sup>)**

---

evaporación equivalente (mm día <sup>-1</sup> )	1 mm día <sup>-1</sup> = 2,45 MJ m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup>
joule por cm <sup>2</sup> por día (J cm <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup> )	1 J cm <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup> = 0,01 MJ m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup>
caloría por cm <sup>2</sup> por día (cal cm <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup> )	1 cal = 4,1868 J = 4,1868 10 <sup>-6</sup> MJ 1 cal cm <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup> = 4,1868 10 <sup>-2</sup> MJ m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup>
watt por m <sup>2</sup> (W m <sup>-2</sup> )	1 W = 1 J s <sup>-1</sup> 1 W m <sup>-2</sup> = 0,0864 MJ m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup>

**EVAPOTRANSPIRACIÓN**

**Unidad estándar: milímetro por día (mm día<sup>-1</sup>)**

---

m <sup>3</sup> por hectárea por día (m <sup>3</sup> ha <sup>-1</sup> día <sup>-1</sup> )	1 m <sup>3</sup> ha <sup>-1</sup> día <sup>-1</sup> = 0,1 mm día <sup>-1</sup>
litro por segundo por hectárea (l s <sup>-1</sup> ha <sup>-1</sup> )	1 l s <sup>-1</sup> ha <sup>-1</sup> = 8,640 mm día <sup>-1</sup>
radiación equivalente en mega joules por metro cuadrado por día (MJ m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup> )	1 MJ m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup> = 0,408 mm día <sup>-1</sup>

## Anexo 2

# Cuadros meteorológicos

- A2.1 Presión atmosférica (P) para diferentes elevaciones sobre el nivel del mar (z)
- A2.2 Constante psicrométrica ( $\gamma$ ) para diferentes elevaciones sobre el nivel del mar (z)
- A2.3 Presión de saturación de vapor ( $e^{\circ}(T)$ ) para diferentes temperaturas (T)
- A2.4 Curva de la pendiente de presión de vapor ( $\Delta$ ) para diferentes temperaturas (T)
- A2.5 Número de día en el año (J)
- A2.6 Radiación extraterrestre diaria ( $R_s$ ) para diferentes latitudes
- A2.7 Duración media de la insolación máxima en horas (N) para diferentes latitudes
- A2.8  $\sigma_{TK4}$  (ley de Stefan-Boltzmann) para diferentes temperaturas (T)
- A2.9 Factores de conversión para convertir velocidad del viento medida a una altura dada a velocidad del viento a la elevación estándar de 2 m sobre la superficie del suelo

CUADRO A2.1

Presión atmosférica (P) para diferentes altitudes (z)

$P = 101,3 \left( \frac{293 - 0,0065 z}{293} \right)^{5,26} \quad (\text{Ec. 7})$							
z (m)	P (kPa)	z (m)	P (kPa)	z (m)	P (kPa)	z (m)	P (kPa)
0	101,3	1 000	90,0	2 000	79,8	3 000	70,5
50	100,7	1 050	89,5	2 050	79,3	3 050	70,1
100	100,1	1 100	89,0	2 100	78,8	3 100	69,6
150	99,5	1 150	88,4	2 150	78,3	3 150	69,2
200	99,0	1 200	87,9	2 200	77,9	3 200	68,8
250	98,4	1 250	87,4	2 250	77,4	3 250	68,3
300	97,8	1 300	86,8	2 300	76,9	3 300	67,9
350	97,2	1 350	86,3	2 350	76,4	3 350	67,5
400	96,7	1 400	85,8	2 400	76,0	3 400	67,1
450	96,1	1 450	85,3	2 450	75,5	3 450	66,6
500	95,5	1 500	84,8	2 500	75,0	3 500	66,2
550	95,0	1 550	84,3	2 550	74,6	3 550	65,8
600	94,4	1 600	83,8	2 600	74,1	3 600	65,4
650	93,8	1 650	83,3	2 650	73,7	3 650	65,0
700	93,3	1 700	82,8	2 700	73,2	3 700	64,6
750	92,7	1 750	82,3	2 750	72,7	3 750	64,1
800	92,2	1 800	81,8	2 800	72,3	3 800	63,7
850	91,6	1 850	81,3	2 850	71,8	3 850	63,3
900	91,1	1 900	80,8	2 900	71,4	3 900	62,9
950	90,6	1 950	80,3	2 950	71,0	3 950	62,5
1 000	90,0	2 000	79,8	3 000	70,5	4 000	62,1

CUADRO A2.2  
 Constante psicrométrica ( $\gamma$ ) para diferentes altitudes (z)

$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} = 0,665 * 10^{-3} \quad (\text{Ec. 8})$							
z (m)	$\gamma$ kPa/°C <sup>-1</sup>	z (m)	$\gamma$ kPa/°C	z (m)	$\gamma$ kPa/°C	z (m)	$\gamma$ kPa/°C
0	0,067	1 000	0,060	2 000	0,053	3 000	0,047
100	0,067	1 100	0,059	2 100	0,052	3 100	0,046
200	0,066	1 200	0,058	2 200	0,052	3 200	0,046
300	0,065	1 300	0,058	2 300	0,051	3 300	0,045
400	0,064	1 400	0,057	2 400	0,051	3 400	0,045
500	0,064	1 500	0,056	2 500	0,050	3 500	0,044
600	0,063	1 600	0,056	2 600	0,049	3 600	0,043
700	0,062	1 700	0,055	2 700	0,049	3 700	0,043
800	0,061	1 800	0,054	2 800	0,048	3 800	0,042
900	0,061	1 900	0,054	2 900	0,047	3 900	0,042
1 000	0,060	2 000	0,053	3 000	0,047	4 000	0,041

basada en  $\lambda = 2,45 \text{ MJ kg}^{-1} \text{ a } 20^\circ\text{C}$ .

CUADRO A2.3

Presión de saturación de vapor ( $e^{\circ}(T)$ ) para diferentes temperaturas (T)
$$e^{\circ}(T) = 0,6108 * \exp\left[\frac{17,27 * T}{T + 237,3}\right] \quad (\text{Ec.11})$$

T °C	$e^{\circ}(T)$ kPa	T °C	$e^{\circ}(T)$ kPa	T °C	$e^{\circ}(T)$ kPa	T °C	$e^{\circ}(T)$ kPa
1,0	0,657	13,0	1,498	25,0	3,168	37,0	6,275
1,5	0,681	13,5	1,547	25,5	3,263	37,5	6,448
2,0	0,706	14,0	1,599	26,0	3,361	38,0	6,625
2,5	0,731	14,5	1,651	26,5	3,462	38,5	6,806
3,0	0,758	15,0	1,705	27,0	3,565	39,0	6,991
3,5	0,785	15,5	1,761	27,5	3,671	39,5	7,181
4,0	0,813	16,0	1,818	28,0	3,780	40,0	7,376
4,5	0,842	16,5	1,877	28,5	3,891	40,5	7,574
5,0	0,872	17,0	1,938	29,0	4,006	41,0	7,778
5,5	0,903	17,5	2,000	29,5	4,123	41,5	7,986
6,0	0,935	18,0	2,064	30,0	4,243	42,0	8,199
6,5	0,968	18,5	2,130	30,5	4,366	42,5	8,417
7,0	1,002	19,0	2,197	31,0	4,493	43,0	8,640
7,5	1,037	19,5	2,267	31,5	4,622	43,5	8,867
8,0	1,073	20,0	2,338	32,0	4,755	44,0	9,101
8,5	1,110	20,5	2,412	32,5	4,891	44,5	9,339
9,0	1,148	21,0	2,487	33,0	5,030	45,0	9,582
9,5	1,187	21,5	2,564	33,5	5,173	45,5	9,832
10,0	1,228	22,0	2,644	34,0	5,319	46,0	10,086
10,5	1,270	22,5	2,726	34,5	5,469	46,5	10,347
11,0	1,313	23,0	2,809	35,0	5,623	47,0	10,613
11,5	1,357	23,5	2,896	35,5	5,780	47,5	10,885
12,0	1,403	24,0	2,984	36,0	5,941	48,0	11,163
12,5	1,449	24,5	3,075	36,5	6,106	48,5	11,447

CUADRO A2.4

Pendiente de la curva de presión de vapor ( $\Delta$ ) para diferentes temperaturas (T)
$$\Delta = \frac{4098 * \left[ 0,6108 * \exp\left(\frac{17,27 * T}{T + 237,3}\right) \right]}{(T + 237,3)^2} \quad (\text{Ec. 13})$$

T °C	$\Delta$ kPa/°C	T °C	$\Delta$ kPa/°C	T °C	$\Delta$ kPa/°C	T °C	$\Delta$ kPa/°C
1,0	0,047	13,0	0,098	25,0	0,189	37,0	0,342
1,5	0,049	13,5	0,101	25,5	0,194	37,5	0,350
2,0	0,050	14,0	0,104	26,0	0,199	38,0	0,358
2,5	0,052	14,5	0,107	26,5	0,204	38,5	0,367
3,0	0,054	15,0	0,110	27,0	0,209	39,0	0,375
3,5	0,055	15,5	0,113	27,5	0,215	39,5	0,384
4,0	0,057	16,0	0,116	28,0	0,220	40,0	0,393
4,5	0,059	16,5	0,119	28,5	0,226	40,5	0,402
5,0	0,061	17,0	0,123	29,0	0,231	41,0	0,412
5,5	0,063	17,5	0,126	29,5	0,237	41,5	0,421
6,0	0,065	18,0	0,130	30,0	0,243	42,0	0,431
6,5	0,067	18,5	0,133	30,5	0,249	42,5	0,441
7,0	0,069	19,0	0,137	31,0	0,256	43,0	0,451
7,5	0,071	19,5	0,141	31,5	0,262	43,5	0,461
8,0	0,073	20,0	0,145	32,0	0,269	44,0	0,471
8,5	0,075	20,5	0,149	32,5	0,275	44,5	0,482
9,0	0,078	21,0	0,153	33,0	0,282	45,0	0,493
9,5	0,080	21,5	0,157	33,5	0,289	45,5	0,504
10,0	0,082	22,0	0,161	34,0	0,296	46,0	0,515
10,5	0,085	22,5	0,165	34,5	0,303	46,5	0,526
11,0	0,087	23,0	0,170	35,0	0,311	47,0	0,538
11,5	0,090	23,5	0,174	35,5	0,318	47,5	0,550
12,0	0,092	24,0	0,179	36,0	0,326	48,0	0,562
12,5	0,095	24,5	0,184	36,5	0,334	48,5	0,574

CUADRO A2.5  
Número de día en el año (J)

Día	Enero	Febrero	Marzo*	Abril*	Mayo*	Junio*
1	1	32	60	91	121	152
2	2	33	61	92	122	153
3	3	34	62	93	123	154
4	4	35	63	94	124	155
5	5	36	64	95	125	156
6	6	37	65	96	126	157
7	7	38	66	97	127	158
8	8	39	67	98	128	159
9	9	40	68	99	129	160
10	10	41	69	100	130	161
11	11	42	70	101	131	162
12	12	43	71	102	132	163
13	13	44	72	103	133	164
14	14	45	73	104	134	165
15	15	46	74	105	135	166
16	16	47	75	106	136	167
17	17	48	76	107	137	168
18	18	49	77	108	138	169
19	19	50	78	109	139	170
20	20	51	79	110	140	171
21	21	52	80	111	141	172
22	22	53	81	112	142	173
23	23	54	82	113	143	174
24	24	55	83	114	144	175
25	25	56	84	115	145	176
26	26	57	85	116	146	177
27	27	58	86	117	147	178
28	28	59	87	118	148	179
29	29	(60)	88	119	149	180
30	30	-	89	120	150	181
31	31	-	90	-	151	-

\* añadir 1 en caso de año bisiesto

J puede ser determinado para cada día (D) del mes (M) usando

$$J = \text{NUMERO ENTERO}(275 M/9 - 30 + D) - 2$$

$$\text{SI } (M < 3) \quad \text{ENTONCES } J = J + 2$$

$$\text{ó también,} \quad \text{SI (año bisiesto y } (M > 2)) \text{ ENTONCES } J = J + 1$$

Para cálculos de 10 días, use J para día D = 5, 15 y 25

Para cálculos mensuales, J en el día 15 del mes viene dado aproximadamente por

$$J = \text{NUMERO ENTERO } (30,4 M - 15)$$

CUADRO A2.5 (continuación)  
Número de día en el año (J)

Día	Julio*	Agosto*	Septiembre*	Octubre*	Noviembre*	Diciembre*
1	182	213	244	274	305	335
2	183	214	245	275	306	336
3	184	215	246	276	307	337
4	185	216	247	277	308	338
5	186	217	248	278	309	339
6	187	218	249	279	310	340
7	188	219	250	280	311	341
8	189	220	251	281	312	342
9	190	221	252	282	313	343
10	191	222	253	283	314	344
11	192	223	254	284	315	345
12	193	224	255	285	316	346
13	194	225	256	286	317	347
14	195	226	257	287	318	348
15	196	227	258	288	319	349
16	197	228	259	289	320	350
17	198	229	260	290	321	351
18	199	230	261	291	322	352
19	200	231	262	292	323	353
20	201	232	263	293	324	354
21	202	233	264	294	325	355
22	203	234	265	295	326	356
23	204	235	266	296	327	357
24	205	236	267	297	328	358
25	206	237	268	298	329	359
26	207	238	269	299	330	360
27	208	239	270	300	331	361
28	209	240	271	301	332	362
29	210	241	272	302	333	363
30	211	242	273	303	334	364
31	212	243	-	304	-	365

\* añadir 1 en caso de año bisiesto



CUADRO A2.6

Radiación extraterrestre diaria (R<sub>a</sub>) para diferentes latitudes para el día 15vo del mes<sup>1</sup>

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega)] \quad (\text{Ec. 21})$$

(valores en MJ m<sup>2</sup> día<sup>-1</sup>)<sup>2</sup>

Hemisferio Norte												Hemisferio Sur												
Ene.	Feb.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic	Lat. grad.	Ene.	Feb.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic
0,0	2,6	10,4	23,0	35,2	42,5	39,4	28,0	14,9	4,9	0,1	0,0	70	41,4	28,6	15,8	4,9	0,2	0,0	0,0	2,2	10,7	23,5	37,3	45,3
0,1	3,7	11,7	23,9	35,3	42,0	38,9	28,6	16,1	6,0	0,7	0,0	68	41,0	29,3	16,9	6,0	0,8	0,0	0,0	3,2	11,9	24,4	37,4	44,7
0,6	4,8	12,9	24,8	35,6	41,4	38,8	29,3	17,3	7,2	1,5	0,1	66	40,9	30,0	18,1	7,2	1,5	0,1	0,5	4,2	13,1	25,4	37,6	44,1
1,4	5,9	14,1	25,8	35,9	41,2	38,8	30,0	18,4	8,5	2,4	0,6	64	41,0	30,8	19,3	8,4	2,4	0,6	1,2	5,3	14,4	26,3	38,0	43,9
2,3	7,1	15,4	26,6	36,3	41,2	39,0	30,6	19,5	9,7	3,4	1,3	62	41,2	31,5	20,4	9,6	3,4	1,2	2,0	6,4	15,5	27,2	38,3	43,9
3,3	8,3	16,6	27,5	36,6	41,2	39,2	31,3	20,6	10,9	4,4	2,2	60	41,5	32,3	21,5	10,8	4,4	2,0	2,9	7,6	16,7	28,1	38,7	43,9
4,3	9,6	17,7	28,4	37,0	41,3	39,4	32,0	21,7	12,1	5,5	3,1	58	41,7	33,0	22,6	12,0	5,5	2,9	3,9	8,7	17,9	28,9	39,1	44,0
5,4	10,8	18,9	29,2	37,4	41,4	39,6	32,6	22,7	13,3	6,7	4,2	56	42,0	33,7	23,6	13,2	6,6	3,9	4,9	9,9	19,0	29,8	39,5	44,1
6,5	12,0	20,0	30,0	37,8	41,5	39,8	33,2	23,7	14,5	7,8	5,2	54	42,2	34,3	24,6	14,4	7,7	4,9	6,0	11,1	20,1	30,6	39,9	44,3
7,7	13,2	21,1	30,8	38,2	41,6	40,1	33,8	24,7	15,7	9,0	6,4	52	42,5	35,0	25,6	15,6	8,8	6,0	7,1	12,2	21,2	31,4	40,2	44,4
8,9	14,4	22,2	31,5	38,5	41,7	40,2	34,4	25,7	16,9	10,2	7,5	50	42,7	35,6	26,6	16,7	10,0	7,1	8,2	13,4	22,2	32,1	40,6	44,5
10,1	15,7	23,3	32,2	33,8	41,8	40,4	34,9	26,6	18,1	11,4	8,7	48	42,9	36,2	27,5	17,9	11,1	8,2	9,3	14,6	23,3	32,8	40,9	44,5
11,3	16,9	24,3	32,9	39,1	41,9	40,6	35,4	27,5	19,2	12,6	9,9	46	43,0	36,7	28,4	19,0	12,3	9,3	10,4	15,7	24,3	33,5	41,1	44,6
12,5	18,0	25,3	33,5	39,3	41,9	40,7	35,9	28,4	20,3	13,9	11,1	44	43,2	37,2	29,3	20,1	13,5	10,5	11,6	16,8	25,2	34,1	41,4	44,6
13,8	19,2	26,3	34,1	39,5	41,9	40,8	36,3	29,2	21,4	15,1	12,4	42	43,3	37,7	30,1	21,2	14,6	11,6	12,8	18,0	26,2	34,7	41,6	44,6
15,0	20,4	27,2	34,7	39,7	41,9	40,8	36,7	30,0	22,5	16,3	13,6	40	43,4	38,1	30,9	22,3	15,8	12,8	13,9	19,1	27,1	35,3	41,8	44,6
16,2	21,5	28,1	35,2	39,9	41,8	40,8	37,0	30,7	23,6	17,5	14,8	38	43,4	38,5	31,7	23,3	16,9	13,9	15,1	20,2	28,0	35,8	41,9	44,5
17,5	22,6	29,0	35,7	40,0	41,7	40,8	37,4	31,5	24,6	18,7	16,1	36	43,4	38,9	32,4	24,3	18,1	15,1	16,2	21,2	28,8	36,3	42,0	44,4
18,7	23,7	29,9	36,1	40,0	41,6	40,8	37,6	32,1	25,6	19,9	17,3	34	43,4	39,2	33,0	25,3	19,2	16,2	17,4	22,3	29,6	36,7	42,0	44,3
19,9	24,8	30,7	35,5	40,0	41,4	40,7	37,9	32,8	26,6	21,1	18,5	32	43,3	39,4	33,7	26,3	20,3	17,4	18,5	23,3	30,4	37,1	42,0	44,1
21,1	25,8	31,4	36,8	40,0	41,2	40,6	38,0	33,4	27,6	22,2	19,8	30	43,1	39,6	34,3	27,2	21,4	18,5	19,6	24,3	31,1	37,5	42,0	43,9
22,3	26,8	32,2	37,1	40,0	40,9	40,4	38,2	33,9	28,5	23,3	21,0	28	43,0	39,8	34,8	28,1	22,5	19,7	20,7	25,3	31,8	37,8	41,9	43,6
23,4	27,8	32,8	37,4	39,9	40,6	40,2	38,3	34,5	29,3	24,5	22,2	26	42,8	39,9	35,3	29,0	23,5	20,8	21,8	26,3	32,5	38,0	41,8	43,3
24,6	28,8	33,5	37,6	39,7	40,3	39,9	38,3	34,9	30,2	25,5	23,3	24	42,5	40,0	35,8	29,8	24,6	21,9	22,9	27,2	33,1	38,3	41,7	43,0
25,7	29,7	34,1	37,8	39,5	40,0	39,6	38,4	35,4	31,0	26,6	24,5	22	42,2	40,1	36,2	30,6	25,6	23,0	24,0	28,1	33,7	38,4	41,4	42,6
26,8	30,6	34,7	37,9	39,3	39,5	39,3	38,3	35,8	31,8	27,7	25,6	20	41,9	40,0	36,6	31,3	26,6	24,1	25,0	28,9	34,2	38,6	41,2	42,1
27,9	31,5	35,2	38,0	39,0	39,1	38,9	38,2	36,1	32,5	28,7	26,8	18	41,5	40,0	37,0	32,1	27,5	25,1	26,0	29,8	34,7	38,7	40,9	41,7
28,9	32,3	35,7	38,1	38,7	38,6	38,5	38,1	36,4	33,2	29,6	27,9	16	41,1	39,9	37,2	32,8	28,5	26,2	27,0	30,6	35,2	38,7	40,6	41,2
29,9	33,1	36,1	38,1	38,4	38,1	38,1	38,0	36,7	33,9	30,6	28,9	14	40,6	39,7	37,5	33,4	29,4	27,2	27,9	31,3	35,6	38,7	40,2	40,6
30,9	33,8	36,5	38,0	38,0	37,6	37,6	37,8	36,9	34,5	31,5	30,0	12	40,1	39,6	37,7	34,0	30,2	28,1	28,9	32,1	36,0	38,6	39,8	40,0
31,9	34,5	36,9	37,9	37,6	37,0	37,1	37,5	37,1	35,1	32,4	31,0	10	39,5	39,3	37,8	34,6	31,1	29,1	29,8	32,8	36,3	38,5	39,3	39,4
32,8	35,2	37,2	37,8	37,1	36,3	36,5	37,2	37,2	35,6	33,3	32,0	8	38,9	39,0	37,9	35,1	31,9	30,0	30,7	33,4	36,6	38,4	38,8	38,7
33,7	35,8	37,4	37,6	36,6	35,7	35,9	36,9	37,3	36,1	34,1	32,9	6	38,3	38,7	38,0	35,6	32,7	30,9	31,5	34,0	36,8	38,2	38,2	38,0
34,6	36,4	37,6	37,4	36,0	35,0	35,3	36,5	37,3	36,6	34,9	33,9	4	37,6	38,3	38,0	36,0	33,4	31,8	32,3	34,6	37,0	38,0	37,6	37,2
35,4	37,0	37,8	37,1	35,4	34,2	34,4	36,1	37,3	37,0	35,6	34,8	2	36,9	37,9	38,0	36,4	34,1	32,6	33,1	35,2	37,1	37,7	37,0	36,4
36,2	37,5	37,9	36,8	34,8	33,4	33,9	35,7	37,2	37,4	36,3	35,6	0	36,2	37,5	37,9	36,8	34,8	33,4	33,9	35,7	37,2	37,4	36,3	35,6

<sup>1</sup> Los valores de R<sub>a</sub> durante el día 15<sup>vo</sup> del mes, proveen una buena estimación (error <1%) de R<sub>a</sub> promediada de todos los días del mes. Solamente en casos de latitudes muy elevadas (mayores a 55° N o S) y durante los meses invernales, las desviaciones podrían ser mayores al 1 %.

<sup>2</sup> Los valores pueden ser convertidos a sus equivalentes en mm día<sup>-1</sup> si se dividen por Lambda = 2,45.

CUADRO A2.7  
Insolación máxima diaria (N) para diferentes latitudes para el día 15° del mes<sup>1</sup>

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (\text{Ec. 34})$$

	Hemisferio Norte												Lat. grad.	Hemisferio Sur											
	Ene.	Feb.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.		Ene.	Feb.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
0,0	6,6	11,0	15,6	21,3	24,0	24,0	24,0	17,6	12,8	8,3	2,3	0,0	24,0	17,4	13,0	8,4	2,7	0,0	0,0	6,4	11,2	15,7	21,7	24,0	
1,1	7,3	11,1	15,3	19,7	24,0	22,3	22,3	17,0	12,7	8,7	4,1	0,0	68	21,9	16,7	12,9	8,7	4,3	0,0	1,7	7,0	11,3	15,3	24,0	
3,9	7,8	11,2	14,9	18,7	22,0	20,3	20,3	16,4	12,7	9,0	5,2	1,9	66	20,1	16,2	12,8	9,1	5,3	2,0	3,7	7,6	11,3	15,0	22,1	
5,0	8,2	11,2	14,7	17,9	20,3	19,2	19,2	16,0	12,6	9,3	6,0	3,7	64	19,0	15,8	12,8	9,3	6,1	3,7	4,8	8,0	11,4	14,7	20,3	
5,7	8,5	11,3	14,4	17,3	19,2	18,4	18,4	15,7	12,6	9,5	6,6	4,8	62	18,3	15,5	12,7	9,6	6,7	4,8	5,6	8,3	11,4	14,5	19,2	
6,4	8,8	11,4	14,2	16,8	18,4	17,7	17,7	15,3	12,5	9,7	7,1	5,6	60	17,6	15,2	12,6	9,8	7,2	5,6	6,3	8,7	11,5	14,3	18,4	
6,9	9,1	11,4	14,1	16,4	17,8	17,2	17,2	15,1	12,5	9,9	7,5	6,2	58	17,1	14,9	12,6	9,9	7,6	6,2	6,8	8,9	11,5	14,1	16,5	
7,3	9,3	11,5	13,9	16,0	17,3	16,8	16,8	14,8	12,4	10,1	7,9	6,7	56	16,7	14,7	12,5	10,1	8,0	6,7	7,2	9,2	11,6	13,9	17,3	
7,7	9,5	11,5	13,8	15,7	16,8	16,4	16,4	14,6	12,4	10,2	8,2	7,1	54	16,3	14,5	12,5	10,2	8,3	7,2	7,6	9,4	11,6	13,8	16,9	
8,0	9,7	11,5	13,6	15,4	16,5	16,0	16,0	14,4	12,4	10,3	8,5	7,5	52	16,0	14,3	12,5	10,4	8,6	7,5	8,0	9,6	11,6	13,7	16,5	
8,3	9,8	11,6	13,5	15,2	16,1	15,7	15,7	14,3	12,3	10,4	8,7	7,9	50	15,7	14,2	12,4	10,5	8,8	7,9	8,3	9,7	11,7	13,6	16,1	
8,6	10,0	11,6	13,4	15,0	15,8	15,5	15,5	14,1	12,3	10,6	9,0	8,2	48	15,4	14,0	12,4	10,6	9,0	8,2	8,5	9,9	11,7	13,4	15,8	
8,8	10,1	11,6	13,3	14,8	15,5	15,2	15,2	14,0	12,3	10,7	9,2	8,5	46	15,2	13,9	12,4	10,7	9,2	8,5	8,8	10,0	11,7	13,3	14,8	
9,1	10,3	11,6	13,2	14,6	15,3	15,0	15,0	13,8	12,3	10,8	9,4	8,7	44	14,9	13,7	12,4	10,8	9,4	8,7	9,0	10,2	11,7	13,3	14,6	
9,3	10,4	11,7	13,2	14,4	15,0	14,8	14,8	13,7	12,3	10,8	9,6	9,0	42	14,7	13,6	12,3	10,9	9,6	9,0	9,2	10,3	11,7	13,2	14,4	
9,5	10,5	11,7	13,1	14,2	14,8	14,6	14,6	13,6	12,2	10,9	9,2	9,2	40	14,5	13,5	12,3	11,0	9,9	9,4	9,6	10,5	11,8	13,0	14,1	
9,6	10,6	11,7	13,0	14,1	14,6	14,4	14,4	13,5	12,2	11,0	9,9	9,4	38	14,4	13,4	12,3	11,0	10,1	9,4	9,6	10,5	11,8	13,0	14,1	
9,8	10,7	11,7	12,9	13,9	14,4	14,2	14,2	13,4	12,2	11,1	10,1	9,6	36	14,2	13,3	12,3	11,1	10,1	9,6	9,8	10,6	11,8	12,9	14,4	
10,0	10,8	11,8	12,9	13,8	14,3	14,1	14,1	13,3	12,2	11,1	10,2	9,7	34	14,0	13,2	12,2	11,1	10,2	9,7	9,9	10,7	11,8	12,9	14,3	
10,1	10,9	11,8	12,8	13,6	14,1	13,9	13,9	13,2	12,2	11,2	10,3	9,9	32	13,9	13,1	12,2	11,2	10,4	9,9	10,1	10,8	11,8	12,8	14,1	
10,3	11,0	11,8	12,7	13,5	13,9	13,8	13,8	13,1	12,2	11,3	10,5	10,1	30	13,7	13,0	12,2	11,3	10,5	10,1	10,2	10,9	11,8	12,7	13,9	
10,4	11,0	11,8	12,7	13,4	13,8	13,6	13,6	13,0	12,2	11,3	10,6	10,2	28	13,6	13,0	12,2	11,3	10,6	10,2	10,4	11,0	11,8	12,7	13,4	
10,5	11,1	11,8	12,6	13,3	13,6	13,5	13,5	12,9	12,1	11,4	10,7	10,4	26	13,5	12,9	12,2	11,4	10,7	10,4	10,5	11,1	11,9	12,6	13,3	
10,7	11,2	11,8	12,6	13,2	13,5	13,3	13,3	12,8	12,1	11,4	10,8	10,5	24	13,3	12,8	12,2	11,4	10,8	10,5	10,7	11,2	11,9	12,6	13,5	
10,8	11,3	11,9	12,5	13,1	13,3	13,2	13,2	12,8	12,1	11,5	10,9	10,7	22	13,2	12,7	12,1	11,5	10,9	10,7	10,8	11,2	11,9	12,5	13,1	
10,9	11,3	11,9	12,5	12,9	13,2	13,1	13,1	12,7	12,1	11,5	11,0	10,8	20	13,1	12,7	12,1	11,5	11,1	10,8	10,9	11,3	11,9	12,5	13,0	
11,0	11,4	11,9	12,4	12,8	13,1	13,0	13,0	12,6	12,1	11,6	11,1	10,9	18	13,0	12,6	12,1	11,6	11,2	10,9	11,0	11,4	11,9	12,4	12,9	
11,1	11,5	11,9	12,4	12,7	12,9	12,9	12,9	12,5	12,1	11,6	11,2	11,1	16	12,9	12,5	12,1	11,6	11,3	11,1	11,1	11,5	11,9	12,4	12,9	
11,3	11,6	11,9	12,3	12,6	12,8	12,8	12,8	12,5	12,1	11,7	11,3	11,2	14	12,7	12,4	12,1	11,7	11,4	11,2	11,2	11,5	11,9	12,3	12,8	
11,4	11,6	11,9	12,3	12,6	12,7	12,6	12,6	12,4	12,1	11,7	11,4	11,3	12	12,6	12,4	12,1	11,7	11,4	11,3	11,4	11,6	11,9	12,3	12,7	
11,5	11,7	11,9	12,2	12,5	12,6	12,5	12,5	12,3	12,1	11,8	11,5	11,4	10	12,5	12,3	12,1	11,8	11,5	11,4	11,5	11,7	11,9	12,2	12,5	
11,6	11,7	11,9	12,2	12,4	12,5	12,4	12,4	12,3	12,0	11,8	11,6	11,5	8	12,4	12,3	12,1	11,8	11,6	11,5	11,6	11,7	11,9	12,2	12,4	
11,7	11,8	12,0	12,1	12,3	12,3	12,3	12,3	12,2	12,0	11,9	11,7	11,7	6	12,3	12,2	12,0	11,9	11,7	11,7	11,7	11,8	12,0	12,2	12,3	
11,8	11,9	12,0	12,1	12,2	12,2	12,2	12,2	12,1	12,0	11,9	11,8	11,8	4	12,2	12,1	12,0	11,9	11,8	11,8	11,8	11,9	12,0	12,1	12,2	
11,9	11,9	12,0	12,0	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,0	12,0	11,9	11,9	2	12,1	12,1	12,0	12,0	11,9	11,9	11,9	11,9	12,0	12,0	12,1	
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	0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	

<sup>1</sup> Los valores de N durante el día 15° del mes, proveen una buena estimación (error <1%) de N promediada sobre todos los días del mes. Solamente en casos de latitudes muy elevadas (mayores a 55° N o S) durante los meses invernales, las desviaciones podrían ser mayores al 1 %.

CUADRO A2.8

 $\sigma_{TK4}$  (de acuerdo a la ley de Stefan-Boltzmann) para diferentes temperaturas (T)

Con $\sigma = 4,903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ y $T_K = T[^\circ\text{C}] + 273,16$					
T (°C)	$\sigma_{TK^4}$ (MJ m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	T (°C)	$\sigma_{TK^4}$ (MJ m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	T (°C)	$\sigma_{TK^4}$ (MJ m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )
1,0	27,70	17,0	34,75	33,0	43,08
1,5	27,90	17,5	34,99	33,5	43,36
2,0	28,11	18,0	35,24	34,0	43,64
2,5	28,31	18,5	35,48	34,5	43,93
3,0	28,52	19,0	35,72	35,0	44,21
3,5	28,72	19,5	35,97	35,5	44,50
4,0	28,93	20,0	36,21	36,0	44,79
4,5	29,14	20,5	36,46	36,5	45,08
5,0	29,35	21,0	36,71	37,0	45,37
5,5	29,56	21,5	36,96	37,5	45,67
6,0	29,78	22,0	37,21	38,0	45,96
6,5	29,99	22,5	37,47	38,5	46,26
7,0	30,21	23,0	37,72	39,0	46,56
7,5	30,42	23,5	37,98	39,5	46,85
8,0	30,64	24,0	38,23	40,0	47,15
8,5	30,86	24,5	38,49	40,5	47,46
9,0	31,08	25,0	38,75	41,0	47,76
9,5	31,30	25,5	39,01	41,5	48,06
10,0	31,52	26,0	39,27	42,0	48,37
10,5	31,74	26,5	39,53	42,5	48,68
11,0	31,97	27,0	39,80	43,0	48,99
11,5	32,19	27,5	40,06	43,5	49,30
12,0	32,42	28,0	40,33	44,0	49,61
12,5	32,65	28,5	40,60	44,5	49,92
13,0	32,88	29,0	40,87	45,0	50,24
13,5	33,11	29,5	41,14	45,5	50,56
14,0	33,34	30,0	41,41	46,0	50,87
14,5	33,57	30,5	41,69	46,5	51,19
15,0	33,81	31,0	41,96	47,0	51,51
15,5	34,04	31,5	42,24	47,5	51,84
16,0	34,28	32,0	42,52	48,0	52,16
16,5	34,52	32,5	42,80	48,5	52,49

CUADRO A2.9

Factores de conversión para convertir la velocidad del viento medida a una altura dada (sobre el pasto) a velocidad del viento a la elevación estándar de 2 m sobre la superficie del suelo

$\text{factor de conversión} = u_z \frac{4,87}{\ln(67,8 z - 5,42)} \quad (\text{Ec. 47})$							
z altura (m)	Factor de conversión	z altura (m)	Factor de conversión	z altura (m)	Factor de conversión	z altura (m)	Factor de conversión
-	-	2,2	0,980	4,2	0,865	6,0	0,812
-	-	2,4	0,963	4,4	0,857	6,5	0,802
-	-	2,6	0,947	4,6	0,851	7,0	0,792
-	-	2,8	0,933	4,8	0,844	7,5	0,783
1,0	1,178	3,0	0,921	5,0	0,838	8,0	0,775
1,2	1,125	3,2	0,910	5,2	0,833	8,5	0,767
1,4	1,084	3,4	0,899	5,4	0,827	9,0	0,760
1,6	1,051	3,6	0,889	5,6	0,822	9,5	0,754
1,8	1,023	3,8	0,881	5,8	0,817	10,0	0,748
2,0	1,000	4,0	0,872	6,0	0,812	10,5	0,742

## Anexo 3

# Bases físicas de los parámetros usados en el cálculo de la evapotranspiración

## Calor Latente de Vaporización ( $\lambda$ )<sup>1</sup>

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \times 10^{-3})T \quad (3-1)$$

donde:

$\lambda$	calor latente de vaporización [MJ kg <sup>-1</sup> ]
T	temperatura del aire [°C]

El valor del calor latente de vaporización varía levemente si se consideran rangos normales de temperatura. Por tanto puede considerarse un valor constante (para T=20°C):  $\lambda = 2,45$  MJ kg<sup>-1</sup>.

## Presión Atmosférica (P)<sup>2</sup>

$$P = P_o \left( \frac{T_{K_o} - \alpha_1(z - z_o)}{T_{K_o}} \right)^{\frac{g}{\alpha_1 R}} \quad (3-2)$$

donde:

P	presión atmosférica a la elevación z [kPa]
P <sub>o</sub>	presión atmosférica al nivel del mar = 101,3 [kPa]
z	elevación [m]
z <sub>o</sub>	elevación en el nivel de referencia [m]
g	aceleración de la gravedad = 9,807 [m s <sup>-2</sup> ]
R	constante específica de los gases = 287 [J kg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]
$\alpha_1$	tasa constante de aire húmedo = 0,0065 [K m <sup>-1</sup> ]
T <sub>K<sub>o</sub></sub>	temperatura de referencia [K] en la elevación z <sub>o</sub> dada por

$$T_{K_o} = 273,16 + T \quad (3-3)$$

donde:

T	temperatura media del aire para el periodo de cálculo [°C]
---	--

<sup>1</sup> Referencias: Harrison (1963)

<sup>2</sup> Referencias: Burman *et al.* (1987)

Cuando se asume  $P_o = 101,3$  [kPa] a  $z_o = 0$ , y  $T_{K_o} = 293$  [K] para  $T = 20$  [°C], la Ecuación 3-3 se transforma en:

$$P = 101,3 \left( \frac{293 - 0,0065 z}{293} \right)^{5,26} \quad (3-4)$$

### Densidad atmosférica ( $\rho$ )<sup>3</sup>

$$\rho = \frac{1\,000}{T_{Kv}} \frac{P}{R} = 3,486 \frac{P}{T_{Kv}} \quad (3-5)$$

donde:

$\rho$	densidad atmosférica [kg m <sup>-3</sup> ]
R	constante específica de los gases = 287 [J kg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]
$T_{Kv}$	temperatura virtual [K]

$$T_{Kv} = T_K \left( 1 - 0,378 \frac{e_a}{P} \right)^{-1} \quad (3-6)$$

donde:

TK	temperatura absoluta [K] : TK = 273,16 + T [°C]
ea	presión real de vapor [kPa]

Para condiciones promedio (ea en el rango de 1 – 5 [kPa] y P entre 80 - 100 [kPa]), la Ecuación 3-6 puede substituirse por:

$$TKv \approx 1,01(T + 273) \quad (3-7)$$

T es igual a la temperatura media diaria para periodos de cálculo de 24-horas.

### Presión de Vapor de Saturación ( $e_s$ )<sup>4</sup>

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

donde:

$e^o(T)$	función de presión de vapor de saturación [kPa]
T	temperatura del aire [°C]

<sup>3</sup> Referencias: Smith *et al.* (1991)

<sup>4</sup> Referencias: Tetens (1930)

### Pendiente de la Curva de Presión de Vapor ( $\Delta$ )<sup>5</sup>

$$\Delta = \frac{4098e^{\circ}(T)}{(T+237,3)^2} = \frac{2504 \exp\left(\frac{17,27T}{T+237,2}\right)}{(T+237,3)^2} \quad (3-9)$$

donde:

- $\Delta$  pendiente de la curva de presión de vapor [kPa °C<sup>-1</sup>]
- $T$  temperatura del aire [°C]
- $e^{\circ}(T)$  presión de vapor de saturación a la temperatura  $T$  [kPa]

En cálculos para periodos de 24 horas,  $\Delta$  se calcula usando la temperatura media diaria del aire. En cálculos para periodos horarios  $T$  se refiere a la media horaria,  $T_{hr}$ .

### Constante Psicrométrica ( $\gamma$ )<sup>6</sup>

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} \times 10^{-3} = 0,00163 \frac{P}{\lambda} \quad (3-10)$$

donde:

- $\gamma$  constante psicrométrica [kPa °C<sup>-1</sup>]
- $c_p$  calor específico del aire = 1,013 [kJ kg<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>]
- $P$  presión atmosférica [kPa]: Ecuaciones 3-2 ó 3-4
- $\varepsilon$  relación del peso molecular del vapor de agua / aire seco = 0,622
- $\lambda$  calor latente de vaporización [MJ kg<sup>-1</sup>]

### Temperatura del Punto de Rocío ( $T_{rocío}$ )<sup>7</sup>

Cuando no se mide directamente,  $T_{rocío}$  puede calcularse a partir de  $e_a$  por medio de:

$$T_{rocío} = \frac{116,91 + 237,3 \ln(e_a)}{16,78 - \ln(e_a)} \quad (3-11)$$

donde:

- $T_{rocío}$  temperatura del punto de rocío [°C]
- $e_a$  presión real de vapor [kPa]

Para mediciones con el psicrómetro de Assmann,  $T_{rocío}$  puede calcularse de:

$$T_{rocío} = (112 + 0,9 T_{húm\ edo}) \left( \frac{e_a}{e^{\circ}(T_{húm\ edo})} \right)^{1/8} - 112 + 0,1 T_{húm\ edo} \quad (3-12)$$

<sup>5</sup> Referencias: Tetens (1930), Murray (1967)

<sup>6</sup> Referencias: Brunt (1952)

<sup>7</sup> Referencias: Bosen (1958); Jensen *et al.* (1990)

### Radiación de Onda Corta en un día despejado ( $R_{so}$ )<sup>8</sup>

El cálculo de  $R_{so}$  se necesita para obtener el valor de la radiación neta de onda larga, para la calibración de los piranómetros y la verificación de la solidez de los datos de  $R_{so}$ . Una buena aproximación de  $R_{so}$  para periodos diarios y horarios está dada por:

$$R_{so} = (0,75 + 2 \times 10^{-5} z) R_a \quad (3-13)$$

donde:

$z$  elevación de la estación [m]  
 $R_a$  radiación extraterrestre [ $MJ m^{-2} d^{-1}$ ]

La Ecuación 3-13 es válida para elevaciones menores de 6 000 m con baja turbidez atmosférica. La ecuación fue desarrollada por la linearización de la ley de la extinción de la radiación de Beer en función de la elevación de la estación considerada y asumiendo que el ángulo promedio del sol en el horizonte es de aproximadamente  $50^\circ$ .

En áreas de alta turbidez causada por polución o en regiones donde el ángulo de la posición solar es significativamente menor de  $50^\circ$  de tal manera que el espesor atmosférico a ser atravesado por la radiación solar se incrementa, se puede utilizar una adaptación de la ley de Beer. En esta ecuación  $P$  representa la masa atmosférica:

$$R_{so} = R_a \exp\left(\frac{-0,0021 P}{K_t \sin \phi}\right) \quad (3-14)$$

donde:

$K_t$  coeficiente de turbidez [ ],  $0 < K_t \leq 1,0$  donde  $K_t = 1,0$  para aire limpio y  $K_t \approx 0,5$  para aire extremadamente turbio, con polvo o contaminado.  
 $P$  presión atmosférica [kPa]  
 $\phi$  ángulo de la posición del sol en el horizonte [rad]  
 $R_a$  radiación extraterrestre [ $MJ m^{-2} d^{-1}$ ]

Para periodos horarios o más cortos  $\phi$  se calcula como:

$$\sin \phi = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega \quad (3-15)$$

donde:

$\varphi$  latitud [rad]  
 $\delta$  declinación solar [rad] (Ecuación 24 en el Capítulo 3)  
 $\omega$  ángulo solar en el momento medio del periodo considerado [rad] (Ecuación 31 en el Capítulo 3)

Para periodos de 24 horas, la media diaria del ángulo solar, valorada de acuerdo a  $R_a$ , puede aproximarse por:

<sup>8</sup> Referencias: Allen (1996)



$$\sin \phi_{24} = \sin \left[ 0,85 + 0,3 \varphi \sin \left( \frac{2\pi}{365} J - 1,39 \right) - 0,42 \varphi^2 \right] \quad (3-16)$$

donde:

$\phi_{24}$	$\phi$ promedio durante el periodo de radiación solar, valorada en función a $R_a$ [rad]
$\varphi$	latitud [rad]
$J$	día del año [ ]

La variable  $\phi_{24}$  se usa en la Ecuación 3-14 ó 3-18 para representar el ángulo solar promedio durante las horas de luz y ha sido desarrollada para representar los efectos integrados en 24 horas de la transmisión de 24 horas de  $R_{so}$  por la atmósfera  $\phi_{24}$  en la Ecuación 3-16 debe limitarse a valores  $\geq 0$ .

En algunas situaciones, la estimación de  $R_{so}$  puede mejorarse modificando la Ecuación 3-14 para incluir los efectos del vapor de agua en la absorción de radiación de onda corta, de tal manera que:

$$R_{so} = (K_B + K_D)R_a \quad (3-17)$$

donde:

$K_B$	el índice de claridad para recepción directa de radiación [ ]
$K_D$	el índice correspondiente para radiación difusa [ ]
$R_a$	radiación extraterrestre [ $MJ m^{-2} d^{-1}$ ]

El parámetro  $K_B$  proviene de la Ecuación 3-18 la cual fue modificada desde la publicación de 1998 de este Manual (No. 56), de acuerdo a trabajos más recientes de la Sociedad Estadounidense de Ingenieros Civiles y del Instituto de Recursos Hídricos y Medioambientales (ASCE-EWRI, 2002)<sup>9</sup>

$$K_B = 0,98 \exp \left[ \frac{-0,00146 P}{K_t \sin \phi} - 0,075 \left( \frac{W}{\sin \phi} \right)^{0,4} \right] \quad (3-18)$$

donde:

$K_t$	coeficiente de turbidez [ ], $0 < K_t \leq 1,0$ donde $K_t = 1,0$ para aire limpio.
$P$	presión atmosférica [kPa]
$\phi$	ángulo del sol sobre el horizonte [rad]
$W$	agua precipitable en la atmósfera [mm]

$$W = 0,14e_a P + 2,1 \quad (3-19)$$

<sup>9</sup> ASCE-EWRI. 2002. «La Ecuación estandarizada para la evapotranspiración de referencia». Los coeficientes de la Ec. 3-18 de la publicación No. 56 eran 0,091 y 0,25 y actualmente se han desarrollado valores mejorados de 0,075 y 0,4 respectivamente. Adicionalmente, el valor de 0,33 para el coeficiente de la Ecuación 3-20 ha sido reemplazado por 0,36. Los nuevos coeficientes están basados en un estudio extensivo de  $R_{so}$  a lo largo de los Estados Unidos llevado adelante por la ASCE-EWRI que incluye un amplio rango de climas, latitudes y elevaciones.

donde:

W	agua precipitable en la atmósfera [mm]
$e_a$	presión real de vapor [kPa]
P	presión atmosférica [kPa]

El índice de radiación difusa se estima de  $K_B$ :

$$\begin{aligned} KD &= 0,35 - 0,36KB && \text{para } KB \geq 0,15 \\ KD &= 0,18 + 0,82KB && \text{para } KB < 0,15 \end{aligned} \quad (3-20)$$

Como en el caso de la Ecuación 3-14, la variable  $\phi_{24}$  de la Ecuación 3-16 se usa para  $\phi$  en la Ecuación 3-18 para estimaciones de  $R_{so}$  durante 24 horas.

Normalmente  $R_{so}$  calculada usando las Ecuaciones 3-13, 3-14 ó 3-16 debería resultar en una línea superior que cubre a la  $R_s$  medida y estos valores son útiles para el control y calibración de los instrumentos. Este aspecto se presenta en detalle en el Anexo 5.

## Anexo 4

# Análisis estadístico de los datos climáticos<sup>1</sup>

### COMO COMPLETAR UN REGISTRO CON DATOS FALTANTES

Los datos climáticos que contienen una variable  $Y_i$  observada en una estación dada, son a menudo incompletos debido a interrupciones mas o menos cortas en las observaciones. Las interrupciones pueden ocurrir debido a muchas causas; entre las más frecuentes están el malfuncionamiento o el daño de los instrumentos durante cierto período. En caso de tropezar con registros que incluyan datos faltantes, se puede completar estos registros a partir de observaciones  $X_i$  de otra estación próxima y confiable. Sin embargo, para utilizar el registro que contiene los datos  $X_i$  y así completar el registro que contiene las observaciones  $Y_i$ , ambos registros deben ser homogéneos, es decir que necesitan representar las mismas condiciones. El procedimiento para completar los registros con datos faltantes se aplica después de una prueba de homogeneidad y de que se haya realizado cualquier corrección necesaria en caso de identificarse que ambos registros de datos no son homogéneos. El método de sustitución propuesto en esta parte del texto consiste en aplicar un análisis de regresión.

El procedimiento para sustituir o completar datos en un registro incompleto puede ser resumido como sigue:

1. Selección de una estación meteorológica próxima a la analizada en la que la duración del registro cubra todos los períodos en los que falten datos en la estación analizada.
2. Caracterización de los registros de la estación próxima,  $X_i$ , y de la estación cuyos datos no son completos,  $Y_i$ , por medio del cálculo de la media  $\bar{x}$  y de la desviación estándar  $s_x$  del registro  $X_i$ :

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i / n \quad (4-1)$$

$$s_x = \left( \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 / (n-1) \right)^{1/2} \quad (4-2)$$

y la media  $\bar{y}$  y la desviación estándar  $s_y$  del registro  $Y_i$ :

$$\bar{y} = \sum_{i=1}^n y_i / n \quad (4-3)$$

<sup>1</sup> Con contribuciones de J.L. Teixeira, Instituto Superior de Agronomía, Lisboa, Portugal.

$$s_y = \left( \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 / (n-1) \right)^{1/2} \quad (4-4)$$

para los períodos en los que los datos en ambos registros están presentes, donde  $x_i$  y  $y_i$  son observaciones individuales de los registros  $X_i$  y  $Y_i$ , y  $n$  es el número de observaciones de cada registro.

3. Cálculo de una regresión de  $y$  con  $x$  para los períodos en que los datos en ambos registros están presentes:

$$\hat{y}_i = a + bx_i \quad (4-5)$$

con

$$b = \frac{\text{cov}_{xy}}{s_x^2} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (4-6)$$

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \quad (4-7)$$

donde  $a$  y  $b$  son constantes de regresión, y  $\text{cov}_{xy}$  es la covarianza entre  $X_i$  y  $Y_i$ . Se deben representar todos los puntos  $x_i$  y  $y_i$  y la línea de regresión para el rango de valores observados. Si las desviaciones con respecto a la línea de regresión incrementan a medida que aumenta  $y$ , entonces la sustitución o estimación no es recomendable porque ésta desviación indica que las dos localidades tienen un diverso comportamiento con respecto a la variable analizada en particular, y que podrían no ser homogéneas. En este caso, se debe seleccionar otra estación próxima.

4. Cálculo del coeficiente de correlación  $r$ :

$$r = \frac{\text{cov}_{xy}}{s_x s_y} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\left( \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right)^{1/2}} \quad (4-8)$$

Un  $r^2$  alto ( $r^2 \geq 0,7$ ) y un valor de  $b$  que está dentro del rango  $0,7 \leq b \leq 1,3$ , indica buenas condiciones de los datos y quizás suficiente homogeneidad como para sustituir datos que faltan en la serie incompleta de datos. Los parámetros  $r^2$  y  $b$  se pueden utilizar como criterios para seleccionar la mejor estación próxima en caso de contar con disponibilidad de datos de más de una estación.

5. Cálculo de los datos para los períodos faltantes  $k = n + 1, n + 2, \dots, m$  usando la ecuación de regresión caracterizada por los parámetros  $a$  y  $b$  (Ecuaciones 4-6 y 4-7), entonces:

$$\hat{y}_k = a + bx_k \quad (4-9)$$

6. El registro completo con dimensión  $m$  ahora será:

$$Y_j = y_i$$

$$Y_j = \hat{y}_k \quad (4-10)$$

Observe que las estimaciones tomadas de las ecuaciones de regresión son también útiles para predecir la evapotranspiración. Sin embargo, no pueden ser tratadas como variables al azar<sup>2</sup>.

### ANÁLISIS DE LA HOMOGENEIDAD DE SERIES DE DATOS

Los datos climáticos recogidos en una determinada estación meteorológica durante un período de varios años puede que no sean homogéneos, es decir, el registro de una variable climática en particular puede presentar un cambio repentino en su medio y por tanto una variación en lo referente a los valores previos. Este fenómeno puede ocurrir debido a varias causas, algunas de las cuales se relacionan con los cambios en el manejo y observación de los instrumentos, y otras que se relacionan con la modificación de las condiciones ambientales del sitio de recolección de datos, tales como urbanización o quizás, por el contrario, el rápido desarrollo del riego en el área.

El proceso de recolección de datos puede variar por diversos factores entre los que se distinguen:

- cambio del tipo de sensor o de instrumento;
- cambio de observador o cambio en la hora de observación;
- datos perdidos por descuido del observador
- deterioro de los sensores, por ejemplo con algunos tipos de piranómetros y de sensores de HR o el funcionamiento deficiente de las partes mecánicas, por ejemplo con los receptores de lluvia, o por un alambre roto que funcione intermitentemente;
- envejecimiento de los cojinetes de los anemómetros;
- uso de coeficientes de calibración incorrectos;
- variación en el suministro de energía o en el comportamiento electrónico de los instrumentos;
- crecimiento de árboles o de cultivos altos así como la construcción cercana de edificios o viviendas o establecimiento de vallas próximas a algún instrumento de medida
- cambio de localización de la estación meteorológica, o en los tipos de abrigo para los sensores de temperatura y humedad;
- cambio de prácticas de riego, o mantenimiento de la vegetación ubicada cerca de la estación meteorológica;
- cambio significativo en el riego o tipo de vegetación de la región que rodea la estación meteorológica.

Estos cambios provocan que las observaciones hechas antes del cambio pertenezcan a una población estadísticamente diferente a la de los datos recogidos después del cambio. Es por lo tanto necesario aplicar técnicas apropiadas para evaluar si un registro dado se puede considerar homogéneo y, si no, introducir las correcciones necesarias. Para tal efecto se requiere la identificación de cual sub-serie de datos debe ser corregida y para ello se necesita contar con información local.

Los procedimientos indicados de aquí en adelante, son simples y con buenos resultados prácticos. Se basan en la comparación estadística de dos registros, uno considerado homogéneo y constituido por las observaciones  $X_i$ , el otro el que esta bajo

<sup>2</sup> Para generar valores al azar, se puede añadir a  $\hat{y}_k$  (Ecuación 4-9) los residuales  $\epsilon_k$  generados sintéticamente de una población  $N(0, s_{y,x})$ . Los residuales son creados usando cuadros de números aleatorios. En este caso, los estimados  $Y_j$  pueden ser considerados variables aleatorias.

análisis y constituido por las observaciones  $Y_i$  de la misma variable climática ( $T_{\max}$ ,  $T_{\min}$ ,  $u_2$ , HR, ..., etc). Ambos registros  $X_i$  y  $Y_i$  deben provenir de dos estaciones ubicadas en la misma zona climática, es decir,  $X_i$  y  $Y_i$  debe presentar las mismas tendencias en tiempo no obstante la variabilidad espacial presente cuando se comparan en periodos cortos de tiempo (días, semanas o décadas).

Las observaciones de referencia se seleccionan de una estación meteorológica para la cual el registro se pueda considerar homogéneo<sup>3</sup>. El registro  $X_i$  debe tener el mismo periodo de observaciones que el registro de observaciones  $Y_i$ .

### Método de los residuales acumulados

Cuando se relacionan dos registros de datos provenientes de dos estaciones meteorológicas distintas, de las cuales la primera se considera homogénea, el registro de la segunda estación se puede considerar homogéneo si los residuales acumulados del segundo registro a partir de una línea de regresión basada en el primer registro no se desvían notoriamente. El grado de desviación se puede probar para una probabilidad dada  $p$ . Esto se lleva adelante verificando si las residuales pueden ser incluidas dentro de una elipse con ejes  $\alpha$  y  $\beta$ . Las magnitudes  $\alpha$  y  $\beta$  dependen de la longitud del registro, de la desviación estándar de la muestra que está siendo analizada y de la probabilidad  $p$  usada<sup>4</sup>.

El procedimiento para analizar la homogeneidad de un registro climático  $Y_i$  recogido en una estación meteorológica dada, puede ser resumido como sigue:

1. Selección de una estación meteorológica de referencia que se sabe que posee un registro homogéneo  $X_i$  de la variable analizada dentro de la misma región climática. Como alternativa, se puede construir un registro homogéneo regional haciendo un promedio de observaciones de varias estaciones meteorológicas en la misma región.
2. Organización de los registros  $x_i$  y  $y_i$  en orden cronológico  $i = 1, 2, \dots, n$ , de tal manera que la fecha de inicio de registro así como el lapso entre datos sea idéntico en ambos.
3. Para ambos registros, se debe calcular la media y la desviación estándar (Ecuaciones 4-1 a 4-4) para la variable homogénea ( $x_i$ ) y para la variable analizada ( $y_i$ ).
4. Cálculo y trazado de la línea de regresión entre las dos variables  $y_i$  y  $x_i$  y el coeficiente de correlación asociado (Ecuaciones 4-5 a 4-8). La ecuación de regresión entre ambos sistemas se expresa como

$$\hat{y}_i = a_f + b_f x_i \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (4-11)$$

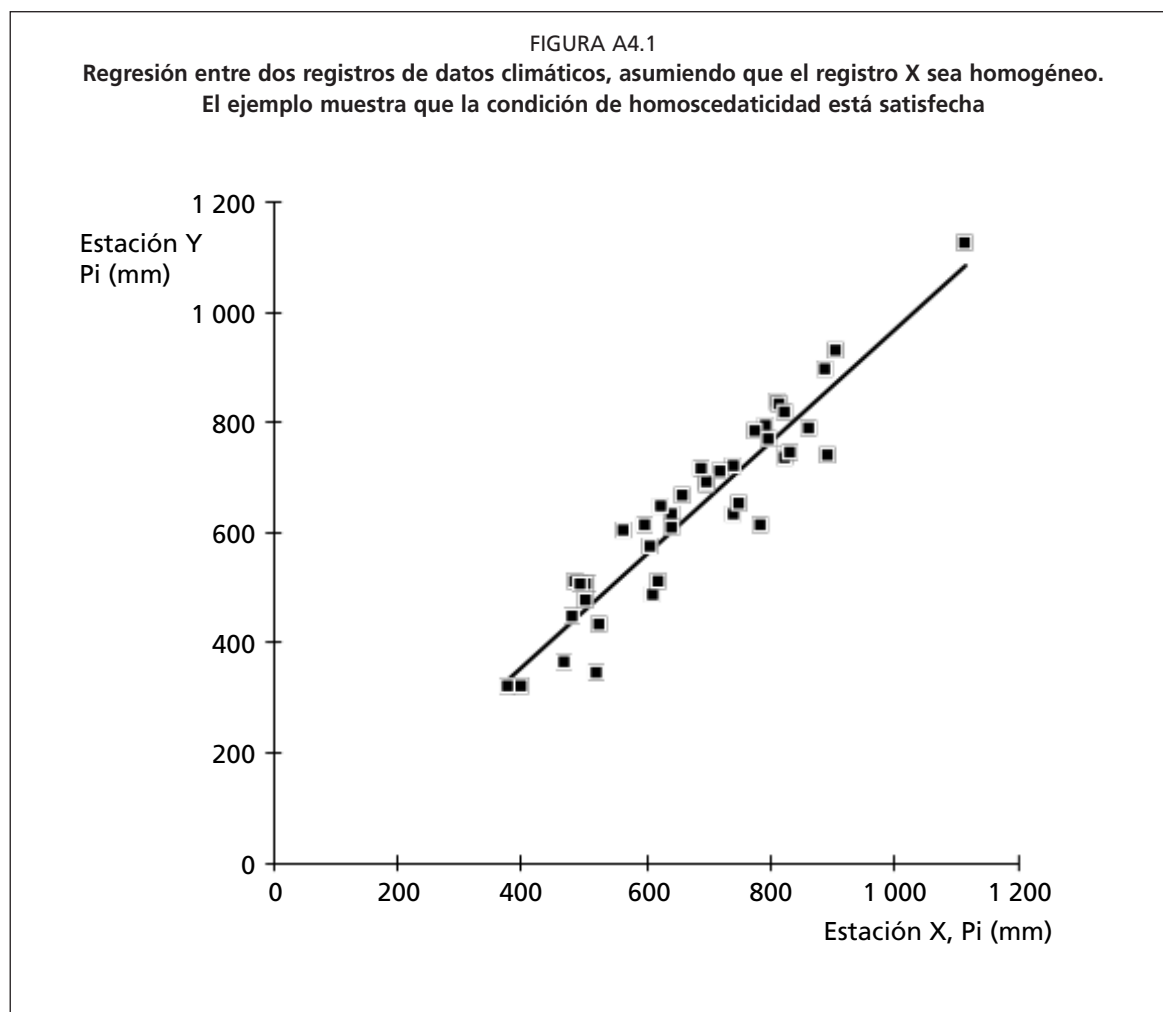
donde el subíndice  $f$  se refiere al sistema completo. Siempre que sea posible, se debe trazar el diagrama  $x_i$ ,  $y_i$  y la línea de regresión para verificar visualmente si la hipótesis de homoscedaticidad<sup>5</sup> puede ser aceptada (Figura A4.1)<sup>6</sup>.

<sup>3</sup> Cuando, para una región climática dada, no hay información referente a la homogeneidad de datos, entonces el promedio de observaciones de la misma variable de todas las estaciones (excepto la que esta en el análisis),  $X_i = \sum X_{i,j} / m$ , se puede utilizar para constituir el registro homogéneo.

<sup>4</sup> Esta prueba utiliza resultados de residuales de la regresión lineal de  $Y$  y  $X$ . Los residuales deben seguir una distribución normal con media cero y desviación estándar  $s_{y,x}$ , es decir el error  $\epsilon_i \in N(0, s_{y,x})$ . Los residuales de la regresión deben ser considerados como variables independientes aleatorias (es decir, deben exhibir homoscedaticidad).

<sup>5</sup> La hipótesis de homoscedaticidad se acepta cuando los residuales  $\epsilon_i$  de la variable dependiente con respecto a la línea de regresión (Ecuación 4-5) pueden ser considerados variables independientes y aleatorias. Esto puede ser evaluado visualmente cuando las desviaciones de  $y_i$  en relación a las estimaciones  $\hat{y}_i$  están dentro del mismo rango para todos los  $x_i$ , o sea cuando estas desviaciones no se incrementan con el incremento de los valores  $x_i$ .

<sup>6</sup> Los datos para el presente ejemplo fueron provistos por J. L. Teixeira (comunicación personal, 1995).



5. Cálculo de los residuales de los valores observados  $y_i$  con respecto a la línea de regresión (Ecuación 4-5), de la desviación estándar  $s_{y,x}$  de los residuales y del  $E_i$  residual acumulativo correspondiente:

$$\varepsilon_i = y_i - \hat{y}_i \tag{4-12}$$

$$s_{y,x} = s_y (n - r^2)^{1/2} \tag{4-13}$$

$$E_i = \varepsilon_i + \sum_{j=1}^{i-1} \varepsilon_j \quad (j = 1, \dots, i - 1) \tag{4-14}$$

6. Selección de un nivel de probabilidad  $p$  para aceptar la hipótesis de homogeneidad. El valor  $p = 80\%$  es comúnmente utilizado. Con esto se calcula la ecuación de la elipse con ejes:

$$\alpha = n/2 \tag{4-15}$$

$$\beta = \frac{n}{(n-1)^{1/2}} z_p s_{y,x} \tag{4-16}$$

donde:

- n tamaño de la muestra bajo análisis  
 $z_p$  variante estándar normal para la probabilidad  $p$  (generalmente  $p = 80\%$  para no-excedencia): Cuadro 4.1  
 $s_{y,x}$  desviación estándar de los residuales de  $y$  (Ecuación 4-13)

La ecuación paramétrica de la elipse entonces será:

$$\begin{aligned} X &= \alpha \cos(\theta) \\ Y &= \beta \cos(\theta) \end{aligned} \quad (4-17)$$

con  $\theta$  [rad] variando de 0 a  $2\pi$ .

CUADRO A4.1

Valor de la variante normal estándar  $z_p$  para diferentes probabilidades  $p$  de no excedencia

$p$ (%)	$z_p$	$p$ (%)	$z_p$
50	0,00	80	0,84
60	0,25	85	1,04
70	0,52	90	1,28
75	0,67	95	1,64

Nota: Debido a la simetría de la distribución normal, los valores para  $p < 50\%$  corresponden a  $(100 - p)$  con el signo contrario.  
 Ex:  $p = 20\%$  es asociado con  $z = -z_{80} = -0,84$

Puede por lo tanto concluirse que al nivel de probabilidad  $p$ , no hay desviaciones en la distribución de residuales, y por tanto, el registro  $y_i$  puede ser considerado homogéneo, cuando los valores calculados de  $E_i$  se encuentran dentro de la elipse (Ecuación 4-17).

7. Los residuales acumulados  $E_i$  se trazan con respecto al tiempo usando la escala temporal de la variable bajo análisis (Figura A4.2).
8. La elipse se dibuja en el mismo diagrama y se verifica si todos los  $E_i$  se encuentran dentro de la elipse. Si este es el caso, entonces la hipótesis de la homogeneidad se acepta al nivel de confianza  $p$  (Figura A4.4).
9. Si la hipótesis de homogeneidad se rechaza (el caso de la Figura A4.2), entonces se puede seleccionar el punto de cambio de tendencia (punto de inflexión) en el que aparentemente  $E_i$  ya no aumenta (o disminuye) y comienza a disminuir (o aumentar), por ejemplo  $I = 16$  en la Figura A4.2. Este punto de cambio se conoce como  $k = i$ .
10. El registro ahora se divide en entre dos sub-registros-, los primeros a partir del periodo 1 a  $k$ , el segundo de  $k + 1$  al periodo  $n$ . Entonces se calculan nuevas ecuaciones de regresión entre  $Y$  y  $X$  para ambos sub-registros. Suponiendo que el segundo sub-registro es homogéneo pero no así el primero, entonces tenemos

$$\hat{y}_i = a_{nh} + b_{nh} x_i \quad (i = 1, 2, \dots, k) \quad (4-18)$$

y

$$\hat{y}_i = a_h + b_h x_i \quad (i = k + 1, k + 2, \dots, n) \quad (4-19)$$

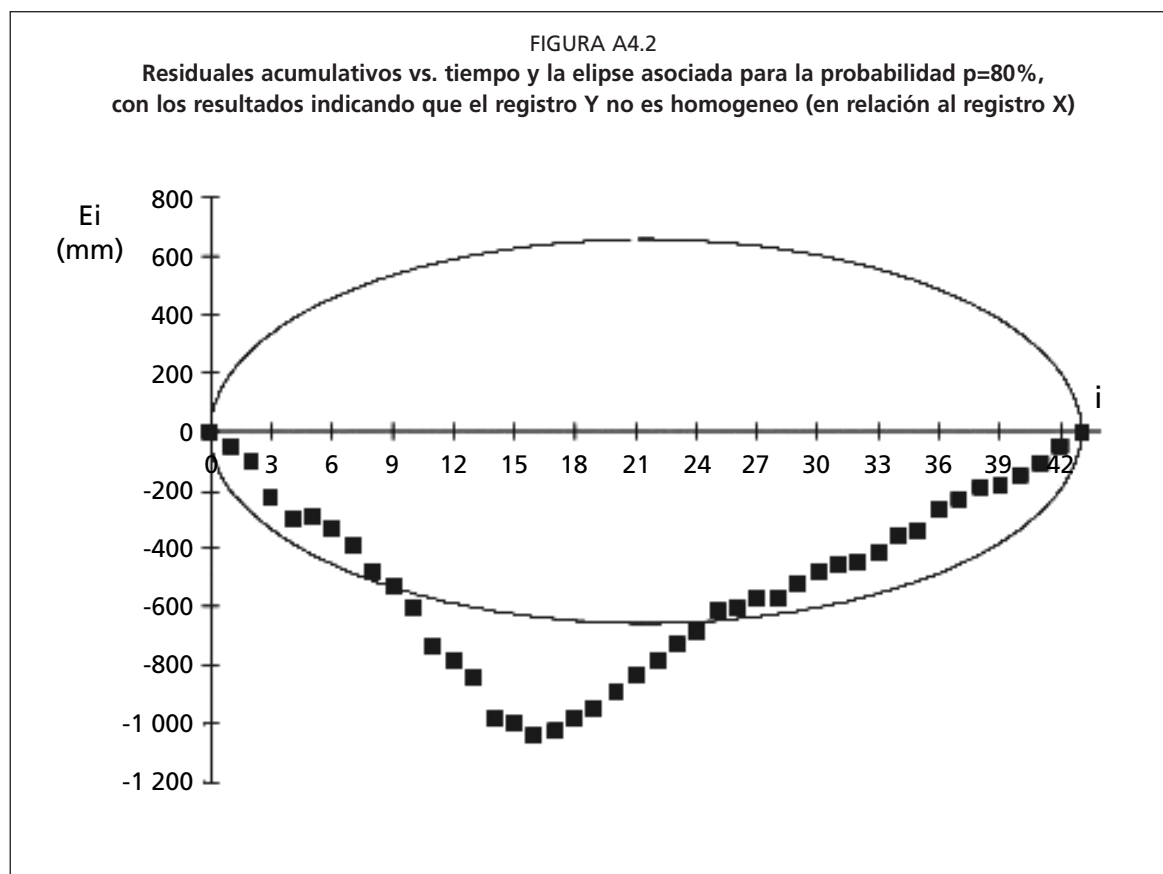
donde los subíndices  $h$  y  $nh$  identifican los coeficientes de regresión de los sub-registros homogéneos y no homogéneos, respectivamente (Figura A4.3).

11. Cálculo de las diferencias entre las dos líneas de regresión

$$\Delta \hat{y}_i = (a_h + b_h x_i) - (a_{nh} + b_{nh} x_i) \quad (4-20)$$

para el rango no-homogéneo ( $i = 1, 2, \dots, k$ )





### 12. Corrección de la parte no-homogénea del registro Y

$$y_{c,i} = y_i + \Delta\hat{y}_i \quad (i = 1, 2, \dots, k) \quad (4-21)$$

el subíndice c identifica los valores corregidos. Entonces el registro completo para la variable estudiada Y esta compuesto por:

$$\begin{aligned} Y_i &= y_{c,i} & \text{for } & i = 1, 2, \dots, k \\ Y_i &= y_i & \text{for } & i = k + 1, k + 2, \dots, n \end{aligned} \quad (4-22)$$

Un procedimiento similar se utiliza si se presume que es el segundo sub-registro el que requiere la corrección, en lugar del primer subconjunto.

Es importante notar que las variables  $Y_i$  todavía se consideran aleatorias a pesar de que la media y la varianza han sido modificadas debido a la corrección introducida. Para confirmar los resultados de la corrección del registro Y para la homogeneidad, la metodología de la prueba de homogeneidad se puede aplicar otra vez a la variable Y corregida con el gráfico de residuales, tal como se hizo en la Figura A4.4.

En este ejemplo, se asumió que el segundo sub-registro (k a I) era el registro correcto, o el registro que exhibía las cualidades deseadas. Por lo tanto se asumió que antes del tiempo k, las lecturas fueron alteradas ya sea por la calibración del instrumento, la localización de la estación o del instrumento dentro de la estación, el cambio en tipo o fabricación del instrumento, o cambio en el ambiente general de la estación. En la Figura 3, aparentemente los datos antes de  $i = k$  presentaban una tendencia reductiva de aproximadamente 100 milímetros de precipitación anual.

FIGURA A4.3

Las líneas de regresión para los dos sub-sistemas obtenidos de los registros de las Figuras A4.1 y A4.2. La selección fue hecha después de la definición del punto de cambio de tendencia en la Figura A4.2

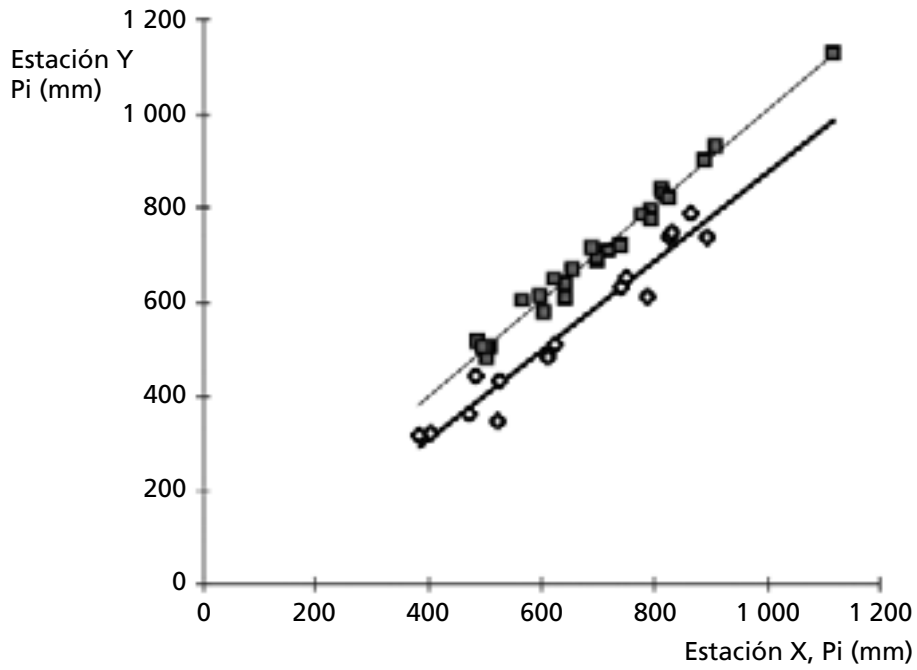
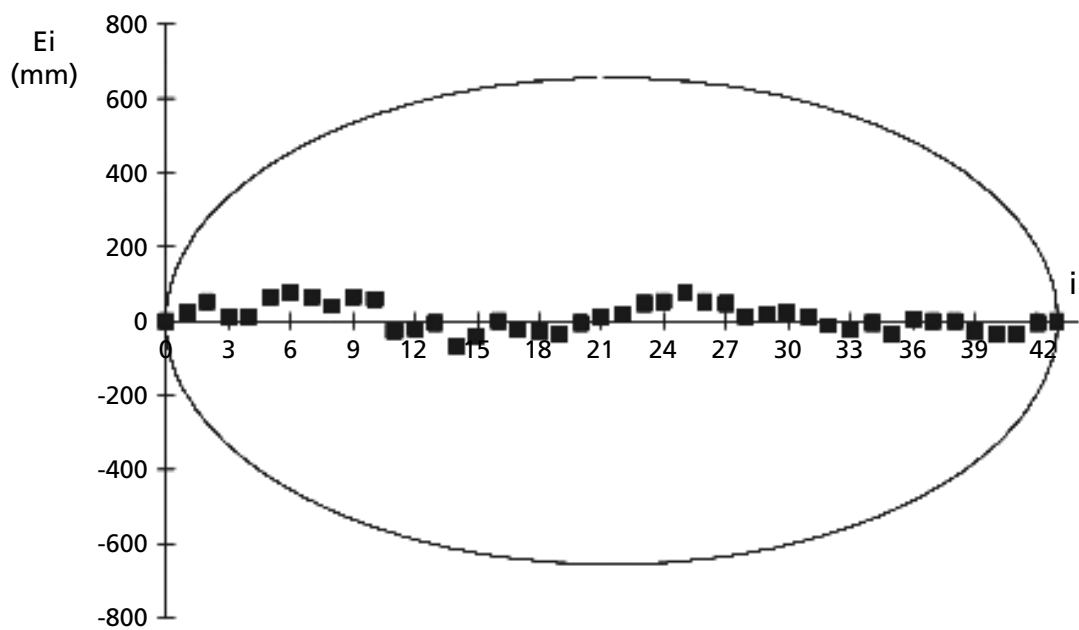


FIGURA A4.4

Gráfico de los residuales acumulados vs. tiempo y la elipse asociada para la probabilidad  $p=80\%$  después de la corrección de la variable Y



### Técnica de doble-masa

La técnica de doble-masa es también útil para determinar la homogeneidad de un parámetro climático. Como en el caso del método de los residuales acumulados presentado en la sección anterior, la técnica de doble-masa requiere registros de dos estaciones meteorológicas. En este sentido, el registro  $X_i$  ( $i = 1, 2, \dots, n$ ) es un registro cronológico para una variable meteorológica dada, observada durante cierto periodo de tiempo en una estación de referencia, y que se considera homogéneo; por otra parte  $Y_i$  es un registro de la misma variable durante el mismo periodo de tiempo, obtenido en otra estación y para el que la homogeneidad necesita ser analizada.

En la técnica de doble-masa, comenzando con el primer par de valores observados  $X_1$  y  $Y_1$ , los registros acumulados son creados por medio de la suma progresiva de los valores de  $X_i$  y  $Y_i$  para verificar si las tendencias de variación de  $X_i$  y  $Y_i$  son iguales a largo plazo. De esta manera las siguientes variables acumulativas siguientes se obtienen aplicando:

$$x_i = X_i + \sum_{j=1}^{i-1} X_j \quad (4-23)$$

y

$$y_i = Y_i + \sum_{j=1}^{i-1} Y_j \quad (4-24)$$

con  $i = 1, \dots, n$  y  $j = 1, \dots, i - 1$ .

Las variables  $x_i$  y  $y_i$  se consideran variables aleatorias y se caracterizan por su media y su desviación estándar (Ecuaciones 4.1 a 4.4). Las variables  $x_i$  y  $y_i$  pueden ser relacionadas por medio de una regresión lineal (Ecuaciones 4.5 a 4.8). Sin embargo, la técnica de doble masa se aplica típicamente como un procedimiento gráfico.

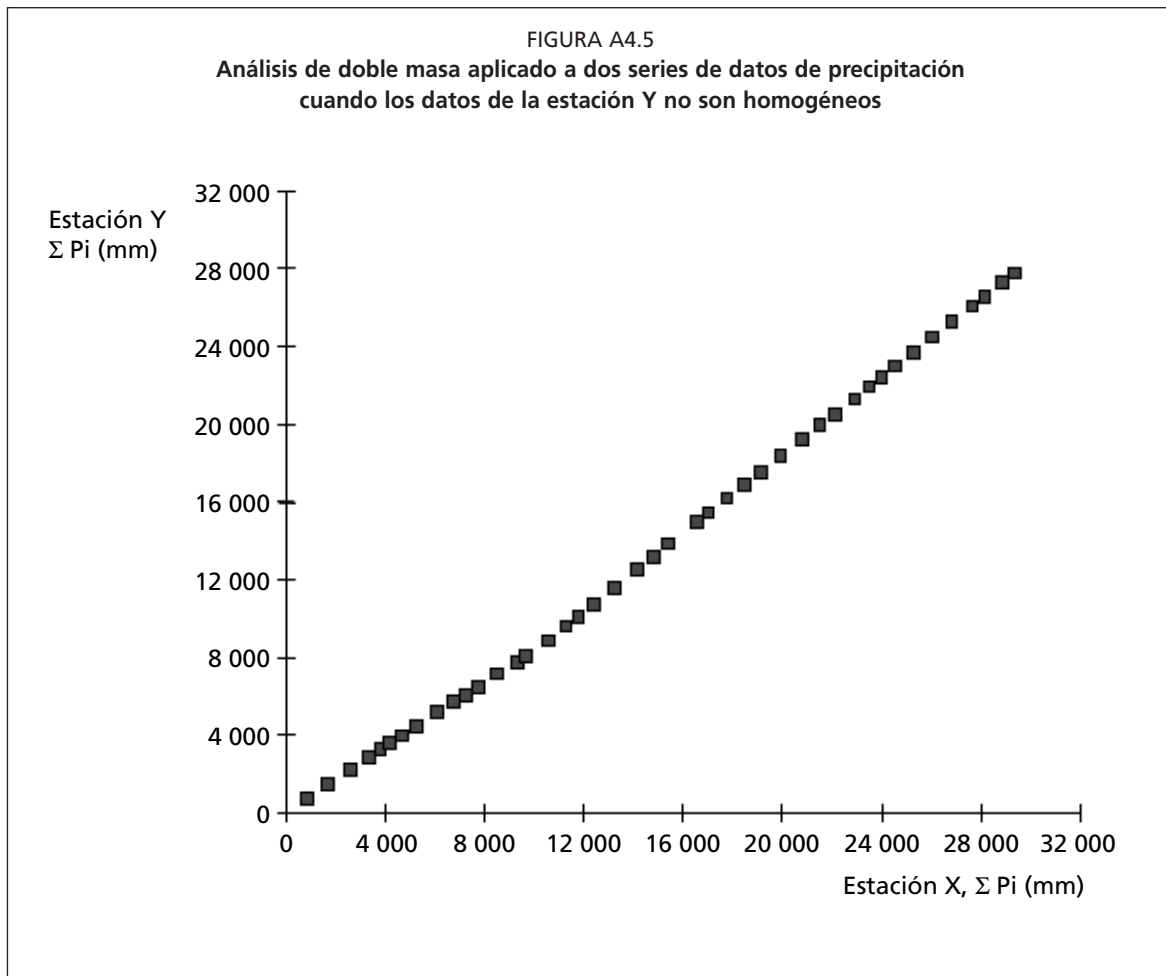
La aplicación gráfica del análisis de doble-masa se realiza trazando todos los puntos  $x_i$  y  $y_i$ . El diagrama entonces se analiza visualmente para determinar si los puntos sucesivos  $x_i$  y  $y_i$  siguen una única línea recta, lo cual indica la homogeneidad del registro  $Y_i$  relativa al registro  $X_i$ . Si aparece una discontinuidad (o más de una) en el diagrama del  $y_i$  versus  $x_i$ , entonces hay una indicación visual de que la serie  $Y_i$  (o quizás  $X_i$ ) de datos no es homogénea (Figura A4.5). La discontinuidad en las coordenadas  $x_k$  y  $y_k$  se puede utilizar para separar los dos sub-registros ( $i = 1, 2, \dots, k$ ) y ( $k + 1, k + 2, \dots, n$ ). Posteriormente uno de los sub-registros debe ser corregido. La elección del sub-registro a ser corregido se realiza consultando los expedientes de la estación meteorológica, cuando están disponibles.

A menudo, la interpretación visual del equilibrio de doble-masa es difícil. En estos casos se recomienda el procedimiento numérico del análisis de regresión por medio del siguiente procedimiento:

1. Cálculo de la línea de regresión para el sistema completo de los datos  $x_i$  y  $y_i$

$$\hat{y}_i = b_{nh} x_i \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (4-25)$$

$$\text{con } b = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum (x_i - \bar{x})^2}$$



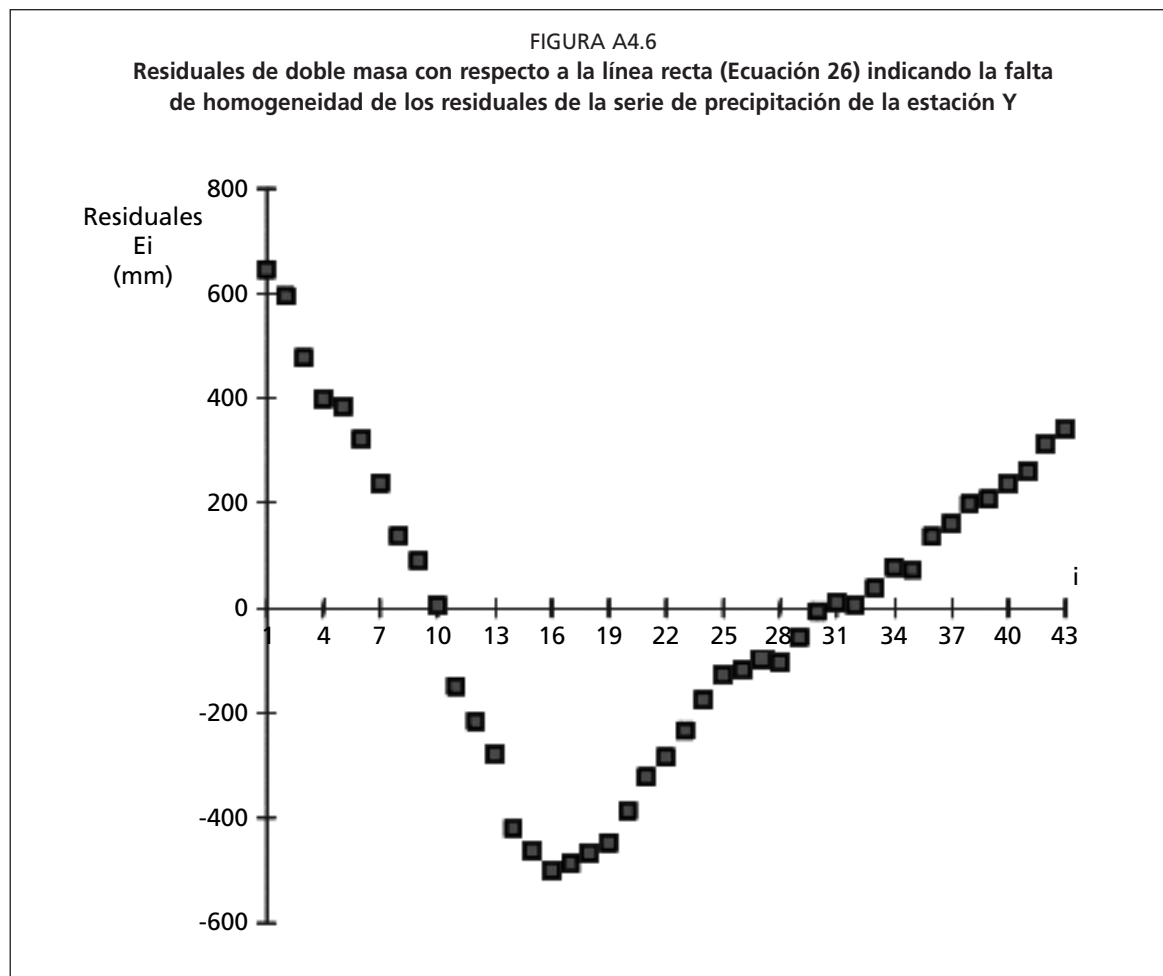
## 2. Cálculo de los residuales con respecto a la línea de regresión

$$\varepsilon_i = y_i - bx_i \quad (4-26)$$

3. Posteriormente, se procede al análisis de la distribución de residuales. Si el trazado de los residuales demuestra que se comportan como variables independientes y aleatorias, entonces el sistema se puede considerar homogéneo. Sin embargo, si la distribución de residuales está desviada con respecto a  $i = k$ , entonces la hipótesis de homogeneidad se rechaza. La desviación puede ser determinada visualmente trazando  $(\varepsilon_i, i)$ . El ejemplo de la Figura A4.6 muestra que los residuales siguen una tendencia negativa de  $\varepsilon_i$  hasta  $i = k (= 16)$ . Después de este punto, la tendencia es positiva. Este gráfico demuestra una clara desviación lo cual indica que el registro Y no es homogéneo.
4. El punto de discontinuidad en  $i = k$  define dos sub-registros ( $i = 1, 2, \dots, k$ ) y ( $i = k + 1, k + 2, \dots, n$ ). Usando información local sobre la recolección de datos meteorológicos, el usuario debe decidir cual de los sub-registros requiere de una corrección.
5. Cuando el primer sub-registro es homogéneo, se puede aplicar el siguiente procedimiento de corrección:
  - a) Cálculo de las dos líneas de regresión, las primeras con el origen

$$\hat{y}_i = b_{nh} x_i \quad (i = 1, 2, \dots, k) \quad (4-27)$$

y



$$\hat{y}_{nh,i} = a_{nh} + b_{nh} x_i \quad (i = k + 1, k + 2, \dots, n) \quad (4-28)$$

los subíndices h y nh identifican los sub-registros homogéneos y no homogéneos respectivamente.

b) Cálculo de las diferencias entre ambas líneas de regresión para  $i = k + 1, k + 2, \dots, n$

$$\Delta \hat{y}_i = b_h x_i - (a_{nh} + b_{nh} x_i) \quad (4-29)$$

6. Cuando el segundo sub-registro es homogéneo:

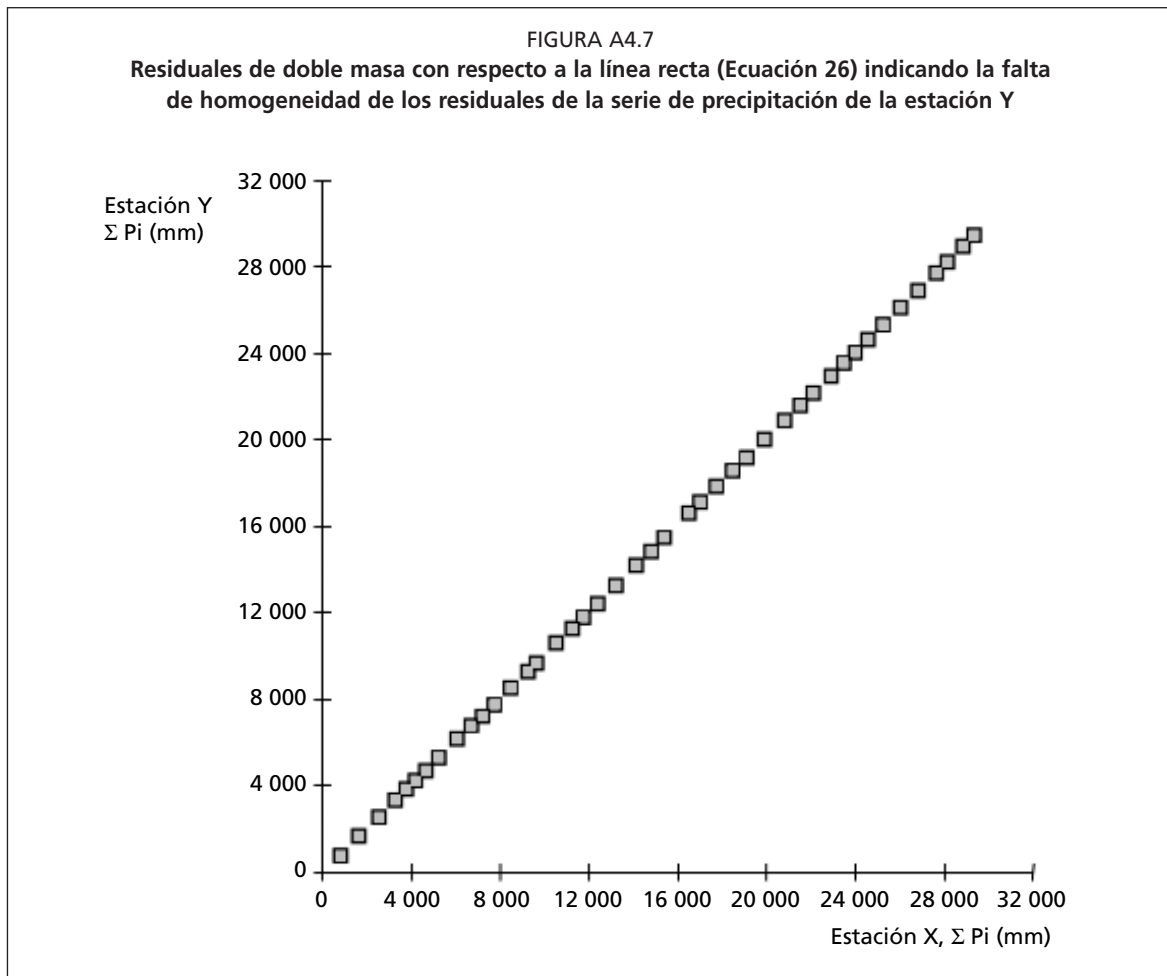
a) Se computa la línea de regresión para el subconjunto homogéneo ( $i = k + 1, k + 2, \dots, n$ ) después de corregir las coordenadas  $(x_i, y_i)$  usando las coordenadas del punto de discontinuidad  $(x_k, y_k)$ , es decir moviendo el origen de coordenadas desde  $(0, 0)$  a  $(x_k, y_k)$ . Esta regresión es por lo tanto

$$\hat{y}_i - y_k = b_h (x_i - x_k) \quad (4-30)$$

entonces

$$\hat{y}_i = (y_k - b_h x_k) + b_h x_i \quad (i = k + 1, k + 2, \dots, n.) \quad (4-31)$$

b) Cálculo de la línea de regresión para el sub-registro no homogéneo llevado al origen:



$$\hat{y}_i = b_{nh} x_i \quad (i = 1, 2, \dots, k) \quad (4-32)$$

c) Cálculo de las diferencias entre las líneas de regresión (4-31) y (4-32)

$$\Delta \hat{y}_i = [(y_k - b_h x_k) + b_h x_i] - b_{nh} x_i \quad (4-33)$$

7. Para ambos casos se corrige las variables  $y_i$  correspondientes al sub-registro no-homogéneo

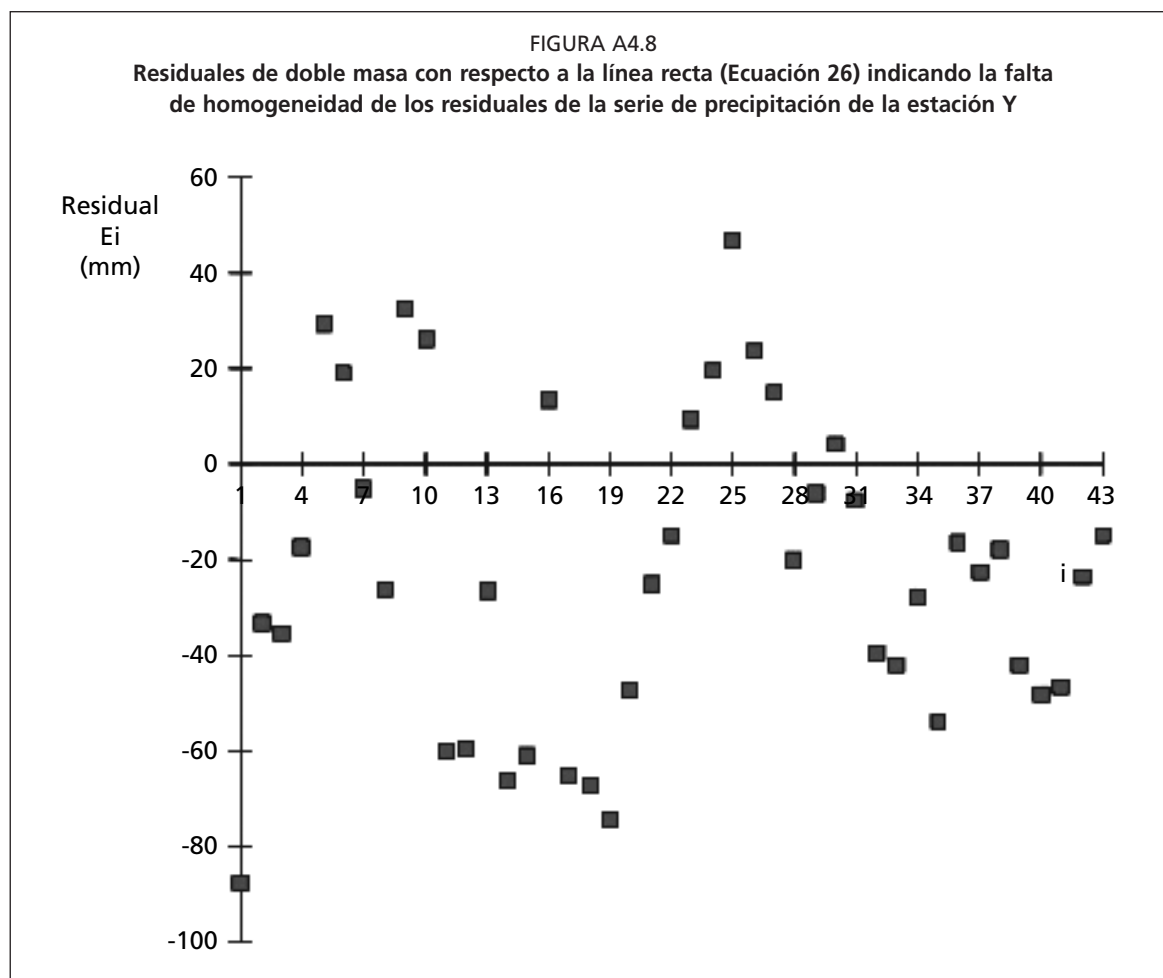
$$y_{c,i} = y_i + \Delta \hat{y}_i \quad (4-34)$$

con  $\Delta \hat{y}_i$  dado por las ecuaciones (4-29) ó (4-33).

8. Se calculan las estimaciones corregidas de la variable climática  $Y_i$  por medio de la Ecuación 4-24 para  $Y_i$

La Figura A4.7 ilustra la técnica de doble masa después de la corrección del sub-registro Y en la Figura A4.3, donde las sumas acumulativas ahora siguen una línea recta.

La Figura A4.8 es un diagrama que presenta los correspondientes residuales, que ahora siguen una distribución normal. Una verificación similar puede ser fácilmente realizada por el usuario. Este procedimiento se puede aplicar fácilmente usando una hoja de cálculo o los paquetes gráficos que son actualmente disponibles.



### BIBLIOGRAFÍA SELECCIONADA SOBRE ANÁLISIS ESTADÍSTICO

- Dubreuil, P. 1974. *Initiation à l'analyse hydrologique*. Masson & Cie. et ORSTOM, Paris.
- Haan, C. T. 1977. *Statistical Methods in Hydrology*. The Iowa State University Press, Ames.
- Kite, G. W. 1988. *Frequency and Risk Analyses in Hydrology*. Water Resources Publications, Littleton, CO, 257 pp.
- Natural Environment Research Council (NERC) 1975. *Flood Studies Report, Vol I - Hydrology Studies*. Natural Environmental Research Council, London, 550 pp.

**NOTACIÓN EN ANÁLISIS ESTADÍSTICO**

$a$	coeficiente de regresión
$b$	coeficiente de regresión
$\text{cov}_{xy}$	covarianza de las variables $x$ y $y$
$E_i$	residuales acumulados
$i$	número de orden de la variable $x_i$ en la muestra
$j, k$	número de una variable en un sub-registro
$n$	tamaño de la muestra
$p$	probabilidad
$p(x)$	función de distribución de la densidad de probabilidad
$r$	coeficiente de correlación
$r^2$	coeficiente de determinación
$s_x$	estimador de la desviación estándar de la variable $x$
$s_x^2$	estimador de la varianza de la variable $x$
$s_y$	estimador de la desviación estándar de la variable $y$
$s_y^2$	estimador de la varianza de la variable $y$
$s_{y,x}$	desviación estándar de los residuales de $y$ estimados de la regresión
$X$	variable aleatoria
$X_i$	valor de una variable en un conjunto de datos
$x_i$	variable aleatoria
$\hat{x}_p$	valor estimado de la variable $x$ con probabilidad de no-excedencia $p$
$\bar{x}$	estimación de la media, o media de una muestra de la variable aleatoria $x_i$
$Y$	variable transformada sobre la base de $X$
$Y_i$	valor de una variable en un registro de datos
$y_i$	variable aleatoria
$\hat{y}_i$	valor de $y_i$ estimado de la regresión
$\bar{y}$	estimación de la media, o media de una muestra de la variable aleatoria $y_i$
$Z$	variable normal estándar
$z_p$	valor de la variable normal estándar para la probabilidad $p$
$\epsilon_i$	residuales de $y$ estimados de la regresión
$\mu$	media de una población
$\sigma$	desviación estándar de una población



## Anexo 5

# Medición y determinación de la integridad de los datos meteorológicos

Las estimaciones de la evapotranspiración de referencia ( $ET_o$ ) tienen la misma calidad y precisión que los datos climáticos sobre los cuales están basadas. Por ello, antes de que los datos meteorológicos sean utilizados en las ecuaciones de  $ET_o$ , su integridad y calidad deben ser evaluadas. Cuando es necesario y posible, pueden realizarse correcciones de datos para reducir el efecto de malas calibraciones de los sensores. Algunas de estas correcciones se describen en la sección 1 del Anexo 4.

Un buen juicio sobre el análisis y uso de datos es que «no tener datos es mejor que tener malos datos». Esto se aplica sobre todo a mediciones de evapotranspiración que se utilizan para desarrollar o calibrar ecuaciones referenciales de evapotranspiración o para determinar coeficientes de cultivo. Sin embargo, también es aplicable a datos climáticos. Cuando no se cuenta con datos, se puede acudir a estimaciones regionales de datos climáticos, información que puede ser útil para representar condiciones dentro del ecosistema local. En el caso de la evapotranspiración, se puede acudir a publicaciones como la presente para hacer estimaciones razonablemente exactas de  $ET_o$  y  $ET_c$ . Sin embargo, en caso de tener «malos» datos, o sea desviados, alterados o no-representativos, se llevará adelante toda una serie de predicciones asociadas a  $ET_o$  y  $ET_c$  que serán también desviadas, alteradas o no-representativas. El resultado es el uso de datos de evapotranspiración o de cálculos de evapotranspiración para manejo de riego y recursos hídricos que en realidad pueden causar más problemas económicos e hidrológicos que los que se provocarían si solo se realizasen estimaciones razonables o incluso valores de textos bien elaborados.

Hace algunos años, cuando se comenzaba a trabajar con modelos computacionales, un consejo común era «no confiar en ningún modelo hasta que este haya sido validado usando datos independientes». Actualmente, con algunos de los modelos matemáticos más comunes ya probados y comprobados en su credibilidad, la expresión ha cambiado hacia «no confiar en ninguna serie de datos hasta que ésta no haya sido validada usando un modelo». Ciertamente, el ubicarse en un equilibrio entre estos dos extremos es lo más apropiado. A menudo un buen modelo puede ser muy útil para identificar errores, datos extremos y desviaciones en series de datos y por supuesto, se requieren buenos datos para seleccionar o calibrar un modelo en particular.

Este anexo presenta pautas que se pueden utilizar para determinar rangos válidos para datos climáticos y también formas para evaluar la integridad de los datos que se encuentran entre los extremos. En primer lugar se presenta una revisión de los instrumentos que se manejan en las estaciones meteorológicas.

## INSTRUMENTOS DE MEDICION DE VARIABLES CLIMATICAS<sup>1</sup>

### Recolección de datos e instrumentos

#### *Radiación Solar*

La radiación solar se mide comúnmente con **piranómetros**. Los piranómetros miden la radiación entrante de onda corta en un sensor sólido de forma de hemisferio orientado hacia arriba. Actualmente, en los piranómetros más comunes de bóveda de vidrio, se utiliza una termopila como sensor dentro del instrumento, en la que los gradientes termales se miden relacionando las áreas calientes y frías (negras y blancas). La intensidad de la radiación es proporcional a las diferencias de temperatura entre las dos áreas sensoras. La exactitud depende de la sensibilidad del material usado en los sensores, del tiempo de reacción y de las características del material de la bóveda que cubre los sensores. Un segundo tipo de piranómetro más económico y que está ganando aceptación, es el instrumento de diodo de silicio en el que una corriente eléctrica es generada por un diodo sensible a la luz en proporción a la intensidad solar. Normalmente, los piranómetros de diodo de silicio no son sensibles al espectro completo de luz, de modo que su calibración es solo válida para la medición de radiación solar entrante.

Cuando un piranómetro se orienta hacia abajo, este mide la radiación reflejada de onda corta, y así se llama un **albedómetro**. Cuando dos piranómetros son asociados, uno orientado hacia arriba y el otro hacia abajo, se puede medir la radiación neta de onda corta. El instrumento entonces se llama un **piranómetro neto**. Un punto a ser tomado en cuenta es que cualquier instrumento usado como piranómetro neto o albedómetro debe tener sensibilidad completa para todo el espectro de luz visible. Esto es importante ya que la composición de la luz reflejada por la vegetación está altamente orientada hacia el verde. Por lo tanto, la mayoría de los albedómetros deben ser de bóveda de cristal con termopila y no del tipo de diodo fotosensible.

La **radiación neta** se mide con los **piradiómetros (o los radiómetros netos)**, que detectan la radiación de onda larga y de onda corta. Tienen dos cuerpos, uno orientado hacia arriba y el otro hacia abajo, ambos cubriendo un ángulo sólido de forma de hemisferio. Los sensores están compuestos de varios termopares que detectan el calor generado por la radiación de todas las longitudes de onda, y están protegidos por bóvedas hechas en general de polietileno tratado específicamente. Los cuerpos negros pueden perder su capacidad sensitiva con el tiempo, de modo que estos instrumentos requieren calibraciones regulares y frecuentes. Otros **radiómetros netos** comprenden termopilas diferenciadas y ventiladas, pero se utilizan muy raramente. Todos los radiómetros nombrados, transforman la energía radiante en energía térmica, una parte de la cual se transforma en un gradiente eléctrico de voltaje que proporciona la energía necesaria para la grabación continua de la información en registradores.

La duración de la **insolación** se registra comúnmente con el heliógrafo de Campbell-Stokes. Este consiste en una esfera de cristal que enfoca la línea de radiación hacia un papel de medición especial dejando un rastro quemado en el papel a medida que el sol se mueve. Cuando el sol no brilla, no se produce ningún quemado en el papel. Las medidas son confiables cuando el papel de medición se coloca en la posición correcta según la posición relativa del sol. Se debe evitar la acumulación de agua de lluvia en el papel. El heliógrafo se orienta hacia el sur en el hemisferio norte y hacia el norte en el hemisferio sur. En China, se usa otro tipo de heliógrafo. En este, la radiación solar penetra a través de un orificio y marca un papel de medición tratado con una sustancia química sensible. Los registros electrónicos de la duración de la insolación se obtienen a través de registradores fotoeléctricos o de fibra óptica rotatoria.

<sup>1</sup> Los detalles sobre manejo instrumental de estaciones meteorológicas pueden encontrarse en el documento FAO Serie Riego y Drenaje No 27 (Doorenbos, 1976), la guía de la OMM de prácticas agrometeorológicas (OMM, 1981, 1983), o en manuales meteorológicos (Seemann *et al.*, 1979; Rosenberg *et al.*, 1983; Kessler *et al.*, 1990).

### *Velocidad del Viento*

La velocidad del viento se mide usando anemómetros colocados siempre a una altura no menor de 2 m sobre el suelo, siguiendo las recomendaciones de la OMM. Los más comunes son los anemómetros de cazoletas. También es común el anemómetro a propulsión. Las mediciones llevadas por ambos tipos de anemómetros son confiables mientras se asegure un funcionamiento apropiado de las piezas mecánicas a través de un mantenimiento constante. Diseños de anemómetros más antiguos utilizan contadores mecánicos. Los anemómetros modernos se pueden equipar con generadores que generan una señal voltaica proporcional a la velocidad del viento. Otros anemómetros se pueden equipar con pequeños interruptores magnéticos de láminas o con acopladores optoelectrónicos que generan impulsos eléctricos proporcionales a la velocidad del viento. Los dispositivos electrónicos se utilizan en estaciones meteorológicas automáticas. La exactitud de la medición de la velocidad del viento depende tanto de la localización como de la instrumentación. Para lograr mediciones representativas se requiere una localización del sensor en una zona libre de edificios y árboles.

### *Temperatura*

Todavía los sensores más comúnmente utilizados para medir la temperatura son los termómetros de mercurio. Los termómetros de máxima y mínima utilizan mercurio y alcohol. Los termógrafos bi-metálicos son los registradores mecánicos de temperatura más comunes. Son fáciles de registrar y de mantener. Sin embargo, los termógrafos mecánicos requieren la verificación y ajuste de la posición del registrador de pluma. Estos instrumentos están instalados en abrigos ventilados naturalmente.

Se han desarrollado sensores de temperatura más modernos, entre los que se encuentran el termistor y el termopar. Éstos proporcionan medidas análogas muy precisas y se utilizan normalmente en estaciones meteorológicas automáticas. Los termistores proporcionan medidas independientes de la temperatura del aire o del suelo, mientras que los termopares requieren de una lectura baja adicional de temperatura, proporcionada normalmente por un termistor. Para mantener la exactitud y la representatividad de estos instrumentos, ellos se instalan en protectores especiales de radiación (abrigos) que tienen ventilación natural. De vez en cuando los protectores o los abrigos se aspiran artificialmente para reducir las alteraciones causadas por la acumulación de energía proveniente del sol.

### *Humedad*

La **temperatura del punto de rocío** se mide a menudo con una superficie metálica que simula un espejo y que se enfría en forma artificial. Cuando el rocío forma en la superficie, su temperatura se detecta como  $T_{\text{rocío}}$ . Otros sistemas del sensor del rocío utilizan las características químicas o eléctricas de ciertos materiales que se alteran al absorber vapor de agua. Los instrumentos que miden la temperatura del punto de condensación requieren de operación y mantenimiento cuidadosos y están raramente disponibles en estaciones meteorológicas. La exactitud de la valoración de la presión real del vapor derivada de  $T_{\text{rocío}}$  es generalmente muy alta.

La **humedad relativa** se mide usando los higrómetros. Los higrómetros de cabello se utilizan con más frecuencia en estaciones de campo, y funcionan normalmente como higrógrafos mecánicos. Las medidas pierden exactitud con el polvo y el envejecer de los cabellos. Los higrómetros modernos utilizan una película de un polímero dieléctrico que cambia su constante dieléctrica con los cambios en la humedad superficial, induciendo así una variación de la capacidad de un condensador que usa ese dieléctrico. Estos instrumentos normalmente se llaman higrómetros capacitivos de polímero dieléctrico. Su exactitud puede ser más alta que para los higrómetros de cabello. Estos dispositivos electrónicos se utilizan en la mayoría de las estaciones meteorológicas automáticas modernas.

Las **temperaturas de bulbo seco y bulbo húmedo** se miden usando los psicrómetros. Los más comunes son los que usan dos termómetros del mercurio, uno de ellos con el bulbo cubierto con una muselina saturada con agua destilada y que mide el descenso de temperatura debido a la pérdida de energía usada por el proceso de evaporación. Cuando el psicrómetro es ventilado naturalmente dentro de un abrigo, pueden presentarse problemas si el flujo de aire no es suficiente para mantener una tasa evaporativa suficiente y el enfriamiento asociado. El psicrómetro de Assmann permite una ventilación manual de los termómetros de bulbo húmedo y de bulbo seco.

La temperatura de bulbo seco y húmedo se pueden medir por medio de termopares o termistores. Estos se conocen como psicrómetros termopares y psicrómetros termistores. Estos psicrómetros se utilizan en estaciones meteorológicas automáticas y cuando están mantenidos correctamente proporcionan medidas muy exactas.

## EVALUACION DE LA INTEGRIDAD DE LOS DATOS CLIMATICOS<sup>2</sup>

### Radiación solar usando estimaciones de nubosidad

El funcionamiento del piranómetro y la exactitud de la calibración pueden ser evaluados para un lugar determinado representando graficamente las lecturas promedio horarias o diarias de la radiación solar ( $R_s$ ) en relación a la radiación de onda corta calculada que se espera que ocurra bajo condiciones de cielo despejado ( $R_{so}$ ).  $R_{so}$  se puede calcular para cualquier día u hora como:

$$R_{so} = K_T R_a \quad (5-1)$$

donde  $R_a$  es la radiación extraterrestre<sup>3</sup> y  $K_T$  es un índice de claridad o de transmisión.

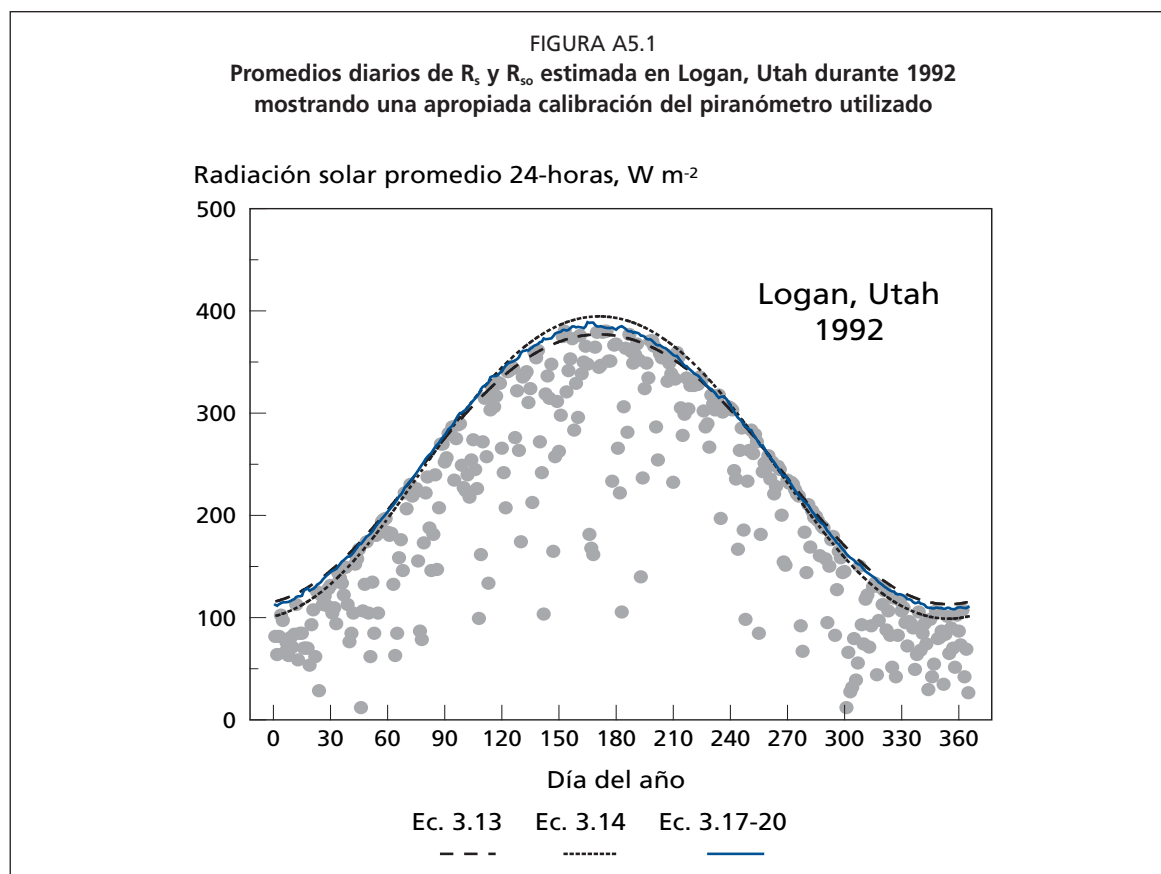
$R_{so}$  calculado con la Ecuación 5-1 debería notarse como una línea superior que cubra el conjunto de datos de la  $R_s$  medida y es útil para comprobar la calibración de los piranómetros. Las Ecuaciones 3-13, 3-14, o 3-17 a 3-20 del Anexo 3 se pueden utilizar para predecir  $K_T$  para condiciones de aire poco turbio. Las Ecuaciones 3-14 o 3-17 a 3-20 del Anexo 3 también son apropiadas para áreas con aire muy turbio debido a la contaminación o el polvo arrastrado por el viento o para regiones donde el ángulo solar es significativamente menor a  $50^\circ$ .

El ejemplo de la Figura A5.1 demuestra una aplicación de cálculo para 24 horas en Logan, Utah, donde los valores observados más altos para  $R_s$  corresponden a la línea superior del conjunto de datos calculados, demostrando así la calibración apropiada del piranómetro utilizado. En la Figura A5.2, las observaciones cada 30 minutos de  $R_s$  para Logan se comparan con los valores calculados de  $R_{so}$ . Esta figura muestra una buena relación entre los valores observados y los calculados. Sin embargo, como se muestra para el día 7,  $R_s$  puede a veces exceder el valor de  $R_{so}$  predicho cuando hay reflexión de la radiación de las nubes próximas durante los períodos en que ninguna nube genera sombra sobre el piranómetro.

Cuando las observaciones de  $R_s$  respecto a días obviamente claros se desvían perceptiblemente sobre o por debajo de las curvas calculadas de  $R_{so}$ , se puede requerir algunas correcciones. Esta corrección puede ser por medio de la aplicación de un coeficiente de corrección a los datos observados, de modo que  $(R_s)_{cor} = a R_s$ , donde  $a$  es un factor de corrección derivado. Por otra parte, se puede llevar adelante una corrección aditiva, donde  $(R_s)_{cor} = R_s + c$ . También se puede corregir el valor de  $R_s$  por medio de una combinación de factores multiplicativos y aditivos. Obviamente, las correcciones basadas en las curvas calculadas de  $R_{so}$  asumen que la curva ha sido

<sup>2</sup> El presente capítulo se basa en un artículo de Allen R. (1996).

<sup>3</sup> Para cálculos diarios de  $R_a$  véase el Capítulo 3, Ecuaciones 21 a 24 y para cálculos horarios véase las Ecuaciones 28 a 33. Para  $K_T$  ver las Ecuaciones de  $R_{so}$  3-13 a 3-20 del Anexo 3.



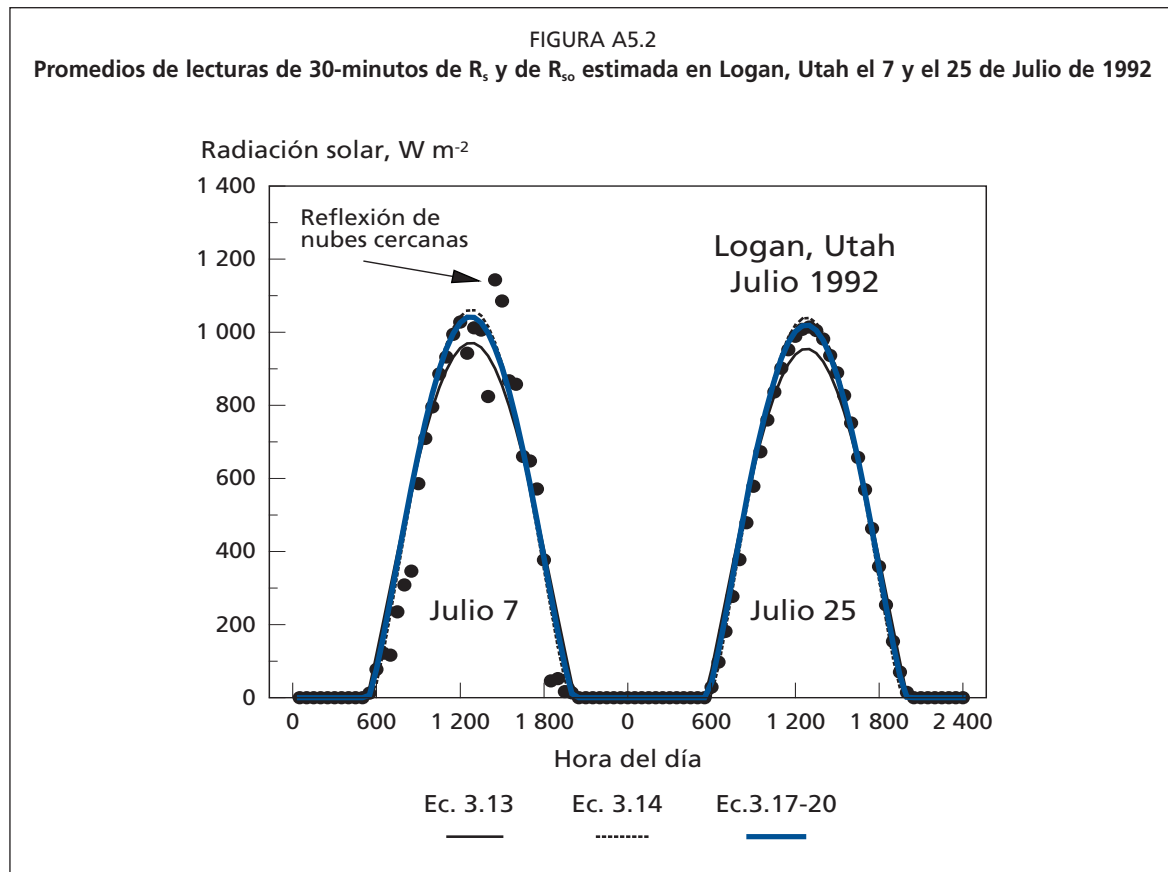
correctamente calculada. La exactitud de la línea de  $R_{s0}$  puede necesitar ser confirmada en una región usando las mediciones exactas de radiación obtenidas de un piranómetro de calibración que tenga un coeficiente de calibración que esté considerado dentro del estándar internacional. El piranómetro de calibración se debe utilizar solamente durante períodos cortos de 10 a 14 días, y posteriormente deben almacenarse en condiciones oscuras para prolongar su vida útil y preservar la exactitud de las calibraciones. Se debe tener cuidado en la selección del coeficiente de turbidez en las Ecuaciones 3-14 y 3-18 del Anexo 3. Lamentablemente, hay poca información sobre este tema.

### Radiación neta

Las ecuaciones para estimar los promedios horarios y diarios de Radiación neta ( $R_n$ ) que usan medidas de  $R_s$  son generalmente aceptables en la mayoría de las condiciones. Por lo tanto, los datos medidos de  $R_n$  se deben trazar siempre con relación a  $R_n$  que ha sido estimada usando ecuaciones<sup>4</sup> basadas en  $R_s$  medida, temperatura del aire y presión del vapor. El valor para el albedo ( $\alpha$ ) usado en la ecuación de estimación de  $R_n$  debe representar las condiciones de la superficie debajo del radiómetro.

Si los valores medidos de  $R_n$  se desvían permanentemente de los valores estimados por más del 3-5%, entonces la calibración o la operación del instrumento de medición de  $R_n$  (radiómetro) debe ser revisada. Este tipo de comparación puede identificar fácilmente los días o los períodos durante los cuales el radiómetro ha funcionado incorrectamente por efecto del polvo, de la acción de los pájaros, de la condensación de humedad dentro de las bóvedas de plástico, de una falta de nivelación del instrumento, o de falta de vegetación verde debajo del sensor. Por supuesto, los registros de  $R_s$  usados en las ecuaciones de  $R_n$  deben también ser revisados según se describió en la sección anterior.

<sup>4</sup> Ver Ecuaciones 38 a 40 en el Capítulo 3.



El usuario de datos de los radiómetros netos, debe conocer que estos instrumentos son fabricados por diversas compañías y por tanto pueden no otorgar las mismas mediciones de radiación incluso cuando están colocados sobre la misma superficie. Estas variaciones se deben a la diferencia en sensibilidad de los diferentes radiómetros a la radiación de onda larga y a la radiación de onda corta y a las variaciones entre los métodos para calibrar los sensores durante su fabricación.

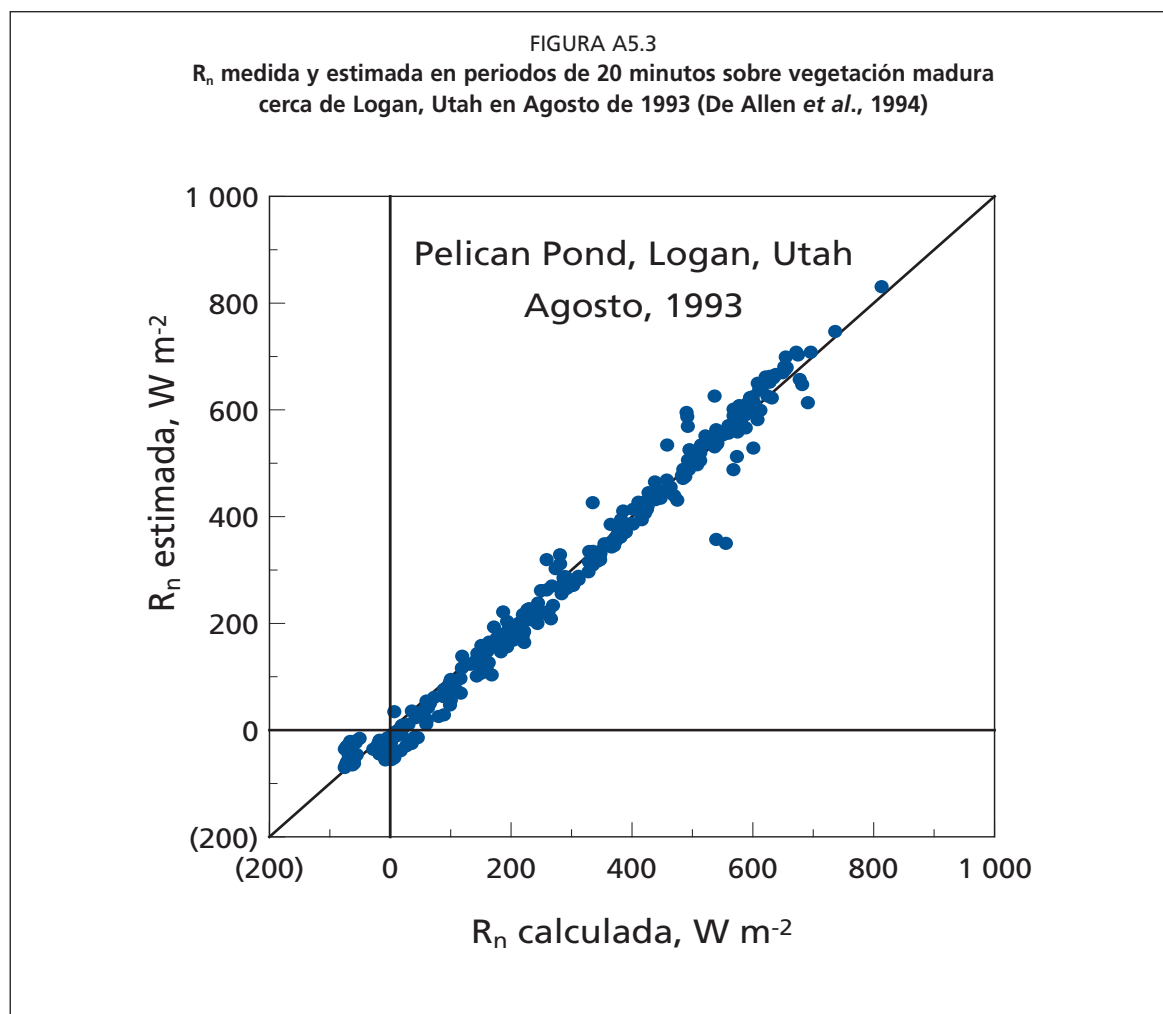
El tipo, la densidad y la altura de la vegetación que se encuentra debajo del radiómetro neto y el contenido de agua del suelo se deben registrar y anotar con los datos de radiación. Se debe tener cuidado al colocar el radiómetro para evitar provocar sombra sobre las superficies debajo de los radiómetros y para asegurar que el radiómetro no reciba sombra de otros instrumentos o estructuras en cualquier periodo del día o del año.

La Figura A5.3 muestra la  $R_n$  medida y estimada para una vegetación madura cerca de Logan, UT durante 1993. El periodo entre mediciones y de cálculo fue de 20 minutos. Los valores medidos y los estimados presentaron buena relación. No se puede esperar una aproximación perfecta entre los valores medidos y calculados de  $R_n$ , debido a las limitaciones de las hipótesis usadas en las ecuaciones (p. ej. el valor para el albedo, los medios para estimar el valor neto de radiación de onda larga, etc.).

### Flujo de calor del suelo

Para predecir la densidad del flujo de calor del suelo ( $G$ ), se puede utilizar la relación propuesta por Choudhury (1989) para cálculos que reflejen las condiciones durante el día<sup>5</sup>:

<sup>5</sup> Esta ecuación predice  $G = 0,1 R_n$  para un Índice de Área Foliar IAF = 2,8, que es típico para el pasto cortado (Ecuación 45 en el Capítulo 3). El flujo del calor del suelo debajo del pasto durante la noche fue determinado en alrededor de  $0,5 R_n$ . Pruitt (1995, comunicación personal) observó  $G = 0,3 R_n$  durante la noche en superficies de pasto cortado en Davis, CA.



$$G = 0,4 \exp^{(-0,5 IAF)} R_n \quad (5-2)$$

donde IAF es el índice de área foliar, el  $\exp()$  es el número natural elevado al exponente, y G tiene las mismas unidades que R<sub>n</sub>.

La Ecuación 5-2 se puede utilizar para probar el funcionamiento de las placas de flujo de calor en el suelo después de corregir las mediciones de cambio de temperatura del suelo sobre las placas. La relación de la Ecuación 5-2 no es válida para datos de periodos de 24 horas, pues produciría siempre una estimación positiva del flujo del calor del suelo. La Ecuación 5-2 produce solamente resultados aproximados y no considera los efectos de espaciamento de las plantas, ángulo solar, color, humedad o textura del suelo, ni el balance de calor sensible en la superficie sobre el cociente de G y R<sub>n</sub>. Generalmente, se usa más de una placa del flujo del calor del suelo debido a la variación espacial del suelo, a su contenido de agua, y a la vegetación.

### Velocidad del viento

La calidad de los registros de la velocidad del viento es difícil de determinar a menos que se utilicen instrumentos duplicados. Se deben revisar permanentemente los registros de viento para detectar mediciones constantemente bajas en la velocidad del viento. Para los instrumentos electrónicos, estos registros pueden representar una compensación numérica de la ecuación de calibración del anemómetro. La presencia de estas compensaciones constantes y consistentes en los registros indica ya sea la ocurrencia de condiciones de calma excepcional (velocidades de viento menores que 0,5 m s<sup>-1</sup> durante



el completo período de muestreo (lo cual es raro)) o el funcionamiento incorrecto del sensor de la velocidad del viento debido a posibles cortocircuitos eléctricos o debido a algún problema en los cojinetes. Desdichadamente estos problemas no son comúnmente notados por el observador de la estación.

Cuando sea posible, otro anemómetro<sup>6</sup> del mismo diseño, pero con las partes nuevas, se debe colocar en la estación meteorológica por un período de por los menos tres o cuatro días una vez por año, y comparar los registros con los del instrumento permanente. Las variaciones entre los registros pueden mostrar la necesidad de sustituir los cojinetes, los interruptores, u otras piezas.

### Humedad relativa y presión de vapor

El vapor del aire es difícil de medir con precisión. Algunos sensores electrónicos antiguos de humedad estuvieron plagados de errores ocasionados por la histéresis, la no-linealidad y la calibración. Algunos de estos errores son inherentes al diseño del sensor y todavía afectan algunos sensores modernos. Otros errores son provocados por el polvo, la humedad, los insectos, la contaminación, y el tiempo de funcionamiento.

#### *Replicación de los instrumentos de Humedad Relativa*

Es muy importante que sensores duplicados de humedad relativa y de temperatura del aire sean empleados permanentemente en estaciones meteorológicas electrónicas, por lo menos durante un cierto período cada año. Cuando los sensores duplicados de HR y de temperatura del aire producen valores similares, es probable que ambos sensores funcionen correctamente, si es que se han utilizado ecuaciones apropiadas de calibración. Sin embargo, aunque los sensores duplicados produzcan resultados similares, esto no significa que las lecturas están libres de errores de calibración, de desviación y de no-linealidad.

#### *Tendencias en el cálculo de la temperatura del punto de rocío en función del tiempo*

Cuando se mide la humedad del aire usando sensores de humedad relativa, la presión real del vapor de aire ( $e_a$ ) se calcula como:

$$e_a = \frac{HR}{100} e^{\circ}(T) \quad (5-3)$$

donde  $e^{\circ}(T)$  es la presión de vapor de saturación a la temperatura del aire  $T$  y HR está en porcentaje. La humedad relativa y la temperatura deben ser registradas para el mismo periodo de tiempo, preferiblemente para  $\leq 1$  hora.

Las mediciones horarias (o más cortas) de la HR, de la temperatura del punto de rocío ( $T_{\text{rocío}}$ ) o de la presión real de vapor ( $e_a$ ) pueden ser determinadas preliminarmente representando los valores horarios de  $T_{\text{rocío}}$  calculado o  $e_a$  en relación al tiempo. La humedad relativa variará perceptiblemente con la hora, e inversamente con la temperatura del aire según lo demostrado en la Figura 12 del Capítulo 3. Sin embargo,  $T_{\text{rocío}}$  y  $e_a$ , ya sea medidos directamente, o calculados usando registros de HR y  $T$ , deberían permanecer relativamente constantes durante un período de 24 horas suponiendo que no existe mucho movimiento del aire y no se presenta el fenómeno de advección del aire seco proveniente de zonas fuera del área estudiada. Durante

<sup>6</sup> Si se usa un segundo registrador de datos para validar el anemómetro temporal, se debe tener cuidado de sincronizar los relojes del registrador de datos. También, se debe tener cuidado que un anemómetro no interfiera con la corriente de viento del otro.



estos períodos estables, se puede esperar un cierto incremento en los valores de  $T_{\text{rocío}}$  y ea durante las horas del día, cuando el flujo de la evapotranspiración humidifica el ambiente. Sin embargo, este incremento generalmente se restringe a alrededor del 10 al 20%. La variación en  $T_{\text{rocío}}$  aumenta perceptiblemente cuando un frente meteorológico atraviesa la zona. Dado que ea se calcula como el producto de la HR y de la presión de vapor de saturación a la temperatura del aire, cualquier error en la calibración de HR tiende a causar una falsa variación de  $T_{\text{rocío}}$  y de ea especialmente con temperaturas de aire muy cambiantes.

La Figura A5.4 muestra la temperatura del punto de rocío ( $T_{\text{rocío}}$ ) calculada en base a mediciones de Humedad Relativa y temperatura del aire en una estación meteorológica en el centro de un pantano cerca de Logan, UT (información de cada 20 minutos). Se puede apreciar una variación horaria de  $T_{\text{rocío}}$  debido a la inestabilidad del aire y un aumento en su valor durante el período evaluado como resultado del incremento de humedad provocado por la evaporación local. La secuencia de datos muestra algunos períodos con valores relativamente constantes (calculados) de  $T_{\text{rocío}}$  durante períodos de 24 horas (por ejemplo el día N° 199), aunque la temperatura del aire varió substancialmente. Esto es una buena indicación de que el sensor de humedad relativa funcionaba correctamente y que las calibraciones del instrumento podían considerarse válidas.

La Figura A5.4 muestra también, para la misma estación meteorológica, una comparación entre la humedad relativa medida usando dos diferentes e independientes sensores de este parámetro. Los dos sensores, uno un dispositivo de espejos que mide  $T_{\text{rocío}}$  directamente, y el otro, un dispositivo que mide la humedad relativa directamente, midieron valores muy similares durante los 8 días presentados. El lado positivo de tener redundancia en la instrumentación se demuestra en este ejemplo, donde los dos diversos dispositivos que miden el mismo parámetro (en este caso, la humedad relativa) no dan lugar a dudas sobre la validez y la exactitud de las medidas de humedad relativa, debido a sus valores muy cercanos. El uso de un solo instrumento dejaría alguna duda sobre la exactitud de sus registros.

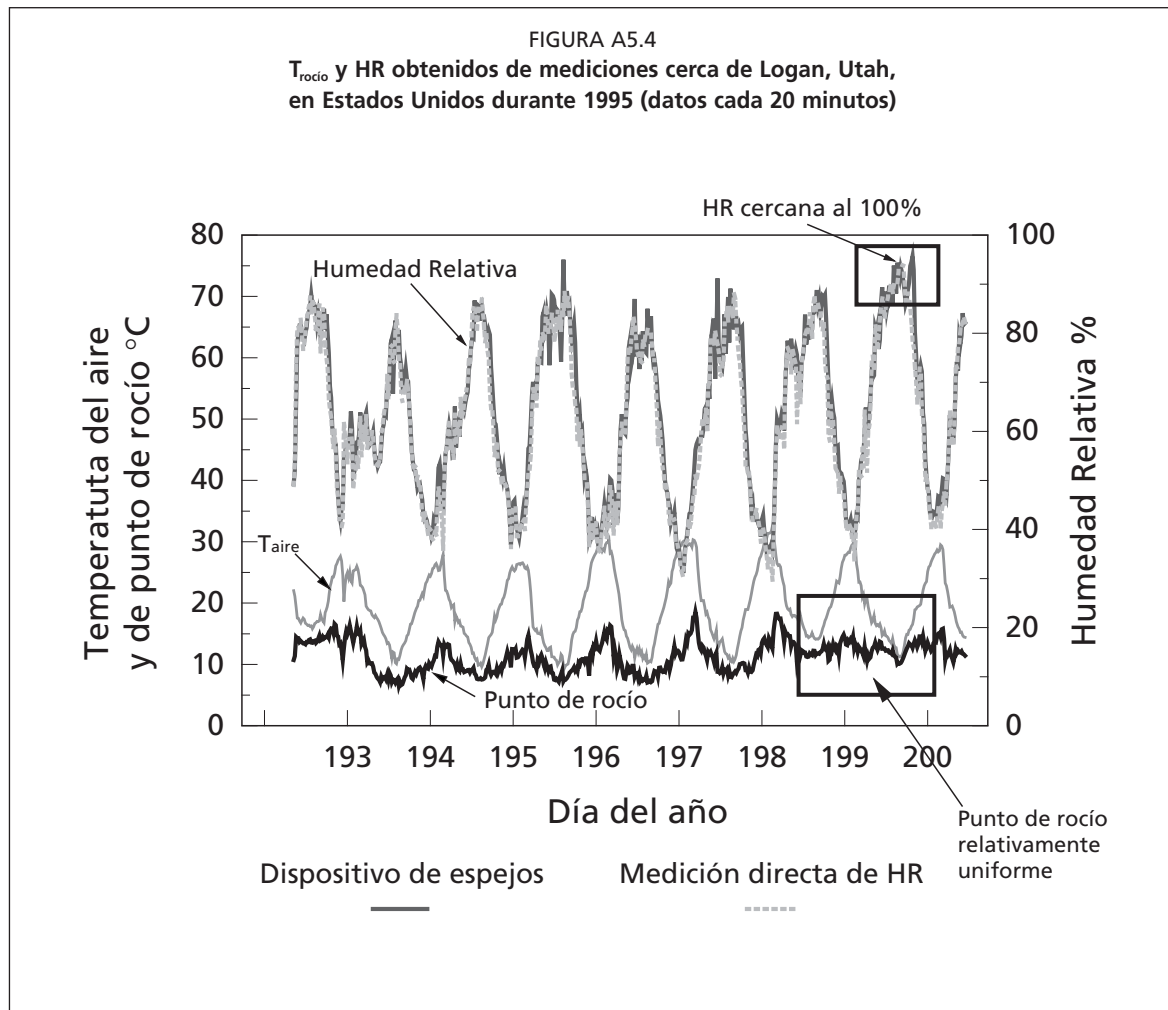
En la Figura A5.4 se puede notar que la humedad relativa se acercó al 100% el día N° 200, el cual pudo haber sido un día con bastante riego. La diferencia entre la temperatura mínima diaria y el  $T_{\text{rocío}}$  estuvo generalmente entre 1 y 2°C durante el periodo considerado. Esto es normal en ambientes secos y advectivos, según se presentó en el Capítulo 3 y en el Anexo 6.

### Observaciones durante períodos de rocío y de precipitación

En muchos climas, especialmente aquellos donde ocurre el rocío durante la noche, la temperatura del aire durante horas tempranas de la mañana o antes de la salida del sol debería coincidir de cerca con la  $T_{\text{min}}$  registrada y la humedad relativa debería estar cerca del 100%. En estaciones meteorológicas automáticas que usan registros permanentes de lluvia, se puede esperar que los valores de humedad relativa, durante períodos de llovizna o lluvia, excedan el 95%. Registros de humedad relativa con valores superiores al 100% por más de 3-5% durante horas tempranas de la mañana o durante periodos de lluvia indican la necesidad de re-calibración y ajuste numérico de los datos recogidos.

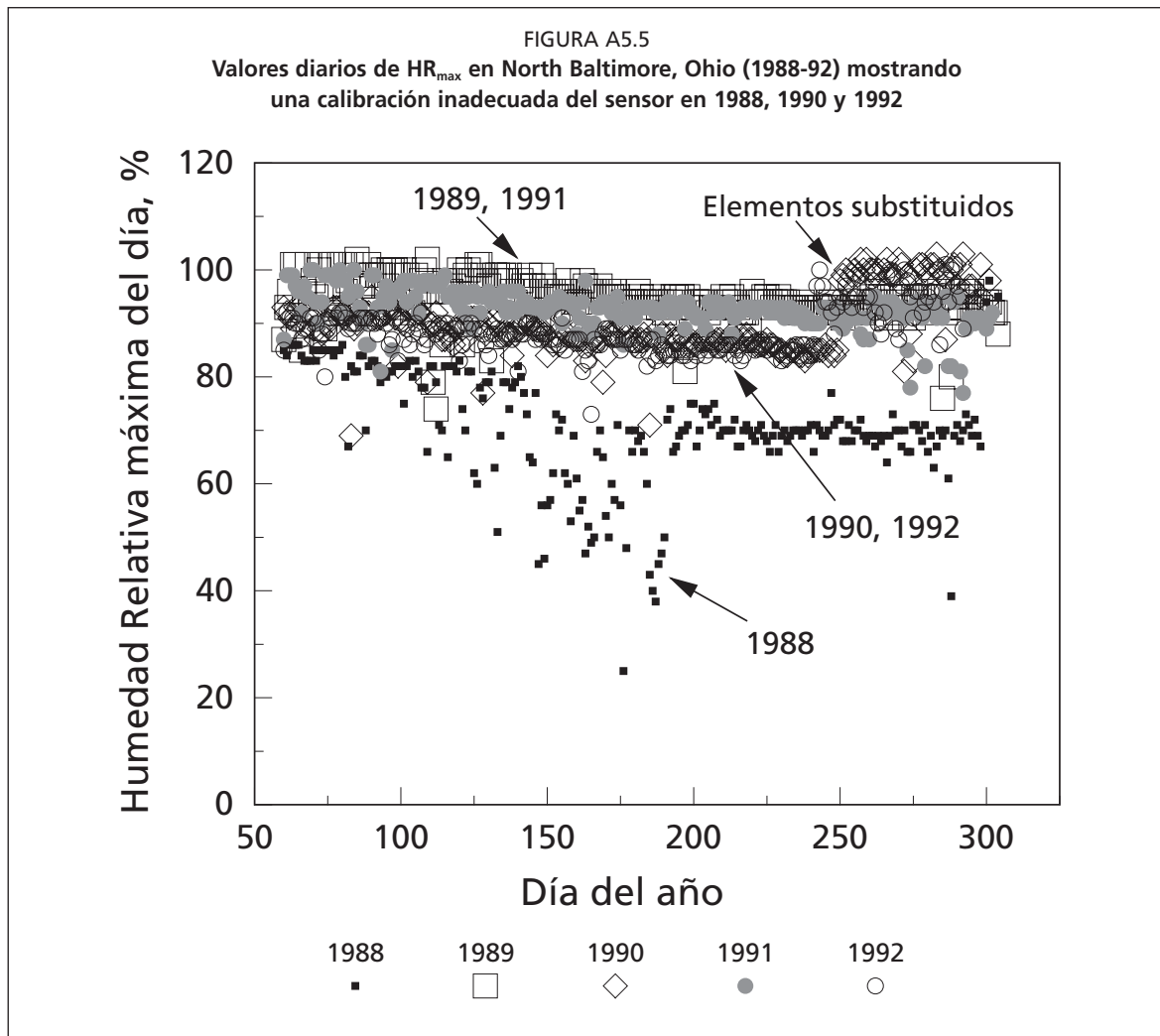
### Humedad relativa máxima diaria

Cuando los datos de humedad se miden con cuidado, la humedad relativa a horas tempranas de la mañana se acercará a menudo al 100%, incluso en áreas semiáridas si las mediciones se toman dentro de una zona regada. Los valores de humedad relativa máxima ( $HR_{\text{max}}$ ) que consistentemente se encuentran por debajo del 80% o 90% dentro de una zona bajo riego, pueden indicar problemas en la calibración o funcionamiento del instrumento o pueden indicar la aridez del sitio de medición y la desviación de las condiciones de referencia.



La Figura A5.5 muestra los resultados de mediciones diarias de  $HR_{max}$  en una estación meteorológica agrícola automática situada cerca de Baltimore Norte, Ohio, en períodos de cinco años. Se podría esperar que  $HR_{max}$  se acerque al 100% en esta zona sub-húmeda. Sin embargo, se puede ver claramente que el sensor de humedad relativa subvaloró la  $HR_{max}$  durante varios años, con tendencias de disminución de la  $HR_{max}$  claramente perceptibles durante estos años. Esto indica que el sensor de humedad relativa funcionaba electrónicamente, excepto durante la primera mitad de 1988. Sin embargo la calibración del elemento del sensor había decaído y estaba seriamente distorsionada en 1988, 1990 y 1992. Los elementos del sensor fueron substituidos típicamente en septiembre de cada año. Los datos de humedad relativa de 1990 y 1992 podían potencialmente ser corregidos multiplicando los valores de humedad relativa por un factor de corrección o agregando un coeficiente de compensación.

Los métodos gráficos presentados en las Figuras A5.4 y A5.5 muestran procedimientos simples de evaluación de la integridad y confiabilidad de registros que se pueden utilizar ya sea en tiempo real o con datos históricos. Este tipo de evaluaciones se puede aplicar a los datos de cualquier estación usados en la evaluación de la evapotranspiración y podrían ser adoptados por los operadores de redes agrícolas climáticas.





## Anexo 6

# Corrección de datos climáticos obtenidos en estaciones que no cumplen las condiciones de referencia para calcular $ET_0$ .

El concepto sobre el que está basado el método FAO Penman – Monteith requiere que los datos climáticos hayan sido medidos en condiciones medioambientales que corresponden a la definición de la evapotranspiración de referencia. En otras palabras, los datos climáticos deben ser medidos sobre una extensa superficie de pasto verde que está evapotranspirando activamente o en un ambiente con vegetación saludable que no tiene limitaciones de agua<sup>1</sup>. Bajo estas condiciones de referencia, la energía disponible en la superficie ( $R_n - G$ ) se divide entre el calor sensible y el latente ( $H$  y  $\lambda E$ , respectivamente) de tal manera que en general se cumple la relación  $H/\lambda E_{ref} \leq 0,5$ . El subíndice ref indica condiciones de referencia.

Las condiciones ambientales de las zonas áridas que rodean una estación meteorológica que no cumple las condiciones de referencia no permiten que la tasa referencial de evapotranspiración se alcance. Esto se debe generalmente a la falta de condiciones relativas al buen humedecimiento del terreno. Entonces se tiene la relación  $\lambda E_{n/ref} < \lambda E_{ref}$  (subíndice *n/ref* para condiciones no-referenciales). Si la energía disponible ( $R_n - G$ ) es la misma, entonces cambia la repartición entre calor sensible y latente, teniendo  $H_{n/ref} > H_{ref}$  y comúnmente  $\beta_{n/ref} > 0,5$ . Consecuentemente, como la temperatura del aire incrementa con un incremento de  $H$ , las temperaturas medidas en estaciones meteorológicas que no cumple las condiciones de referencia son mas altas que las que se hubieran registrado bajo las condiciones de referencia ( $T_{n/ref} > T_{ref}$ ). Por el contrario la humedad medida en un sitio donde no se cumplen estas condiciones es mas baja que aquella que se hubiera registrado bajo condiciones de referencia, entonces se tiene  $e_{a\ n/ref} < e_{a\ ref}$  y  $DPV_{n/ref} > DPV_{ref}$ .

Cuando se calcula  $ET_0$  usando estimaciones estándar de  $R_n - G$ ,  $r_a$  y  $r_s$ , entonces la  $ET_0$  podría sobreestimarse usando  $T_{n/ref}$  y  $DPV_{n/ref}$ . Por lo tanto se requiere una corrección para acercar los valores de temperatura y humedad a los de las condiciones de referencia.

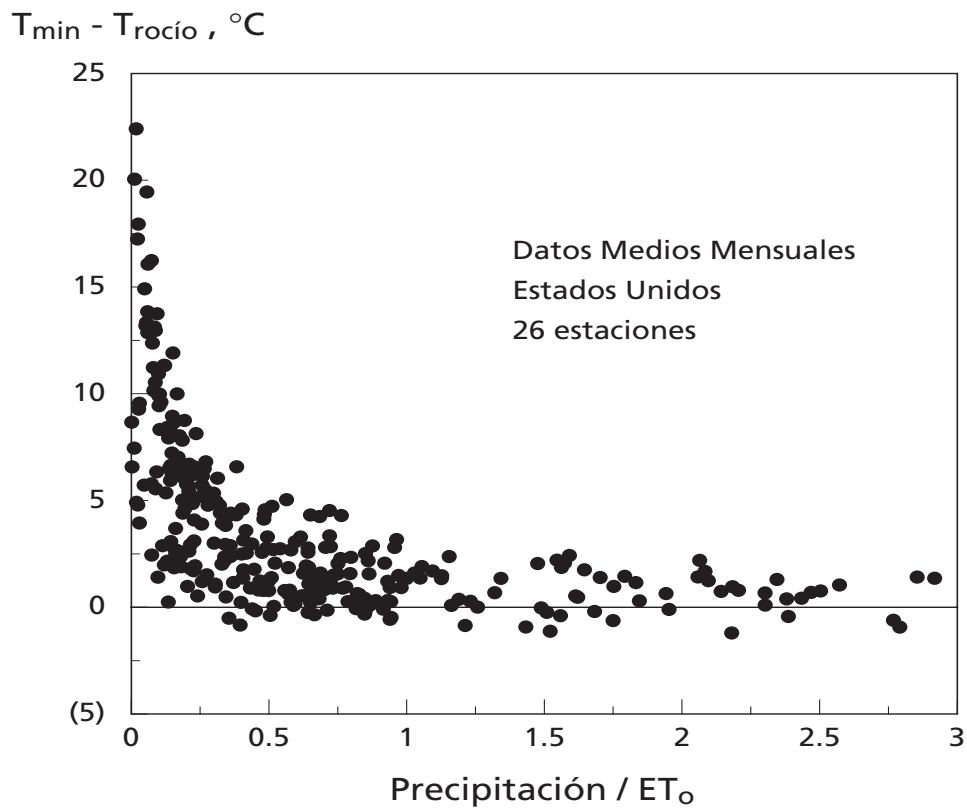
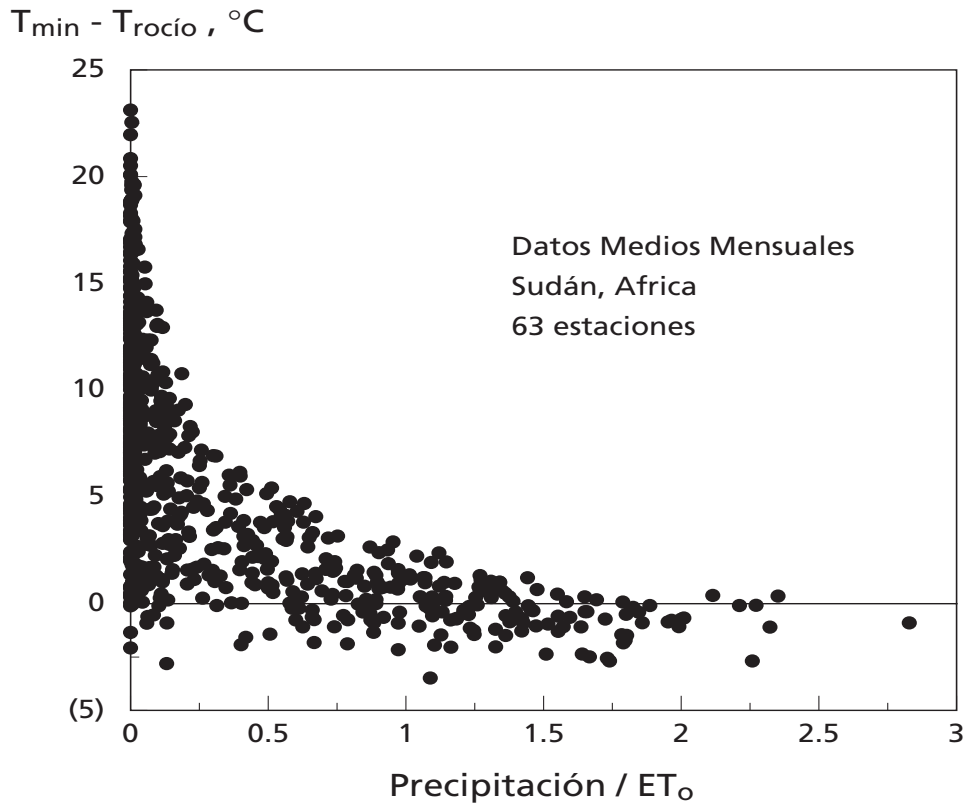
En un ambiente con vegetación saludable y adecuada humedad del suelo (condiciones de referencia), la temperatura mínima del aire  $T_{min}$  comúnmente tiene valores cercanos a los de la temperatura del punto de rocío (ver Figura A6.2 para Kimberly, Idaho, Estados Unidos)<sup>2</sup>. Esto ocurre especialmente si la velocidad del viento es baja en la mañana y cuando la humedad del suelo es alta (mostrado por la relación Precipitación/ $ET_0$  en la Figura A6.1). La temperatura del aire disminuye en la noche debido al enfriamiento superficial causado por la emisión de radiación de onda larga y evaporación cuando el DPV es positivo. Cuando la temperatura cerca de la superficie se acerca a  $T_{rocío}$ , la temperatura del aire limita su descenso por la condensación del vapor del aire con su consiguiente efecto de liberación de calor. Entonces para condiciones de referencia, la relación  $(T_{min})_{ref} = (T_{rocío})_{ref}$  es generalmente valida.

<sup>1</sup> Una discusión más detallada se presenta en Allen (1996) y Allen *et al* (1996).

<sup>2</sup> Sin embargo la temperatura del aire podría no descender hasta la temperatura del punto de rocío cuando el viento transporta gran cantidad de aire caliente y seco hasta la superficie de medición.

FIGURA A6.1

Comparación de las diferencias entre valores mensuales de temperatura mínima y del punto de rocío ( $T_{\min} - T_{\text{rocío}}$ ) correspondientes a valores mensuales de Precipitación/ $ET_0$ , en Sudán, África y Estados Unidos



Para estaciones que no cumplen las condiciones de referencia, las limitaciones de humedad del suelo o de vegetación provocan que  $\lambda ET_{n/ref} < \lambda ET_{ref}$  o  $ET_{n/ref} < ET_o$ . Así  $T_{min}$  puede permanecer por encima de  $T_{rocío}$ . Una causa de este fenómeno es la gran acumulación de calor sensible en la atmósfera durante el día ( $H_{n/ref} > H_{ref}$ , como se mencionó previamente), la cual se transfiere hacia la superficie durante la noche, reduciendo el efecto de enfriamiento por emisión de radiación de onda larga. Otra causa es la falta de humedad del suelo por enfriamiento evaporativo durante la noche.

Este fenómeno puede ser observado en la Figura A6.1, en la que se muestran las medias mensuales de  $T_{min} - T_{rocío}$  para dos estaciones meteorológicas de dos países (Sudan y Estados Unidos). Los datos se representan con relación al cociente de Precipitación y Evapotranspiración de referencia. La relación  $P/ET_o$  indica la disponibilidad de una adecuada cantidad de agua que permita que se produzcan las condiciones de referencia en ausencia de riego. Como se percibe en los gráficos,  $T_{min}$  se acerca a  $T_{rocío}$  para casi todos los casos en que  $P/ET_o$  se acerca y/o excede el valor de 1. Cuando  $P/ET_o < 1$ , la aridez de la estación provoca que  $T_{min}$  substancialmente supere a  $T_{rocío}$ . La excepción ocurre en las estaciones donde  $P/ET_o < 1$ , pero estas estaciones han sido regadas o tienen suficiente almacenamiento de agua del mes previo. La similitud entre los datos de Sudan y de Estados Unidos indica que este proceso es general.

Una comparación adicional se presenta en la Figura A6.2, donde  $T_{min} - T_{rocío}$  se comparan para dos zonas semi-áridas en Idaho, Estados Unidos y que están separadas 200 km. Una de las localidades, Kimberly, es un sitio que tiene las características de la superficie de referencia localizada además en medio de una zona regada. La otra, Boise, es un sitio que no posee las características de la superficie de referencia, localizada cerca de un aeropuerto cuyos alrededores poseen una mezcla de pasturas regadas y no regadas. Puede observarse que en el sitio regado en Kimberly  $T_{min}$  se aproxima frecuentemente a  $T_{rocío}$  con pequeñas diferencias durante los meses secos (valores bajos del cociente  $P/ET_o$ ). Por el contrario,  $T_{min}$  presenta valores de hasta 10°C mas altos que  $T_{rocío}$  para la localidad que no presenta las características de la superficie de referencia. De esta comparación gráfica, se puede concluir que los datos provenientes de Boise requieren una apropiada corrección antes de ser utilizados para calcular  $ET_o$  con el método FAO Penman-Monteith. Esto es necesario con el fin de evitar la sobreestimación de  $ET_o$  debida a la sobreestimación de la temperatura del aire y del Déficit de Presión de Vapor.

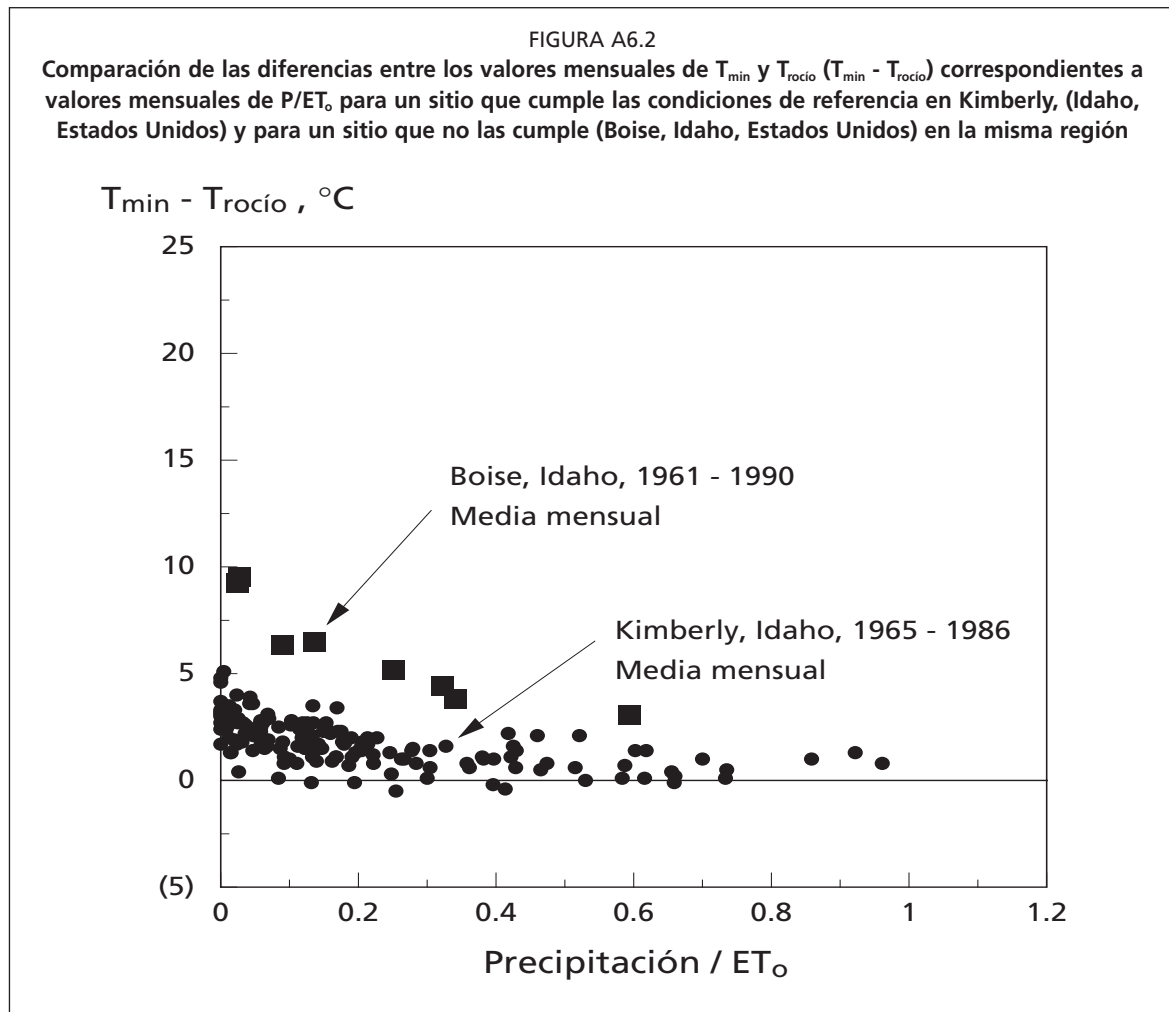
### Ajustes de $T_{max}$ , $T_{min}$ y $T_{rocío}$

El método empírico descrito aquí, pretende corregir las temperaturas observadas  $T_{max}$  y  $T_{min}$  en proporción de la diferencia ( $T_{min} - T_{rocío}$ ), la cual es un indicador de la sobreestimación de ( $T_{n/ref} - T_{ref}$ ). Como  $T_{rocío}$  determina el valor de la presión de vapor real ( $e_a = e^o(T_{rocío})$ ), la corrección de  $T_{rocío}$  también proporciona un ajuste del Déficit de Presión de Vapor. El método consiste en lo siguiente:

1. Compare  $T_{min} - T_{rocío}$  ( $T_{rocío}$  medido o calculado de  $e_a$  usando las Ecuaciones 3-11 o 3-12 en el Anexo 3) del sitio que no cumple las condiciones de referencia con aquellas de un sitio que si presenta condiciones las condiciones de referencia, usando un gráfico como el de la Figura A6.2 y usando datos mensuales para calcular  $P/ET_o$  como la abcisa. Para el cálculo de  $T_{min} - T_{rocío}$  se utilizan datos diarios o mensuales.
2. Cuando las diferencias para  $T_{min} - T_{rocío}$  para el sitio que no reúne las condiciones de referencia son sistemáticamente mayores a 2°C con relación al sitio de referencia, entonces calcule el promedio de las diferencias.

$$\Delta T = T_{min} - T_{rocío} \quad (6-1)$$

para los meses que requieren corrección (en general esto ocurrirá cuando la relación  $P/ET_o$  no supera el valor de 0,5).



O si se compara  $T_{\min} - T_{\text{rocío}}$  del sitio que no cumple las condiciones de referencia con  $T_{\min} - T_{\text{rocío}}$  del sitio que las cumple,  $\Delta T$  se puede calcular como:

$$\Delta T = (T_{\min} - T_{\text{rocío}})_{n/\text{ref}} - (T_{\min} - T_{\text{rocío}})_{\text{ref}} \quad (6-2)$$

3. Corregir las temperaturas para cada mes (o día) usando:

$$(T_{\max})_{\text{cor}} = (T_{\max})_{\text{obs}} - \left( \frac{\Delta T - K_o}{2} \right) \quad (6-3)$$

$$(T_{\min})_{\text{cor}} = (T_{\min})_{\text{obs}} - \left( \frac{\Delta T - K_o}{2} \right) \quad (6-4)$$

para  $\Delta T > K_o$ , donde los subíndices cor y obs se refieren a los valores corregidos y observados respectivamente.  $K_o$  es un factor «conservativo» igual a  $2^\circ\text{C}$  cuando la estación que no cumple las condiciones de referencia no se compara con una estación considerada de referencia ( $\Delta T$  se obtiene de la Ecuación 6-1), asumiendo  $2^\circ\text{C}$  como el máximo valor de  $T_{\min} - T_{\text{rocío}}$  en el sitio referencial. En cambio,  $K_o = 0$  cuando  $\Delta T$  se calcula con la Ecuación 6-2.

4. Se corrige  $T_{\text{rocío}}$  para los mismos días o meses usando:



$$(T_{\text{rocío}})_{\text{cor}} = (T_{\text{rocío}})_{\text{obs}} + \left( \frac{\Delta T - K_o}{2} \right) \quad (6-5)$$

donde  $K_o$  tiene el mismo valor al de las Ecuaciones 6-3 y 6-4, y utilizando ya sea los valores calculados u observados de  $T_{\text{rocío}}$  (Ecuaciones 3-11 o 3-12 en el Anexo 3). Se debe siempre verificar que  $(T_{\text{min}})_{\text{cor}} \geq (T_{\text{rocío}})_{\text{cor}}$ .

5. Calcular  $ET_o$  con los valores corregidos de  $T_{\text{max}}$ ,  $T_{\text{min}}$  y  $T_{\text{rocío}}$ .

### Ajuste de $T_{\text{rocío}}$ solamente

Cuando los datos de humedad relativa,  $ea$ , o  $T_{\text{rocío}}$  no son confiables o en casos en que no sea conveniente realizar la corrección de  $T_{\text{max}}$  y  $T_{\text{min}}$  de la forma que se mencionó en el acápite anterior, un segundo método de «corrección» de los datos meteorológicos, para reducir el problema de la aridez, es posible. Este segundo método consiste simplemente en utilizar:

$$T_{\text{rocío}} = T_{\text{min}} - K_o \quad (6-6)$$

en el cálculo de  $ET_o$  donde  $K_o = 0^\circ\text{C}$  en climas húmedos y sub-húmedos y  $K_o = 2^\circ\text{C}$  en climas áridos y semi-áridos. Como resultado de este procedimiento  $T_{\text{rocío}}$  se incrementa reflejando la elevada humedad que existiría en condiciones referenciales. En las condiciones de las estaciones que no cumple las condiciones de referencia la  $T_{\text{min}}$  medida podría ser muy alta comparada con la  $T_{\text{min}}$  esperada en un sitio de referencia. De esta manera la Ecuación 6-6 podría generar valores de  $T_{\text{rocío}}$  sobreestimados incluso en condiciones referenciales. Sin embargo, como el cálculo del Déficit de Presión de Vapor (DPV) en la ecuación de  $ET_o$ , donde  $VPD = 0,5 (e^\circ(T_{\text{max}}) + e^\circ(T_{\text{min}})) - e^\circ(T_{\text{rocío}})$ , utiliza valores de la temperatura del aire y del punto de rocío que podrían ser muy altas, esta sobreestimación en todos los parámetros de temperatura neutralizará el incremento, produciendo, por lo tanto valores de DPV que son típicos de una superficie de referencia.

### Índice para medir la aridez de la estación meteorológica

Para localizaciones que no cumplen las condiciones de referencia, en caso que los datos de humedad relativa sean disponibles, se puede calcular un **índice de aridez**  $A_{bi}$  (para escalas de tiempo mensuales)

$$A_{bi} = \frac{(ET_o)_{\text{obs}}}{(ET_o)_{T_{\text{rocío}} = T_{\text{min}}}} - 1 \quad (6-7)$$

Entre la  $ET_o$  calculada de los datos observados (no corregidos) para el mismo periodo y usando  $T_{\text{min}}$  como un estimador de  $T_{\text{rocío}}$ . Si no hay una diferencia muy grande entre  $T_{\text{min}}$  y  $T_{\text{rocío}}$ , entonces  $A_{bi} \sim 0$ . Cuando  $\Delta T = T_{\text{min}} - T_{\text{rocío}}$  es grande (p.e., para condiciones no-referenciales) el índice de aridez  $A_{bi}$  toma valores  $> 0$ .

Se debe comparar los índices de aridez para meses húmedos y secos y decidir si los valores altos de  $A_{bi}$  son el resultado de la aridez o de otras causas. Se podría requerir una corrección si  $A_{bi}$  es consistentemente mayor a 0,05. La corrección de los datos de humedad y temperatura puede ser efectuada tal como se indicó en la sección previa.

Es importante estar consciente que estas correcciones se realizan para mejorar los cálculos de  $ET_o$ , dado que  $ET_o$  se define claramente para la superficie de referencia. En estudios hidrológicos en los que se requiere conocer el valor real de  $ET$ , no se debe hacer ninguna corrección a los datos de temperatura y punto de rocío ya que  $ET_{o, n/ref}$  caracteriza las demandas evaporativas naturales del clima.

Cualquier dato corregido de  $T_{\max}$ ,  $T_{\min}$  y  $T_{\text{rocío}}$  no debe ser reintroducido en los registros históricos originales. También se debe notar que todos los procedimientos de corrección presentados aquí, son solamente intentos aproximados para acercarse a los valores de  $ET_o$  medida con los valores de  $ET_o$  real, lo que refleja la presencia de una zona bien regada. Cualquier error o incertidumbre introducido por estos ajustes en un lugar específico permanecerá desconocido probablemente para otros futuros usuarios. Por lo tanto se recomienda precaución en el uso de los ajustes.

## Anexo 7

# Cálculo de $K_c$ para la etapa inicial de los cultivos anuales

La evapotranspiración de los cultivos anuales durante la etapa inicial de crecimiento, ocurre predominantemente en forma de evaporación. Por tanto, las estimaciones del  $K_{c\text{ ini}}$  deben considerar la frecuencia con que se moja la superficie del suelo durante el período inicial. El período inicial fue definido en el Capítulo 6 para los cultivos anuales como el período entre la fecha de siembra y la fecha en que el suelo está cubierto en aproximadamente un 10%.

El Capítulo 6 presenta las bases teóricas y los gráficos necesarios para predecir el  $K_{c\text{ ini}}$  en función de la evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ), de la textura del suelo, y de la frecuencia y de la lámina de riego o lluvia. Consideraciones y ecuaciones adicionales se presentan en el Capítulo 7. Este anexo proporciona conceptos adicionales para el diseño de las curvas de  $K_{c\text{ ini}}$  que se presentan en las Figuras 29 y 30 del Capítulo 6. En este capítulo se presentan además las ecuaciones que se pueden utilizar en lugar de las Figuras 29 y 30 cuando se opta por métodos computacionales.

### INTRODUCCIÓN

La evaporación de un suelo desnudo ( $E_s$ ) se puede caracterizar como un fenómeno que ocurre en dos etapas distintas. La primera etapa es la parte «limitada por la energía». Durante esta etapa, el agua del suelo se transporta a la superficie en una cantidad suficiente para cubrir el índice potencial de evaporación ( $E_{s0}$ ), que, al mismo tiempo es determinado por la disponibilidad de energía en la superficie del suelo. En este caso,  $E_{s0}$  se estima de:

$$E_{s0} = 1,15 ET_0 \quad (7-1)$$

donde  $E_{s0}$  es el índice potencial de evaporación [ $\text{mm día}^{-1}$ ] y  $ET_0$  es la  $ET_0$  media durante el período inicial [ $\text{mm día}^{-1}$ ]. El valor 1,15 representa a la evaporación potencial incrementada debido al reducido albedo del suelo mojado y de la posibilidad de contar con calor almacenado en la superficie del suelo gracias a anteriores períodos secos.

La segunda etapa se conoce como la etapa «limitada por el suelo», en la que el transporte hidráulico del agua sub-superficial a la superficie del suelo es incapaz de proveer agua para cubrir la evaporación potencial. Durante la segunda etapa, la superficie del suelo aparece parcialmente seca y una parte de la evaporación ocurre por debajo de la superficie del suelo. La energía necesaria para la evaporación sub-superficial resulta del transporte de calor de la superficie del suelo hacia el perfil del suelo. La tasa de evaporación durante la segunda etapa disminuye a medida que el contenido de agua en el suelo también disminuye, tal como se puede apreciar en la Figura A7.1 (véase también la Figura 38 del Capítulo 7). La cantidad de evaporación se puede expresar, por lo tanto, como proporcional a la cantidad de agua restante en la capa de evaporación con relación a la máxima lámina de agua que se puede evaporar de la misma capa del suelo durante la segunda etapa.

La lámina máxima total de agua que se puede evaporar de la superficie del suelo se conoce como «agua evaporable total» o AET. La Ecuación 73 del Capítulo 7 se utiliza para calcular AET. Por otra parte, la lámina total máxima de agua que se puede evaporar

durante la primera etapa se llama «agua fácilmente evaporable» o AFE. El Cuadro 19 del Capítulo 7 incluye los valores recomendados para AFE.

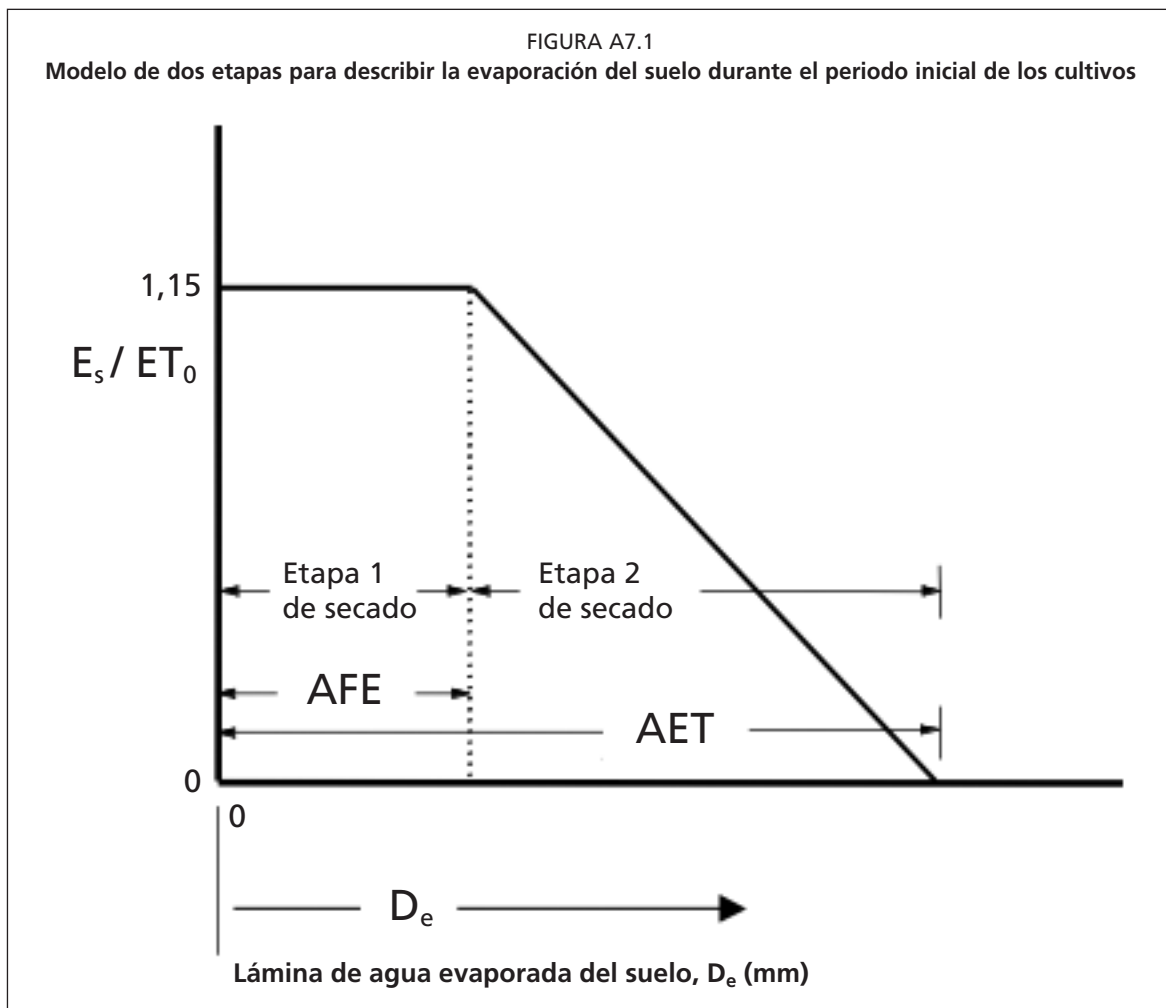
Si se asume que la cantidad de evaporación durante la segunda etapa es linealmente proporcional a la lámina equivalente de agua remanente en la capa de evaporación, como se muestra en la Figura A7.1, entonces la tasa evaporativa media de agua del suelo durante la segunda etapa se puede estimar, en forma similar a la Ecuación 74 del Capítulo 7:

$$E_s = E_{so} \left[ \frac{AET - D_e}{AET - AFE} \right] \quad (7-2)$$

para cuando  $D_e > AFE$ . En la Ecuación 7-2,  $E_s$  es la tasa real de evaporación [ $\text{mm día}^{-1}$ ] en cualquier momento, en particular cuando la reducción de agua de la capa superficial iguala a  $D_e$ . De es la reducción de agua de la superficie del suelo [ $\text{mm}$ ] y AFE es la cantidad de agua fácilmente evaporable en la superficie [ $\text{mm}$ ]. El tiempo requerido para completar la primera etapa ( $t_1$ ) es igual a  $t_1 = AFE/E_{so}$ .

#### ECUACIÓN GENERAL PARA $K_{c\text{ ini}}$

La Ecuación 7-2 se puede integrar para el rango de AFE a AET, obteniendo como resultado la ecuación básica para el  $K_{c\text{ ini}}$  durante la segunda etapa:



$$K_{c\text{ ini}} = \frac{AET - (AET - AFE) \exp\left(\frac{-(t_w - t_1) E_{so} \left(1 + \frac{AFE}{AET - AFE}\right)}{AET}\right)}{t_w ET_o} \quad (7-3)$$

teniendo  $t_w > t_1$ ,  $K_{c\text{ ini}} = E_s/ET_o$ ,  $t_w$  es el intervalo promedio entre eventos de riego o lluvia [días] y  $t_1$  es el tiempo en el que se completa la primera etapa ( $t_1 = AFE / E_{so}$ ) [días]. El parámetro «exp» representa el exponencial del valor contenido entre paréntesis. El valor de  $K_{c\text{ ini}}$  calculado con la Ecuación 7-3 se limita al rango en que  $K_{c\text{ ini}} \leq 1,15$ .

Cuando  $t_w < t_1$ , es decir cuando el proceso de queda dentro de la etapa 1, se cumple:

$$K_{c\text{ ini}} = \frac{E_{so}}{ET_o} = 1,15 \quad (\text{para } t_w < t_1) \quad (7-4)$$

En casos en que se riegue por surcos o por aspersión y solamente una parte de la superficie del suelo quede mojada, el valor calculado de  $K_{c\text{ ini}}$  en las Ecuaciones 7-3 y 7-4 se debe reducir en forma proporcional a la fracción de la superficie mojada ( $f_w$ ). Valores indicativos para  $f_w$  se presentan en el Cuadro 20 del Capítulo 7. La Ecuación 60 del Capítulo 6 se usa para el ajuste:

$$K_{c\text{ ini}} = f_w K_{c\text{ ini}(f_w=1)}$$

donde  $f_w$  es la fracción de la superficie del suelo mojada por riego o lluvia [0 - 1], y  $K_{c\text{ ini}}(f_w=1)$  es el valor de  $K_{c\text{ ini}}$  para  $f_w = 1$  de la Ecuación 7-3 o 7-4.

De la misma forma, el valor de la profundidad de infiltración del riego ( $I_w$ ) debe ser ajustado usando la Ecuación 61 del Capítulo 6:

$$I_w = \frac{I}{f_w}$$

donde  $I_w$  es la lámina de agua de riego que se ha infiltrado sobre la parte de la superficie que esta mojada [mm] y por otra parte  $I$  es la profundidad de agua de riego infiltrada, expresada como lámina uni-dimensional sobre el área superficial total [mm].

### AGUA EVAPORABLE TOTAL (AET)

El valor de AET se refiere a la máxima lámina de agua que puede ser evaporada de la superficie del suelo después de un evento de lluvia o riego. El valor de AET está determinado por la profundidad del perfil del suelo que contribuye a la evaporación de agua del suelo y por las características retentivas de agua del suelo dentro del horizonte evaporante. Adicionalmente, el valor de AET está influenciado por la conductividad hidráulica insaturada, por la presencia de un horizonte que limita el flujo hidráulico por debajo de la capa evaporante y por la conducción de calor sensible en el suelo para proveer energía para la evaporación sub-superficial. Una aproximación al valor máximo de AET para los periodos iniciales cuyo  $ET_o \geq 5 \text{ mm día}^{-1}$  es:

$$AET = 1\,000 (\theta_{CC} - 0,5\theta_{PMP})Z_e \quad (7-5)$$

donde AET se expresa en mm,  $\theta_{CC}$  es el contenido de agua en el suelo a Capacidad de Campo [ $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ ],  $\theta_{PMP}$  es el contenido de agua en el suelo en el Punto de Marchitez Permanente [ $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ ], y  $Z_e$  es la profundidad de la capa superficial del suelo que está

siendo secada por la evaporación [0,10 a 0,15 m]. Cuando no se conoce el valor de  $Z_e$ , se puede asumir  $Z_e = 0,15$  m. Los valores típicos para  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PMP}$  se ofrecen en el Cuadro 19 del Capítulo 7.

En invierno se dispone de menos energía radiante que penetre en la superficie del suelo y evapore el agua. Por tanto AET podría tener un valor menor. Entonces para  $ET_o < 5$  mm día<sup>-1</sup>, el valor de AET para utilizar en la Ecuación 7-3 se estima por:

$$AET = 1\,000 (\theta_{CC} - 0,5 \theta_{PMP}) Z_e \sqrt{\frac{ET_o}{5}} \quad (7-6)$$

donde  $ET_o$  es la evapotranspiración de referencia en mm día<sup>-1</sup>. La Ecuación 7-6 se usa para corregir AET para su uso durante las etapas iniciales de los cultivos en la mayor parte de los suelos desnudos. No se recomienda el uso de esta ecuación no se recomienda en el procedimiento del  $K_c$  dual del Capítulo 7. El AFE es limitada de tal manera que  $AFE \leq AET$ .

### EVENTOS DE RIEGO O LLUVIA Y LÁMINA PROMEDIO

La forma de estimar el número de eventos de riego o lluvia y el correspondiente periodo entre estos eventos durante el periodo inicial de los cultivos, se describe en el Capítulo 6. El número de los mencionados eventos (riego y lluvia) que ocurren durante el periodo inicial se determina asumiendo que dos eventos que ocurren en días continuos pueden considerarse como uno solo. Por otra parte un evento que cubra menos que  $0,2 \times ET_o$  puede ser ignorado.

El tiempo promedio entre eventos de mojado del suelo durante el periodo inicial ( $t_w$ ) se aproxima por:

$$t_w = \frac{L_{ini}}{n_w + 0,5} \quad (7-7)$$

donde  $t_w$  se expresa en días,  $L_{ini}$  es la duración del periodo inicial [días], y  $n_w$  es el número de veces que ha llovido o se ha regado durante el periodo inicial.

La lamina promedio de agua añadida al horizonte de suelo evaporante en cada evento de lluvia o riego, se determina dividiendo la suma de la precipitación y riego que ocurren en todos los eventos de lluvia o riego entre el número total de eventos, entonces:

$$P_{media} = \frac{(\sum P_n + \sum I_w)}{n_w} \quad (7-8)$$

donde  $P_{media}$  es la lámina promedio de agua infiltrada por evento de lluvia o riego [mm],  $P_n$  es la lámina de precipitación infiltrada que ocurre durante el periodo inicial e  $I_w$  es la lámina de riego infiltrada para la parte de la superficie cubierta por el agua [mm] (Ecuación 61). Cada valor individual de  $I_w$  y  $P_n$  debe limitarse en la Ecuación 7-8 a valores que cumplan con  $I_w \geq AET$  y  $P_n \geq AET$  donde AET se calcula de las Ecuaciones 7-5 ó 7-6.

### LIMITACIONES DE AET Y AFE

Cuando se producen láminas de mojado ( $P_{media}$ ) en cantidad menor al AET, el proceso evaporativo, incluyendo la etapa 1 de secado, podrían terminar antes de lo esperado. En estos casos, los valores reales de AET y AFE deben ser corregidos y se calculan de acuerdo a la cantidad promedio total disponible durante cada ciclo de secado.

$$AET_{cor} = \min\left(AET, P_{media} + \frac{W_{ini}}{n_w}\right) \quad (7-9)$$

y

$$AFE_{cor} = AFE \left[ \min\left(\frac{P_{media} + \frac{W_{ini}}{n_w}}{AET}, 1\right) \right] \quad (7-10)$$

donde «min( )» es una función que selecciona el valor mínimo de los elementos contenidos entre paréntesis y que están separados por una coma y AET se calcula con Ecuación 7-5 ó 7-6.  $W_{ini}$  es la lámina equivalente de agua [mm] en la lámina de evaporación (de espesor  $Z_e$ ) en el momento de la siembra (el comienzo del periodo inicial).  $W_{ini}$  presenta un valor máximo posible de AET cuando el contenido inicial de agua en el suelo se encuentra al nivel de capacidad de campo. Los valores de  $AET_{cor}$  y  $AFE_{cor}$  de las Ecuaciones 7-9 y 7-10 se usan en lugar de AET y AFE en la Ecuación 7-3.

#### ECUACIONES PARA LAS FIGURAS 29 Y 30 DEL CAPÍTULO 6

Las Figuras 29 y 30 del Capítulo 6 pueden ser numéricamente reproducidas por medio de la aplicación de la Ecuación 7-3 bajo las siguientes condiciones: Para todas las aplicaciones:

$$t_1 = AFE_{cor} / E_{so} \text{ y } E_{so} = 1,15 ET_o \text{ (Ecuación 7-1).}$$

Si  $t_1 < t_w$  entonces  $K_{c\ ini} = 1,15$  (Ecuación 7-4), y no se aplica la Ecuación 7-3.

En otros casos se aplica la Ecuación 7-3 usando los siguientes parámetros ( $AET_{cor}$  y  $AFE_{cor}$  se usan en lugar de AET y de AFE en la Ecuación 7-3):

**Para la Figura 29 (todas las texturas de suelo con valores reducidos de láminas de infiltración (< 10 mm)):**

$$AET_{cor} = 10 \text{ mm}$$

$$AFE_{cor} = \min(\max(2,5, 6 / (ET_o)^{0,5}), 7)$$

**Para la Figura 30a (texturas de suelo gruesas cuyos valores de láminas de infiltración son elevados ( $\geq 40$  mm)):**

$$AET_{cor} = \min(15, 7 (ET)^{0,5})$$

$$AFE_{cor} = \min(6, AET_{cor} - 0,01)$$

**Para la Figura 30b (texturas medias y finas de suelo cuyos valores de láminas de infiltración son elevados ( $\geq 40$  mm)):**

$$AET_{cor} = \min(28, 13 (ET)^{0,5})$$

$$AFE_{cor} = \min(9, AET_{cor} - 0,01)$$

Las funciones max( ) y min( ) indican la selección del máximo o mínimo valor de los parámetros que están separados por la coma. La mayoría de los lenguajes de programación y programas de hojas de cálculo incluyen estas funciones.

## EJEMPLO A7-1

## Aplicación de la Ecuación A7-3 al Ejemplo 25

Como en el Ejemplo 25 de la Sección B, pequeñas hortalizas se cultivan en una zona seca en un suelo de textura gruesa y reciben 20 mm de agua dos veces por semana por medio de un sistema de riego por aspersión. La  $ET_o$  promedio durante el periodo inicial es de 5 mm día<sup>-1</sup>. Estimar la evapotranspiración del cultivo durante este periodo.

	$t_w = 7/2 =$ $ET_o =$ $E_{s0} = 1,15 ET_o = 1,15 (5) =$	3,5 5 5,75	día mm día <sup>-1</sup> mm día <sup>-1</sup>
Para la Fig. 29:	$AET_{cor} =$ $AFE_{cor} = \min(\max(2,5, 6/(5^{0,5}), 7) =$ $t_1 = AFE/E_{s0} = 2,7/5,75 =$ como $t_w > t_1$ , entonces se usa la Ec. A7-3: $K_{c\ ini(Fig. 29)} =$ $(10 - (10-2,7)$ $\exp[-(3,5-0,47)(5,75)(1+2,7/(10-2,7))/10])/(3,5(5)) =$	10 2,7 0,47 0,53	mm mm días -
Para la Fig. 30.a:	$AET_{cor} = \min(15, 7(5^{0,5})) =$ $AFE_{cor} = \min(6, 15-0,001) =$ $t_1 = AFE/E_{s0} = 6/5,75 =$ como $t_w > t_1$ , se usará la Ec. A7-3: $K_{c\ ini(Fig. 30a)} = (15 - (15-6)$ $\exp[-(3,5-1,04)(5,75)(1+6/(15-6))/15])/(3,5(5)) =$	15 6 1,04 0,75	mm mm días -
Para: De la Ec. 59: De la Ec. 58:	$I =$ $K_{c\ ini} = 0,53 + [(20-10)/(40-10)] (0,75-0,53)$ $= 0,53+0,33(0,12)=$ $ET_c = 0,61 (5) =$	20 0,61 3,0	mm - mm día <sup>-1</sup>

La evapotranspiración promedio durante el estado inicial de crecimiento para pequeñas hortalizas es de 3,0 mm día<sup>-1</sup>. Los valores en este ejemplo se acercan bastante a aquellos obtenidos del Ejemplo 25.

La aplicación numérica de la Ecuación 7-3 usando los parámetros y los límites presentados aquí, reproducen completamente las Figuras 29 y 30a y b, con la excepción de que los cálculos para valores cercanos a  $ET_o = 5$  mm día<sup>-1</sup> podrían desviarse de las curvas de las Figuras 30a y b, dado que estos valores fueron suavizados antes de representarlos. El suavizado de las curvas produce pequeñas diferencias entre las Figuras y el procedimiento numérico. Los parámetros presentados previamente son resultado de las Ecuaciones 7-5 a 7-10 y usando valores típicos de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PMP}$ .

En situaciones en que los eventos de riego o lluvia no son igualmente espaciados en el tiempo durante el periodo inicial, el enfoque de  $K_c$  dual presentado en el Capítulo 7, junto con un balance de agua del suelo diario, podrá dar resultados más exactos.



## Anexo 8

# Ejemplo de cálculo de calendarios de riego con la aplicación del concepto de $K_c$ dual

Este anexo ilustra en mayor detalle la aplicación de las varias ecuaciones para el cálculo de  $K_{cb}$ ,  $K_c$  y  $ET_c$  utilizando el concepto de  $K_c$  dual del Capítulo 7. El ejemplo está en la forma de una hoja de cálculo y se aplica al ejemplo del cultivo de frijoles (judías) que se presentó en los Recuadros 15 y 16 de los Capítulos 6 y 7. La hoja de cálculo se muestra en la Figura A8.1, donde el calendario de riego se determina usando el procedimiento del balance diario de agua en el suelo descrito en el Capítulo 8. La elección del momento del riego se basa en el Agotamiento Máximo Permisible (AMP) de la cantidad de agua disponible que puede ser almacenada en la zona radicular. El calendario de riego y la correspondiente estimación de la evaporación del suelo húmedo son diferentes de los valores reales presentados en el Recuadro 16 del Capítulo 7, ya que el Recuadro 16 representa el calendario de riego real aplicado en Kimberly en 1974. El calendario real se desvió un poco del calendario teórico de la Figura A8.1.

Las fórmulas usadas en las hojas de cálculo y las referencias a las ecuaciones en el texto se presentan en el Recuadro A8.1. Los nombres de las variables usados para los parámetros, siguen la misma convención de los Capítulos 1 al 9. Los nombres de las variables se definen en la lista de los símbolos principales y acrónimos en la parte introductoria del libro. Unas pocas excepciones se definen en el Cuadro A8.1.

La hoja de cálculo de la Figura A8.1 incluye las columnas para las variables  $T_{max}$ ,  $u_2$  y  $T_{rocío}$ . Las columnas  $T_{max}$  y  $T_{rocío}$  se usan para calcular  $HR_{min}$  diaria. Las columnas  $u_2$  y  $HR_{min}$  se usan para ajustar  $K_{cb\ mid}$  y  $K_{cb\ end}$  usando la Ecuación 70 del Capítulo 7 y para calcular  $K_{c\ max}$  usando la Ecuación 72 en base diaria. Los datos que aparecen en celdas marcadas, en las primeras 7 filas de la Figura A8.1, representan la información específica de cultivo y suelo que es ingresada por el usuario en base diaria para una combinación particular de suelo y cultivo. Toda la información restante (que no está en celdas marcadas) es calculada automáticamente por la hoja de cálculo. Las columnas que tienen subrayado doble representan los datos que deben ser ingresados por el usuario en la hoja de cálculo.

Los cálculos de la Figura A8.1 pueden ser usados para verificar resultados de otros programas para  $K_c$ ,  $K_c$  y  $ET_c$ . Como consecuencia se podrán encontrar pequeñas diferencias, dependiendo de los valores que se asuman para los momentos de riego. La hoja de cálculo de la Figura A8.1, asume que todo el riego y la lluvia ocurren temprano en la mañana. El calendario y la cantidad de riego aplicados se basan en la reducción del contenido de agua en el suelo ocurrida el día anterior. La hoja de cálculo también asume que todo el exceso de lluvia es drenado de la zona radicular el mismo día en que ocurre el evento de lluvia. Se asume que no existe escorrentía. Si es necesario, se pueden ingresar valores para incluir la escorrentía de acuerdo a procedimientos presentados en manuales de hidrología. También se asume que la lámina neta de riego que es retenida en la zona radicular es exactamente igual al agotamiento del día anterior. Esto significa tener un perfecto conocimiento de la reducción del agua del suelo o que todos los riegos sean adecuados o excesivos en cantidad. Esto podría no cumplirse en algunos sistemas de riego y por tanto puede ser cambiado por el usuario en caso necesario.

Las fórmulas usadas para crear la hoja de cálculo de la Figura A8.1 se presentan en el RecuadrAo 8.1 para lenguaje Microsoft Excel (versiones 5 y posteriores). Las fórmulas para otro tipo de planillas serán similares. Las fórmulas para el lenguaje Corel Quattro-Pro (versiones 5 y posteriores) pueden ser obtenidas en línea del sitio web de la FAO ([www.fao.org](http://www.fao.org)).

FIGURA A8.1

Ejemplo de hoja de cálculo para determinar  $ET_c = (K_{cb} + K_o)ET_o$  y el calendario de riego (I)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
1	<b>Ejemplo de hoja de cálculo para determinar <math>ET_c = (K_{cb} + K_o)ET_o</math> y el calendario de riego</b>													
2	<b>Para un nuevo cultivo, cambie los valores de las celdas</b>													
3	<b>Cultivo:</b>	Frijoles (judías) secos		Cuadro 11:		Cuadro 17:		Ajustes:		K <sub>cb min</sub>		K <sub>cb max</sub>		
4				L <sub>ini</sub>	25	K <sub>cb ini</sub>	0,15	0,15	0,15			0,15	0,15	
5	<b>Siembra:</b>	Mes	5	L <sub>des</sub>	25	K <sub>cb med</sub>	1,10	1,13	1,13			0,4	0,4	m
6		Día	22	L <sub>med</sub>	30	K <sub>cb fin</sub>	0,25	0,23	0,23					
7				L <sub>fin</sub>	20									
8														
9	Las columnas subrayadas con línea doble (abajo) deben ser entradas por el usuario													
10	Las columnas subrayadas con línea simple, las calcula la hoja de cálculo													
11														
12														
13														
14														
15														
16														
17														
18														
19														
20														
21														
22														
23														
24														
25														
26														

	Viento		T <sub>roció</sub>		ET <sub>o</sub>		e <sup>o</sup> (T <sub>roció</sub> )		HR <sub>min</sub>		P-RO	
	T <sub>max</sub>	a 2m	C	C	mm	día <sup>-1</sup>	kPa	kPa	%	mm	mm	mm
14	10	5,8	0,0	3,4	0,61	1,23	50					
15	13,3	2,2	-5,0	4,1	0,42	1,53	28					
16	13,3	3,8	-1,1	3,7	0,56	1,53	37					
17	13,3	3,1	-2,8	3,8	0,50	1,53	33					
18	13,3	4,5	-0,6	3,1	0,58	1,53	38				2,5	
19	12,8	8,4	3,3	2,8	0,77	1,48	52				0,8	
20	17,2	3,5	-0,6	4,8	0,58	1,96	30					
21	22,8	2,2	1,7	4,9	0,69	2,78	25					
22	24,4	2,5	5,6	5,2	0,91	3,06	30					
23	24,4	2,7	6,7	5,4	0,98	3,06	32					
24	25,6	2,2	8,3	5,2	1,09	3,28	33					
25	27,8	1,9	10,0	5,4	1,23	3,74	33					
26	24,4	3,6	10,6	5,3	1,28	3,06	42					

(1) La hoja de cálculo Excel muestra los valores de cero (0) como espacios en blanco

FIGURA A8.1 (continuación)  
Ejemplo de hoja de cálculo para determinar  $ET_c = (K_{cb} + K_o)ET_o$  y el calendario de riego (I)

	AE	AF	AG	AH	AI	AJ	AK	AL	AM	AN	AO	AP
1												
2												
3	<b>Raiz<sub>min</sub></b>	0,20	m									
4	<b>Raiz<sub>max</sub></b>	0,80	m									
5	<b>Agua disp.</b>	160	mm m <sup>-1</sup>									
6												
7												
8												
9												
10												
11	<b>Profundidad radicular</b>											
12												
13												
14												
15												
16												
17												
18												
19												
20												
21												
22												
23												
24												
25												
26												

AMP durante el estado inicial	70	%
AMP después del estado inicial	45	%

El riego que sea necesario, se aplica presumiblemente al inicio del siguiente día

-----<----- Calendario de riego ----->-----

Profundidad radicular	AFA	Final del agotamiento	Riego neto necesario	Drenaje (DP)	Riego (de la precip.)	K <sub>s</sub>	K <sub>c</sub> Ajustado (K <sub>c aj</sub> )	Final del agotamiento corregido	Acumulado	Hum. Rel. mínima
m	mm	mm m <sup>-1</sup>	mm	mm	mm			mm	m s <sup>-1</sup>	%
0,20	22,4	19,6				1,00	0,46	19,6	5,8	49,7
0,20	22,4	21,1				1,00	0,37	21,1	8,0	77,3
0,20	22,4	22,2				1,00	0,30	22,2	11,8	114,2
0,20	22,4	23,2				0,92	0,25	23,2	14,9	146,7
0,20	22,4	21,9				1,00	0,42	21,9	19,4	185,0
0,20	22,4	22,4				1,00	0,42	22,4	27,9	237,4
0,20	22,4	24,1				0,83	0,33	23,9	31,4	267,1
0,20	22,4	25,3	25,3			0,70	0,23	25,1	33,6	292,0
0,20	22,4	3,7				1,00	0,76	3,7	36,1	321,8
0,20	22,4	7,8				1,00	0,76	7,8	38,9	353,9
0,20	22,4	11,8				1,00	0,76	11,8	41,1	387,2
0,20	22,4	13,7				1,00	0,36	13,7	42,9	420,1
0,20	22,4	14,7				1,00	0,19	14,7	46,6	461,9

(Utilizado para calcular U<sub>2</sub>, HR<sub>min</sub> durante período medio de la temporada)

FIGURA A8.1 (continuación)  
Ejemplo de hoja de cálculo para determinar  $ET_c = (K_{cb} + K_c)ET_o$  y el calendario de riego (I)

O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z	AA	AB	AC										
(Todos los valores fuera de los recuadros se calculan automáticamente)																								
<p>Fechas calculadas de las etapas del cultivo:</p> <table border="1" style="margin-left: auto; margin-right: auto;"> <tr> <td><math>J_{siem}</math></td> <td>142</td> </tr> <tr> <td><math>J_{des}</math></td> <td>167</td> </tr> <tr> <td><math>J_{med}</math></td> <td>192</td> </tr> <tr> <td><math>J_{tardío}</math></td> <td>222</td> </tr> <tr> <td><math>J_{cosecha}</math></td> <td>242</td> </tr> </table>															$J_{siem}$	142	$J_{des}$	167	$J_{med}$	192	$J_{tardío}$	222	$J_{cosecha}$	242
$J_{siem}$	142																							
$J_{des}$	167																							
$J_{med}$	192																							
$J_{tardío}$	222																							
$J_{cosecha}$	242																							
<p><math>f_w</math> (irrig.):</p> <table border="1" style="margin-left: auto; margin-right: auto;"> <tr> <td></td> <td>0,5</td> </tr> <tr> <td>AFA:</td> <td>8 mm</td> </tr> <tr> <td>ADT:</td> <td>22 mm</td> </tr> <tr> <td><math>D_e</math> inicial</td> <td>18 mm</td> </tr> <tr> <td><math>f_w</math> inicial</td> <td>1</td> </tr> </table>																0,5	AFA:	8 mm	ADT:	22 mm	$D_e$ inicial	18 mm	$f_w$ inicial	1
	0,5																							
AFA:	8 mm																							
ADT:	22 mm																							
$D_e$ inicial	18 mm																							
$f_w$ inicial	1																							
<----- Cálculo de la evaporación ----->																								
<p>Req. neto de riego/<math>f_w</math> (&lt; del calendario de riego, día anterior)</p>																								
$K_{cb}$	altura m	$K_{c\ max}$	Req. neto de riego/ $f_w$ mm	$f_c$	$f_w$	$f_{ew}$	$D_{e,j}$ inicio mm	$K_r$	$K_e$	E mm día <sup>-1</sup>	DPe mm día <sup>-1</sup>	$D_{e,j}$ final mm	$K_c$	$ET_c$ mm día <sup>-1</sup>										
0,15	0,05	1,23		0,01	1,00	0,99	18,0	0,29	0,31	1,05		19,06	0,46	1,56										
0,15	0,05	1,22		0,01	1,00	0,99	19,1	0,21	0,22	0,92		19,99	0,37	1,54										
0,15	0,05	1,23		0,01	1,00	0,99	20,0	0,14	0,15	0,57		20,57	0,30	1,13										
0,15	0,05	1,22		0,01	1,00	0,99	20,6	0,10	0,11	0,42		20,99	0,26	0,99										
0,15	0,05	1,23		0,01	1,00	0,99	18,5	0,00	0,27	0,85		19,31	0,42	1,32										
0,15	0,05	1,26		0,01	1,00	0,99	18,5	0,25	0,27	0,76		19,32	0,42	1,18										
0,15	0,05	1,23		0,01	1,00	0,99	19,3	0,19	0,21	0,99		20,33	0,36	1,71										
0,15	0,05	1,22		0,01	1,00	0,99	20,3	0,12	0,13	0,63		20,96	0,28	1,36										
0,15	0,05	1,22	50,6	0,01	0,50	0,50	0,0	1,00	0,61	3,17	29,67	6,35	0,76	3,95										
0,15	0,05	1,22		0,01	0,50	0,50	6,3	1,00	0,61	3,30		12,94	0,76	4,11										
0,15	0,05	1,21		0,01	0,50	0,50	12,9	0,65	0,61	3,16		19,25	0,76	3,94										
0,15	0,05	1,21		0,01	0,50	0,50	19,3	0,20	0,21	1,12		21,50	0,36	1,93										
0,15	0,05	1,22		0,01	0,50	0,50	21,5	0,04	0,04	0,20		21,90	0,19	1,00										

RECUADRO A8.1

**Fórmulas de la hoja de cálculo y ecuaciones correspondientes para programas de Excel.**

Fórmulas de las Filas 1 a 15 de la Figura A8.1 (para MicroSoft Excel, versiones 5/95 y posteriores)

<b>Ecuación en texto o nota de pie</b>	<b>Celda</b>	<b>Texto, valor, o fórmula</b>
	A1:	Ejemplo de cálculo de $ET_c = (K_{cb} + K_o)ET_o$ y un calendario de riego
	P2:	Fechas calculadas por periodos de crecimiento:
	A3:	Cultivo:
	B3:	<u>Frijoles secos o judías</u>
	F3:	Cuadro 11:
	I3:	Cuadro 12:
	J3:	Ajuste siguiente:
	P3:	$J_{Planta}$
Cuadro 2.5	Q3:	$=TRUNCAR(275*(C5/9-30+C6)+SI(C5>2,-2,0)+ SI(MOD(C14,4)=0,+1,0)$
	V3:	$f_w$ (riego):
	X3:	<u>0,5</u>
	AE3:	Sist.rad <sub>min</sub>
	AF3:	<u>0,2</u>
	AG3:	m
	AH3:	AMP durante la etapa inicial
	AK3:	<u>70</u>
	AL3:	%
	E4:	$L_{ini}$
	F4:	<u>25</u>
	H4:	$K_{cb\ ini}$
	I4:	<u>0,15</u>
	J4:	=I4
	L4:	$K_{cmin}$
	M4:	=J4
	P4:	$J_{Dev}$
	Q4:	=Q3+F4
	V4:	AFE:
	X4:	<u>8</u>
	Y4:	mm
	AE4:	Raíz <sub>max</sub>
	AF4:	<u>0,8</u>
	AG4:	m
	AH4:	AMP después de la etapa inicial
	AK4:	<u>45</u>
	AL4:	%
	A5:	Siembra:
	B5:	Mes
	C5:	<u>5</u>
	E5:	$L_{dev}$
	F5:	<u>25</u>
	H5:	$K_{cb\ mid}$
	I5:	<u>1,1</u>
Ec. 70	J5:	$=I5+(0,04*(\$K\$8-2)-0,004*(\$K\$9-45))*(\$M\$5/3)^{0,3}$
	L5:	Alt. Max:
	M5:	<u>0,4</u>
	N5:	m
	P5:	$J_{Mid}$
	Q5:	=Q4+F5
	V5:	AET:
	X5:	<u>22</u>
	Y5:	mm

RECUADRO A8.1 (continuación)

	AE5:	Agua disp.
	AF5:	<u>160</u>
	AG5:	mm/m
	B6:	Día
	C6:	<u>22</u>
	E6:	$L_{mid}$
	F6:	<u>30</u>
	H6:	$K_{cb\ end}$
	I6:	<u>0,25</u>
Ec. 70	J6:	$=SI(I6<0,45,I6,I6+(0,04*(\$K\$8-2)-0,004*(\$K\$9-45))*(\$M\$5/3)^{0,3})$
	P6:	$J_{tarde}$
	Q6:	$=Q5+F6$
	V6:	$D_e$ inicial:
	X6:	<u>18</u>
	Y6:	mm
	E7:	$L_{final}$
	F7:	<u>20</u>
	P7:	$J_{cosecha}$
	Q7:	$=Q6+F7$
	V7:	$f_w$ Inicial:
	X7:	<u>1</u>
	H8:	Vel.viento prom.:
(1)	K8:	$=(VLOOKUP(Q6,D14:AP183,38)-VLOOKUP(Q5,D14:AP183,38))/(Q6-Q5)$
	L8:	m/s
	M8:	<----Calculado automáticamente de columna AO
	AH8:	(Riego que se necesita y que es presumiblemente aplicado al inicio del siguiente día)
	H9:	$HR_{min}$ promedio:
(1)	K9:	$=(VLOOKUP(Q6,D14:AP183,39)-VLOOKUP(Q5,D14:AP183,39))/(Q6-Q5)$
	L9:	%
	M9:	<----Calculado automáticamente de Lookup en la columna AP

**Primera fila de fórmulas (fila 14)**

Nota: algunas fórmulas de la fila 14 (primer día) varían de las de la fila 15 en adelante. Vease fila 15 para ejemplos de cálculo válidos para todos los días subsiguientes.

	A14:	<u>5</u>
	B14:	<u>15</u>
	C14:	<u>74</u>
Cuadro 2.5	D14:	$=TRUNCAR(275*A14/9-30+B14)+SI(A14>2,-2,0)+SI(MOD(C14,4)=0,+1,0)$
	E14:	<u>10</u>
	F14:	<u>5,7655</u>
	G14:	<u>0</u>
	H14:	<u>3,4</u>
Ec. 14	I14:	$=0,6108*EXP((17,27*G14)/(G14+237,3))$
Ec. 11	J14:	$=0,6108*EXP((17,27*E14)/(E14+237,3))$
Ec. 63	K14:	$=I14/J14*100$
	L14:	<u>0</u>
Ec. 66 <sup>(2)</sup>	O14:	$=SI(D14<\$Q\$4,\$J\$4,SI(D14<\$Q\$5,\$J\$4+(D14-\$Q\$4)/\$F\$5*(\$J\$5-\$J\$4),SI(D14<\$Q\$6,\$J\$5,SI(D14<\$Q\$7,\$J\$5+(D14-\$Q\$6)/\$F\$7*(\$J\$6-\$J\$5),\$J\$4)))$
(3)	P14:	$=MAX(O14/\$J\$5*\$M\$5,P13)$
Ec. 72	Q14:	$=MAX(1,2+(0,04*(F14*0,9-2)-0,004*(K14-45))*(P14/3)^{0,3}, O14+0,05)$
(4)	R14:	0
Ec. 76	S14:	$=MAX(((O14-M\$4)/(Q14-M\$4))^{(1+0,5*P14)},0,01)$
(5)	T14:	$=SI(R14>0,X\$3,SI(L14>0,1,X7))$

RECUADRO A8.1 (continuación)

Ec. 75	U14:	=MIN(1-S14,T14)
(6)	V14:	=X6
Ec. 74	W14:	=MAX(SI(V14<X\$4,1,(X\$5-V14)/(X\$5-X\$4)),0)
Ec. 71	X14:	=MIN(+W14*(Q14-O14),U14*Q14)
	Y14:	=X14*H14
Ec. 79	Z14:	=MAX(L14+R14,0)
Ec. 77(6)	AA14:	=V14-L14-R14+Y14/U14+Z14
(7)	AB14:	=O14+X14
Ec. 69(7)	AC14:	=AB14*H14
Ec. 8.1(8)	AE14:	=MAX((O14-\$J\$4)/(\$J\$5-\$J\$4)*(\$AF\$4-\$AF\$3)+\$AF\$3,AE13)
Ec. 82	AF14:	=MAX(SI(D14<Q\$4,AK\$3,AK\$4)/100*AE14*\$AF\$5,AF13)
Ec. 85(9)	AG14:	=\$X\$6-L14+AC14
(10)	AH14:	=SI(D14>=Q\$3,SI(D14<(Q\$6+Q\$7)/2,SI(AG14>AF14, AG14,0), 0), 0)
Ec. 88	AI14:	=MAX(+L14-AC14-\$X\$6,0)
Ec. 84(11)	AJ14:	=SI(AG14>AF14,(AE14*AF\$5-AG14)/(AE14*AF\$5-AF14),1)
Ec. 80	AK14:	=X14+O14*AJ14
Ec. 85(9)	AL14:	=\$X\$6-L14+AK14*H14+AI14
(12)	AO14:	=F14
(12)	AP14:	=K14

**Segunda fila de fórmulas**

Todas las filas después de la fila 15 son similares.

	A15:	5
	B15:	16
	C15:	74
Cuadro 2.5	D15:	=TRUNCAR(275*A15/9-30+B15)+SI(A15>2,-2,0)+SI(MOD(C15,4)= 0,+1,0)
	E15:	13,3
	F15:	2,2175
	G15:	-5
	H15:	4,1
Ec. 14	I15:	=0,6108*EXP((17,27*G15)/(G15+237,3))
Ec. 11	J15:	=0,6108*EXP((17,27*E15)/(E15+237,3))
Ec. 63	K15:	=I15/J15*100
	L14:	0
Ec. 66(2)	O15:	=SI(D15<\$Q\$4,\$J\$4,SI(D15<\$Q\$5,\$J\$4+(D15-\$Q\$4)/\$F\$5*(\$J\$5-\$J\$4),SI(D15<\$Q\$6,\$J\$5,SI(D15<\$Q\$7,\$J\$5+(D15-\$Q\$6)/\$F\$7*(\$J\$6-\$J\$5),\$J\$4)))
(3)	P15:	=MAX(O15/\$J\$5*\$M\$5,P14)
Ec. 72	Q15:	=MAX(1,2+(0,04*(F15*0,9-2)-0,004*(K15-45))*(P15/3)^0,3, O15+0,05)
(4)	R15:	=SI(AH14>0,AH14/\$X\$3,0)
Ec. 76	S15:	=MAX(((O15-M\$4)/(Q15-M\$4))^(1+0,5*P15),0,01)
(5)	T15:	=SI(R15>0,X\$3,SI(L15>0,1,T14))
Ec. 75	U15:	=MIN(1-S15,T15)
(6)	V15:	=MAX(AA14-L15-R15,0)
Ec. 74	W15:	=MAX(SI(V15<X\$4,1,(X\$5-V15)/(X\$5-X\$4)),0)
Ec. 71	X15:	=MIN(+W15*(Q15-O15),U15*Q15)
	Y15:	=X15*H15
Ec. 79	Z15:	=MAX(L15+R15-AA14,0)
Ec. 77(6)	AA15:	=AA14-L15-R15+Y15/U15+Z15
(7)	AB15:	=15+X15
Ec. 69(7)	AC15:	=AB15*H15
Ec. 8.1(8)	AE15:	=MAX((O15-\$J\$4)/(\$J\$5-\$J\$4)*(\$AF\$4-\$AF\$3)+\$AF\$3,AE14)
Ec. 82	AF15:	=MAX(SI(D15<Q\$4,AK\$3,AK\$4)/100*AE15*\$AF\$5,AF14)
Ec. 85(9)	AG15:	=AK14 -L15-AH14+AC15
(10)	AH15:	=SI(D15>=Q\$3,SI(D15<(Q\$6+Q\$7)/2,SI(AG15>AF15, AG15,0), 0), 0)
Ec. 88	AI15:	=MAX(+L15+AH14-AC15-AK14,0)
Ec. 84(11)	AJ14:	=SI(AG15>AF15,(AE15*AF\$5-AG15)/(AE15*AF\$5-AF15),1)
Ec. 80	AK14:	=X15+O15*AJ15
Ec. 85(9)	AL15:	=\$X\$6-L15-AH14+AK15*H15+AI15
(12)	AO15:	=AO14+F15
(12)	AP15:	=AP14+K15



## RECUADRO A8.1 (continuación)

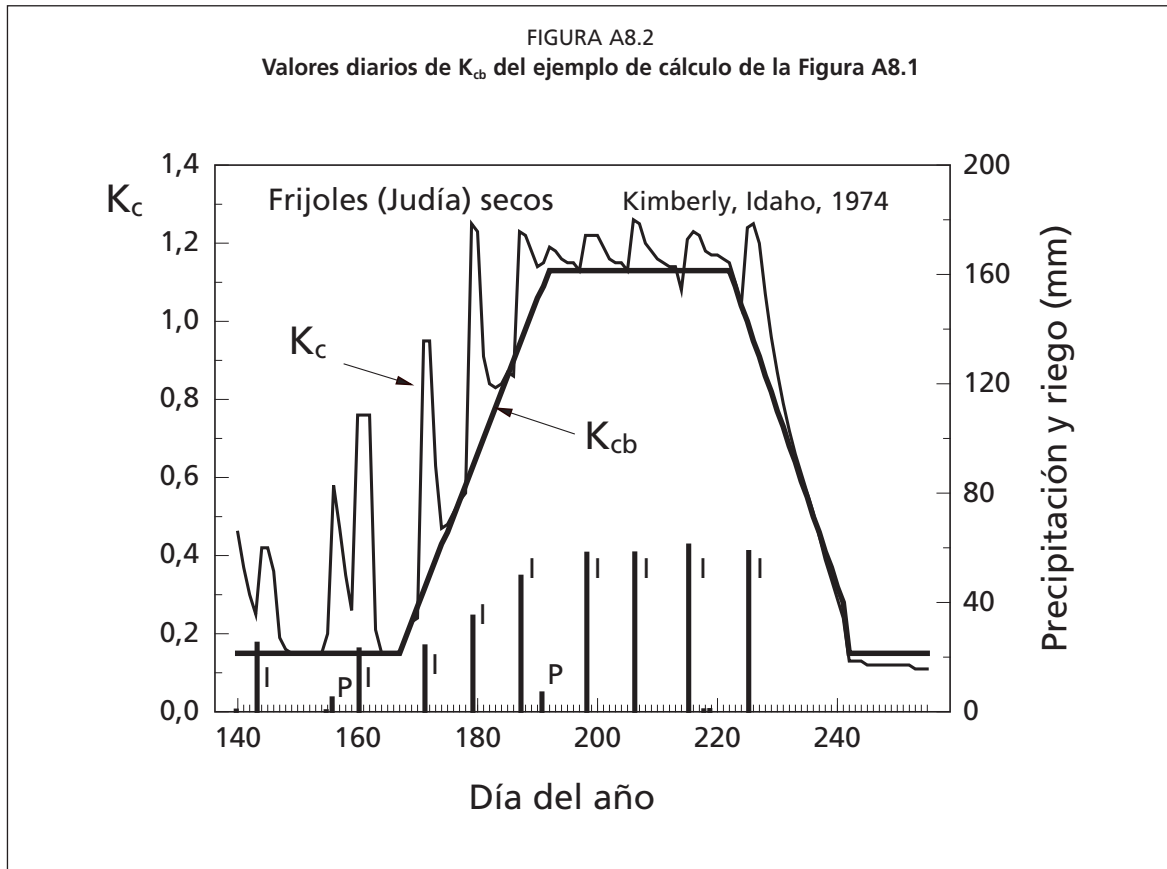
## Notas de Pie:

- (1) Celdas K8 y K9 usan la función «lookup» vertical para calcular automáticamente la velocidad media del viento y la Humedad Relativa media diaria durante la etapa de mediados de temporada. La función lookup usa totales acumulativos de velocidad de viento y de  $HR_{\min}$  que son calculados en las columnas AO y AP.
- (2) La fórmula para calcular  $K_{cb}$  para cada día usa una serie de funciones condicionales SI entrelazados para determinar en que periodo de crecimiento está el día analizado. Se aplica una interpolación lineal cuando el día cae entre los periodos de desarrollo y de final de temporada.
- (3) La altura del cultivo en cualquier día se calcula como un valor igual a la proporción de  $K_{cb}$  en ese día con relación al valor de  $K_{cb_{med}}$  multiplicado por la máxima altura del cultivo que ha sido entrada por el usuario en la celda M5. No se permite que el valor de la altura del cultivo disminuya con el tiempo. Por ello se utiliza la función MAX(), comparada con el valor del día anterior.
- (4) El valor de la lámina de riego (dividida por  $f_w$  para expresar la lámina sobre la fracción mojada del suelo, solamente) se asume que ocurre a horas tempranas del día. Este valor se basa en decisiones de manejo hechas al final del día previo (columna AH), basadas en si la reducción del agua del suelo del día previo ha sobrepasado la cantidad de agua fácilmente aprovechable (AFA). La lamina de riego del primer día se asume igual a cero.
- (5) El valor de  $f_w$  se determina de acuerdo a la ocurrencia de la última precipitación o riego como se describe en el Capítulo 7.
- (6) La reducción de agua del horizonte evaporante (capa superficial) al inicio del día se asume igual a la reducción al final del día anterior menos cualquier lluvia o riego, lo que se asume que haya ocurrido muy temprano en la mañana.  $D_{e,i}$  se limita a valores  $\geq 0$ .  
La reducción del horizonte evaporante al final del día se calcula de acuerdo a la Ec. 77, asumiendo la extracción radicular de la transpiración de la planta igual a cero.
- (7) El valor de  $K_c$  se calcula como  $K_c = K_{cb} + K_e$  y el valor de  $ET_c$  se calcula como  $K_c \times ET_o$ .
- (8) La profundidad efectiva de la zona radicular en un día cualquiera se calcula como proporcional al cociente del valor de  $K_{cb}$  en ese día (por encima del valor de  $K_{c_{\min}}$ ) y de  $K_{cb_{med}} - K_{c_{\min}}$ , como se describe en la Ec. 1 de este anexo. No se permite que la profundidad radicular disminuya con el tiempo. Por ello se utiliza la función MAX(), en la que se compara el valor del día anterior.
- (9) La «primera» estimación de la reducción final de la zona radicular ( $D_{r,i}$ ) se realiza usando Ec. 85, asumiendo el drenaje nulo y  $ET_c$  para condiciones sin ningún estrés. El valor de  $D_{r,i}$  se calcula entonces en la Columna AK, después de que se estime cualquier pérdida por drenaje y después de cualquier reducción en  $ET_c$ , para considerar el bajo contenido de agua en el suelo. El valor de  $D_{r,i}$  en la columna AK representa la reducción de la zona radicular al final del día.
- (10) La lamina neta de riego necesitada se basa en el valor de la reducción de agua del suelo al final del día. Se asume que se aplicará riego al inicio del día siguiente. La formula en la columna AH comprueba que el día específico se encuentre dentro del periodo de cultivo. La fórmula asume que no se desea regar durante la última mitad de la etapa final de crecimiento. Esto necesita ser corregido para otros cultivos. El valor del Agotamiento Máximo Permisible (AMP) puede tener un valor diferente (normalmente mayor) durante el periodo inicial comparado con el resto del periodo de crecimiento.
- (11) El coeficiente de estrés  $K_s$  representa al valor correspondiente bajo las condiciones actuales de agua en el suelo. El valor de  $K_s$  tiene valores menores a 1,0 cuando se usa Ec. 84 si el agotamiento de agua de la zona radicular (después de cualquier riego o lluvia temprano en el día) es mayor que el agua fácilmente aprovechable (AFA). Se asume que el punto de estrés,  $p$ , es el mismo que el valor ingresado de AMP. Esto puede ser modificado cuando así se requiera.
- (12) Las columnas AO y AP contienen las sumas acumuladas de los valores diarios de velocidad del viento y de humedad relativa mínima. Estas columnas se usan para calcular los valores medios de  $u_2$  y  $HR_{\min}$  durante el periodo de fluoración (nota de pie 1).

CUADRO A8.1

Lista de variables incluidas en la hoja de cálculo que no se encuentran en la Lista de símbolos y acrónimos presentada en la introducción del presente manual.

Agua Disp.	Agua disponible para la planta (CC-PMP) [mm/m]
$J_{siem}$	Número de día en el año al momento de la siembra [-]
$J_{des}$	Número de día en el año al inicio del periodo de desarrollo [-]
$J_{med}$	Número de día en el año al inicio del periodo de mediados de temporada[-]
$J_{tardio}$	Número de día en el año al inicio del periodo final o tardío [-]
$J_{cosecha}$	Número de día en el año al momento de la cosecha [-]
Alt. max.	Altura media de la vegetación durante el periodo de mediados de temporada [m]
AMP estado inicial	Agotamiento máximo permisible durante el periodo inicial de crecimiento [-]
AMP después del estado inicial	Agotamiento máximo permisible después del periodo inicial de crecimiento (en todos los otros periodos) [-]
$Raíz_{min}$	Lámina promedio o profundidad radicular efectiva durante el periodo inicial (también descrita como $Z_{r,min}$ ) [m]
$Raíz_{max}$	Profundidad máxima de la zona radicular «efectiva» (también conocida como $Z_{r,max}$ ) [m]



Los valores diarios calculados para  $K_{cb}$  y  $K_c$  se presentan en la Figura A8.2. La reducción del contenido de agua en el suelo al final de cada día, calculada en la hoja de cálculo del ejemplo, se muestra en la Figura A8.3. Esta Figura muestra el efecto de un sistema radicular creciente sobre el agotamiento permisible. Este último es igual al Agua Fácilmente aprovechable (AFA) cuando se asume que  $AMP = p$ , que es el factor de reducción de la evapotranspiración. La profundidad de la zona radicular efectiva se calcula para cada día como:

$$Z_{r i} = Z_{r \min} + (Z_{r \max} - Z_{r \min}) \frac{K_{cb i} - K_{cb ini}}{K_{cb mid} - K_{cb ini}} \quad \text{para } J < J_{mid} \quad (8-1)$$

y

$$Z_{r i} = Z_{r \max} \quad \text{para } J \geq J_{mid} \quad (8-2)$$

donde

$Z_{r i}$	profundidad efectiva de la zona radicular en el día $i$ [m]
$Z_{r \min}$	profundidad efectiva inicial de la zona radicular (al inicio del periodo inicial (siembra))
$Z_{r \max}$	profundidad efectiva máxima de la zona radicular durante la etapa de mediados de temporada (del Cuadro 22 del Capítulo 8)
$J$	Día del año [1 a 366]

$Z_{r \min}$  es igual que la variable  $Raiz_{\min}$  que se usa en la Figura A8.1 y  $Z_{r \max}$  tiene el mismo valor que  $Raiz_{\max}$ . Las Ecuaciones 8-1 y 8-2 asumen que el desarrollo de la zona radicular aumenta proporcionalmente al aumento de  $K_{cb}$ . Esto significa que la máxima profundidad radicular efectiva se logra al inicio de la etapa de mediados de temporada (generalmente floración). Se pueden usar otros enfoques para estimar  $Z_r$ , por ejemplo, los que consideran interpolaciones basadas en el momento de la época de cultivo.

$$Z_{r i} = Z_{r \min} + (Z_{r \max} - Z_{r \min}) \frac{J - J_{ini}}{J_{max} - J_{ini}} \quad \text{para } J_{inicio} \leq J \leq J_{max} \quad (8-3)$$

y  $Z_{r i} = Z_{r \min}$  cuando  $J < J_{ini}$  y  $Z_{r i} = Z_{r \max}$  cuando  $J > J_{max}$ ,

donde:

$J_{inicio}$	Día del año al inicio del crecimiento de $Z_{r i}$ mas allá de $Z_{r \min}$
$J_{max}$	Día del año cuando la raíz alcanza su máximo valor

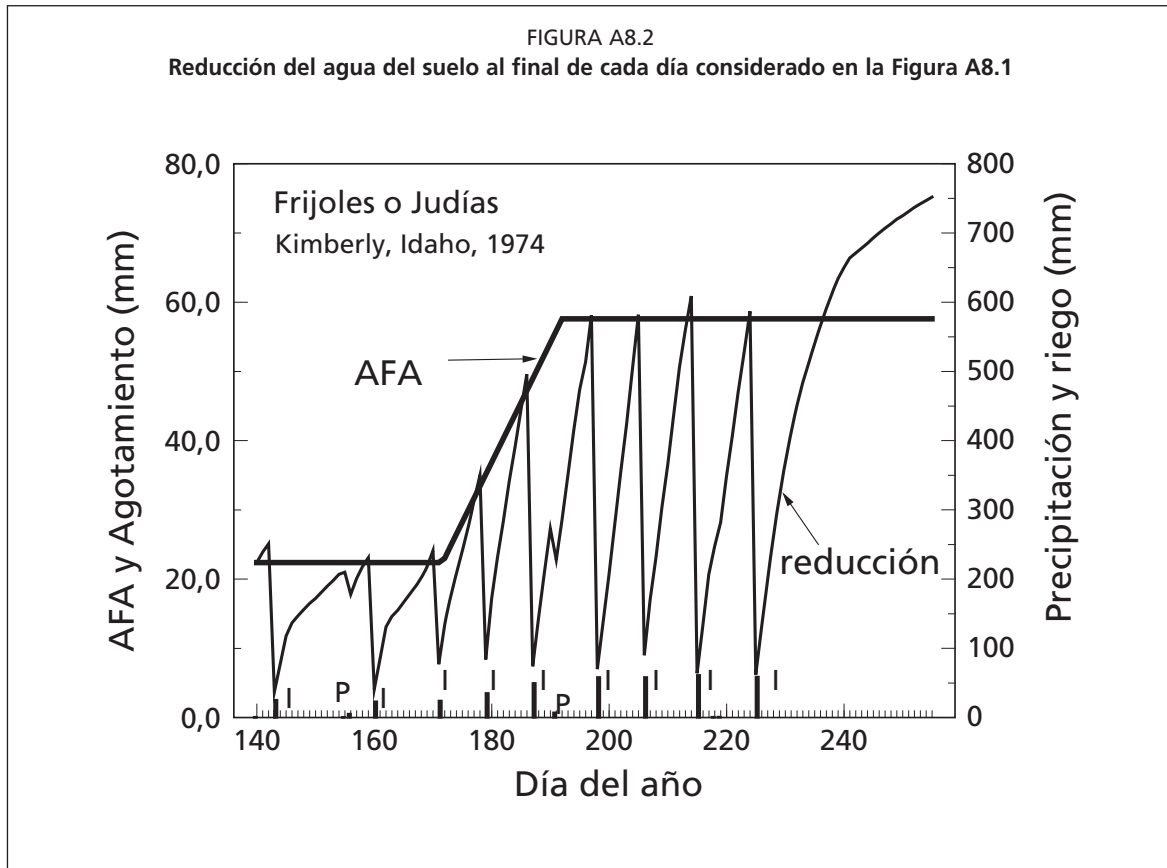
$Z_{r \min}$  para cultivos anuales debería representar la profundidad donde se encuentra la semilla mas una profundidad adicional que contribuiría con humedad a la semilla a medida que ésta extiende sus primeras raíces hacia abajo después de la germinación. Para muchos cultivos anuales,  $Z_{r \min}$  puede ser aproximado por los valores 0,15 a 0,20 m.

El valor usado para AMP generalmente es mayor durante el periodo inicial porque considera la capacidad de las raíces de algunos cultivos de extraer agua cuando el suelo presenta contenidos muy bajos de agua durante la germinación sin presentar signos claros de estrés. En este ejemplo  $p = AMP$ .

Se asume que el periodo de riego para el fríjol (judía) se inicia en la siembra y concluye cuando el periodo final del cultivo se encuentra en la mitad de su duración aproximadamente. Por ello el último riego se realiza en el día 225 ya que  $K_c$  estaba disminuyendo. El coeficiente de estrés ( $K_s$ ) se calcula en la columna AJ de la hoja de cálculo.

El hecho de que el riego no se aplique en la hoja de cálculo hasta que la reducción de agua en el suelo al final del día es mayor o igual que el AFA provoca ocasionalmente un poco de estrés el día anterior al riego (ver  $K_s$  en la columna AJ). El impacto de  $K_s$  sobre  $K_{c aj}$  fue leve antes de la siembra y cerca al final del periodo de crecimiento porque  $K_{cb}$  es pequeño con relación al valor potencial de  $K_c$  durante estos periodos.

Este ejemplo en particular se menciona para demostrar como aplicar las ecuaciones de evaporación del suelo durante la programación de riego. El procedimiento usado para determinar el calendario de riego y las consideraciones asumidas podrían no ser siempre apropiadas, dependiendo de las condiciones locales. Por esto el usuario debe modificar el procedimiento de asignación de las fechas de riego para sus propias condiciones.



# Bibliografía

## A. CONCEPTOS BÁSICOS Y DEFINICIONES

- Allen, R.G., Smith, M., Perrier, A., y Pereira, L.S. 1994a. An update for the definition of reference evapotranspiration. *ICID Bulletin*. 43(2). 1-34.
- Jensen, M.E., Burman, R.D., y Allen, R.G. (ed). 1990. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices No. 70., Am. Soc. Civil Engrs., New York, Estados Unidos de América, 360 p.
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and Environment. 19th Symposia of the Society for Experimental Biology, University Press, Cambridge, 19:205-234.
- Monteith, J.L. 1973. *Principles of Environmental Physics*, Edward Arnold, Londres.
- Monteith, J.L. y Unsworth, M.H. 1990. *Principles of Environmental Physics*, 2<sup>da</sup> ed., Edward Arnold, Londres.
- Penman, H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. Londres*, A193, 120-146.
- Penman, H.L. 1963. *Vegetation and hydrology*. Tech. Comm. No. 53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, Reino Unido. 125 p.
- Pereira, L.S., Perrier, A., Allen, R.G. y Alves, I. 1996. Evapotranspiration: Review of concepts and future trends. *J. Irrig. And Drain. Engrg.*, ASCE 25. (en prensa).
- Perrier, A. 1978. Importance des définitions de l'évapotranspiration dans le domaine pratique de la mesure, de l'estimation of de la notion de coefficients culturaux. XV<sup>e</sup> *Journal of Hydraulics*, Société Hydrotechnique de France, Question IV, Rapport 1: 1-7 (en Francés).
- Perrier, A. 1982. Land surface processes: vegetation. pp. 395-448 in P.S. Eagleson (Editor), *Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models*. Cambridge Univ. Press, New York, Estados Unidos de América.
- Perrier, A. 1985. Updated evapotranspiration and crop water requirement definitions. In: Perrier, A. y Riou, C.(eds) *Crop Water Requirements* (ICID Int. Conf., Paris, Sept. 1984). INRA, Paris: 885-887.
- Rijtema, P.E., (1965). Analysis of actual evapotranspiration. Agric. Res. Rep. No. 69, Centre for Agric. Publ. and Doc., Wageningen, Países Bajos.
- Slatyer, R.O. y McIlroy, I.C. 1961. Evaporation and the principle of its measurement. In: *Practical Meteorology*, CSIRO (Australia) y UNESCO, Paris.
- Smith, M., Allen, R.G., Monteith, J.L., Perrier, A., Pereira, L., y Segeren, A. 1992. Report of the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 54 p.

## B. ET ECUACIONES

- Allen, R.G. 1986. A Penman for all seasons. *J. Irrig. and Drain. Engrg.* 112(4):348-368.
- Allen, R.G. 1992. Evaluation of a temperature difference method for computing grass reference evapotranspiration. Reporte preparado para el Servicio de Recursos, Fomento y Aprovechamiento de Aguas de la Dirección de Fomento de Recursos de Tierras y Aguas de la FAO, Roma, 50 p.
- Allen, R.G., 1995b. Evaluation of procedures for estimating grass reference evapotranspiration using air temperature data only. Reporte preparado para el Servicio de Recursos, Fomento y Aprovechamiento de Aguas de la Dirección de Fomento de Recursos de Tierra y Agua de la FAO, Roma.
- Allen, R.G. y Pruitt, W.O. 1986. Rational use of the FAO Blaney-Criddle formula. *J. Irrig. and Drain. Engrg.*, ASCE 112(IR2):139-155.
- Allen, R.G. y Pruitt, W.O. 1991. FAO-24 reference evapotranspiration factors. *J. Irrig. and Drain. Engrg.*, ASCE 117(5):758-773.
- Allen, R.G., Pruitt, W.O., Businger, J.A., Fritschen, L.J., Jensen, M.E., y Quinn, F.H. 1996. Capítulo 4 Evaporation and Transpiration en *ASCE Handbook of Hydrology*. New York, Estados Unidos de América, p. 125-252.
- Batchelor, C.H. 1984. The accuracy of evapotranspiration functions estimated with the FAO modified Penman equation. *Irrig. Science* 5(4): 223-234.
- Blaney, H.F. y Criddle, W.D. 1950. Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. USDA Servicio de Conservación de Suelos. SCS-TP96. 44 pp.
- Brutsaert, W.H., 1982. *Evaporation into the Atmosphere*. R. Deidel Publishing Company, Dordrecht, Países Bajos.
- Burman, R. y Pochop, L.O. 1994. *Evaporation, Evapotranspiration and Climatic Data*. Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- Businger, J.A. 1956. Some remarks on Penman's equations for the evapotranspiration. *Netherlands J. Agric. Sci.* 4: 77.
- Castrignanò, A., de Caro, A., y Tarantino, E. 1985. Verifica sulla validità di alcuni metodi empirici di stima dell'evapotraspirazione potenziale nel Metapontino. (Verificación de la validez de algunos métodos empíricos de cálculo de la evapotranspiración potencial en Metaponte - Sur de Italia). *L'Irrigazione* XXXII (4):23-28 (en Italiano).
- Chiew, F.H.S., N.N. Kamadalasa, H.M. Malano y McMahon, T.A. 1995. Penman-Monteith, FAO-24 reference crop evapotranspiration and class-A pan data in Australia. *Agric. Water Management* 28: 9-21.
- Choisnel, E., de Villele, O., y Lacroze, F. 1992. *Une approche uniformisée du calcul de l'évapotranspiration potentielle pour l'ensemble des pays de la Communauté Européenne*, Com. Commun. Européennes, EUR 14223 FR, Luxemburgo, 176 p.
- Christiansen, J.E. 1968. Pan evaporation and evapotranspiration from climatic data. *J. Irrig. and Drain. Div.*, ASCE 94:243-265.
- Cuenca, R.H. y Nicholson, M.T. 1982. Application of the Penman equation wind function. *J. Irrig. and Drn. Engrg. Div.*, ASCE 108(IR1):13-23.
- Doorenbos, J. y Kassam, A.H. 1979. *Yield response to water*. Estudio de Riego y Drenaje No. 33, Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 193 pp.

- Doorenbos, J. y Pruitt, W.O. 1975. *Guidelines for predicting crop water requirements*, Estudio de Riego y Drenaje No. 24. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 179 p.
- Feddes, R.A. 1987. Crop factors in relation to Makkink reference crop evapotranspiration. Tech. Bull. Inst. for Land and Water Management Research. No. 67, pp. 33-45.
- Frére, M. y Popov, G.F. 1979. *Agrometeorological crop monitoring and forecasting*. Estudio Serie de Producción Vegetal FAO 17. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, pp 38-43.
- Frevert, D.K., Hill, R.W., y Braaten, B.C. 1983. Estimation of FAO evapotranspiration coefficients. *J. Irrig. and Drain Engrg.*, ASCE 109(IR2):265-270.
- Gunston, H. y Batchelor, C.H. 1983. A comparison of the Priestley-Taylor and Penman methods for estimating reference crop evapotranspiration in tropical countries. *Agric. Water Man.* 6:65-77.
- George, W., Pruitt, W.O., y Dong, A. 1985. Evapotranspiration modeling. In: California Irrigation Management Information System, Final Report, by R. Snyder, D.W. Henderson, Pruitt, W.O., and Dong, A. Calif. Dept. Water Resour. Contract. No. B53812. Land, Air and Water Resources Pap. 10013-A, Univ. Calif., Davis, III-36 to III-59.
- Gosse, G., Perrier, A., y Itier, B. 1977. Etude de l'évapotranspiration réelle d'une culture de blé dans le bassin parisien. *Ann. Agron.* 28(5):521-541. (en Francés).
- Hargreaves, G.H. 1983. Discussion of 'Application of Penman wind function' by Cuenca, R.H. y Nicholson, M.J. *J. Irrig. and Drain. Engrg.*, ASCE 109(2):277-278.
- Hargreaves, G.L., Hargreaves, G.H., y Riley, J.P. 1985. Agricultural benefits for Senegal River Basin. *J. Irrigation and Drainage Engrg.*, ASCE 111:113-124.
- Hashemi, F. y Habibian, M.T. 1979. Limitations of temperature based methods in estimating crop evapotranspiration in arid-zone agricultural development project. *Agric. Meteorol.* 20: 237-247.
- Hatfield, J.L. y Fuchs, M. 1990. Evapotranspiration models. Chapter 3, pp 33-59 in *Management of Farm Irrigation Systems* (G.J. Hoffman, T.A. Howell, y K.H. Solomon (ed)), ASAE, St. Joseph, Estados Unidos de América.
- Howell, T.A., Schneider, A.D., y Jensen, M.E. 1991. History of lysimeter design and use for evapotranspiration measurements. In Allen, R.G., Howell, T.A., Pruitt, W.O., Walter, I.A., y Jensen, M.E. (Editors), *Lysimeters for Evapotranspiration and Environmental Measurements*, ASCE, New York, Estados Unidos de América, p. 1-9.
- Itier, B. y Perrier, A. 1976a. Presentation d'une étude analytique de l'advection: I. Advection liée aux variations horizontales de concentration et de température. *Ann. Agron.* 27(2):111-140.
- Itier, B., Brunet, Y., Mcaneny, K.J., y Lagouarde, J.P. 1994. Downwind evolution of scalar fluxes and surface resistance under conditions of local advection. Part I: A reappraisal of boundary conditions. *Agric. and For. Meteorol.* 71: 211-255.
- Itier, B. 1996. Measurement and estimation of evapotranspiration. In: Pereira, L.S., Feddes, R.A., Gilley, J.R., Leseffre, B. (eds) *Sustainability of Irrigated Agriculture*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, pp. 171-191.
- Jensen, M.E. y Haise, H.R. 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation. *J. Irrig. and Drain. Div.*, ASCE, 89:15-41.



- Jensen, M.E. 1974. (ed.) *Consumptive use of water and irrigation water requirements*. Rep. Tech. Com. on Irrig. Water Requirements, Irrig. and Drain. Div., ASCE, 227 pp.
- Jensen, M.E., Burman, R.D., y Allen, R.G. (ed). 1990. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices No. 70., Am. Soc. Civil Engrs., New York, Estados Unidos de América, 360 p.
- Katerji, N. y Perrier, A. 1983. Modélization de l'évapotranspiration réelle ETR d'une parcelle de luzerne: rôle d'un coefficient cultural. *Agronomie* 3(6):513-521 (en Francés).
- Makkink, G.F. 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. *J. Inst. Water Engng.* 11 (3): 277-288.
- McNaughton, K.G. y Jarvis, P.G. 1984. Using the Penman-Monteith equation predictively. *Agricultural Water Management* 8:263-278.
- Monteith, J.L. 1973. *Principles of Environmental Physics*, Edward Arnold, Londres.
- Monteith, J.L. 1981. Evaporation and surface temperature. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 107:1-27.
- Monteith, J.L. 1985. Evaporation from land surfaces: progress in analysis and prediction since 1948. pp. 4-12 in *Advances in Evapotranspiration*, Proceedings of the ASAE Conference on Evapotranspiration, Chicago, Ill. ASAE, St. Joseph, Michigan.
- Pelton, W.L., King, K.M. y Tanner, C.B. 1960. An evaluation of the Thornthwaite and mean temperature methods for determining potential evapotranspiration. *Agron. J.* 52: 387-395.
- Penman, H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. Londres*, A193, 120-146.
- Penman, H.L. 1963. *Vegetation and hydrology*. Tech. Comm. No. 53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, Reino Unido. 125 pp.
- Pereira, L.S. y Smith, M. 1989. Proposed procedures for revision of guidelines for predicting crop water requirements. Dirección de Fomento de Tierras y Aguas, Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 36 p.
- Phene, C.J., Clark, D.A. y Cardon, G.E. 1996. Real time calculation of crop evapotranspiration using an automated pan evaporation system. In: Camp, C.R., Sadler, E.J. y Yoder, R.E. (eds.). *Evaporation and Irrigation Scheduling*, ASCE: 189-194.
- Piper, B.S. 1989. Sensitivity of Penman estimates of evaporation to errors in input data. *Ag. Water Man.* 15:279-300.
- Priestley, C.H.B. y Taylor, R.J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon. Weath. Rev.*, 100: 81-92. Pruitt, W.O. (1996). Empirical method of estimating evapotranspiration using primarily evaporation pans. *Proc. Conf. on Evapotranspiration and its Role in Water Resources Management*. Chicago. Dec. pp. 57-61. Stewart, J.B. 1983. A discussion of the relationships between the principal forms of the combination equation for estimating evapotranspiration. *Ag. Meteorol.* 30:111-127.
- Rosenberg, N.J., Blad, B.L. y Verma, S.B. 1983. *Microclimate. The Biological Environment* (2nd edition). J. Wiley, New York, Estados Unidos de América.
- Seemann, J., Chirkov, Y.I., Lomas, J. y Primault, B. 1979. *Agrometeorology*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.



- Seguin, B., Brunet, Y., y Perrier, A.** 1982. Estimation of evaporation: a review of existing methods and recent developments. in European Geologic Society Symposium on Evaporation. Leeds, Reino Unido, 21 p.
- Sharma, M.L.** 1985. Estimating evapotranspiration. p. 213-281 in *Adv. in Irrigation, Vol III*, D. Hillel (Editor), Academic Press, New York, Estados Unidos de América.
- Stewart, J.B.** 1983. A discussion of the relationships between the principal forms of the combination equation for estimating evapotranspiration. *Ag. Meteorol.* 30:111-127.
- Tanner, C.B. y Pelton, W.L.** 1960. Potential evapotranspiration estimates by the approximate energy balance of Penman. *J. Geophysical Res.* 65(10):3391-3413.
- Tanner, C.B. y Fuchs, M.** 1968. Evaporation from unsaturated surfaces: a generalized combination equation. *J. Geophysical Res.* 73(4):1299-1304.
- Thompson, N., Barrie, I.A., y Ayles, M.** 1981. The Meteorological Office rainfall and evaporation calculation system: MORECS. Hydrological Memorandum 45, Hydrometeorological Services, Londres, 66 p.
- Thornthwaite, C.W.** 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geograph. Rev.*, 38, 55.
- Turc, L.** 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, evapotranspiration potentielle, formule climatique simplifiée et mise a jour. (en Francés). *Ann. Agron.* 12:13-49.
- Watts, P.J. y Hancock, N.H.** 1985. Evaporation and potential evaporation- a practical approach for agricultural engineers. *Mech. Engrg. Trans.* 10(4):231-240 y discusiones durante 1986.
- Wright, J.L.** 1982. New evapotranspiration crop coefficients. *J. irrig. and Drain. Div.*, ASCE, 108 (IR2): 57-74.
- Wright, J.L.** 1988. Daily and seasonal evapotranspiration and yield of irrigated alfalfa in southern Idaho. *Agron. J.* 80: 662-669.

### C. ET Y MEDICIONES METEOROLÓGICAS

- Allen, R.G.** 1996. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. *J. Irrig. and Drain. Engng. Div.*, ASCE 122(2): 97-106.
- Allen, R.G., Pruitt, W.O., y Jensen, M.E.** 1991. Environmental requirements for lysimeters. pp. 170-181 in Allen, R.G., Howell, T.A., Pruitt, W.O., Walter, I.A., y Jensen, M.E. (Editors). *Lysimeters for Evapotranspiration and Environmental Measurements*. Proc. of the ASCE Int. Symp. on Lysimetry, Honolulu, HA, ASCE, New York, Estados Unidos de América.
- Bastiaanssen, W.G.M.** 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Doctoral thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Países Bajos, 273 pp.
- Beard, J.R.** 1985. An assessment of water use by turfgrass. p. 45-60 in Gibeault, V.A. y Cockerham, S.T. (Editors). *Turfgrass Water Conservation*. Publ. 21405, Univ. Calif., Div. of Agric. and Nat. Resour., Berkeley, Estados Unidos de América.
- Biran, I., Bravdo, B., Bushkin-Harav, I., y Rawitz, E.** 1981. Water consumption and growth rate of 11 turfgrasses as affected by mowing height, irrigation frequency and soil moisture. *Agron. J.* 73:85-90.

- Blad, B.L. y Rosenberg, N.J.** 1974. Lysimetric calibration of the Bowen-ratio energy balance method for evapotranspiration estimation in the Central Great plains. *J. App. Meteorol.* 13(2):227-236.
- Brutsaert, W.H.** 1982. *Evaporation into the Atmosphere*. R. Deidel Publishing Company, Dordrecht, Países Bajos.
- Businger, J.A.** 1988. A note on the Businger-Dyer profiles. *Boundary-Layer Meteorol.* 42: 145-151.
- Businger, J.A. y Yaglom, A.M.** 1971. Introduction to Obukhov's paper on 'Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature', *Boundary-Layer Meteorol.* 2: 3-6.
- Campbell, G.S.** 1977. *An Introduction to Environmental BioPhysics*. Springer Verlag, New York, Estados Unidos de América, 159 p.
- Carijo, O.A. y Cuenca R.H.** 1992. Precision of evapotranspiration estimates using neutron probe. *J. Irrig. and Drain. Engrg., ASCE* 118 (6): 943-953.
- Dolman, A.J. y Stewart, J. B.** 1987. Modelling forest transpiration from climatological data. In: R.H. Swanson, P.Y. Bernier y P.D. Woodard (eds) *Forest Hydrology and Watershed Management*, Publicación de IAHS. 167: 319-327.
- Fritschen, L.J. y Fritschen, C.L.** 1991. Design and evaluation of net radiometers. Paper presented at the 7th Symp. on Meteorol. Observations and Instrumentation, Jan. 13-18, 1991, New Orleans, Estados Unidos de América. 5 p.
- Gash, J.H.C., Shuttleworth, W.J., Lloyd, C.R., André, J.C., Goutorbe, J.P., y Gelpe, J.** 1989. Micrometeorological measurements in Les Landes forest during HAPEX-MOBILHY. *Ag. and For. Meteorol.* 46:131-147.
- Grant, D.R.** 1975. Comparison of evaporation from barley with Penman estimates. *Agric. Meteorol.* 15: 49-60.
- Grebet, P. y Cuenca, R.H.** 1991. History of lysimeter design and effects of environmental disturbances. in Allen, R.G., Howell, T.A., Pruitt, W.O., Walter, I.A., y Jensen, M.E. (Editors), *Lysimeters for Evapotranspiration and Environmental Measurements*, ASCE, New York, Estados Unidos de América, p. 10-18.
- Itier, B. y Perrier, A.** 1976a. Presentation d'une étude analytique de l'advection: I. Advection liée aux variations horizontales de concentration et de temperature. *Ann. Agron.* 27(2):111-140.
- Itier, B., Brunet, Y., Mcaneney, K.J., y Lagouarde, J.P.** 1994. Downwind evolution of scalar fluxes and surface resistance under conditions of local advection. Part I: A reappraisal of boundary conditions. *Agric. and For. Meteorol.* (en prensa).
- Itier, B.** 1996. Measurement and estimation of evapotranspiration. In: Pereira, L.S., Feddes, R.A., Gilley, J.R., Leseffre, B. (eds) *Sustainability of Irrigated Agriculture*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, Países Bajos pp. 171-191.
- Kessler, J., Perrier, A. y Pescara, C. de.** 1990. *La Météo Agricole*. Météole, (Pau).
- Kizer, M.A., Elliott, R.L. y Stone, J.F.** 1990. Hourly ET model calibration with eddy flux and energy balance data. *J. Irrig. and Drain. Engrg., ASCE* 116(2):172-181.
- Marsh, A.W., Strohman, R.A., Spaulding, S., Younger, V., y Gibeault, V.** 1980. Turf grass irrigation research at the University of California: warm and cool season grasses tested for water needs. *Irrig. J.*, July/August. 20-21, 32-33.
- Meyer, W.S. y Mateos, L.** 1990. Effects of soil type on soybean crop water use in weighing lysimeters. II. effect of lysimeter canopy height discontinuity on evaporation. *Irrig. Sci.* 11:233-237.

- Neale, C.M.U., Kruse, E.G., y Yoder, R.E. 1991. Field experience with hydraulic weighing lysimeters. in Allen, R.G., Howell, T.A., Pruitt, W.O., Walter, I.A., y Jensen, M.E. (Editors), *Lysimeters for Evapotranspiration and Environmental Measurements*, ASCE, New York, Estados Unidos de América, p. 160-169.
- Pearce, A.J., Gash, J.H.C., y Stewart, J.B. 1980. Rainfall interception in a forest stand estimated from grassland meteorological data. *J. Hydrol.*, 46:147-163.
- Perrier, A., Itier, B., Bertolini, J.M., y Katerji, N. 1976. A new device for continuous recording of the energy balance of natural surfaces. *Agric. Meteor.* 16(1):71-85.
- Perrier, A. y Tuzet, A. 1991. Land surface processes: Description, theoretical approaches, and physical laws underlying their measurements. pp. 145-155 in Schmugge, T.J. y Andre, J.-C. (eds) *Land Surface Evaporation: Measurement and Parameterization*. Springer-Verlag, Berlin.
- Perrier, A., Archer, P., y de Pablos, B. 1974. Etude de l'évapotranspiration réelle et maximale de diverses cultures. I: Dispositif et mesure. *Ann. Agron.* 25(3):229-243.
- Perrier, A., Katerji, N., Gosse, G., y Itier, B. 1980. Etude in situ de l'évapotranspiration réelle d'une culture de ble. (In situ study of evapotranspiration rates for a wheat crop). *Agric. Meteorol.* 21:295-311. (en Francés).
- Pruitt, W.O., Morgan, D.L., y Lourence, F.J. 1973. Momentum and mass transfers in the surface boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 99:370-386.
- Pruitt, W.O. 1991. Development of crop coefficients using lysimeters. pp. 182-190 in Allen, R.G., Howell, T.A., Pruitt, W.O., Walter, I.A., y Jensen, M.E. (Editors). *Lysimeters for Evapotranspiration and Environmental Measurements*. Proc. of the ASCE Int. Symp. on Lysimetry, Honolulu, HA, ASCE, New York, Estados Unidos de América.
- Pruitt, W.O. y Lourence, F. J. 1985. Experiences in lysimetry for ET and surface drag measurements. pp. 51-69 in: *Advances in Evapotranspiration*, ASAE, St. Joseph, Estados Unidos de América.
- Rosenberg, N.J., Blad, B.L. y Verma, S.B. 1983. *Microclimate. The Biological Environment* (2nd edition). J. Wiley, New York, Estados Unidos de América.
- Schulze, K. 1995. Report of expert meeting for the preparation of an intercomparison of instruments and procedures for measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration. Organización Meteorológica Mundial, Comisión de Instrumentación y Métodos de Observación. Ginebra, Suiza. 30 p.
- Seemann, J., Chirkov, Y.I., Lomas, J. y Primault, B. 1979. *Agrometeorology*. Springer Verlag, Berlín, Heidelberg.
- Shuttleworth, W.J. 1993. Evaporation. In: D.R. Maidment (ed) *Handbook of Hydrology*. McGraw Hill, New York, Estados Unidos de América, 4.1-4.53.
- Shuttleworth, W.J. y Wallace, J.S. 1985. Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.* 111: 839-853.
- Stringer, W.C., Wolf, D.D., y Baser, R.E. 1981. Summer regrowth of tall fescue: stubble characteristics and microenvironment. *Agron. J.* 73:96-100.
- Slatyer, R.O. y McIlroy, I.C. 1961. Evaporation and the principle of its measurement. In: *Practical Meteorology*, CSIRO (Australia) y UNESCO, Paris.
- Stewart, J.B. y Gay, L.W. 1989. Preliminary modelling of transpiration from the FIFE stie in Kansas. *Agric. and For. Meteorol.* 48:305-315.

- Tarantino, E.** 1991. Grass reference measurements in Italia. in Allen, R.G., Howell, T.A., Pruitt, W.O., Walter, I.A., y Jensen, M.E. (Editors), *Lysimeters for Evapotranspiration and Environmental Measurements*, ASCE, New York, Estados Unidos de América, p. 200-209.
- Thom, A.S., Thony, J.L., y Vauclin, M.** 1981. On the proper employment of evaporation pans and atmometers in estimating potential transpiration. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 107: 711-736.
- Walter, I.A., Siemer, E., Dirks, L.R., Quinian, J.P., y Burman, R.D.** 1991. Lysimeters vs. buffer areas: evapotranspiration and agronomic comparisons. in Allen, R.G., Howell, T.A., Pruitt, W.O., Walter, I.A., y Jensen, M.E. (Editors), *Lysimeters for Evapotranspiration and Environmental Measurements*, ASCE, New York, Estados Unidos de América, p. 10-18.
- Wehner, D.J. y Watschke, T.L.** 1981. Heat tolerance of Kentucky bluegrasses, perennial ryegrasses, and annual bluegrass. *Agron. J.* 73:79-84.
- WMO.** 1983 *Guide to Meteorological Instruments and Observing Practices*. WMO n° 8 (quinta edición), Génova.
- Wright, J.L.** 1991. Using lysimeters to develop evapotranspiration crop coefficients. in Allen, R.G., Howell, T.A., Pruitt, W.O., Walter, I.A., y Jensen, M.E. (Editors), *Lysimeters for Evapotranspiration and Environmental Measurements*, ASCE, New York, Estados Unidos de América, p. 191-199.

#### D. PARÁMETROS INCLUIDOS EN LAS ECUACIONES DE ET

- Allen, R.G., Jensen, M.E., Wright, J.L., y Burman, R.D.** 1989. Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agron. J.* 81:650-662.
- Allen, R.G., Smith, M., Perrier, A., y Pereira, L.S.** 1994a. An update for the definition of reference evapotranspiration. *ICID Bulletin*. 43(2). 1-34.
- Allen, R.G., Smith, M., Pereira, L.S., y Perrier, A.** 1994b. An update for the calculation of reference evapotranspiration. *ICID Bulletin*, 43 (2): 35-92.
- Allen, R.G.** 1995a. Evaluation of procedures for estimating mean monthly solar radiation from air temperature. Reporte preparado para la FAO, Servicio de Desarrollo y Manejo de Recursos Hídricos, Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma.
- Bosen, J.F.** 1958. An approximation formula to compute relative humidity from dry bulb and dew point temperatures. *Monthly Weather Rev.* 86(12):486.
- Brunt, D.** 1939. *Physical and dynamical meteorology*, Univ. Press, Cambridge. 400 pp.
- Brunt, D.** 1952. *Physical and dynamical meteorology*, 2nd ed., Univ. Press, Cambridge. 428 pp.
- Brutsaert, W.H.** 1982. *Evaporation into the Atmosphere*. R. Deidel Publishing Company, Dordrecht, Países Bajos.
- Burman, R.D., Jensen, M.E., y Allen, R.G.** 1987. Thermodynamic factors in evapotranspiration. In: James, L.G. y M.J. English (editors), *Proc. Irrig. and Drain. Spec. Conf.*, ASCE, Portland, Oregon, p. 28-30.
- Burman, R. y Pochop, L.O.** 1994. *Evaporation, Evapotranspiration and Climatic Data*. Elsevier Science B.V., Amsterdam.

- Businger, J.A.** 1988. A note on the Businger-Dyer profiles. *Boundary-Layer Meteorol.* 42: 145-151.
- Choudhury, B.J., Idso, S.B., y Reginato, R.J.** 1987. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared temperature based energy balance equation. *Agric. for. Meteorol.* 39:283-297.
- Clothier, B.E., Clawson, K.L., Pinter, P.J., Moran, M.S., Reginato, R.J., y Jackson, R.D.** 1986. Estimates of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. *Agric. For. Meteorol* 37:319-329.
- Duffie, J.A. y Beckman, W.A.** 1991. *Solar engineering of thermal processes*. 2<sup>nd</sup> Ed., John Wiley and sons, New York. 994 p. Harrison, L.P. 1963. Fundamentals concepts and definitions relating to humidity. In Wexler, A (Editor) *Humidity and moisture* Vol 3, Reinhold Publishing Co., New York, Estados Unidos de América.
- Dyer, A.J.** 1974. A review of flux-profile relationships. *Boundary Layer Meteorol.* 7: 363-372.
- Dyer, A.J. y Hicks, B.B.** 1970. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 96: 715-721.
- Frevert, D.K., Hill, R.W., y Braaten, B.C.** 1983. Estimation of FAO evapotranspiration coefficients. *J. Irrig. and Drain Engrg.*, ASCE 109(IR2):265-270.
- Garratt, J.R.** (1992). *The atmospheric boundary layer*. Cambridge Univ. Press, 316 p.
- Garratt, J.R. y Hicks, B.B.** 1973. Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 99: 680-687.
- George, W., Pruitt, W.O., y Dong, A.** 1985. Evapotranspiration modeling. In: California Irrigation Management Information System, Final Report, by R. Snyder, D.W. Henderson, Pruitt, W.O., y Dong, A. Calif. Dept. Water Resour. Contract No. B53812. Land, Air and Water Resources Pap. 10013-A, Univ. Calif., Davis, Estados Unidos de América, III-36 to III-59.
- Gosse, G., Perrier, A., y Itier, B.** 1977. Etude de l'évapotranspiration réelle d'une culture de blé dans le bassin parisien. *Ann. Agron.* 28(5):521-541. (en Francés).
- Harrison, L.P.** 1963. Fundamentals concepts and definitions relating to humidity. In Wexler, A (Editor) *Humidity and moisture* Vol 3, Reinhold Publishing Co., New York, Estados Unidos de América.
- Hashemi, F. y Habibian, M.T.** 1979. Limitations of temperature based methods in estimating crop evapotranspiration in arid-zone agricultural development project. *Agric. Meteorol.* 20: 237-247.
- Hatfield, J.L. y Fuchs, M.** 1990. Evapotranspiration models. Chapter 3, pp 33-59 in *Management of Farm Irrigation Systems* (G.J. Hoffman, T.A. Howell, y K.H. Solomon (ed)), ASAE, St. Joseph, Estados Unidos de América.
- Hottel, H.C.** 1976. A simple model for estimating the transmittance of direct solar radiation through clear atmospheres. *Solar Energy* 18:129.
- Idso, S.B. y Jackson, R.B.** 1969. Thermal radiation from the atmosphere. *J. Geophys. Res.* 74:5397-5403.
- Jensen, J.R.** 1988. Effect of asymmetric, daily air temperature and humidity waves on calculation of reference evapotranspiration. Proc. European Economic Community Workshop on Management of Water Resources in Cash Crops and in Alternative Production Systems. Bruselas, 24-25 Nov., 1988. 12 p.



- List, R.J.** 1984. *Smithsonian Meteorological Tables*, 6th rev. ed., Smithsonian Institution, Washington D.C., 539 p.
- Liu, B.Y.H., y Jorden, R.C.** 1960. The interrelationship and characteristic distribution of direct diffuse and total solar radiation. *Solar Energy* 4(3):1-19.
- Matias P.G.M.** 1992. SWATCHP, a model for a continuous simulation of hydrologic processes in a system vegetation - soil - aquifer - river. Ph.D.dissertation, Techn. Univ. Lisboa (en Portugues).
- Monteith, J.L. y Unsworth, M.H.** 1990. *Principles of Environmental Physics*, 2<sup>nd</sup> ed., Edward Arnold, Londres.
- Monteith, J.L.** 1965. Evaporation and Environment. 19th Symposia of the Society for Experimental Biology, University Press, Cambridge, 19:205-234.
- Murray, F.W.** 1967. On the computation of saturation vapor pressure. *J. Appl. Meteor.* 6:203-204.
- Penman, H.L.** 1963. *Vegetation and hydrology*. Tech. Comm. No. 53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, Reino Unido. 125 pp.
- Pereira, L.S. y Smith, M.** 1989. Proposed procedures for revision of guidelines for predicting crop water requirements. Dirección de Fomento de Tierras y Aguas, Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación Roma, 36 p.
- Pruitt, W.O. y Doorenbos, J.** 1977. Background and Development of Methods to Predict Reference Crop Evapotranspiration (ET<sub>o</sub>). Apendix II en FAO Riego y Drenaje No 24, pp 108-119.
- Seguin, B., Brunet, Y., y Perrier, A.** 1982. Estimation of evaporation: a review of existing methods and recent developments. in European Geologic Society Symposium on Evaporation. Leeds, Reino Unido, 1982, 21 p.
- Sharma, M.L.** 1985. Estimating evapotranspiration. p. 213-281 in *Adv. in Irrigation, Vol III*, D. Hillel (Editor), Academic Press, New York, Estados Unidos de América.
- Smith, M., Allen, R.G., Monteith, J.L., Pereira, L.S., Perrier, A., Pruitt, W.O.** 1992. Report on the Expert Consultation on procedures for Revision of FAO Guidelines for Prediction of Crop Water Requirements. División de Desarrollo de Tierra y Agua. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma.
- Tetens, O.** 1930. Uber einige meteorologische Begriffe. *z. Geophys.* 6:297-309.
- van Wijk, W.R. y de Vries, D.A.** 1963. Periodic temperature variations in a homogeneous soil. In: van Wijk, W.R. (Editor). *Physics of the plant environment*. North-Países Bajos Publ. Co., Amsterdam, P. 102-143.
- Weiss, A.** 1982. An experimental study of net radiation, its components and prediction *Agron. J.* 74:871-874.
- WMO.** 1970. *Guide to Hydrometeorological Practices*. WMO n° 168.TP.82. Ginebra, Suiza.
- WMO** 1981. *Guide to Agricultural Meteorological Practices*. WMO n° 134 (second edition). Ginebra, Suiza.
- Wright, J.L.** 1982. New evapotranspiration crop coefficients. *J. irrig. and Drain. Div.*, ASCE, 108 (IR2): 57-74.

## E. PARAMETROS DEL CULTIVO INCLUIDOS EN LA ECUACION DE PENMAN-MONTEITH

- Allen, R.G., Jensen, M.E., Wright, J.L., y Burman, R.D. 1989. Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agron. J.* 81:650-662.
- Allen, R.G., Smith, M., Pereira, L.S., y Perrier, A. 1994b. An update for the calculation of reference evapotranspiration. *ICID Bulletin*, 43 (2): 35-92.
- Allen, R.G., Vanderkimpfen, P.J., y Wright, J.L. 1995. Development of resistance parameters for operational application of the Penman-Monteith equation. *Agric. and For. Meteorol.*
- Alves, I.L. 1995. Modelling crop evapotranspiration. Canopy and aerodynamic resistances. Ph.D. Dissertation, ISA, Univ. Tec. Lisboa (en portugués).
- Alves, I., Perrier, A. y Pereira, L.S. 1998. Aerodynamic and surface resistances of complete over crops: How good in the big leaf approach? *Trans. ASAE* 41(2): 345-351.
- Ben-Mehrez, M., Taconet, O., Vidal-Madjar, D., y Valencogne, C. 1992. Estimation of stomatal resistance and canopy evaporation during the HAPEX-MOBILHY experiment. *Agr. and For. Meteorol.* 58: 285-313.
- Bevan, K. 1979. A sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration estimates. *J. Hydrol.* 44:169-190.
- Brutsaert, W.H., 1982. *Evaporation into the Atmosphere*. R. Deidel Publishing Company, Dordrecht, Países Bajos.
- Businger, J.A. y Yaglom, A.M. 1971. Introduction to Obukhov's paper on 'Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature', *Boundary-Layer Meteorol.* 2: 3-6.
- Campbell, G.S. 1977. *An Introduction to Environmental Biophysics*. Springer Verlag, New York, Estados Unidos de América, 159 p.
- Chamberlain, A.C. 1966. Transport of gases to and from grass and grass-like surfaces. *Proc. Roy. Soc. A*, 290:236-259.
- DeCoursey, D.G. 1992. Evaporation and evapotranspiration processes. In: *Root Zone Water Quality Model, version 1.0. Technical Documentation*. GPSR, USDA-ARS, Fort Collins, Estados Unidos de América, pp 29-74.
- Dolman, A.J. y Stewart, J. B. 1987. Modelling forest transpiration from climatological data. In: R.H. Swanson, P.Y. Bernier y P.D. Woodard (eds) *Forest Hydrology and Watershed Management*, Publicación IAHS 167: 319-327.
- Frank, A.B. 1981. Effect of leaf age and position on photosynthesis and stomatal conductance of forage grasses. *Agron. J.* 73:70-74.
- Jarvis, P.G. 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. Roy. Soc., Londres*, B 273:593-610.
- Kelliher, F.M., Leuning, R. y Schulze, E.D. 1993. Evaporation and canopy characteristics of coniferous forests and grasslands. *Oecologia* 95:153-163.
- Kim, J. y Verma, S.B. 1991. Modeling canopy stomatal conductance in a temperate grassland ecosystem. *Agric. and For. Meteorol.* 55:149-166.
- Loomis, R.S. y Williams, W.A. 1969. Productivity and the morphology of crop stand patterns with leaves. In: J.D. Eastin (ed) *Physiological Aspects of Crop Yield*. ASA, CSSA y SSSA, Madison, Estados Unidos de América: 27-47.

- Martin, D.L. y Gilley J.R.** 1993. *Irrigation Water Requirements*. Capítulo 2 del SCS National Engineering Handbook, Soil Conservation Service, Washington D.C., 284 pp.
- Matias P.G.M.** 1992. SWATCHP, a model for a continuous simulation of hydrologic processes in a system vegetation - soil - aquifer - river. Ph.D.dissertation, Techn. Univ. Lisboa (en Portugues).
- McNaughton, K.G. y Jarvis, P.G.** 1984. Using the Penman-Monteith equation predictively. *Agricultural Water Management* 8:263-278.
- Monin, A.S. y Obukhov, A.M.** 1954. The basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Akad. Nauk. SSSR Trud. Geofiz. Inst.*, No. 24. (151): 163-187.
- Monteith, J.L.** 1973. *Principles of Environmental Physics*, Edward Arnold, Londres.
- Monteith, J.L.** 1981. Evaporation and surface temperature. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 107:1-27.
- Monteith, J.L.** 1985. Evaporation from land surfaces: progress in analysis and prediction since 1948. pp. 4-12 in *Advances in Evapotranspiration*, Proceedings of the ASAE Conference on Evapotranspiration, Chicago, Ill. ASAE, St. Joseph, Estados Unidos de América.
- Monteith, J.L. y Unsworth, M.H.** 1990. *Principles of Environmental Physics*, 2<sup>nd</sup> ed., Edward Arnold, Londres.
- Monteith, J.L.** 1965. Evaporation and Environment. 19th Symposia of the Society for Experimental Biology, University Press, Cambridge, 19:205-234.
- Paulson, C.A.** 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteorol.* 9: 857-861.
- Perrier, A.** 1982. Land surface processes: vegetation. pp. 395-448 in P.S. Eagleson (Editor), *Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models*. Cambridge Univ. Press, New York, Estados Unidos de América.
- Perrier, A. y Tuzet, A.** 1991. Land surface processes: Description, theoretical approaches, and physical laws underlying their measurements. pp. 145-155 in Schmugge, T.J. y Andre, J.-C. (eds) *Land Surface Evaporation: Measurement and Parameterization*. Springer-Verlag. Berlin.
- Pruitt, W.O., Morgan, D.L., y Lourence, F.J.** 1973. Momentum and mass transfers in the surface boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 99:370-386.
- Shaw, R.H. y Pereira, A.R.** 1982. Aerodynamic roughness of a plant canopy: A numerical experiment. *Agric. Meteorol.* 26: 51-65. Stewart, J.B. 1988. Modelling surface conductance of pine forest. *Agric. and For. Meteorol.* 43:19-35.
- Shuttleworth, W.J.** 1993. Evaporation. In: D.R. Maidment (ed) *Handbook of Hydrology*. McGraw Hill, New York, Estados Unidos de América: 4.1-4.53.
- Shuttleworth, W.J. y Wallace, J.S.** 1985. Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.* 111: 839-853.
- Smith, M., Allen, R.G., Monteith, J.L., Perrier, A., Pereira, L., y Segeren, A.** 1992. Report of the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, , 54 p.



- Stewart, J.B.** 1989. On the use of the Penman-Monteith equation for determining areal evapotranspiration. in Estimation of Areal Evapotranspiration, Publicación IAHS No. 177:3-12.
- Stewart, J.B. y Verma, S.B.** 1992. Comparison of surface fluxes and conductances at two contrasting sites within the FIFE area. *J. Geophysical Research* 97(D17):18623-18628.
- Szeicz, G. y Long, I.F.** 1969. Surface resistance of crop canopies. *Water Resour. Res.* 5, 622-633.
- Thom, A.S.** 1971. Momentum absorption by vegetation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 97:414-428.
- Thom, A.S.** 1972. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 98, 124-134.
- Thom, A.S. y Oliver, H.R.** 1977. On Penman's equation for estimating regional evaporation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 103: 345-357.
- Thom, A.S., Stewart, J.B., Oliver, H.R. y Gash, J.H.C.** 1975. Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 101: 93-105.
- van Bavel, C.H., Fritschen, L.J., y Reeves, W.E.** 1963. Transpiration of sudangrass as an externally controlled process. *Science* 141:269-270.
- Verma, S.B.** 1989. Aerodynamic resistances to transfers of heat, mass and momentum. *Estimation of Areal Evapotranspiration*, T.A. Black, D.L. Spittlehouse, M.D. Novak y D.T. Price (ed), Pub. IAHS No. 177. p. 13-20.
- Webb, E.K.** 1970. Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. *Q.J. Roy. Met. Soc.* 96: 67-90.
- Wallace, J.S., Roberts, J.M., y Sivakuma, M.V.K.** 1990. The estimation of transpiration from sparse dryland millet using stomatal conductance and vegetation area indices. *Agric. and Forest Meteorol.* 51: 35-49.

## F. ANÁLISIS DE DATOS METEOROLÓGICOS Y DATOS DE ET

- Allen, R.G.** 1996. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. *J. Irrig. and Drain. Engng. Div.*, ASCE 122(2): 97-106.
- Allen, R.G. y Brockway, C.E.** 1983. Estimating consumptive use on a statewide basis. pp. 79-89 in Proc. 1983 Irrig. and Drain. Specialty Conf. at Jackson, WY. ASCE, New York, Estados Unidos de América.
- Allen, R.G., Brockway, C.E., y Wright, J.L.** 1983. Weather station siting and consumptive use estimates. *J. Water Resour. Plng. and Mgmt. Div.*, ASCE 109(2):134-146.
- Allen, R.G.** 1997. a Self-Calibrating Method for Estimating Solar Radiation from Air Temperature. *J. Hydrologic Engineering*, ASCE 2(2): 56-67.
- Allen, R.G. y Wright, J.L.** 1977. Translating Wind Measurements from Weather Stations to Agricultural Crops. *J. Hydrologic Engineering*, ASCE 2(1): 26-35.
- Burman, R.D., Wright, J.L. y Jensen, M.E.** 1975. Changes in climate and estimated evaporation across a large irrigated area in Idaho. *Trans. ASAE* 18 (6): 1089-1091, 1093.

- Pereira, L.S.** (ed.). 1998. *Water and Soil Management for Sustainable Agriculture in the Huang-Huai-Hai Rivers Plain (North China)*. Final report of EC Research Contract CT93-250, Instituto Superior de Agronomia, Lisboa.
- Pruitt, W.O. y Doorenbos, J.** 1977. Background and Development of Methods to Predict Reference Crop Evapotranspiration (ET<sub>o</sub>). Apendix II en FAO Riego y Drenaje No. 24, pp 108-119.
- Pruitt, W.O. y Swann, B.D.** 1986. Evapotranspiration studies in N.S.W.: Daily vs. hourly meteorological data. Irrigation '86, Darling Downs Institute of Advanced Education, Toowoomba, Queensland, Australia, 29 p.
- Rosenberg, N.J., Blad, B.L. y Verma, S.B.** 1983. *Microclimate. The Biological Environment* (2da edición). J. Wiley, New York, Estados Unidos de América.
- Snyder, R.L. y Pruitt, W.O.** 1992. Evapotranspiration data management in California. Proceedings of the Irrigation and Drainage sessions of ASCE Water Forum '92, T. Engman, ed. ASCE, New York, Estados Unidos de América. p.128-133.

## G. EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO

- Alves, I.L.** 1995. Modelling crop evapotranspiration. Canopy and aerodynamic resistances. Ph.D. Dissertation, ISA, Univ. Tec. Lisboa (en portugués).
- Bevan, K.** 1979. A sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration estimates. *J. Hydrol.* 44:169-190.
- Howell, T.A., Evett, S.R., Tolk, J.A., Schneider, A.D. y Steiner, J.L.** 1996. Evapotranspiration of corn – Southern High Plains. In: Camp, C.R., Sadler, E.J. y Yoder, R.E. (eds.). *Evapotranspiration and Irrigation Scheduling*, ASAE: 158-166.
- Jensen, M.E.** 1968. Water consumption by agricultural plants. In: Kozlowski, T.T. (ed) *Water Deficits and Plant Growth*, vol II, Academic Press, New York, Estados Unidos de América: 1-22.
- Jensen, M.E.** 1974. (ed.) *Consumptive use of water and irrigation water requirements*. Rep. Tech. Com. on Irrig. Water Requirements, Irrig. and Drain. Div., ASCE, 227 pp.
- Katerji, N. y Perrier, A.** 1983. Modélisation de l'évapotranspiration réelle ETR d'une parcelle de luzerne: rôle d'un coefficient cultural. *Agronomie* 3(6):513-521 (en Francés).
- Lee, R.** 1980. *Forest Hydrology*. Columbia Univ. Press, New York.
- Perrier, A., Archer, P. y de Pablos, B.** 1974. Etude de l'évapotranspiration réelle et maximale de diverses cultures. I: Dispositif et mesure. *Ann. Agron.* 25(3):229-243.
- Perrier, A., Katerji, N., Gosse, G., y Itier, B.** 1980. Etude «in situ» de l'évapotranspiration réelle d'une culture de ble. (In situ study of evapotranspiration rates for a wheat crop). *Agric. Meteorol.* 21:295-311. (en Francés).
- Rijtema, P.E.** (1965). Analysis of actual evapotranspiration. Agric. Res. Rep. No. 69, Centre for Agric. Publ. and Doc., Wageningen, Países Bajos.
- Shuttleworth, W.J.** 1993. Evaporation. In: D.R. Maidment (ed) *Handbook of Hydrology*. McGraw Hill, New York, Estados Unidos de América: 4.1-4.53.

## H. COEFICIENTES DEL CULTIVO

- Abtew, W. y J. Obeysekera. 1995. Lysimeter study of evapotranspiration of cattails and comparison of three estimation methods. *Trans. ASAE* 38(1):121-129.
- Allen, R.G., J. Prueger, y R.W. Hill. 1992. Evapotranspiration from Isolated Stands of Hydrophytes: Cattail and Bulrush. *Trans ASAE* 35(4):1191-1198.
- Allen, R.G., R.W. Hill, y S. Vemulapali, S. 1994. Evapotranspiration Parameters for Variably-Sized Wetlands. Paper presented at the 1994 Summer Meeting of ASAE. No. 942132, 24 p. Burman, R.D., Nixon, P.R., Wright, J.L. y Pruitt, W.O. 1980 Water requirements p. 189-232 in Jensen, M.E. (ed) *Design and operation of farm irrigation systems*, Amer. Soc. Agric. Engr., St. Joseph, Mich.
- Allen, R.G., Smith, M., Pereira, L.S. y Pruitt, W.O. 1997. Proposed revision to the FAO procedure for estimating crop water requirements. In: Chartzoulakes, K.S. (ed.). *Proc. 2<sup>nd</sup>. Int. Sym. on Irrigation of Horticultural Crops*, ISHS, Acta Hort. Vol. I: 17-33.
- Doorenbos, J. y Pruitt, W. O. 1977. Crop water requirements. FAO Estudio de Riego y Drenaje No. 24, (rev.) Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 144 p.
- Doorenbos, J. y Kassam, A.H. 1979. *Yield response to water*. FAO Estudio de Riego y Drenaje No. 33, Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 193 pp.
- Elliott, R. L., S. L. Harp, G. D. Grosz y M. A. Kizer. 1988. Crop Coefficients for Peanut Evapotranspiration. *Agricultural Water Management* 15:155-164.
- Feddes, R.A. 1987. Crop factors in relation to Makkink reference crop evapotranspiration. *Tech. Bull. Inst. for Land and Water Management Research*. No. 67, pp. 33-45.
- Fereres, E., (1981). (ed.) Drip irrigation management. Cooperative Extension, Univ. California, Berkeley, CA, Leaflet No. 21259.
- Grattan, S.R., W. Bowers, A. Dong, R.L. Snyder, J.J. Carroll, y W. George. 1998. New crop coefficients estimate water use of vegetables, row crops. *California Agriculture* 52(1):16-21.
- Howell, T.A., D.A. Bucks, D.A. Goldhamer, y J.M. Lima. 1986. Management Principles: 4.1 Irrigation Scheduling., in *Trickle Irrigation for Crop Production: Design, Operation and Management* (F.S. Nakayama y D.A. Bucks (ed)). Elsevier.
- Howell, T.A., Steiner, J.L., Schneider, A.D., y Evett, S.R. 1995. Evapotranspiration of irrigated winter wheat - southern high plains. *Trans. ASAE* 38(3):745-759.
- Jensen, M.E. 1974. (ed.) *Consumptive use of water and irrigation water requirements*. Rep. Tech. Com. on Irrig. Water Requirements, Irrig. and Drain. Div., ASCE, 227 pp.
- Kolar, J.J. y Kohl, R.A. 1976. Irrigating alfalfa for seed production. Univ. Idaho Agric. Exp. Station Current Information Series 357., Moscow, Idaho. 3 p.
- Liu, Y., Teixeira, J.L., Zhang, H.J. y Pereira, L.S. 1998. Model validation and crop coefficients for irrigation scheduling in the North China plain. *Agricultural Water Management* 36: 233-246.
- Neale, C.M.U. 1987. Development of Reflectance Based Crop Coefficients for Corn. Unpublished PhD Dissertation, Agricultural Engineering, Colorado State University, Fort Collins, USA.

- Neale, C.M.U., W.C. Bausch y D. F. Heerman. 1989. Development of reflectance-based crop coefficients for corn. *Trans. ASAE* 32(6):1891-1899.
- Pastor, M. y Orgaz, F. 1994. Riego deficitario del olivar: Los programas de recorte de riego en olivar. *Agricultura* no. 746: 768-776 (en Español).
- Pereira, L.S., Teixeira, J.L., Pereira, L.A., Ferreira, M.I., y Fernando, R.M., 1987. Simulation models of crop response to irrigation management: research approaches and needs. In: J. Feyen (ed) *Simulation Models for Cropping Systems in Relation to Water Management*. Commission of the European Communities, EUR 10869, Luxemburgo: 19-36.
- Pereira, L.S., Perrier, A., Allen, R.G. y Alves, I. 1996. Evapotranspiration: Review of concepts and future trends. In: Camp, C.R., Sadler, E.J., Yoder, R.E. (eds) *Evapotranspiration and Irrigation Scheduling*, ASAE: pp. 109-115.
- Pruitt, W.O. 1976. Evapotranspiration and crop coefficients for a windbreak of Monterey pine trees, comunicación personal, Davis, CA.
- Pruitt, W.O. 1986. Traditional methods 'Evapotranspiration research priorities for the next decade'. *ASAE Paper No. 86-2629*. 23 p.
- Pruitt, W.O., E. Fereres, P.E. Martin, H. Singh, D.W. Henderson, R.M. Hagan, E. Tarantino, y B. Chandio. 1984. Microclimate, evapotranspiration, and water-use efficiency for drip- and furrow-irrigated tomatoes. *Proceedings 12th Congress, International Commission on Irrigation and Drainage*, Ft. Collins, Colorado, p. 367-394.
- Rogers, J.S., Allen, L.H., y Calvert, D.J. 1983. Evapotranspiration for humid regions: developing citrus grove, grass cover. *Trans. ASAE*, 26(6): 1778-83, 92.
- Snyder, R.L., Lanini, B.J., Shaw, D.A., y Pruitt, W.O. 1989a. Using reference evapotranspiration (ET<sub>o</sub>) and crop coefficients to estimate crop evapotranspiration (ET<sub>c</sub>) for agronomic crops, grasses, and vegetable crops. Cooperative Extension, Univ. California, Berkeley, California, Leaflet No. 21427, 12 p.
- Snyder, R.L., Lanini, B.J., Shaw, D.A., y Pruitt, W.O. 1989b. Using reference evapotranspiration (ET<sub>o</sub>) and crop coefficients to estimate crop evapotranspiration (ET<sub>c</sub>) for trees and vines. Cooperative Extension, Univ. California, Berkeley, California, Leaflet No. 21428, 8 p.
- Wright J.L. 1981. Crop coefficients for estimates of daily crop evapotranspiration. *Irrig. Scheduling for Water and Energy Conservation in the 80s*, ASAE, Dec. 1981.
- Wright, J.L. 1982. New Evapotranspiration Crop Coefficients. *J. of Irrig. and Drain. Div.*, ASCE, 108:57-74.
- Wright, J.L. y Jensen, M.E. 1972. Peak water requirements of crops in southern Idaho. *J. Irrig. and Drain. Div.*, ASCE 96(IR1):193-201.
- Wright, J.L. 1990. Evapotranspiration data for dry, edible beans at Kimberly, Idaho., unpublished data, USDA-ARS, Kimberly, Idaho.

## I. DURACIÓN DE LAS ETAPAS DE CRECIMIENTO DEL CULTIVO

- Allen, R.G. y Gichuki, F.N. 1989. Effects of Projected CO<sub>2</sub>-induced Climatic Changes on Irrigation Water Requirements in the Great Plains States (Texas, Oklahoma, Kansas, and Nebraska). *The Potential Effects of Global Climate Change on the United States: Appendix C - Agriculture*. Vol. 1. EPA-230-05-89-053 (J.B. Smith

- y D.A. Tirpak, Eds.), U.S. Agencia de Protección Ambiental, Office of Policy, Planning and Evaluation, Washington, D.C., (6):1-42.
- Dingkuhn, M.** 1994. Climatic determinants of irrigated rice performance in the Sahel. III. Characterizing environments by simulating crop phenology. *Agricultural Systems* (48): 435-456.
- Doorenbos, J. y Pruitt, W. O.** 1977. Crop water requirements. FAO Estudio de Riego y Drenaje No.24, (rev.) FAO, Roma, 144 p.
- Everson, D.O., M. Faubion y D.E. Amos.** 1978. Freezing temperatures and growing seasons in Idaho. Univ. Idaho Agric. Exp. station bulletin 494. 18 p.
- Kruse E.G. y Haise, H.R.** 1974. Water use by native grasses in high altitude Colorado meadows. U.S.D.A Agric. Res. Service, Western Region report ARS-W-6-1974. 60 páginas
- O'Halloran, T.F.** 1997. Reported crop acreages by month for the Imperial Irrigation District, Imperial Irrigation District, Imperial, Calif., USA. Comunicación personal.
- Ritchie, J.T.** 1991. Wheat phasic development. In: R.J. Hanks y J.T. Ritchie (Editors), *Modeling Plant and Soil Systems*, Agronomy Series No. 31, Am. Soc. Agron., Madison, Wisc., Capítulo 3, 31-54.
- Ritchie, J.T. y D.S. NeSmith.** (1991). Temperature and crop development. In: R.J. Hanks y J.T. Ritchie (Editors). *Modeling Plant and Soil Systems*, Agronomy Series No. 31, Am. Soc. Agron., Madison, Wisc., Capítulo 2, 5-29.
- Ritchie, J.T. y Johnson, B.S.** (1990). Soil and plant factors affecting evaporation. Chapter 13 of *Irrigation of Agricultural Crops*, (Stewart, B.A. y Nielsen, D.R. (ed.)), Agronomy Series 30. Am. Soc. Agron. p. 363-390.
- Snyder, R.L., Lanini, B.J., Shaw, D.A., y Pruitt, W.O.** 1989a. Using reference evapotranspiration (ET<sub>o</sub>) and crop coefficients to estimate crop evapotranspiration (ET<sub>c</sub>) for agronomic crops, grasses, and vegetable crops. Cooperative Extension, Univ. California, Berkeley, California, Leaflet No. 21427, 12 p.
- Snyder, R.L., Lanini, B.J., Shaw, D.A., y Pruitt, W.O.** 1989b. Using reference evapotranspiration (ET<sub>o</sub>) and crop coefficients to estimate crop evapotranspiration (ET<sub>c</sub>) for trees and vines. Cooperative Extension, Univ. California, Berkeley, California, Leaflet No. 21428, 8 p.
- Wright, J.L.** 1982. New evapotranspiration crop coefficients. *J. Irrig. and Drain. Div.*, ASCE, 108(IR2):57-74.

## **J. EFECTO DE LA COBERTURA ORGÁNICA O INORGÁNICA SOBRE LA SUPERFICIE**

- Battikhi, A.M. y Hill, R.W.** 1986. Irrigation scheduling and watermelon yield model for the Jordan Valley. *J. Agronomy and Crop Science* 157:145-155.
- Battikhi, A.M. y Hill, R.W.** 1986. Irrigation scheduling and cantaloupe yield model for the Jordan Valley. *Agricultural Water Management* 15:177-187.
- Ghawi, I. y Battikhi, A.M.** 1986. Watermelon (*Citrullus lanatus*) production under mulch and trickle irrigation in the Jordan Valley. *J. Agronomy and Crop Science* 156:225-236.



- Ghinassi, G. y Neri, L.** 1998. Effect of mulching with black polyethylene sheets on sweet pepper evapotranspiration losses. In: Pereira, L.S. y Gowing, J.W. (eds.). *Water and the Environment: Innovative Issues in Irrigation and Drainage*. E. & F.N. Spon, Londres. Pp. 396-403.
- Haddadin, S.H. y Ghawi, I.** 1983. Effect of plastic mulches on soil water conservation and soil temperature in field grown tomato in the Jordan Valley. *Dirasat* 13(8): 25-34
- Safadi, A.S.** 1991. Squash and cucumber yield and water use models. Ph.D. disertación (no publicada), Dept. Biological and Irrigation Engineering, Utah State Univ., Logan, UT 84322-4105. 190 p.

#### K. EVAPOTRANSPIRACIÓN FUERA DE LA TEMPORADA PRODUCTIVA

- Flerchinger, G.N. y Pierson, F.B.** 1991. Modeling plant canopy effects on variability of soil temperature and water. *Agr. and For., Meteorol.* 56:227-246.
- Running, S.W. y Coughlan, J.C.** 1988. A general model of forest ecosystem processes for regional applications: I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. *Ecological Modeling* 42:125-154.
- Saxton, K.E., Johnson, H.P., y Shaw, R.H.** (1974). Modeling evapotranspiration and soil moisture. *Trans. ASAE* 17(4):673-677.
- Sinclair, T.R.** (1984). Leaf area development in field-grown soybeans. *Agron. J.* 76: 141-146.
- Liu, Y., Teixeira, J.L., Zhang, H.J. y Pereira, L.S.** 1998. Model validation and crop coefficients for irrigation scheduling in the North China plain. *Agricultural Water Management* 36: 233-246.

#### L. CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN DE AGUA DEL SUELO

- Jensen, M.E., Burman, R.D., y Allen, R.G.** (1990). *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70. 332 p.
- Keller, J. y Bliesner, R.D.** (1990). *Sprinkle and Trickle Irrigation*. van Nostrand Reinhold., New York, Estados Unidos de América. 652 p.
- Ratliff, L.F., Ritchie, J.T., y Cassel, D.K.** 1983. Field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47: 770-775.

#### M. PROFUNDIDAD RADICULAR

- Doorenbos, J. y Kassam, A.H.** 1979. Yield response to water. Estudio de Riego y Drenaje No. 33, FAO, Roma, 193 pp.
- Keller, J. y Bliesner, R.D.** (1990). *Sprinkle and Trickle Irrigation*. van Nostrand Reinhold., New York, Estados Unidos de América. 652 p.

## N. IMPACTO DE LA SALINIDAD EN LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

- Ayers, R.S. y D.W. Westcot. 1985. *Water quality for agriculture*. Estudio de Riego y Drenaje No. 29, Rev. 1. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 174 páginas.
- Doorenbos, J. y A.H. Kassam. 1979. *Yield response to water*. Estudio de Riego y Drenaje No. 33, Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 193 páginas.
- Hanks, R.J. 1984. Prediction of crop yield and water consumption under saline conditions. Section 8.2, páginas 272-283, in Shainberg, I. y J. Shalhevet (ed), *Soil Salinity under Irrigation: Processes and Management*, Springer-Verlag, Berlin.
- Hoffman, G.J., J.A. Jobes, y W.J. Alves. 1983. Response to tall fescue to irrigation water salinity, leaching fraction, and irrigation frequency. *Agric. Water. Management* 7: 439-456.
- Letey, J. y A. Dinar. 1986. Simulated crop-water production functions for several crops when irrigated with saline waters. *Hilgardia* 54(1):1-32.
- Letey, J., A. Dinar, y K.C. Knapp. 1985. Crop-water production function model for saline irrigation waters. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49:1005-1009.
- Maas, E.V. 1990. Crop salt tolerance. In: K.K. Tanji (Ed.), *Agricultural Salinity Assessment and Management*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 71. Am Soc. Civil Engineers, New York, Estados Unidos de América. pp. 262-304.
- Mieri, A. 1984. Plant response to salinity: experimental methodology and application to the field, Section 8.3, páginas 284-297, in Shainberg, I. y J. Shalhevet (ed), *Soil Salinity under Irrigation: Processes and Management*, Springer-Verlag, Berlin.
- Oster, J.D. 1994. Irrigation with poor quality water – review article. *Agricult. Water management* 25:271-297.
- Oster, J.D., I. Shainberg, y I.P. Abrol. 1996. Reclamation of salt-affected soil, Ch. 14. In: M. Agassi (ed.). *Soil Erosion, Conservation, and Rehabilitation*. Marcel Dekker, Inc. New York, Estados Unidos de América. pp 315-35.
- Rhodes, J.D., A. Kandiah, y A.M. Mashali. 1992. *The use of saline waters for crop production*. Estudio de Riego y Drenaje No. 48. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 133 páginas.
- Shalhevet, J. 1984. Management of Irrigation with Brackish Water, Section 8.4, páginas 298-318, in Shainberg, I. y J. Shalhevet (ed), *Soil Salinity under Irrigation: Processes and Management*, Springer-Verlag, Berlin.
- Shalhevet, J. 1994. Using water of marginal quality for crop production: major issues – review article. *Agricult. Water management* 25:233-269.
- Stewart, J.I., R.M. Hagan, y W.O. Pruitt. 1976. Salinity effects on corn yield, evapotranspiration, leaching fraction, and irrigation efficiency. páginas 316-331 in H.E. Dregne (ed). *Managing Saline Water for Irrigation*, Proceedings of the Int. Conf. on Managing Saline Water for Irrig.: Planning for the Future, Lubbock, Texas.
- Tanji, K.K. (Ed.), *Agricultural Salinity Assessment and Management*. 1990. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 71. Am Soc. Civil Engineers, New York, Estados Unidos de América, pp. 113-137

## O. EVAPORACIÓN DEL SUELO

- Hanks, R.J. 1974. Model for predicting plant growth as influenced by evapotranspiration and soil water. *Agron. J.* 66:660-665.
- Hanks, R.J. 1985. Crop coefficients for transpiration. *Advances in Evapotranspiration*. Proceedings, National Conf. Advances in Evapotranspiration., ASAE, Chicago, IL., 431-438.
- Hanks, R.J. y Hill, R.W. 1980. *Modeling Crop Response to Irrigation in Relation to Soils, Climate and Salinity*. International Irrigation Information Center, No. 6, Pergamon Press, Elmsford, New York, Estados Unidos de América. 63 p.
- Kanemasu, E.T., Stone, L.R., y Powers, W.L. 1976. Evapotranspiration model tested for soybean and sorghum. *Agron. J.* 68:569-572.
- Pruitt, W.O. 1995. Background information on development of Fig. 6 in FAO Estudio Riego y Drenaje No. 24, comunicación personal, Davis, Estados Unidos de América.
- Ritchie, J.T. 1972. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resources Res.* 8:1204-1213.
- Ritchie, J.T. 1974. Evaluating irrigation needs for southeastern U.S.A. 262-273. *Proc. Irrig. and Drain. Spec. Conf.*, ASCE.
- Ritchie, J.T., Godwin, D.C., y Singh, U. 1989. Soil and weather inputs for the IBSNAT crop models. *Proceedings of the IBSNAT Symposium: Decision Support System for Agrotechnology Transfer: Part I.*, IBSNAT, Dept. Agronomy and Soil Science, College of Tropical Agriculture and Human Resources, University of Hawaii, Honolulu, HA. p. 31-45.
- Ritchie, J.T. y Johnson, B.S. 1990. Soil and plant factors affecting evaporation. Chapter 13 of *Irrigation of Agricultural Crops*, (Stewart, B.a. y Nielsen, D.R. (ed.)), Agronomy Series 30. Am. Soc. Agron. p. 363-390.
- Tanner, C.B. y Fuchs, M. 1968. Evaporation from unsaturated surfaces: a generalized combination equation. *J. Geophysical Res.* 73(4):1299-1304.
- Tanner, C.B. y Jury, W.A. 1976. Estimating evaporation and transpiration from a crop during incomplete cover. *Agron. J.* 68:239-242.
- Wright, J.L. 1989. Evaporation data for a dry soil surface condition, unpublished data, USDA-ARS, Kimberly, Estados Unidos de América.

## P. FACTORES QUE AFECTAN ET<sub>c</sub>

- Allen, I.H., Jones, P. y Jones, J. W. 1985. Rising atmospheric CO<sub>2</sub> and evapotranspiration. Proc. Natl. Conf. on Advances in Evapotranspiration (Chicago, IL, 16-17 Dec.), ASAE, St. Joseph, Estados Unidos de América.
- Burman, R.D., Wright, J.L. y Jensen, M.E. 1975. Changes in climate and estimated evaporation across a large irrigated area in Idaho. *Trans. ASAE* 18 (6): 1089-1091, 1093.
- Doorenbos, J. y Kassam, A.H. 1979. *Yield response to water*. FAO Estudio de Riego y Drenaje No. 33, Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 193 pp.



- Loomis, R.S. y Williams, W.A. 1969. Productivity and the morphology of crop stand patterns with leaves. In: J.D. Eastin (ed) *Physiological Aspects of Crop Yield*. ASA, CSSA and SSSA, Madison, Estados Unidos de América: 27-47.
- Rhoades, J.D., Kandiah, A. y Mashali A.M. 1992. *The Use of Saline Waters for Crop Production*. FAO Estudio de Riego y Drenaje 48, Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma.
- Shuttleworth, W.J. y Wallace, J.S. 1985. Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.* 111: 839-853.
- Wallace, J.S., Roberts, J.M., y Sivakuma, M.V.K. 1990. The estimation of transpiration from sparse dryland millet using stomatal conductance and vegetation area indices. *Agric. and Forest Meteorol.* 51: 35-49.

## Q. BALANCE DE AGUA EN EL SUELO Y CALENDARIO DE RIEGO

- Bastiaanssen, W.G.M. 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Tesis Doctoral, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Países Bajos, 273 pp.
- Belmans, C., Wesseling, J.G. y Feddes, R.A. 1983. Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *I. Hydrology*, 63: 271-286.
- Camp, C.R., Sadler, E.J. y Yoder, R.E. 1996. Evapotranspiration and irrigation scheduling. *Proc. Int. Conf. on Evapotranspiration and Irrigation Scheduling*. Am. Soc. Ag. Engineers, St. Joseph, Estados Unidos de América, ISBN 0-929355-82-2. 1166 p.
- Doorenbos, J. y Kassam, A.H. 1979. *Yield response to water*. FAO Estudio de Riego y Drenaje No. 33, Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 193 pp.
- Jordan, W.R. y Ritchie, J.T. 1971. Influence of soil water stress on evaporation, root absorption and internal water status of cotton. *Plant Physiol.* 48: 783-788.
- Kabat, P., van den Broek, B.J. y Feddes, R.A. 1992. SWACROP: a water management and crop production simulation model. *ICID Bull.* 41 (2): 61-84.
- Merriam, J.L. 1966. A management control concept for determining the economical depth and frequency of irrigation. *Trans. Am. Soc. Agric. Engrs.* 9: 492-498.
- Pereira, L.S., Perrier, A. Ait Kadi, M. y Kabat, P. (eds) 1992. *Crop Water Models*. Special issue of the *ICID Bulletin*. 41 (2), 200 pp.
- Pereira, L.S., van den Broek, B.J., Kabat, P. y Allen, R.G. (eds) 1995. *Crop-Water Simulation Models in Practice*. Wageningen Pers, Wageningen, Países Bajos, 339 pp.
- Raes, D., Lemmens, H., Van Aelst, P., Vanden Bulcke, M. y Smith, M. 1988. IRSIS - Irrigation Scheduling Information System. Reference Manual n° 3. Institute for Land and Water Management, K.U.Leuven, Bélgica. Volume 1&2, 119 & 71 p.
- Smith, M. 1992. *CROPWAT, a computer program for irrigation planning and management*. FAO Estudio de Riego y Drenaje 46, Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma.
- Teixeira, J.L., Farrajota, M.P. y Pereira, L.S. 1995. PROREG simulation software to design demand in irrigation projects. In: Pereira, L.S., van den Broek, B.J., Kabat, P. y Allen, R.G. (eds) *Crop-Water Simulation Models in Practice*. Wageningen Press, Wageningen, Países Bajos: 273-285.

- Tuzet, A., Perrier, A. y Masaad, C. 1992. Crop water budget estimation of irrigation requirement. *ICID Bull.* 41(2): 1-17.
- Xevi, E. y Feyen, J. 1992. Combined soil water dynamic model (SWATRER) and summary crop simulation model (SUCROS). *ICID Bull.* 41(2): 85-98.

## R. GENERAL

- Doorenbos, J. y Pruitt, W.O. 1975. *Guidelines for predicting crop water requirements*, Irrigation and Drainage Paper 24, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma, 179 p.
- Doorenbos, J. y Pruitt, W.O. 1977. *Guidelines for predicting crop water requirements*, Irrigation and Drainage Paper 24 (Rev. 1), Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma, 144 p.
- Jensen, M.E., Burman, R.D., y Allen, R.G. (ed). 1990. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices No. 70., Am. Soc. Civil Engrs., New York, Estados Unidos de América, 360 p.
- Martin, D.L. y J.R. Gilley 1993. *Irrigation Water Requirements*. Capítulo 2 del SCS National Engineering Handbook, Servicio de Conservación de Suelos, Washington D.C., 284 pp.
- Pereira, L.S. y Allen, R.G. 1998. Crop water requirements. Volúmen I del *Handbook of Agricultural Engineering*, CIGR y ASAE (en prensa).

## CUADERNOS TÉCNICOS DE LA FAO

### ESTUDIOS FAO: RIEGO Y DRENAJE

1	La práctica del riego y la ordenación de aguas, 1972 (A* E* F* I*)	34	Corrosion and encrustation in water wells, 1980 (I)
1 Rev.	1. Irrigation practice and water management, 1984 (I)	35	Mecanización del riego por aspersión, 1986 (C E F I)
2	Revestimiento de canales de riego, 1972 (Nueva edición 1977, disponible en E, F e I en la colección FAO: Fomento de tierras y aguas, N_1)	36	Riego localizado, 1986 (Ar C E* F I)
3	Design criteria for basin irrigation systems, 1971 (I*)	37	Arid zone hydrology, 1981 (C I)
4	Village irrigation programmes _ a new approach in water economy, 1971 (F I*)	38	Elementos para el proyecto de drenajes, 1985 (Ar C E F I)
5	El riego automatizado, 1971 (E* F* I*)	39	Los lisímetros, 1986 (C E F I)
6	El drenaje de los suelos pesados, 1971 (E* F I*)	40	Organización, operación y conservación de los proyectos de riego, 1991 (C E* F I)
7	Salinity seminar, Baghdad, 1971 (F I*)	41	Ordenación del ambiente para la lucha antivectorial en arrozales, 1986 (E F I)
8	El agua y el medio ambiente, 1973 (E* F* I*)	42	Consultation on irrigation in Africa, 1987 (F I)
9	Los materiales para avenamientos, 1972 (E* F* I*)	43	Water lifting devices, 1986 (F I)
10	La ordenación integrada de las aguas en la agricultura, 1974 (E* F* I*)	44	Design and optimization of irrigation distribution networks, 1988 (F I)
11	Planning methodology seminar, Bucharest, 1972 (F* I*)	45	Guidelines for designing and evaluating surface irrigation systems, 1989 (I)
12	Farm water management seminar, Manila, 1972 (I*)	46	CROPWAT - programa de ordenador para planificar y manejar el riego, 1993, (E F I)
13	Water use seminar, Damascus, 1972 (F* I*)	47	Wastewater treatment and use in agriculture, 1992 (I)
14	Riego por goteo, 1974 (E* F* I*)	48	The use of saline waters for crop production, 1993 (I)
15	Drainage machinery, 1973 (F* I*)	49	CLIMWAT FOR CROPWAT, 1993 (E)
16	Saneamiento de suelos salinos, 1973 (C* E* F* I*)	50	Le pompage éolien, 1994 (F)
17	La influencia del hombre en el ciclo hidrológico, 1973 (E* F* I*)	51	Prospects for the drainage of clay soils, 1995 (I)
18	Aguas subterráneas, seminario de Granada, 1972 (E* F I*)	52	Reforming water resources policy, 1995 (I)
19	Mathematical models in hydrology, 1973 (I)	53	Environmental impact assessment of irrigation and drainage projects, 1995 (I)
20/1	Water laws in Moslem countries _ Vol. 1, 1973 (F* I*)	54	Cruets et apports, 1996 (F)
20/2	Water laws in Moslem countries _ Vol. 2, 1978 (F I)	55	Lucha contra la contaminación agrícola de los recursos hídricos, 1997 (E I)
21	Groundwater models, 1973 (I)	56	Evapotranspiración del cultivo, 2006 (E I)
22	Agua para agricultura _ Indice, 1973 (E/F/I*)	57	Soil salinity assessment, 1999 (E)
23	Los métodos de simulación en el aprovechamiento de los recursos hídricos, 1974 (E* F I*)	58	Transferencia de la gestión del riego, 2001 (E F-I R)
24	Las necesidades de agua de los cultivos, 1975 (C* E F I) (1977, rev. (I))	59	Performance analysis of on-demand pressurized irrigation systems, 2000 (I)
25	Precipitación efectiva, 1974 (C* E* F* I*)	60 Rev.1	Materials for subsurface land drainage systems, 2005 (I)
26/1	Pequeñas obras hidráulicas _ Vol. 1, 1976 (E F* I)	61	Agricultural drainage water management in arid and semi-arid areas, 2002 (I)
26/2	Pequeñas obras hidráulicas _ Vol. 2, 1976 (E F I)		
27	Estaciones agrometeorológicas, 1976 (E* F* I*)		
28	Ensayos de drenaje, 1976 (E F I)		
29	Calidad del agua para la agricultura, 1976 (E* F* I*)		
29 Rev.	1. La calidad del agua en la agricultura, 1987 (C** E* F I)		
30	Self help wells, 1977 (I)*		
31	Contaminación de las aguas subterráneas, 1981 (C* E I*)		
32	Deterministic models in hydrology, 1979 (I)*		
33	Efectos del agua sobre el rendimiento de los cultivos, 1979 (C* E F I)		

Disponibilidad: agosto de 2006

Ar	-	Arabe	Multil	-	Multilingüe
C	-	Chino	*		Agotado
E	-	Español	**		En preparación
F	-	Francés			
I	-	Inglés			
P	-	Portugués			
R	-	Ruso			

Los cuadernos técnicos de la FAO pueden obtenerse en los puntos de venta autorizados de la FAO, o directamente en la Sección de Distribución y Ventas, FAO, Viale delle Terme di Caracalla, 00100 Roma, Italia.

## Evapotranspiración del cultivo

Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos

En esta publicación se presenta una actualización del procedimiento para calcular la evapotranspiración de referencia y la evapotranspiración del cultivo a partir de datos meteorológicos y coeficientes de cultivo. El procedimiento, que fue presentado por primera vez en la publicación N° 24 de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO «Las Necesidades de Agua de los Cultivos» en 1977, permite estimar la cantidad de agua que un cultivo utiliza teniendo en cuenta el efecto del clima y las características del cultivo. La presente publicación incorpora avances en investigación y un procedimiento más preciso para determinar el uso de agua de los cultivos de acuerdo a las recomendaciones de un panel de expertos de alto nivel organizado por la FAO en mayo de 1990. La primera parte de estas guías incluye procedimientos para determinar la evapotranspiración del cultivo de referencia de acuerdo con el método Penman-Monteith. A continuación se presentan procedimientos actualizados para estimar la evapotranspiración de diversos cultivos en diferentes etapas de desarrollo y condiciones ecológicas.

ISBN 92-5-304219-2 ISSN 1020-4393



9 789253 042197

TC/M/X0490S/1/08.06/1050