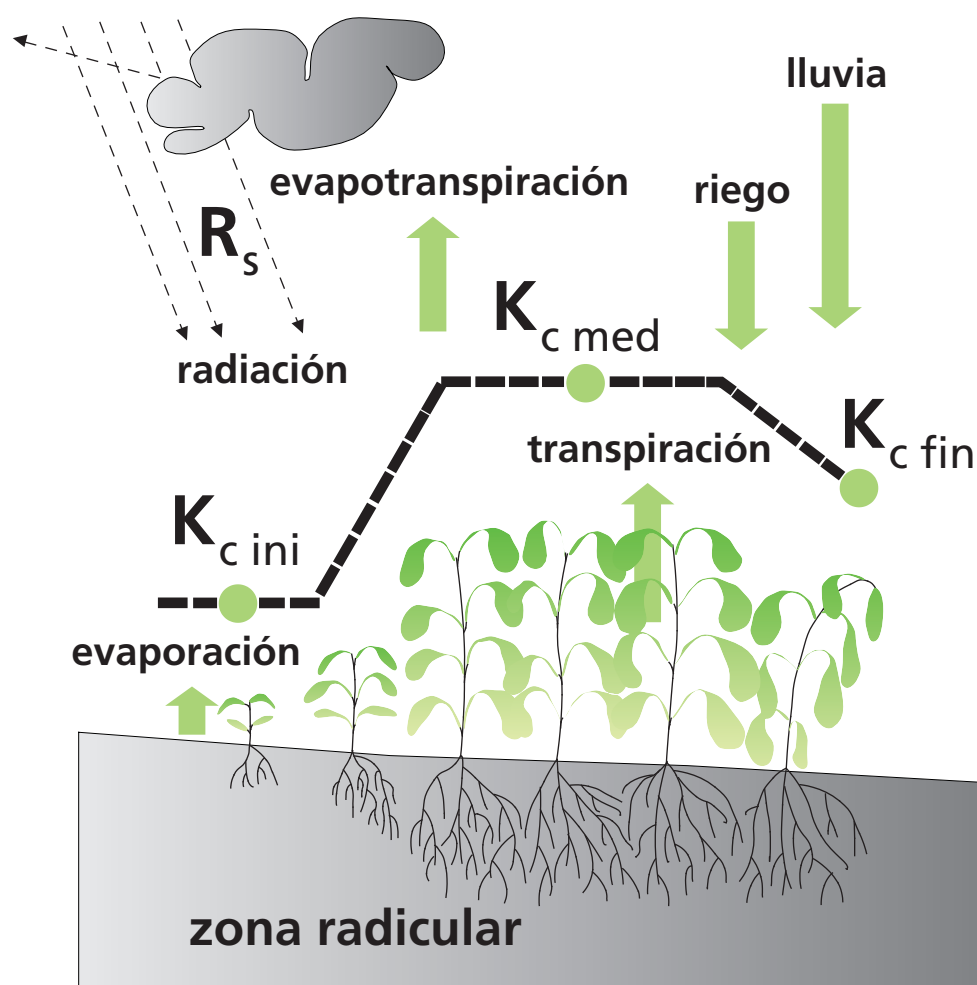


Evapotranspiración del cultivo

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



Evapotranspiración del cultivo

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

por

Richard G. Allen

Utah State University
Logan, Utah, EE.UU.

Luis S. Pereira

Instituto Superior de Agronomia
Lisboa, Portugal

Dirk Raes

Katholieke Universiteit Leuven
Leuven, Bélgica

Martin Smith

Servicio de Recursos, Formento y Aprovechamiento de Aguas
FAO

Las denominaciones empleadas en este producto informativo y la forma en que aparecen presentados los datos que contiene no implican, de parte de la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, juicio alguno sobre la condición jurídica o nivel de desarrollo de países, territorios, ciudades o zonas, o de sus autoridades, ni respecto de la delimitación de sus fronteras o límites.

ISBN 92-5-304219-2

Todos los derechos reservados. Se autoriza la reproducción y difusión de material contenido en este producto informativo para fines educativos u otros fines no comerciales sin previa autorización escrita de los titulares de los derechos de autor, siempre que se especifique claramente la fuente. Se prohíbe la reproducción del material contenido en este producto informativo para reventa u otros fines comerciales sin previa autorización escrita de los titulares de los derechos de autor. Las peticiones para obtener tal autorización deberán dirigirse al

Jefe de la Subdirección de Políticas y Apoyo en Materia de Publicación Electrónica
de la Dirección de Información de la FAO

Viale delle Terme di Caracalla, 00100 Roma, Italia

o por correo electrónico a:

copyright@fao.org

© FAO 2006

Índice

1. Introducción a la evapotranspiración	1
Proceso de Evapotranspiración	1
Evaporación	1
Transpiración	3
Evapotranspiración	3
Unidades	3
Factores que afectan la evapotranspiración	5
Variables climáticas	5
Factores de cultivo	5
Manejo y condiciones ambientales	5
Conceptos de Evapotranspiración	7
Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o)	7
Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c)	7
Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar ($ET_{c_{aj}}$)	9
Determinación de la evapotranspiración	10
Medición de ET	10
ET calculada con datos meteorológicos	13
ET estimada con el tanque de evaporación	13
PARTE A. Evapotranspiración de referencia (ET_o)	15
2. Ecuación de FAO Penman-Monteith	17
Necesidad de un método estándar para determinar ET_o	17
Formulación de la ecuación de Penman-Monteith	18
Ecuación de Penman-Monteith	18
Resistencia aerodinámica (r_a)	20
Resistencia superficial (total) (r_s)	20
Superficie de Referencia	23
Ecuación de FAO Penman-Monteith	24
Ecuación	24
Datos	27
Estimación de datos faltantes	28
3. Datos meteorológicos	29
Factores meteorológicos que determinan la ET	29
Radiación solar	29
Temperatura del aire	29
Humedad del aire	30
Velocidad del viento	30
Parámetros atmosféricos	31
Presión atmosférica (P)	31
Calor latente de vaporización (λ)	31
Constante psicrométrica (γ)	31
Temperatura del aire	32

Humedad del aire	33
Conceptos	33
Medición	35
Procedimientos de cálculo	35
Radiación	41
Conceptos	41
Unidades	43
Medición	45
Procedimientos de cálculo	45
Velocidad del viento	55
Medición	55
Relación del viento con la altura	55
Recolección de datos climáticos	57
Estaciones meteorológicas	57
Bases de datos agroclimáticos mensuales	57
Estimación de datos climáticos faltantes	58
Estimación de datos faltantes de humedad	58
Estimación de los datos de radiación	59
Datos faltantes de viento	63
Datos mínimos requeridos	64
Una ecuación alternativa para el cálculo de ET_0	64
4. Determinación de ET_0	65
Ecuación de Penman-Monteith	65
Procedimientos de cálculo	66
ET_0 calculada para diversos períodos de tiempo	66
Procedimientos de cálculo en caso de datos faltantes	76
Método del tanque evaporímetro	78
Tanque evaporímetro	78
Coeficiente del tanque evaporímetro (K_p)	79
PARTE B. Evapotranspiración del cultivo en condiciones estándar	87
5. Introducción a la evapotranspiración del cultivo (ET_c)	89
Procedimientos de cálculo	89
Cálculo directo	89
Enfoque del coeficiente del cultivo	89
Factores que determinan el coeficiente del cultivo	91
Tipo del cultivo	91
Clima	91
Evaporación del suelo	93
Etapas del crecimiento del cultivo	95
Evapotranspiración del cultivo (ET_c)	97
Enfoques de los coeficientes único y dual del cultivo	98
Curva del coeficiente del cultivo	99
Diagrama de flujo de los cálculos	101
6. ET_c – coeficiente único del cultivo (K_c)	103
Duración de las etapas de crecimiento	103

Coeficientes del cultivo	109
Valores tabulados de K_c	109
Coeficiente del cultivo para la etapa inicial ($K_{c\ ini}$)	114
Coeficiente del cultivo para la etapa de mediados de temporada ($K_{c\ med}$)	121
Coeficiente del cultivo para el término de la etapa final ($K_{c\ fin}$)	125
Elaboración de la curva de K_c	127
Cultivos anuales	127
Curva de K_c para cultivos forrajeros	128
Árboles frutales	129
Cálculo de la ET_c	129
Determinación gráfica del valor de K_c	129
Determinación numérica del valor de K_c	132
Coeficientes del cultivo basados en la alfalfa como referencia	133
Extrapolación de valores previos de K_c	134
7. ET_c – coeficiente dual del cultivo ($K_c = K_{cb} + K_e$)	135
Componente de la transpiración ($K_{cb} ET_o$)	135
Coeficiente basal del cultivo (K_{cb})	135
Determinación de los valores diarios de K_{cb}	141
Componente de la evaporación ($K_e ET_o$)	141
Procedimiento de cálculo	142
Límite superior $K_{c\ max}$	143
Coeficiente de reducción de la evaporación del suelo (K_r)	144
Fracción expuesta y humedecida del suelo (f_{ew})	147
Cálculo diario del valor de K_e	151
Cálculo de ET_c	156
PARTE C. Evapotranspiración del cultivo en condiciones no-estándar	159
8. ET_c bajo condiciones de estrés hídrico	161
Disponibilidad de agua en el suelo	161
Agua disponible total (ADT)	161
Agua fácilmente aprovechable (AFA)	162
Coeficiente de estrés hídrico (K_s)	167
Balance de agua del suelo	169
Planificación del riego	171
Efectos de la salinidad del suelo	174
Relación productividad-salinidad	175
Relación productividad-estrés hídrico	176
Relación combinada salinidad-reducción de la ET	177
Sin estrés hídrico ($D_r < AFA$)	177
Con estrés hídrico ($D_r > AFA$)	177
Aplicación	181
9. ET_c para vegetación natural, atípica y subóptima	183
Procedimiento de cálculo	183
Etapa inicial de crecimiento	183
Etapas de mediado y final de temporada	183
Condiciones de estrés hídricos	184

Ajuste para la etapa de mediados de temporada para vegetación escasa	184
Ajuste a partir de observaciones de campo	184
Estimación de $K_{cb\ med}$ a partir del índice de área foliar (IAF)	185
Estimación de $K_{cb\ med}$ a partir de la cobertura efectiva del suelo ($f_{c\ eff}$)	187
Estimación de $K_{cb\ full}$	189
Conclusión	190
Etapa de mediados de temporada: ajuste por control estomático	191
Etapa de final de temporada	192
Estimación de $ET_{c\ aj}$ considerando la productividad del cultivo	193
10. ET_c bajo distintas prácticas de manejo	195
Efecto del mantillo (mulch) sobre la superficie	195
Cobertura con plástico	195
Cobertura orgánica	196
Cultivos intercalados	197
Vegetación contigua	198
Vegetación solapada	199
Cultivos de borde	199
Áreas reducidas de vegetación	199
Áreas rodeadas por vegetación que posee características similares de rugosidad y de humedad	200
Efectos de «oasis» y «ropa tendida»	200
Estrés ambiental inducido como práctica de manejo	202
Semilla de alfalfa	203
Algodón	203
Remolacha azucarera	204
Café	204
Té	204
Olivos	204
11. ET_c fuera de la temporada productiva	205
Tipos de condiciones de la superficie del terreno	205
Suelo descubierto	205
Superficie cubierta por vegetación muerta	205
Superficie cubierta por vegetación viva	206
Superficies congeladas o cubiertas con nieve	207
Anexos	
1. Unidades y símbolos	209
2. Cuadros meteorológicos	211
3. Bases físicas de los parámetros usados en el cálculo de la evapotranspiración	221
4. Análisis estadístico de los datos climáticos	227
5. Medida y determinación de la integridad de los datos meteorológicos	241
6. Corrección de datos climáticos obtenidos en estaciones no-referenciales para calcular ET_0	253
7. Cálculo de K_c para el estado inicial de los cultivos anuales	259
8. Ejemplo de cálculo para la aplicación del concepto de K_c en calendarios de riego	265
Bibliografía	277

Lista de figuras

1. Representación esquemática de un estoma	2
2. Partición de la evapotranspiración en evaporación y transpiración durante el período de crecimiento de un cultivo anual	2
3. Factores que afectan la evapotranspiración con referencia a conceptos relacionados de ET	4
4. Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o), bajo condiciones estándar (ET_c) y bajo condiciones no estándar ($ET_{c_{aj}}$)	6
5. Representación esquemática de la variación diurna de los componentes del balance de energía sobre una superficie transpirante con suficiente cantidad de agua en un día soleado	11
6. Balance de agua en el suelo de la zona radicular	12
7. Representación simplificada de la resistencia superficial (total) y de la resistencia aerodinámica al flujo de vapor de agua	19
8. Representación típica de la variación del Índice de Área Foliar (IAF) activo (verde) a lo largo del período de crecimiento de un cultivo de maíz	22
9. Características del cultivo hipotético de referencia	24
10. Ilustración del efecto de la velocidad del viento sobre la evapotranspiración en condiciones atmosféricas secas y calientes comparadas con condiciones húmedas y tibias	30
11. Presión de saturación de vapor (e^o) en función de la temperatura: curva de $e^o(T)$	34
12. Variación de la humedad relativa durante un período de 24 horas para una presión de vapor constante de 2,4 kPa	34
13. Variación anual de la radiación extraterrestre (R_a) en el ecuador, a los 20 y 40° de latitud norte y sur	41
14. Variación anual de las horas de luz del día (N) en el ecuador, a los 20 y 40° de latitud norte y sur	42
15. Componentes de la radiación	44
16. Factor de conversión para convertir la velocidad del viento medida en cierta altura sobre el nivel del suelo a la velocidad del viento en la altura estándar (2 m)	56
17. Relación entre la fracción de radiación extraterrestre que alcanza la superficie de la tierra, R_s/R_a , y la diferencia de temperatura $T_{max} - T_{min}$ para zonas interiores ($k_{RS} = 0.16$) y para zonas costeras ($k_{RS} = 0.19$)	61
18. ET_o calculada por CROPWAT	69
19. Dos casos de localización del tanque de evaporación y sus alrededores	79
20. Valores típicos de K_c para diferentes cultivos completamente desarrollados	92
21. Rangos extremos de K_c para cultivos completamente desarrollados, en respuesta a variaciones climáticas y meteorológicas	92
22. El efecto de la evaporación sobre K_c .	94
23. Etapas de desarrollo de diferentes cultivos	94
24. Rangos típicos esperados del valor de K_c para las cuatro etapas del crecimiento	97

25. Curva generalizada del coeficiente del cultivo, correspondiente al procedimiento del coeficiente único del cultivo	100
26. Curvas del coeficiente del cultivo mostrando las curvas de K_{cb} (línea gruesa), de la evaporación en el suelo K_e (línea delgada) y la curva correspondiente de $K_c = K_{cb} + K_e$ curve (línea punteada)	100
27. Procedimiento general para calcular ET_c	102
28. Variación de la longitud del período de crecimiento del arroz (cultivar: Jaya), repartidos durante varios meses del año, en diferentes lugares a lo largo del Río Senegal (África)	109
29. Valor promedio de $K_{c\ ini}$ relacionado con el nivel de ET_o y el intervalo de tiempo entre riegos y/o lluvias significativas durante la etapa inicial de crecimiento, para cualquier tipo de suelo, cuando los eventos de humedecimiento sean de ligeros a medianos (3–10 mm por evento)	117
30. Valor promedio de $K_{c\ ini}$ relacionado con el nivel de ET_o y el intervalo de tiempo entre riegos para eventos de humedecimiento mayores o iguales a 40 mm durante la etapa inicial para a) suelos de textura gruesa; b) suelos de textura mediana y fina	118
31. Riego con humedecimiento parcial	120
32. Ajuste (aditivo) al valor de $K_{c\ med}$ del Cuadro 12 para diferentes alturas del cultivo y valor promedio diario de la velocidad del viento (u_2) para diferentes condiciones de humedad	122
33. Rangos esperados de $K_{c\ fin}$	126
34. Curva del coeficiente del cultivo	126
35. Curva de K_c para alfalfa destinada para heno en el sur de Idaho, Estados Unidos, utilizando valores de los Cuadros 11 y 12 y ajustes a través de las Ecuaciones 62 y 65	128
36. Curva de K_c y valores decadales de K_c y ET_c derivados del gráfico, para el cultivo de frijol (judía) seco del ejemplo (Recuadro 15)	132
37. Curva del coeficiente basal del cultivo (K_{cb}) para el cultivo de frijol seco (Ejemplo 28) usando las longitudes de las etapas de crecimiento de 25, 25, 30 y 20 días	142
38. Coeficiente de reducción de la evaporación, K_r	145
39. Determinación de la variable f_{ew} en función de la fracción de cobertura de la superficie del suelo (f_c) y de la fracción humedecida de la superficie (f_w)	148
40. Balance de agua en la capa superior del suelo	152
41. Factor de agotamiento (p) para diferentes niveles de evapotranspiración del cultivo	166
42. Coeficiente de estrés hídrico, K_s	167
43. Balance de agua en la zona radicular	169
44. El efecto de la salinidad en el coeficiente de estrés hídrico K_s	181
45. Diferentes situaciones de cultivos intercalados	198
46. Curvas de K_c para áreas pequeñas con vegetación bajo efecto oasis, en función del ancho de la superficie con vegetación, para condiciones de $HR_{min} = 30\%$, $u_2 = 2$ m/s, altura de la vegetación (h) = 2 m y IAF = 3	203
47. Evapotranspiración promedio medida durante períodos invernales sin crecimiento vegetativo, en Kimberly, Idaho, Estados Unidos	208

Lista de Cuadros

1. Factores de conversión para expresar evapotranspiración	4
2. ET_0 promedio para diferentes regiones agroclimáticas en mm día^{-1}	8
3. Factores de conversión para la radiación	45
4. Valores generales de la velocidad del viento en términos mensuales	63
5. Coeficientes del tanque evaporímetro (K_p) para el Tanque Clase A para diversas localizaciones y ambientes de los tanques y varios valores de velocidad media del viento y de humedad relativa	81
6. Coeficientes del tanque evaporímetro (K_p) para el Tanque Tipo Colorado para diversas localizaciones y ambientes de los tanques y varios valores de velocidad media del viento y de humedad relativa	81
7. Coeficientes del tanque evaporímetro (K_p): Ecuaciones de regresión derivadas de los Cuadros 5 y 6	82
8. Cocientes de evaporación de diversos tipos de tanques y del tanque tipo Colorado para diversas condiciones climáticas y ambientales	83
9. Valores aproximados de $K_{c\text{ ini}}$ correspondientes a eventos moderados de humedecimiento (10–40 mm) y texturas medias del suelo	95
10. Criterios generales de selección para los procedimientos del coeficiente único y dual del cultivo	98
11. Duración de las etapas de desarrollo del cultivo para distintos períodos de siembra y regiones climáticas	104
12. Valores del coeficiente único (promedio temporal) del cultivo K_c y alturas medias máximas de las plantas para cultivos no estresados y bien manejados en climas sub-húmedos ($HR_{\text{min}} \approx 45\%$, $u_2 \approx 2 \text{ m/s}$) para usar en la fórmula de la FAO Penman-Monteith ET_0	110
13. Clasificación de las láminas de precipitación	115
14. $K_{c\text{ ini}}$ para arroz y varias condiciones climáticas	121
15. Estimaciones empíricas de datos mensuales de velocidad del viento	124
16. Valores típicos de HR_{min} comparados con HR_{med} para clasificaciones climáticas generales	124
17. Coeficiente basal del cultivo K_{cb} para cultivos no estresados y bien manejados en climas sub-húmedos ($HR_{\text{min}} \approx 45\%$, $u_2 \approx 2 \text{ m/s}$) para ser usados en la Ecuación de la FAO Penman-Monteith ET_0	137
18. Guías generales para la derivación de K_{cb} a partir de los valores de K_c incluidos en el Cuadro 12	141
19. Características típicas de humedad para diferentes tipos de suelo	144
20. Valores comunes de la fracción f_w de la superficie humedecida del suelo por riego o lluvia	149
21. Valores comunes de la fracción del suelo cubierta por la vegetación (f_c) y de la expuesta a la luz del sol ($1-f_c$)	149
22. Rangos de profundidad máxima efectiva de las raíces (Z_r) y fracción de agotamiento de la humedad del suelo (p) para condiciones sin estrés hídrico, para cultivos comunes	163
23. Tolerancia a las sales de cultivos agrícolas comunes, expresada como la conductividad eléctrica del extracto de saturación del suelo correspondiente al umbral donde la productividad del cultivo	

se reduce por primera vez por debajo de la productividad potencial total ($CE_{e\text{ umbral}}$) y expresada como la pendiente (b) de reducción en la productividad cuando la salinidad aumenta por encima del $CE_{e\text{ umbral}}$	178
24. Coeficientes estacionales de respuesta de la productividad, FAO No. 33, serie de Riego y Drenaje	181
25. Reducción aproximada del valor de K_c y de la evaporación en la superficie e incrementos de la transpiración para varios cultivos hortícolas bajo una cobertura completa de plástico, en comparación con condiciones sin cobertura utilizando riego por goteo	196

Lista de cuadros

1. Capítulos relacionados con el cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o) presentados en este libro	8
2. Capítulos relacionados con el cálculo de la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c) presentados en este libro	9
3. Capítulos relacionados con el cálculo de la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar ($ET_{c\text{ aj}}$) presentados en este libro	10
4. Resistencia aerodinámica de la superficie de pasto de referencia	21
5. Resistencia superficial (total) para el cultivo de referencia (pasto)	22
6. Derivación de la ecuación de FAO Penman-Monteith para el cultivo hipotético de referencia	26
7. Hoja de cálculo para determinar el déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$)	40
8. Conversión de valores de energía a evaporación equivalente	44
9. Hoja de cálculo para la radiación extraterrestre (R_a) y la insolación máxima (N)	49
10. Hoja de cálculo para la radiación neta (R_n)	53
11. Planilla para el cálculo de ET_o (FAO Penman-Monteith)	67
12. Descripción del Tanque Clase A	84
13. Descripción del tanque enterrado tipo Colorado	85
14. Demostración del efecto del clima en el valor de $K_{c\text{ med}}$ para el cultivo de trigo desarrollado bajo condiciones de campo	123
15. Caso de estudio: cultivo de frijol seco en Kimberly, Idaho, Estados Unidos (coeficiente único del cultivo)	130
16. Caso de estudio de un cultivo de frijol seco (judías) en Kimberly, Idaho, Estados Unidos (coeficiente dual del cultivo)	158
17. Medición y estimación del IAF	186
18. Medición y estimación de $f_{c\text{ eff}}$	187

Lista de ejemplos

1. Conversión de la evaporación a partir de una unidad a otra	4
2. Determinación de parámetros atmosféricos	32
3. Determinación de la presión media de vapor de saturación	36
4. Determinación de la presión real de vapor a partir de lecturas del psicrómetro	38
5. Determinación de la presión real de vapor de la humedad relativa	39
6. Determinación del déficit de presión de vapor	39
7. Conversión de la latitud en grados y minutos a radianes	46
8. Determinación de la radiación extraterrestre	47
9. Determinación de la insolación máxima	48
10. Determinación de la radiación solar con datos de insolación real diaria	50
11. Determinación de la radiación neta de onda larga	52
12. Determinación de la radiación neta	53
13. Determinación del flujo de calor en el suelo para períodos mensuales	55
14. Ajuste de datos de velocidad del viento a la altura estándar	56
15. Determinación de la radiación solar con datos de temperatura	61
16. Determinación de la radiación neta en ausencia de datos de radiación	62
17. Determinación de ET_o con el promedio de los datos mensuales	70
18. Determinación de ET_o con datos diarios	72
19. Determinación de ET_o con datos horarios	75
20. Determinación de ET_o con datos faltantes	77
21. Determinación de ET_o con datos del tanque evaporímetro usando Cuadros	83
22. Determinación de ET_o a través del uso de ecuaciones adoptadas para el tanque de evaporación	86
23. Estimación del intervalo entre eventos de humedecimiento	116
24. Determinación gráfica del valor de $K_{c\ ini}$	116
25. Interpolación entre eventos de humedecimiento ligeros y pesados	119
26. Determinación del valor de $K_{c\ ini}$ para humedecimiento parcial de la superficie del suelo	120
27. Determinación de $K_{c\ med}$	125
28. Determinación numérica de K_c	133
29. Selección y ajuste del coeficiente basal del cultivo, K_{cb}	136
30. Determinación de los valores diarios de K_{cb}	141
31. Determinación de la evapotranspiración en un suelo descubierto	146
32. Cálculo del coeficiente del cultivo ($K_{cb} + K_e$) bajo riego por aspersión	150
33. Cálculo del coeficiente del cultivo ($K_{cb} + K_e$) bajo riego por surcos	151
34. Cálculo del coeficiente del cultivo ($K_{cb} + K_e$) bajo riego por goteo	151
35. Estimación de la evapotranspiración del cultivo a través del procedimiento del coeficiente dual del cultivo	154

36. Determinación del agua fácilmente aprovechable para diferentes cultivos y tipos de suelo	166
37. Efecto del estrés hídrico en la evapotranspiración del cultivo	168
38. Calendario de riego para evitar situaciones de estrés hídrico	172
39. Efecto de la salinidad del suelo en la evapotranspiración del cultivo	182
40. Aproximación inicial del coeficiente del cultivo para la etapa de mediados de temporada para vegetación escasa	185
41. Estimación del coeficiente del cultivo para la etapa de mediados de temporada	190
42. Estimación del coeficiente del cultivo para la etapa de mediados de temporada para una cobertura reducida del suelo	191
43. Estimación de $K_{cb\ med}$ utilizando la cobertura del suelo y considerando la reducción por control estomático	192
44. Estimación aproximada de K_s a partir de los datos de productividad del cultivo	194
45. Efectos de la cobertura plástica sobre la superficie	197
46. Cultivo intercalado de maíz y calabacín	200
47. Vegetación solapada	201

Prefacio

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 del cultivo. El procedimiento, que fue presentado por primera vez en la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No. 24 «Las Necesidades de Agua de los Cultivos», se denomina como el enfoque de « $K_c ET_o$ », donde los efectos del clima sobre los requerimientos de agua del cultivo vienen reflejados en la evapotranspiración del cultivo de referencia ET_o y el efecto del cultivo se incorpora en el coeficiente del cultivo K_c . Otros procedimientos desarrollados en la citada publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No. 24, tales como la estimación de la precipitación confiable y la precipitación efectiva, el cálculo de los requerimientos de riego y el cálculo de los calendarios de riego, no se tratan en la presente publicación, pero serán temas a considerar en publicaciones futuras de esta serie.

Desde la aparición de la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No. 24 en 1977, los avances en investigación y la disponibilidad de cálculos más precisos del uso del agua por los cultivos han indicado la necesidad de actualizar las metodologías de la FAO para el cálculo de ET_o . Se encontró que el método de Penman modificado de la FAO producía con frecuencia sobreestimaciones del valor de ET_o , mientras que otros métodos recomendados por la FAO, específicamente los métodos de la radiación, Blaney-Criddle y el método del tanque de evaporación, mostraron una correspondencia variable con respecto a la evapotranspiración de referencia del pasto.

En Mayo de 1990, la FAO organizó una consulta de expertos e investigadores, con la colaboración de la Comisión Internacional de Riego y Drenaje y la Organización Meteorológica Mundial, para revisar las metodologías de la FAO para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos y para producir lineamientos para la revisión y actualización de los procedimientos utilizados.

El panel de expertos recomendó la adopción del método combinado de Penman-Monteith como el nuevo procedimiento estándar para la evapotranspiración de referencia e indicó los procedimientos para calcular los distintos parámetros incluidos en el método. Se desarrolló entonces el método de FAO Penman-Monteith, definiendo el cultivo de referencia como un cultivo hipotético con una altura asumida de 0,12 m, con una resistencia de la superficie de 70 s m^{-1} y un albedo de 0,23 m, lo que asemeja a la evaporación que ocurre en una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente y bien regada. El nuevo método supera las limitaciones del método anterior de Penman de la FAO y produce valores que son más consistentes con datos reales del uso de agua de los cultivos obtenidos mundialmente. Además se han desarrollado procedimientos y recomendaciones para la utilización del método de la FAO Penman-Monteith con datos climáticos limitados, eliminando por lo tanto la necesidad de utilizar otros métodos para la estimación de la evapotranspiración y creando una base consistente y transparente para una estandarización universal de los cálculos de los requerimientos de agua de los cultivos.

El método de la FAO Penman-Monteith utiliza datos climáticos estándar los cuales pueden ser fácilmente medidos o derivados de datos comúnmente medidos. Todos los procedimientos de cálculo han sido estandarizados en función de los datos meteorológicos disponibles y la escala de tiempo de los cálculos. Los métodos de cálculo, así como los procedimientos para la estimación de datos climáticos faltantes, se presentan en esta publicación.

En el enfoque del « $K_c ET_o$ », las diferencias en la vegetación del cultivo y en la resistencia aerodinámica, con respecto al cultivo de referencia, resultan consideradas en el coeficiente del cultivo. El coeficiente K_c sirve como una integración de todas las diferencias físicas y fisiológicas entre los cultivos. Se presentan dos métodos de cálculo para la determinación de la evapotranspiración del cultivo a partir del valor de ET_o . El primer enfoque integra la relación entre la evapotranspiración del cultivo y la evapotranspiración del cultivo de referencia dentro de un coeficiente único K_c . En el segundo enfoque K_c se divide en dos factores que describen por separado los componentes de la evaporación (K_e) y la transpiración (K_{cb}). La selección del enfoque apropiado de K_c dependerá del propósito de los cálculos y de la frecuencia de los datos (diaria, semanal, mensual, etc.) disponibles para los cálculos.

Los últimos capítulos presentan varios procedimientos que pueden ser utilizados para realizar ajustes al coeficiente del cultivo y que toman en cuenta las desviaciones de las condiciones de desarrollo del cultivo con respecto a las condiciones estándar, tales como la presencia de estrés hídrico y salino, baja densidad de plantas, factores ambientales y las prácticas de manejo del cultivo.

Los ejemplos incluidos ilustran los distintos procedimientos de cálculo considerados a lo largo de la publicación. La mayoría de los cálculos, principalmente todos aquellos requeridos para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia y el método del coeficiente único del cultivo, pueden ser llevados a cabo utilizando una calculadora de bolsillo, las hojas de cálculo y los numerosos cuadros incluidos en esta publicación. El usuario podría además diseñar algoritmos de computación, utilizando hojas de cálculo electrónicas o cualquier lenguaje de programación.

Los procedimientos incluidos en esta publicación tienen como objetivo suministrar guías para los gerentes de proyectos, consultores, ingenieros de riego, agrónomos, meteorólogos y estudiantes, para la determinación de la evapotranspiración del cultivo de referencia y la evapotranspiración de los cultivos. Estos procedimientos pueden ser utilizados para determinar los requerimientos de agua de cultivos bajo riego o secano y para calcular el consumo de agua tanto de vegetación agrícola como vegetación natural.

Agradecimientos

Este material constituye el esfuerzo de ocho años de deliberaciones y consultas por parte de los autores, quienes conformaron el grupo de trabajo designado para llevar a efecto las recomendaciones de la consulta de expertos de la FAO llevada a cabo en Mayo de 1990 en Roma. Esta consulta fue organizada para revisar los, hasta entonces, procedimientos de la FAO para la determinación de las Necesidades de Agua de los Cultivos, presentados en 1977 en la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No. 24 (FAO-24), cuyos autores fueron J. Doorenbos y W. Pruitt. El enfoque conceptual introducido en las metodologías revisadas de la presente publicación es producto del grupo de destacados expertos congregados en la reunión de 1990 quienes han contribuido de manera importante en el desarrollo de estudios adicionales conducidos dentro del enfoque de la publicación. Miembros de la consulta de expertos de la FAO de 1990 incluyen Dr P. Fleming de Australia, Dr A. Perrier de Francia, Drs L. Cavazza y L. Tombesi de Italia, Drs R. Feddes y J. Doorenbos de Holanda, Dr L.S. Pereira de Portugal, Drs J.L. Monteith y H. Gunston del Reino Unido, Drs R. Allen, M. Jensen y W.O. Pruitt de los Estados Unidos de América, Dr D. Rijks de la Organización Meteorológica Mundial y personal de la FAO.

Muchos otros especialistas y personas pertenecientes a diferentes organizaciones e institutos han aportado, en diferentes grados y en diferentes etapas, importantes recomendaciones y contribuciones. Un agradecimiento especial por esta contribución se debe en particular al Profesor W.O. Pruitt (retirado) de la Universidad de California, Davis y a J. Doorenbos de la FAO (retirado) los cuales fijaron los estándares y modelos a seguir en este trabajo a través del trabajo predecesor de FAO-24, y para el Prof. J.L. Monteith cuyo inigualable trabajo marcó las bases científicas para la revisión de ETo. El Prof. Pruitt, a pesar de su estatus emeritus, ha contribuido permanentemente haciendo disponible datos esenciales e impartiendo recomendaciones acerca de conceptos críticos. El Dr James L. Wright del USDA, Kimberly, Idaho, contribuyó igualmente al proveer datos para diferentes cultivos obtenidos a través de lisímetros de precisión. Importantes contribuciones adicionales o revisiones en etapas críticas de esta publicación fueron recibidas de los Drs. M. Jensen, G. Hargreaves y C. Stockle de los Estados Unidos, Dr B. Itier de Francia, y varios miembros de los grupos de trabajo técnico de la Comisión Internacional de Riego y Drenaje (ICID) y las Sociedades Americanas de Ingenieros Civiles y Agrícolas.

Los autores agradecen a sus respectivas instituciones, Utah State University, Instituto Superior de Agronomía de Lisboa, Katholieke Universiteit Leuven y FAO por el generoso soporte del tiempo en nuestras facultades y servicios del personal durante la preparación de esta publicación.

Los autores quieren expresar su gratitud al Sr. H. Wolter (retirado), Director de la Dirección de Fomento de Tierras y Aguas por su estímulo en la preparación de esta publicación y a los colegas de la FAO y otras personas quienes han revisado este documento y realizado valiosos comentarios.

Un agradecimiento especial a Ricardo Trezza de la Universidad de los Andes de Venezuela y a Magali García de la Universidad Mayor de San Andrés de Bolivia por la traducción al español. Finalmente se agradece la contribución de Juan Antonio Sagardoy y Giovanni Muñoz por la revisión final y de Simone Morini por la preparación del texto y de su formato.

Listas de ecuaciones

1. Ecuación del balance de energía	11
2. Balance del agua en el suelo	12
3. Expresión de Penman-Monteith de la ecuación combinada	19
4. Resistencia aerodinámica (r_a)	20
5. Resistencia (total) de la superficie (r_s)	21
6. Ecuación FAO Penman-Monteith, escala de tiempo diaria, de diez días y mensual	25
7. Presión atmosférica (P)	31
8. Constante psicrométrica (γ)	31
9. Temperatura media del aire (T_{media})	32
10. Humedad relativa (HR)	35
11. Presión de vapor a saturación en función de la temperatura ($e^\circ(T)$)	36
12. Presión de vapor a saturación (e_s)	36
13. Pendiente $e^\circ(T)$ curva (Δ)	36
14. Presión real de vapor obtenida de la temperatura del punto de rocío (e_a)	37
15. Presión real de vapor obtenida de datos psicrométricos (e_a)	37
16. Constante psicrométrica del instrumento (psicrómetro) (γ_{psy})	37
17. Presión real de vapor obtenida de HR_{max} y HR_{min} (e_a)	38
18. Presión real de vapor obtenida de HR_{max} (e_a)	38
19. Presión real de vapor obtenida de RH_{med} (e_a)	39
20. Conversión de energía a evaporación equivalente	43
21. Radiación extraterrestre para períodos diarios (R_a)	45
22. Conversión de grados decimales a radianes	46
23. Inverso de la distancia relativa Tierra-Sol (d_r)	46
24. Declinación solar (δ)	46
25. Angulo horario al ocaso – función arco coseno (ω_s)	46
26. Angulo horario al ocaso – función arco tangente (ω_s)	46
27. Parámetro X de la Ecuación 26	46
28. Radiación extraterrestre para períodos horarios o inferiores (R_a)	47
29. Angulo del tiempo solar al inicio del período (ω_1)	47
30. Angulo del tiempo solar al final del período (ω_2)	47
31. Angulo del tiempo solar a la mitad del período (ω)	48
32. Corrección estacional del tiempo solar (S_c)	48
33. Parámetro b de la Ecuación 32	48
34. Horas de insolación (N)	48
35. Radiación solar (R_s)	50
36. Radiación para días despejados cerca del nivel del mar (R_{so})	51
37. Radiación para días despejados para altitudes mayores (R_{so})	51
38. Radiación neta solar o de onda corta (R_{ns})	51
39. Radiación neta de onda larga (R_{nl})	52

40. Radiación neta (R_n)	53
41. Flujo de calor en el suelo (G)	54
42. Flujo de calor en el suelo para períodos diarios o de diez días (G_{day})	54
43. Flujo de calor en el suelo para períodos mensuales (G_{mes})	54
44. Flujo de calor en el suelo para períodos mensuales si $T_{mes,i+1}$ es desconocido (G_{mes})	54
45. Flujo de calor en el suelo para períodos horarios o inferiores durante horas diurnas (G_{hr})	55
46. Flujo de calor en el suelo para períodos horarios o inferiores durante horas nocturnas (G_{hr})	55
47. Ajuste de la velocidad del viento a la altura estándar (u_2)	56
48. Estimación de la presión real de vapor a partir de T_{min} (e_a)	58
49. Importando radiación solar de una estación meteorológica cercana (R_s)	59
50. Estimación de la radiación solar a partir de diferencias de temperatura (fórmula de Hargreaves)	60
51. Estimación de la radiación solar en islas (R_s)	62
52. Ecuación de evapotranspiración de referencia de Hargreaves 1985	64
53. Ecuación de FAO Penman-Monteith para períodos horarios	74
54. Presión real de vapor para períodos horarios	74
55. Estimación de ET_o a partir de datos del tanque evaporímetro	79
56. Evapotranspiración del cultivo (ET_c)	89
57. Coeficiente dual del cultivo	99
58. Evapotranspiración del cultivo – coeficiente único del cultivo (ET_c)	103
59. Interpolación para láminas infiltradas entre 10 y 40 mm	117
60. Ajuste de $K_{c\ ini}$ por humedecimiento parcial del suelo	119
61. Lámina de riego para la porción humedecida del suelo (l_w)	119
62. Ajuste climático del valor de $K_{c\ med}$	123
63. Humedad relativa mínima estimada a partir de $e^\circ(T_{rocio})$	124
64. Humedad relativa mínima estimada a partir de $e^\circ(T_{min})$	124
65. Ajuste climático de $K_{c\ fin}$	127
66. Interpolación de K_c para las etapas de desarrollo y final	132
67. Relación entre coeficientes del cultivo basados en el pasto y la alfalfa	133
68. Cociente entre el K_c basado en el pasto y el K_c basado en la alfalfa para Kimberly, Idaho	134
69. Evapotranspiración del cultivo – coeficiente dual del cultivo (ET_c)	135
70. Ajuste climático de K_{cb}	136
71. Coeficiente de la evaporación en el suelo (K_e)	142
72. Limite superior de la evaporación y evapotranspiración para cualquier superficie cultivada ($K_{c\ max}$)	143
73. Lámina máxima de agua que puede ser evaporada de la capa superficial del suelo (AET)	144
74. Coeficiente de reducción de la evaporación (K_r)	146
75. Fracción expuesta y humedecida del suelo (f_{ew})	147
76. Fracción efectiva de la superficie del suelo que es cubierta por la vegetación (f_c)	149
77. Balance diario del agua del suelo para la fracción expuesta y humedecida del suelo	151

78. Límites del agotamiento del agua del suelo debido a la evaporación (D_e)	153
79. Agua que drena fuera de la capa superficial del suelo (DP_e)	156
80. Evapotranspiración del cultivo ajustada por estrés hídrico – coeficiente dual del cultivo	161
81. Evapotranspiración del cultivo ajustada por estrés hídrico – coeficiente único del cultivo	161
82. Agua disponible total en la zona radicular (ADT)	162
83. Agua fácilmente aprovechable en la zona radicular del suelo (AFA)	162
84. Coeficiente de estrés hídrico (K_s)	169
85. Balance de agua en la zona radicular	170
86. Límites del agotamiento de agua en la zona radicular debido a la evapotranspiración (D_r)	170
87. Agotamiento inicial ($D_{r,i-1}$)	170
88. Percolación profunda (DP)	171
89. Productividad relativa del cultivo (Y_a/Y_m) determinada según la salinidad del suelo (EC_e) y el umbral de salinidad del cultivo	176
90. Función de respuesta de la productividad del cultivo a la disponibilidad de agua (FAO Estudio de la serie de Riego y Drenaje No. 33)	176
91. Coeficiente de estrés hídrico (K_s) bajo condiciones de salinidad	177
92. Coeficiente de estrés hídrico (K_s) bajo condiciones de salinidad y estrés hídrico	177
93. Salinidad del suelo (EC_e) estimada a partir de la fracción de lavado (LF) y la calidad del agua de riego (EC_{iw})	181
94. $K_{c_{aj}}$ para cobertura reducida de las plantas	184
95. Coeficiente de ajuste (a partir del IAF)	185
96. Coeficiente de ajuste (a partir de f_c)	185
97. $K_{(cb\ med)_{aj}}$ a partir del Índice de Área Foliar	186
98. $K_{(cb\ med)_{aj}}$ a partir de la cobertura efectiva de la superficie del suelo	187
99. $K_{cb\ full}$ para cultivos agrícolas	189
100. $K_{cb\ full}$ para vegetación natural	189
101. $K_{cb\ h}$ para cobertura vegetal completa	189
102. Ajuste por control estomático (F_r)	191
103. Coeficiente de estrés hídrico (K_s) estimado a partir de la función de respuesta de la productividad del cultivo a la disponibilidad de agua	194
104. Coeficiente del cultivo estimado para campos con cultivos intercalados ($K_{c\ campo}$)	199
105. Coeficiente del cultivo estimado para barreras rompevientos (K_c)	202

Lista de los símbolos principales y acrónimos

a_{psi}	coeficiente del psicrómetro [$^{\circ}\text{C}^{-1}$]
a_s	fracción de la radiación extraterrestre que llega a la tierra en un día nublado [-]
a_s+b_s	fracción de la radiación extraterrestre que llega a la tierra en un día despejado [-]
ADT	agua disponible total en la zona radicular [mm]
AET	agua evaporable total (ósea, la lámina máxima de agua que puede ser evaporada de la capa superficial del suelo [mm])
AFA	agua fácilmente aprovechable de la zona radicular del suelo [mm]
AFE	agua fácilmente evaporable (ósea, la lámina máxima de agua que puede ser evaporada sin restricciones de la capa superficial del suelo durante la etapa 1) [mm]
c_p	calor específico [$\text{MJ kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$]
c_s	capacidad calorífica del suelo [$\text{MJ m}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$]
CR	ascenso capilar [mm día^{-1}]
D_e	lámina acumulada de evaporación (agotamiento) de la capa superficial del suelo [mm]
D_r	lámina acumulada de evapotranspiración (agotamiento) de la zona radicular del suelo [mm]
d	altura del plano de desplazamiento nulo [m]
d_r	inverso de la distancia relativa Tierra-Sol [-]
DP	percolación profunda [mm]
DP_e	percolación profunda que abandona la capa evaporante [mm]
E	evaporación [mm día^{-1}]
E_{pan}	evaporación en el tanque evaporímetro [mm día^{-1}]
$e^{\circ}(T)$	presión de vapor a saturación a la temperatura del aire T [kPa]
e_s	presión de vapor a saturación para un período determinado [kPa]
e_a	presión real de vapor [kPa]
$e_s - e_a$	déficit de presión de vapor con respecto a la saturación
EC_e	conductividad eléctrica del extracto de saturación del suelo [dS m^{-1}]
$EC_{e \text{ umbral}}$	conductividad eléctrica del extracto de saturación del suelo por encima de la cual empieza a disminuir la productividad del cultivo [dS m^{-1}]
ET	evapotranspiración [mm día^{-1}]
ET_o	evapotranspiración del cultivo de referencia [mm día^{-1}]
ET_c	evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar [mm día^{-1}]
$ET_{c \text{ aj}}$	evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no-estándar [mm día^{-1}]
$\exp[x]$	2,7183 (base del logaritmo natural) elevado a la potencia x
F_r	factor de corrección de la resistencia [-]
f_c	fracción de la superficie del suelo cubierta por la vegetación (observada verticalmente desde arriba) [-]
$f_{c \text{ eff}}$	fracción efectiva de la superficie del suelo cubierta por la vegetación [-]
$1-f_c$	fracción expuesta del suelo [-]
f_w	fracción de la superficie del suelo humedecida por el riego o la lluvia [-]
f_{ew}	fracción del suelo que se encuentra expuesta y humedecida (a partir de la cual ocurre la mayor parte de la evaporación) [-]

G	flujo de calor en el suelo [MJ m ⁻² día ⁻¹]
G _{day}	flujo de calor en el suelo para períodos diarios y de diez días [MJ m ⁻² día ⁻¹]
G _{hr}	flujo de calor en el suelo para períodos horarios e inferiores [MJ m ⁻² hora ⁻¹]
G _{mes}	flujo de calor en el suelo para períodos mensuales [MJ m ⁻² día ⁻¹]
G _{sc}	constante solar [0,0820 MJ m ⁻² min ⁻¹]
H	calor sensible [MJ m ⁻² día ⁻¹]
HR	humedad relativa [%]
HR _{hr}	promedio de humedad relativa horaria
HR _{max}	humedad relativa máxima diaria [%]
HR _{media}	humedad relativa media diaria [%]
HR _{min}	humedad relativa mínima diaria [%]
HWR	cociente entre la altura y el ancho
h	altura del cultivo [m]
I	lámina infiltrada de riego (neta) [mm]
IAF	índice de área foliar [m ² (área foliar) m ⁻² (superficie del suelo)]
IAF _{activa}	índice del área foliar activa (soleada) [-]
I _w	lámina infiltrada de riego en la porción humedecida de la superficie [mm]
J	número del día en el año [-]
K _c	coeficiente del cultivo [-]
K _{c ini}	coeficiente del cultivo durante la etapa inicial de crecimiento [-]
K _{c med}	coeficiente del cultivo durante la etapa de mediados de temporada [-]
K _{c fin}	coeficiente del cultivo al finalizar la etapa final de crecimiento [-]
K _{c max}	valor máximo del coeficiente del cultivo (a continuación de una lluvia o riego) [-]
K _{c min}	valor mínimo del coeficiente del cultivo (suelo seco sin cobertura del suelo) [-]
K _{cb}	coeficiente basal del cultivo [-]
K _{cb full}	coeficiente basal del cultivo durante la etapa de mediados de temporada (en el máximo del tamaño o altura de la planta) para vegetación con cobertura completa del suelo de IAF > 3 [-]
K _{cb ini}	coeficiente basal del cultivo durante la etapa inicial de crecimiento [-]
K _{cb med}	coeficiente basal del cultivo durante la etapa de mediados de temporada [-]
K _{cb fin}	coeficiente basal del cultivo al finalizar la etapa final de crecimiento [-]
K _e	coeficiente de evaporación en el suelo [-]
K _p	coeficiente del tanque evaporímetro [-]
K _r	coeficiente de reducción de la evaporación en el suelo [-]
K _s	coeficiente de estrés hídrico [-]
K _y	factor de respuesta de la productividad del cultivo [-]
k	constante de von Karman's [0,41] [-]
k _{RS}	coeficiente de ajuste para la formula de radiación de Hargreaves [°C ^{-0.5}]
L _{ini}	duración de la etapa inicial de crecimiento del cultivo [día]
L _{des}	duración de la etapa de desarrollo del cultivo [día]
L _{med}	duración de la etapa de mediados de temporada [día]
L _{fin}	duración de la etapa de final de temporada [día]
L _z	longitud del centro de la zona del tiempo local [grados oeste de Greenwich]
L _m	longitud [grados oeste de Greenwich]
N	duración máxima de la insolación durante el día o el máximo número de horas de sol durante el día [hora]
n	duración real de la insolación durante el día o el número real de horas de sol durante el día [hora]

n/N	relación de la duración de la insolación o fracción de insolación [-]
P	precipitación [mm], presión atmosférica [kPa]
p	factor de agotamiento del agua en el suelo [-]
R	constante específica del gas [0,287 kJ kg ⁻¹ K ⁻¹]
R_a	radiación extraterrestre [MJ m ⁻² día ⁻¹]
R_l	radiación de onda larga [MJ m ⁻² día ⁻¹]
R_n	radiación neta [MJ m ⁻² día ⁻¹]
R_{nl}	radiación neta de onda larga [MJ m ⁻² día ⁻¹]
R_{ns}	radiación solar neta o radiación neta de onda corta [MJ m ⁻² día ⁻¹]
R_s	radiación solar o radiación de onda corta [MJ m ⁻² día ⁻¹]
R_{so}	radiación solar o de onda corta para cielo despejado [MJ m ⁻² día ⁻¹]
r_a	resistencia aerodinámica [s m ⁻¹]
r_l	resistencia estomática (total) de una hoja bien iluminada [s m ⁻¹]
r_s	resistencia del cultivo o resistencia superficial (total) [s m ⁻¹]
R_s/R_{so}	fracción de radiación solar o fracción de radiación de onda corta [-]
RO	escurrimiento superficial [mm]
S_c	factor de corrección estacional del tiempo solar [hora]
SF	flujo sub-superficial [mm]
SW	contenido de agua en el suelo [m ³ (agua) m ⁻³ (suelo)]
T	temperatura del aire [°C]
T_K	temperatura del aire [K]
T_{Kv}	temperatura virtual del aire [K]
$T_{rocío}$	temperatura de rocío [°C]
T_{seco}	temperatura del bulbo seco [°C]
T_{max}	temperatura máxima diaria del aire [°C]
$T_{max,K}$	temperatura máxima diaria del aire [K]
T_{media}	temperatura media diaria del aire [°C]
T_{min}	temperatura mínima diaria del aire [°C]
$T_{min,K}$	temperatura mínima diaria del aire [K]
$T_{húmedo}$	temperatura del bulbo húmedo [°C]
t	tiempo [hora]
u_2	velocidad del viento a 2 m sobre la superficie del suelo [m s ⁻¹]
u_z	velocidad del viento a una altura z m sobre la superficie del suelo [m s ⁻¹]
W	agua precipitable en la atmósfera [mm]
Y_a	productividad real del cultivo [kg ha ⁻¹]
Y_m	productividad máxima (esperada) del cultivo en ausencia de estrés hídrico o estrés ambiental [kg ha ⁻¹]
Z_c	profundidad de la capa superficial del suelo sujeta al secado a través de la evaporación [m]
Z_r	profundidad de las raíces [m]
z	altitud, altura sobre el nivel del mar [m]
z_h	altura de las mediciones de humedad [m]
z_m	altura de las mediciones de viento [m]
z_{om}	longitud de la rugosidad para la transferencia de momentum [m]
z_{oh}	longitud de la rugosidad para la transferencia de calor y vapor de agua [m]
α	albedo [-]
γ	constante psicrométrica [kPa °C ⁻¹]
γ_{psy}	constante psicrométrica del instrumento [kPa °C ⁻¹]
Δ	pendiente de la curva de presión de vapor a saturación [kPa °C ⁻¹]
Δ_{SW}	variación en el contenido de agua en el suelo [mm]
Δ_t	duración del intervalo de tiempo [día]
Δ_z	profundidad efectiva del suelo [m]
δ	declinación solar [rad]

ε	cociente entre los pesos moleculares del vapor de agua/aire seco (= 0,622)
η	ángulo medio del sol sobre el horizonte
θ	contenido de agua en el suelo [$\text{m}^3(\text{agua}) \text{m}^{-3}(\text{suelo})$]
θ_{FC}	contenido de agua en el suelo a capacidad de campo [$\text{m}^3(\text{agua}) \text{m}^{-3}(\text{suelo})$]
θ_t	valor umbral del contenido de agua en el suelo por debajo del cual se reduce la transpiración debido al estrés hídrico [$\text{m}^3(\text{agua}) \text{m}^{-3}(\text{suelo})$]
θ_{WP}	contenido de agua en el suelo en el punto de marchitez permanente [$\text{m}^3(\text{agua}) \text{m}^{-3}(\text{suelo})$]
λ	calor latente de vaporización [MJ kg^{-1}]
λ_{ET}	flujo de calor latente [$\text{MJ m}^{-2} \text{día}^{-1}$]
ρ_a	densidad media del aire [kg m^{-3}]
ρ_w	densidad del agua [kg m^{-3}]
σ	Constante de Stefan-Boltzmann [$4,903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$]
φ	latitud [rad]
ω	ángulo del tiempo solar a la mitad del período horario o inferior [rad]
ω_1	ángulo del tiempo solar al comienzo del período horario o inferior [rad]
ω_2	ángulo del tiempo solar al final del período horario o inferior [rad]
ω_s	ángulo horario al ocaso [rad]

Capítulo 1

Introducción a la evapotranspiración

Este capítulo explica los conceptos y las diferencias entre evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0), la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c) y la evapotranspiración del cultivo bajo varias condiciones de manejo y ambientales ($ET_{c_{aj}}$). También examina los factores que afectan la evapotranspiración, las unidades en las cuales se expresa normalmente y la manera en la cual puede ser determinada.

PROCESO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN

Se conoce como evapotranspiración (ET) la combinación de dos procesos separados por los que el agua se pierde a través de la superficie del suelo por evaporación y por otra parte mediante transpiración del cultivo

Evaporación

La evaporación es el proceso por el cual el agua líquida se convierte en vapor de agua (vaporización) y se retira de la superficie evaporante (remoción de vapor). El agua se evapora de una variedad de superficies, tales como lagos, ríos, caminos, suelos y la vegetación mojada.

Para cambiar el estado de las moléculas del agua de líquido a vapor se requiere energía. La radiación solar directa y, en menor grado, la temperatura ambiente del aire, proporcionan esta energía. La fuerza impulsora para retirar el vapor de agua de una superficie evaporante es la diferencia entre la presión del vapor de agua en la superficie evaporante y la presión de vapor de agua de la atmósfera circundante. A medida que ocurre la evaporación, el aire circundante se satura gradualmente y el proceso se vuelve cada vez más lento hasta detenerse completamente si el aire mojado circundante no se transfiere a la atmósfera o en otras palabras no se retira de alrededor de la hoja. El reemplazo del aire saturado por un aire más seco depende grandemente de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento son parámetros climatológicos a considerar al evaluar el proceso de la evaporación.

Cuando la superficie evaporante es la superficie del suelo, el grado de cobertura del suelo por parte del cultivo y la cantidad de agua disponibles en la superficie evaporante son otros factores que afectan el proceso de la evaporación. Lluvias frecuentes, el riego y el ascenso capilar en un suelo con manto freático poco profundo, mantienen mojada la superficie del suelo. En zonas en las que el suelo es capaz de proveer agua con velocidad suficiente para satisfacer la demanda de la evaporación del suelo, este proceso está determinado solamente por las condiciones meteorológicas. Sin embargo, en casos en que el intervalo entre la lluvia y el riego es grande y la capacidad del suelo de conducir la humedad cerca de la superficie es reducida, el contenido en agua en los horizontes superiores disminuye y la superficie del suelo se seca. Bajo estas circunstancias, la disponibilidad limitada del agua ejerce un control sobre la evaporación del suelo. En ausencia de cualquier fuente de reabastecimiento de agua a la superficie del suelo, la evaporación disminuye rápidamente y puede cesar casi totalmente en un corto lapso de tiempo.

FIGURA 1
Representación esquemática de un estoma

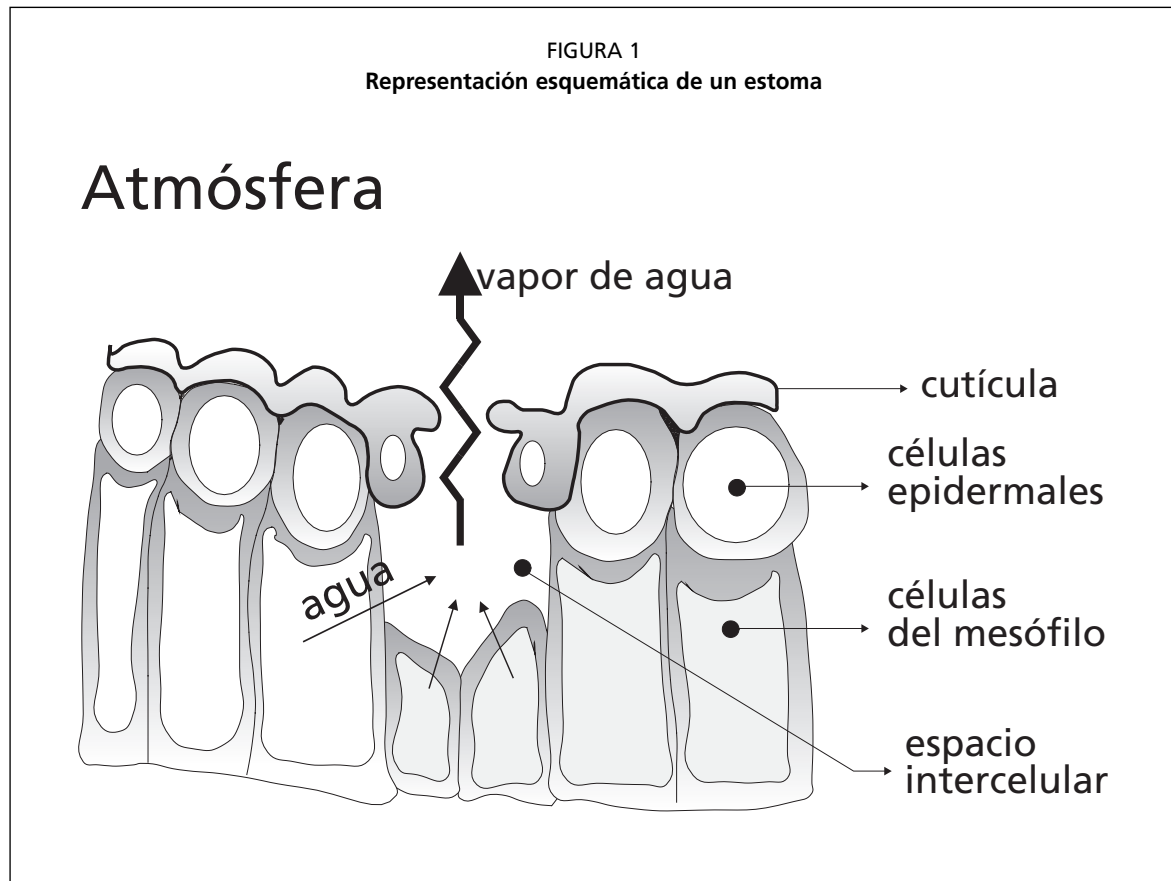
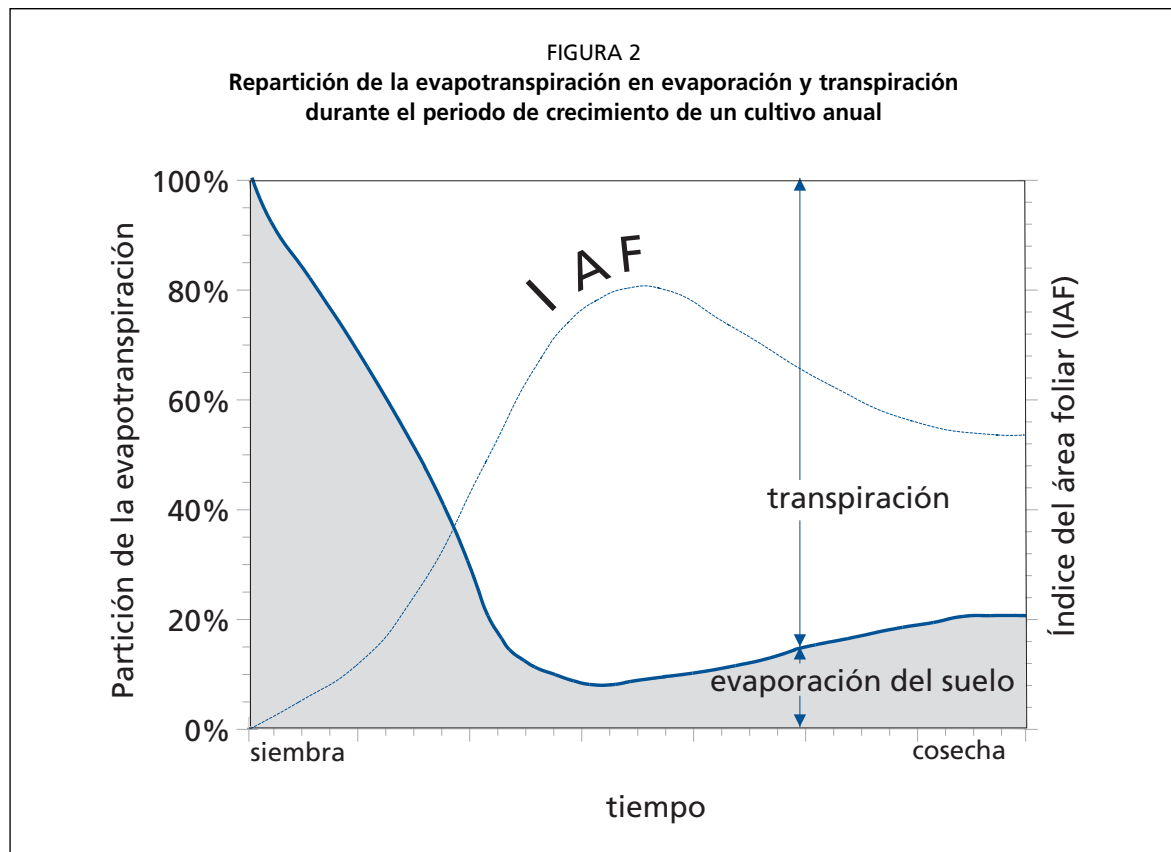


FIGURA 2
Repartición de la evapotranspiración en evaporación y transpiración durante el periodo de crecimiento de un cultivo anual



Transpiración

La transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de la planta y su posterior remoción hacia la atmósfera. Los cultivos pierden agua predominantemente a través de los estomas. Estos son pequeñas aberturas en la hoja de la planta a través de las cuales atraviesan los gases y el vapor de agua de la planta hacia la atmósfera (Figura 1). El agua, junto con algunos nutrientes, es absorbida por las raíces y transportada a través de la planta. La vaporización ocurre dentro de la hoja, en los espacios intercelulares, y el intercambio del vapor con la atmósfera es controlado por la abertura estomática. Casi toda el agua absorbida del suelo se pierde por transpiración y solamente una pequeña fracción se convierte en parte de los tejidos vegetales.

La transpiración, igual que la evaporación directa, depende del aporte de energía, del gradiente de presión del vapor y de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y el viento también deben ser considerados en su determinación. El contenido de agua del suelo y la capacidad del suelo de conducir el agua a las raíces también determinan la tasa de transpiración, así como la salinidad del suelo y del agua de riego. La tasa de transpiración también es influenciada por las características del cultivo, el medio donde se produce y las prácticas de cultivo. Diversas clases de plantas pueden tener diversas tasas de transpiración. Por otra parte, no solamente el tipo de cultivo, sino también su estado de desarrollo, el medio donde se produce y su manejo, deben ser considerados al evaluar la transpiración.

Evapotranspiración (ET)

La evaporación y la transpiración ocurren simultáneamente y no hay una manera sencilla de distinguir entre estos dos procesos. Aparte de la disponibilidad de agua en los horizontes superficiales, la evaporación de un suelo cultivado es determinada principalmente por la fracción de radiación solar que llega a la superficie del suelo. Esta fracción disminuye a lo largo del ciclo del cultivo a medida que el dosel del cultivo proyecta más y más sombra sobre el suelo. En las primeras etapas del cultivo, el agua se pierde principalmente por evaporación directa del suelo, pero con el desarrollo del cultivo y finalmente cuando este cubre totalmente el suelo, la transpiración se convierte en el proceso principal. En la Figura 2 se presenta la evapotranspiración dividida en sus dos componentes (evaporación y transpiración) en relación con el área foliar por unidad de superficie de suelo debajo de él. En el momento de la siembra, casi el 100% de la ET ocurre en forma de evaporación, mientras que cuando la cobertura vegetal es completa, más del 90% de la ET ocurre como transpiración.

UNIDADES

La evapotranspiración se expresa normalmente en milímetros (mm) por unidad de tiempo. Esta unidad expresa la cantidad de agua perdida de una superficie cultivada en unidades de altura de agua. La unidad de tiempo puede ser una hora, día, 10 días, mes o incluso un completo período de cultivo o un año.

Como una hectárea tiene una superficie de 10 000 m² y 1 milímetro es igual a 0,001 m, una pérdida de 1 mm de agua corresponde a una pérdida de 10 m³ de agua por hectárea. Es decir 1 mm día⁻¹ es equivalente 10 m³ ha⁻¹ día⁻¹.

La altura del agua se puede también expresar en términos de la energía recibida por unidad de área. Esto último se refiere a la energía o al calor requerido para vaporizar el agua. Esta energía, conocida como el calor latente de vaporización (λ), es una función de la temperatura del agua. Por ejemplo, a 20°C, λ tiene un valor de cerca de 2,45 MJ Kg⁻¹. Es decir 2,45 MJ son necesarios para vaporizar 1 kilogramo ó 0,001 m³ de agua. Por lo tanto, un aporte de energía de 2,45 MJ por m² puede vaporizar 0,001 m ó 1 milímetro de agua, y entonces 1 milímetro de agua es equivalente a 2,45 MJ m⁻². La evapotranspiración expresada en unidades del MJ m⁻² día⁻¹ se representa por λ ET, el flujo del calor latente.

El Cuadro 1 resume las unidades usadas para expresar la evapotranspiración y los factores de conversión entre ellas.

CUADRO 1
Factores de conversión para expresar evapotranspiración

	Altura de agua		volumen por unidad de área		energía por unidad de área *
	mm día ⁻¹	m ³ ha ⁻¹ día ⁻¹	l s ⁻¹ ha ⁻¹	MJ m ² día ⁻¹	
1 mm día ⁻¹	1	10	0,116	2,45	
1 m ³ ha ⁻¹ día ⁻¹	0,1	1	0,012	0,245	
1 l s ⁻¹ ha ⁻¹	8,640	86,40	1	21,17	
1 MJ m ² día ⁻¹	0,408	4,082	0,047	1	

* Para el agua con una densidad de 1 000 kilogramos m³ y a 20 °C.

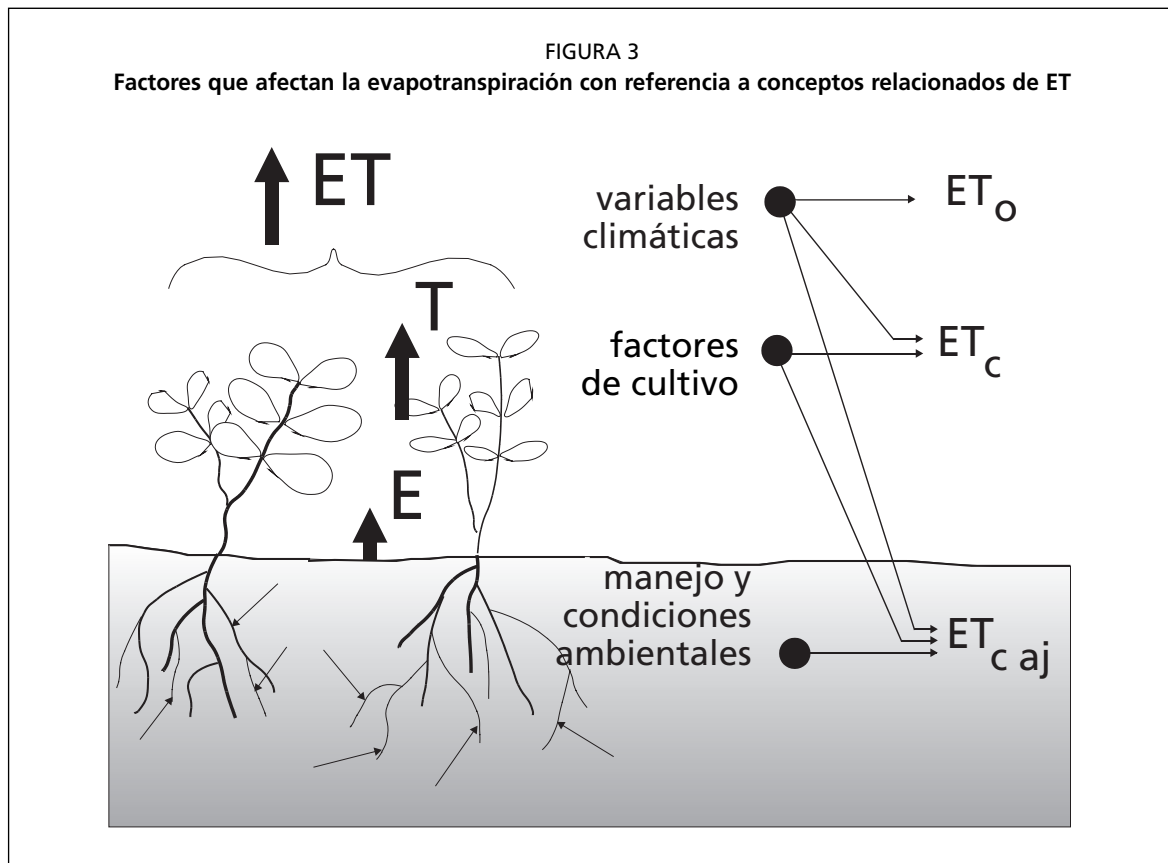
EJEMPLO 1

Conversión de la evaporación a partir de una unidad a otra

En un día de verano, la energía solar neta recibida en un lago alcanza 15 MJ por metro cuadrado por día. ¿Si el 80% de la energía se usa para evaporar el agua, cual es el valor de la altura de agua evaporada?

De Cuadro 1:	1 MJ m ² día ⁻¹ =	0,408	mm día ⁻¹
Por lo tanto:	0,8 x 15 MJ m ² día ⁻¹ = 0,8 x 15 x 0,408 mm día ⁻¹ =	4,9	mm día ⁻¹

La tasa de evaporación será de 4,9 mm día⁻¹



FACTORES QUE AFECTAN LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

El clima, las características del cultivo, el manejo y el medio de desarrollo son factores que afectan la evaporación y la transpiración. Los conceptos relacionados a la ET y presentados en la Figura 3 se describen en la sección sobre conceptos de evapotranspiración.

Variables climáticas

Los principales parámetros climáticos que afectan la evapotranspiración son la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento. Se han desarrollado varios procedimientos para determinar la evaporación a partir de estos parámetros. La fuerza evaporativa de la atmósfera puede ser expresada por la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0). La evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0) representa la pérdida de agua de una superficie cultivada estándar. La ET_0 se describe más adelante en este Capítulo y en los Capítulos 2 y 4 en forma más detallada.

Factores de cultivo

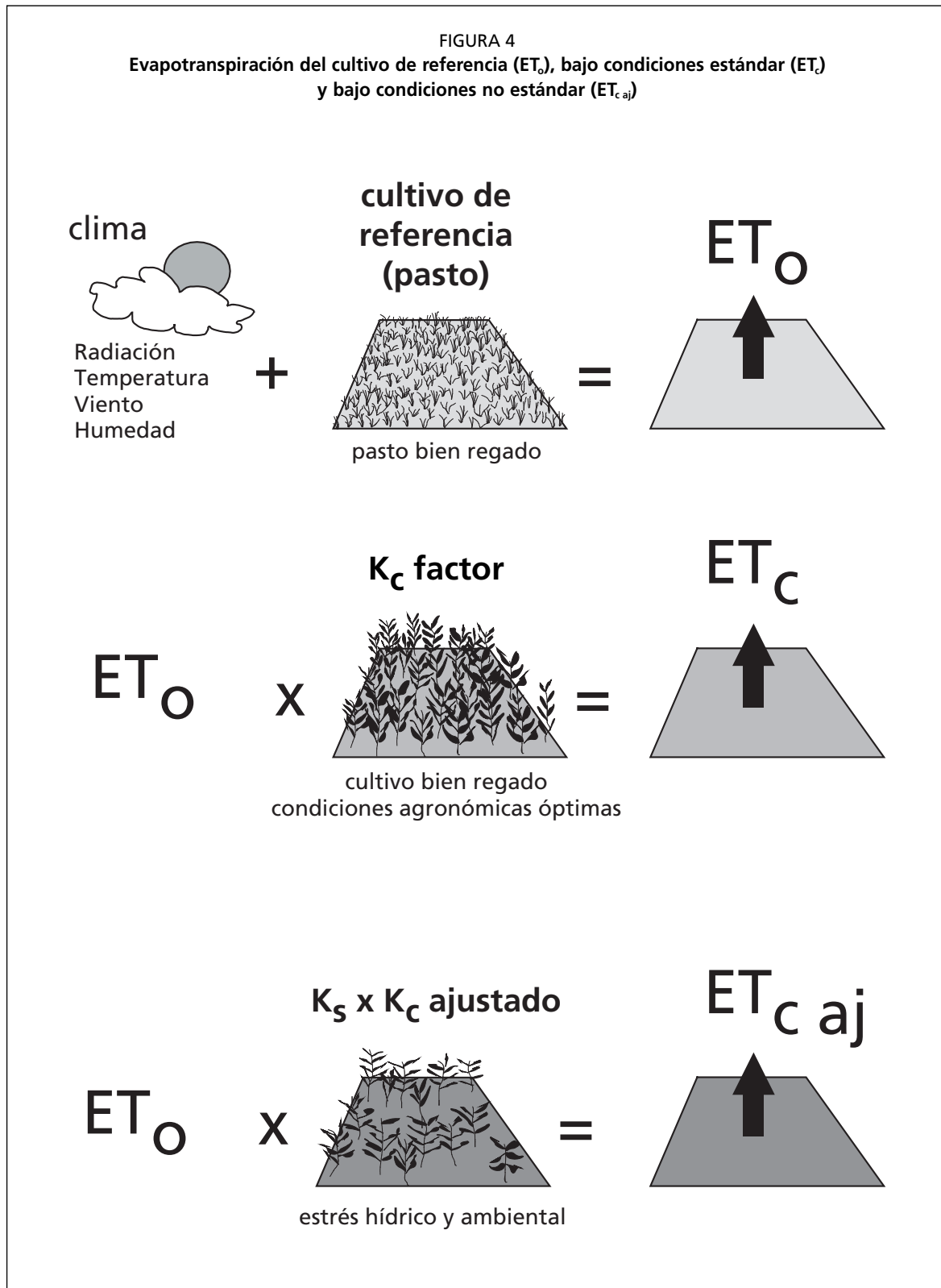
El tipo de cultivo, la variedad y la etapa de desarrollo deben ser considerados cuando se evalúa la evapotranspiración de cultivos que se desarrollan en áreas grandes y bien manejadas. Las diferencias en resistencia a la transpiración, la altura del cultivo, la rugosidad del cultivo, el reflejo, la cobertura del suelo y las características radicales del cultivo dan lugar a diferentes niveles de ET en diversos tipos de cultivos aunque se encuentren bajo condiciones ambientales idénticas. La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c) se refiere a la demanda evaporativa de la atmósfera sobre cultivos que crecen en áreas grandes bajo condiciones óptimas de agua en el suelo, con características adecuadas tanto de manejo como ambientales, y que alcanzan la producción potencial bajo las condiciones climáticas dadas.

Manejo y condiciones ambientales

Los factores tales como salinidad o baja fertilidad del suelo, uso limitado de fertilizantes, presencia de horizontes duros o impenetrables en el suelo, ausencia de control de enfermedades y de parásitos y el mal manejo del suelo pueden limitar el desarrollo del cultivo y reducir la evapotranspiración. Otros factores que se deben considerar al evaluar la ET son la cubierta del suelo, la densidad del cultivo y el contenido de agua del suelo. El efecto del contenido en agua en el suelo sobre la ET está determinado primeramente por la magnitud del déficit hídrico y por el tipo de suelo. Por otra parte, demasiada agua en el suelo dará lugar a la saturación de este lo cual puede dañar el sistema radicular de la planta y reducir su capacidad de extraer agua del suelo por la inhibición de la respiración.

Cuando se evalúa la tasa de ET, se debe considerar adicionalmente la gama de prácticas locales de manejo que actúan sobre los factores climáticos y de cultivo afectando el proceso de ET. Las prácticas del cultivo y el método de riego pueden alterar el microclima, afectar las características del cultivo o afectar la capacidad de absorción de agua del suelo y la superficie de cultivo. Una barrera rompevientos reduce la velocidad del viento y disminuye la tasa de ET de la zona situada directamente después de la barrera. El efecto puede ser significativo especialmente en condiciones ventosas, calientes y secas aunque la evapotranspiración de los mismos árboles podría compensar cualquier reducción en el campo. La evaporación del suelo de un huerto con árboles jóvenes, en donde los árboles están ampliamente espaciados, puede ser reducida usando un sistema de riego por goteo bien diseñado. Los goteros aplican el agua directamente al suelo cerca de los árboles, de modo en que dejan la mayor parte de la superficie del suelo seca, limitando las pérdidas por evaporación. El uso de coberturas, especialmente cuando el cultivo es pequeño, es otra manera de reducir substancialmente la evaporación del suelo. Los anti-transpirantes, tales como estimulantes del cierre de

los estomas, o los materiales que favorecen el reflejo del suelo, reducen las pérdidas de agua del cultivo y por lo tanto la tasa de transpiración. Cuando las condiciones de campo difieran de las condiciones estándar, son necesarios factores de corrección para ajustar ET_c ($ET_{c,aj}$). Estos factores de ajuste reflejan el efecto del ambiente y del manejo cultural de las condiciones de campo.



CONCEPTOS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN

El concepto de evapotranspiración incluye tres diferentes definiciones: evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o), evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c), y evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar ($ET_{c,aj}$) (Figura 4). ET_o es un parámetro relacionado con el clima que expresa el poder evaporante de la atmósfera. ET_c se refiere a la evapotranspiración en condiciones óptimas presentes en parcelas con un excelente manejo y adecuado aporte de agua y que logra la máxima producción de acuerdo a las condiciones climáticas. ET_c requiere generalmente una corrección, cuando no existe un manejo óptimo y se presentan limitantes ambientales que afectan el crecimiento del cultivo y que restringen la evapotranspiración, es decir, bajo condiciones no estándar de cultivo.

Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o)

La tasa de evapotranspiración de una superficie de referencia, que ocurre sin restricciones de agua, se conoce como evapotranspiración del cultivo de referencia, y se denomina ET_o . La superficie de referencia corresponde a un cultivo hipotético de pasto con características específicas. No se recomienda el uso de otras denominaciones como ET potencial, debido a las ambigüedades que se encuentran en su definición.

El concepto de evapotranspiración de referencia se introdujo para estudiar la demanda de evapotranspiración de la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo del cultivo, y de las prácticas de manejo. Debido a que hay una abundante disponibilidad de agua en la superficie de evapotranspiración de referencia, los factores del suelo no tienen ningún efecto sobre ET. El relacionar la ET a una superficie específica permite contar con una referencia a la cual se puede relacionar la ET de otras superficies. Además, se elimina la necesidad de definir un nivel de ET para cada cultivo y periodo de crecimiento. Se pueden comparar valores medidos o estimados de ET_o en diferentes localidades o en diferentes épocas del año, debido a que se hace referencia a ET bajo la misma superficie de referencia.

Los únicos factores que afectan ET_o son los parámetros climáticos. Por lo tanto, ET_o es también un parámetro climático que puede ser calculado a partir de datos meteorológicos. ET_o expresa el poder evaporante de la atmósfera en una localidad y época del año específicas, y no considera ni las características del cultivo, ni los factores del suelo. Desde este punto de vista, el método FAO Penman-Monteith se recomienda como el único método de determinación de ET_o con parámetros climáticos. Este método ha sido seleccionado debido a que aproxima de una manera cercana la ET_o de cualquier localidad evaluada, tiene bases físicas sólidas e incorpora explícitamente parámetros fisiológicos y aerodinámicos. Además, se han desarrollado procedimientos para la estimación de los parámetros climáticos faltantes.

El Cuadro 2 muestra rangos típicos de valores de ET_o en diferentes regiones agroclimáticas. Estos valores pretenden familiarizar al usuario, sin recomendar su aplicación directa. El cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia se presenta en la Parte A de este manual (Recuadro 1).

Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c)

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar se denomina ET_c , y se refiere a la evapotranspiración de cualquier cultivo cuando se encuentra exento de enfermedades, con buena fertilización y que se desarrolla en parcelas amplias, bajo óptimas condiciones de suelo y agua, y que alcanza la máxima producción de acuerdo a las condiciones climáticas reinantes.

CUADRO 2
ET_o promedio para diferentes regiones agroclimáticas en mm día⁻¹

Regiones	Temperatura promedio durante el día (°C)		
	Templada ~10°C	Moderada 20°C	Caliente > 30°C
Trópicos y subtrópicos			
- húmedos y subhúmedos	2 - 3	3 - 5	5 - 7
- áridos y semiáridos	2 - 4	4 - 6	6 - 8
Regiones templadas			
- húmedas y subhúmedas	1 - 2	2 - 4	4 - 7
- áridas y semiáridas	1 - 3	4 - 7	6 - 9

RECUADRO 1

Capítulos relacionados con el cálculo de evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o) presentados en este libro

PARTE A

Capítulo 2 – Ecuación Penman-Monteith de la FAO:

Este capítulo explica al usuario la importancia de estandarizar el método de cálculo de ET_o a partir de datos meteorológicos. El método FAO Penman-Monteith se recomienda como el único método para determinar ET_o. Se describen el método y las definiciones correspondientes de la superficie de referencia.

Capítulo 3 – Datos Meteorológicos:

El método Penman-Monteith de la FAO requiere datos de radiación, temperatura del aire, humedad atmosférica y velocidad del viento. En este capítulo se presentan procedimientos de cálculo para derivar parámetros climáticos de los datos meteorológicos con los que se cuente. También se presentan procedimientos para estimar valores faltantes de variables meteorológicas existentes con el fin de calcular ET_o. Con estos procedimientos es posible estimar la ET_o con el método FAO Penman-Monteith bajo cualquier circunstancia, aún cuando no se cuenten con todos los datos climáticos.

Capítulo 4 – Determinación de ET_o:

Se describe el cálculo de ET_o de acuerdo a la ecuación FAO Penman-Monteith, con distintos intervalos de tiempo, a partir de los principales parámetros meteorológicos y también en casos de datos faltantes. También se presenta la determinación de la ET_o a partir de la evaporación del tanque Clase A.

La cantidad de agua requerida para compensar la pérdida por evapotranspiración del cultivo se define como necesidades de agua del cultivo. A pesar de que los valores de la evapotranspiración del cultivo y de las necesidades de agua del cultivo son idénticos, sus definiciones conceptuales son diferentes. Las necesidades de agua del cultivo se refieren a la cantidad de agua que necesita ser proporcionada al cultivo como riego o precipitación, mientras que la evapotranspiración del cultivo se refiere a la cantidad de agua perdida a través de la evapotranspiración. La necesidad de riego básicamente representa la diferencia entre la necesidad de agua del cultivo y la precipitación efectiva. El requerimiento de agua de riego también incluye agua adicional para el lavado de sales, y para compensar la falta de uniformidad en la aplicación de agua. El cálculo de las necesidades de agua de riego no se incluye en este libro, pero será tema central de un futuro libro dentro de la Serie Riego y Drenaje.

RECUADRO 2

Capítulos relacionados con el cálculo de evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c) presentados en este libro

PARTE B**Capítulo 5 – Introducción a la evapotranspiración del cultivo:**

Este capítulo presenta al usuario el enfoque de « $K_c \times ET_o$ » para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo. El efecto de las características que distinguen a los cultivos de campo del cultivo de referencia se integran en el coeficiente K_c . Se hace una distinción entre dos métodos de determinación de K_c de acuerdo a los objetivos planteados, precisión requerida, disponibilidad de datos climáticos, y el intervalo de tiempo dentro del cual se van a realizar las estimaciones.

Capítulo 6 - ET_c – Coeficiente único del cultivo (K_c):

Este capítulo presenta el primer método de cálculo de la evapotranspiración del cultivo, en el cual la diferencia entre la evapotranspiración del cultivo y la superficie de referencia se combina en un único coeficiente (K_c).

Capítulo 7 – ET_c –Partición del coeficiente del cultivo ($K_c = K_{cb} + K_e$):

Este capítulo presenta un segundo método de cálculo de la evapotranspiración del cultivo. K_c se divide en dos coeficientes separados, uno para la transpiración del cultivo (el coeficiente basal del cultivo K_{cb}) y otro para la evaporación del suelo (K_e).

La evapotranspiración del cultivo puede ser calculada a partir de datos climáticos e integrando directamente los factores de la resistencia del cultivo, el albedo y la resistencia del aire en el enfoque de Penman-Monteith. Debido a que todavía existe una considerable falta de información para los diferentes cultivos, el método de Penman-Monteith se utiliza solo para la estimación de la tasa de evapotranspiración del cultivo estándar de referencia (ET_o). La relación ET_c/ET_o que puede ser determinada experimentalmente para diferentes cultivos y es conocida como Coeficiente del Cultivo (K_c), y se utiliza para relacionar ET_c a ET_o de manera que $ET_c = K_c \times ET_o$.

Las diferencias en la anatomía de las hojas, características de los estomas, las propiedades aerodinámicas, e incluso el albedo, ocasionan que la evapotranspiración del cultivo difiera de la evapotranspiración del cultivo de referencia bajo las mismas condiciones climáticas. Debido a variaciones en las características del cultivo durante los diferentes periodos de crecimiento, para un determinado cultivo, K_c cambia desde la siembra hasta la cosecha. El cálculo de la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c) se presenta en la parte B de este manual (Recuadro 2).

Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar ($ET_{c,aj}$)

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar ($ET_{c,aj}$) se refiere a la evapotranspiración de cultivos que crecen bajo condiciones ambientales y de manejo diferentes de las condiciones estándar. Bajo condiciones de campo, la evapotranspiración real del cultivo puede desviarse de ET_c debido a condiciones no óptimas como son la presencia de plagas y enfermedades, salinidad del suelo, baja fertilidad del suelo y limitación o exceso de agua. Esto puede resultar en un reducido crecimiento de las plantas, menor densidad de plantas y así reducir la tasa de evapotranspiración por debajo de los valores de ET_c .

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar se calcula utilizando un coeficiente de estrés hídrico K_s o ajustando K_c a todos los otros tipos de condiciones de estrés y limitaciones ambientales en la evapotranspiración del cultivo. El ajuste de ET_c para el estrés hídrico, y para las limitaciones ambientales y de manejo se presenta en la Parte C de este manual (Recuadro 3).

DETERMINACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

Medición de ET

La evapotranspiración no es simple de medir. Para determinarla experimentalmente se requieren aparatos específicos y mediciones precisas de varios parámetros físicos o el balance del agua del suelo en lisímetros. Los métodos experimentales de campo, son en general caros, exigiendo precisión en las mediciones, y pueden ser completamente realizados y analizados apropiadamente sólo por personal de investigación suficientemente preparado. A pesar de que estos procedimientos no son apropiados para mediciones de rutina, siguen siendo importantes para la evaluación de las estimaciones de ET obtenidas con otros métodos indirectos.

Métodos de balance de energía y microclimáticos

La evaporación de agua requiere cantidades relativamente altas de energía, ya sea en la forma de calor sensible o de energía radiante. Por ello, el proceso de evapotranspiración es controlado por el intercambio de energía en la superficie de la vegetación y es limitado por la cantidad de energía disponible. Debido a esta limitación, es posible predecir la evapotranspiración aplicando el principio de conservación de energía. La energía que llega a la superficie debe ser igual a la energía que sale de la superficie en el mismo periodo de tiempo.

RECUADRO 3

Capítulos relacionados a la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar ($ET_{c,aj}$) presentados en este libro

PARTE C

Capítulo 8 - ET_c bajo estrés hídrico

Este capítulo presenta la reducción en la transpiración inducida por estrés hídrico o por salinidad existente en la solución del suelo. La evapotranspiración resultante se calcula utilizando un coeficiente de estrés hídrico, K_s , que describe el efecto de las condiciones de estrés hídrico en la transpiración del cultivo.

Capítulo 9 – ET_c para vegetación natural, atípica y no-prístina:

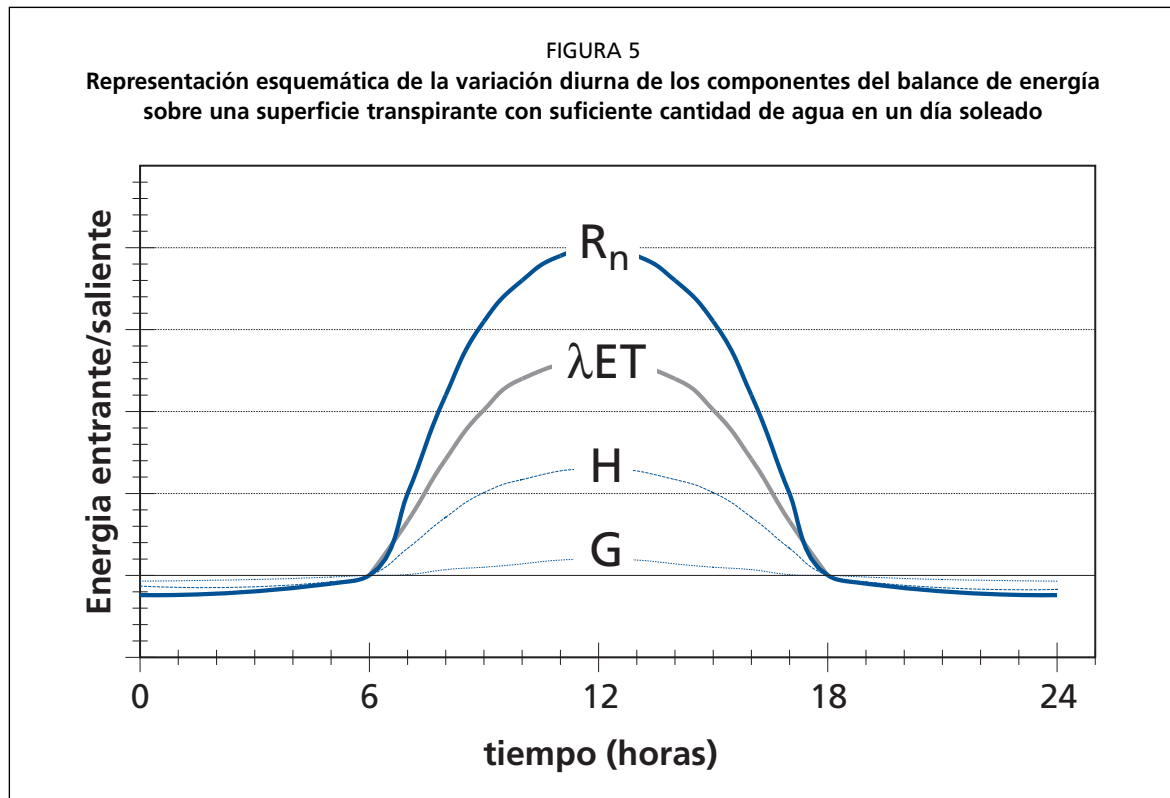
Se presentan los procedimientos que pueden ser utilizados para hacer ajustes a K_c tomando en cuenta condiciones de crecimiento diferentes a las estándar. Estos procedimientos también pueden ser utilizados para determinar K_c para cultivos agrícolas que no se cubren en los cuadros de la Parte B.

Capítulo 10 – ET_c bajo varias prácticas de manejo:

Este capítulo presenta varios tipos de prácticas de manejo que pueden causar que los valores de K_c y ET_c se desvíen de las condiciones estándar descritas en la Parte B. Se presentan procedimientos de ajuste para superficies cubiertas, cultivos intercalados, áreas pequeñas de cultivo, y manejo de estrés inducido.

Capítulo 11 – ET_c durante periodos no cultivados:

Este capítulo describe procedimientos para describir ET_c durante periodos no cultivados bajo varios tipos de condiciones de superficie.



Todos los flujos de energía deben ser considerados cuando se deriva una ecuación de balance de energía. La ecuación para una superficie de evaporación se puede escribir como:

$$R_n - G - \lambda ET - H = 0 \quad (1)$$

donde R_n es la radiación neta, H es el calor sensible, G es el flujo de calor del suelo, y λET es el flujo de calor latente. Los distintos términos pueden ser positivos o negativos. Cuando R_n es positiva, proporciona energía a la superficie y cuando G , λET y H son positivos retiran energía de la superficie (Figura 5).

En la Ecuación 1, solamente se consideran flujos verticales y se ignora la tasa neta de energía que se transfiere horizontalmente por advección. Por lo tanto la ecuación se aplica solamente a superficies grandes y extensas de vegetación homogénea. La ecuación está restringida a cuatro componentes: R_n , λET , H y G . No se consideran otros términos de energía, tal como el calor almacenado y liberado de la planta, o la energía utilizada en actividades metabólicas. Estos términos solo utilizan una pequeña fracción de la radiación solar diaria y pueden ser considerados despreciables cuando se comparan con los otros cuatro componentes.

El flujo de calor latente (λET) representa la fracción de la evapotranspiración que puede ser derivada de la ecuación del balance de energía si todos los otros componentes son conocidos. La radiación neta (R_n) y el flujo de calor del suelo (G) pueden ser medidos o estimados en función de parámetros climáticos. Por el contrario la medición del calor sensible (H) es compleja y sus valores no pueden obtenerse fácilmente. La determinación de H incluye mediciones precisas de los gradientes de temperatura por encima de la superficie.

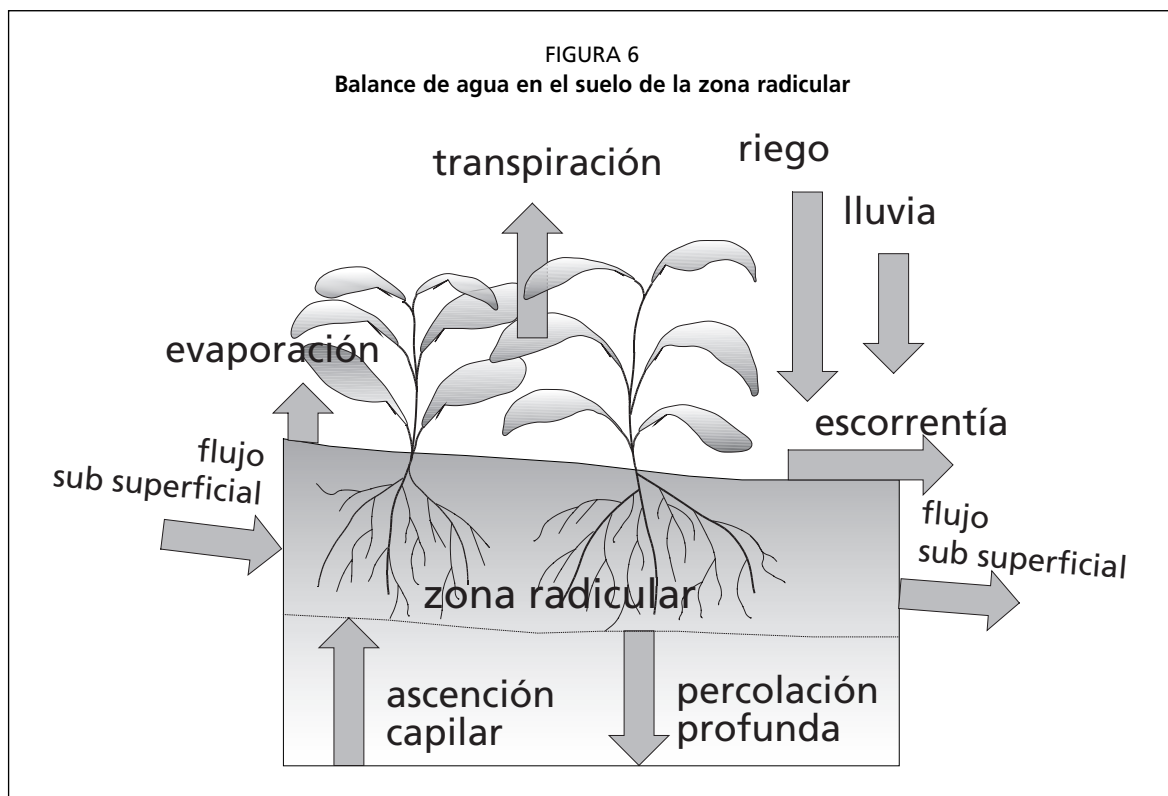
Otro método para estimar la evapotranspiración es el método de transferencia de masa. Este enfoque considera los movimientos verticales de pequeñas cantidades de aire (remolinos) por encima de una amplia superficie homogénea. Los remolinos

transportan la materia (vapor de agua) y la energía (calor, momentum) desde y hacia la superficie de evapotranspiración. Asumiendo condiciones de equilibrio y que los coeficientes de transferencia de los remolinos para el vapor de agua son proporcionales a aquellos para el calor y el momentum, la evapotranspiración puede ser calculada a partir de los gradientes verticales de la temperatura del aire y vapor de agua usando la relación de Bowen. Otros métodos de observaciones directas, utilizan gradientes de velocidad del viento y de vapor de agua. Estos métodos y otros como el de la covarianza de remolinos, requieren medidas precisas de la presión de vapor, y de la temperatura del aire o velocidad del viento a diferentes niveles sobre la superficie. Por lo tanto su aplicación se restringe principalmente, a situaciones de investigación.

Balance de agua en el suelo

La evapotranspiración también puede determinarse midiendo varios componentes del balance de agua en el suelo. El método consiste en evaluar los flujos de agua que entran y salen de la zona radicular del cultivo dentro de un determinado periodo de tiempo (Figura 6). El riego (R) y la precipitación (P) proporcionan agua a la zona radicular. Parte de R y P pueden perderse por escurrimiento superficial (ES), y percolación profunda (D) la cual eventualmente recargará la capa freática. El agua también puede ser transportada hacia la superficie mediante capilaridad (C) desde la capa freática sub-superficial hacia la zona de raíces o ser incluso transferida horizontalmente por flujo sub-superficial hacia dentro (FSin) o fuera (FSout) de la zona radicular (ΔFS). Sin embargo, excepto bajo condiciones de pendientes pronunciadas, normalmente los valores de FSin y FSout son mínimos y pueden no ser considerados. La evaporación del suelo y la transpiración del cultivo pueden agotar el agua de la zona radicular. Si todos los otros flujos aparte de la evapotranspiración (ET) pueden ser evaluados, la evapotranspiración se puede deducir a partir del cambio en el contenido de agua en el suelo (ΔSW) a lo largo de un periodo de tiempo:

$$ET = R + P - ES - D + C \pm \Delta FS \pm \Delta SW \quad (2)$$



Algunos flujos como el flujo sub-superficial, la percolación profunda y la capilaridad desde la capa freática son difíciles de medir y pueden no considerarse en periodos cortos de tiempo. El método del balance de agua en el suelo generalmente solo puede dar estimaciones de ET para periodos largos de tiempo del orden de una semana o diez días.

Lisímetros

Si se aísla la zona radicular del cultivo y se controlan los procesos que son difíciles de medir, los diversos términos en la ecuación del balance de agua en el suelo se pueden determinar con apreciable exactitud. Esto se hace en lisímetros que son tanques aislados llenados con suelo disturbado o no disturbado en los que el cultivo crece y se desarrolla. En lisímetros de pesaje de precisión, la evapotranspiración se puede obtener con una exactitud de centésimos de milímetro, donde la pérdida de agua es medida directamente por el cambio de masa y períodos pequeños tales como una hora pueden ser considerados. En lisímetros de drenaje, la evapotranspiración es medida por un período dado, restando la cantidad de agua de drenaje, recogida en el fondo de los lisímetros, de la cantidad total de agua ingresada.

Un requerimiento de los lisímetros es que la vegetación dentro e inmediatamente fuera del lisímetro sea idéntica (la misma altura e índice de área foliar). Este requisito no se ha respetado normalmente en muchos estudios de lisimetría y ha dado lugar a datos seriamente desviados y poco representativos de ET_c y K_c .

Como los lisímetros son difíciles de manejar y caros de construir y además su operación y mantenimiento requieren de especial cuidado, su uso se restringe normalmente a trabajos investigativos.

ET calculada con datos meteorológicos

Debido a la dificultad de obtener mediciones de campo precisas, ET se calcula comúnmente con datos meteorológicos. Una gran cantidad de ecuaciones empíricas o semi-empíricas se han desarrollado para determinar la evapotranspiración del cultivo o de referencia utilizando datos meteorológicos. Algunos de los métodos son solamente válidos para condiciones climáticas y agronómicas específicas y no se pueden aplicar bajo condiciones diferentes de las que fueron desarrolladas originalmente.

Numerosos investigadores han analizado el funcionamiento de los varios métodos del cálculo para diversas localidades. Como resultado de una Consulta de expertos llevada a cabo en mayo de 1990, el método FAO Penman-Monteith se recomienda actualmente como el método estándar para la definición y el cálculo de la evapotranspiración de referencia, ET_o . La ET del cultivo bajo condiciones estándar se determina utilizando los coeficientes de cultivo (K_c) que relacionan la ET_c con la ET_o . La ET de superficies cultivadas bajo condiciones no estándar se ajusta mediante un coeficiente de estrés hídrico (K_s) o modificando el coeficiente de cultivo.

ET estimada con el tanque de evaporación

La evaporación de una superficie libre de agua, proporciona un índice del efecto integrado de la radiación, la temperatura del aire, la humedad del aire y del viento en la evapotranspiración. Sin embargo, diferencias entre la superficie de agua y las superficies cultivadas producen diferencias significativas entre la pérdida de agua de una superficie libre de agua y una superficie cultivada. El tanque ha probado su valor práctico y ha sido utilizado con éxito para estimar la evapotranspiración de referencia observando la pérdida por evaporación de una superficie de agua y aplicando coeficientes empíricos para relacionar la evaporación del tanque con ET_o . El procedimiento se presenta en el Capítulo 4.

Parte A

Evapotranspiración de referencia (ET_0)

Esta parte del libro incluye los aspectos relacionados con la evapotranspiración de la superficie de referencia, denominada evapotranspiración del cultivo de referencia o evapotranspiración de referencia y simbolizada como ET_0 . La superficie de referencia es un cultivo hipotético de pasto, con una altura asumida de 0,12 m, con una resistencia superficial fija de 70 s m^{-1} y un albedo de 0,23. La superficie de referencia es muy similar a una superficie extensa de pasto verde, bien regada, de altura uniforme, creciendo activamente y dando sombra totalmente al suelo. La resistencia superficial fija de 70 s m^{-1} implica un suelo moderadamente seco que recibe riego con una frecuencia semanal aproximadamente.

La ET_0 se puede calcular utilizando datos meteorológicos. Como resultado de una consulta de expertos realizada en mayo de 1990, el método de FAO Penman-Monteith ahora se recomienda como el único método estándar para la definición y el cálculo de la evapotranspiración de referencia. El método de FAO Penman-Monteith requiere datos de radiación, temperatura del aire, humedad atmosférica y velocidad del viento. En esta parte (Capítulo 3) se presentan los procedimientos de cálculo necesarios para derivar estos parámetros climáticos de los datos meteorológicos, así como, para estimar las variables faltantes requeridas para calcular ET_0 . Los procedimientos de cálculo presentados en este libro permiten la determinación de ET_0 con el método de FAO Penman-Monteith bajo casi todas las circunstancias, incluyendo los casos en que falten datos climáticos.

La ET_0 también se puede estimar también de la evaporación del tanque evaporímetro Clase A. Los tanques han probado su valor práctico y han sido utilizados con éxito para estimar ET_0 observando la evaporación del tanque y aplicando coeficientes empíricos para relacionar la evaporación del tanque con la ET_0 . Sin embargo, para la aplicación de este método se deben tomar ciertas precauciones y debe estar garantizado un buen manejo del tanque.

Capítulo 2

Ecuación de FAO Penman-Monteith

Este capítulo muestra al usuario la importancia de contar con un método estándar para el cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET_o) en base a información meteorológica. El método de FAO Penman-Monteith se recomienda como el único método para determinar la evapotranspiración de referencia ET_o . En este capítulo se describen el método, su derivación, los datos meteorológicos requeridos y la definición correspondiente de la superficie de referencia.

NECESIDAD DE UN MÉTODO ESTÁNDAR PARA DETERMINAR ET_o

Durante los últimos 50 años se han desarrollado una gran cantidad de métodos más o menos empíricos por numerosos científicos y especialistas en todo el mundo, con el fin de estimar la evapotranspiración a partir de diferentes variables climáticas. A menudo las ecuaciones estaban sujetas a rigurosas calibraciones locales pero demostraron tener limitada validez global. Por otra parte, probar la exactitud de los métodos bajo nuevas condiciones es laborioso y necesita mucho tiempo y dinero. A pesar de ello, los datos de evapotranspiración son necesarios con antelación al planeamiento de proyectos o para programar calendarios de riego. Para cubrir esta necesidad, algunas guías fueron desarrolladas y publicadas en el Documento N° 24 de la Serie FAO Riego y Drenaje «Necesidades de agua de los cultivos». En este documento, y con el fin de adecuarse a las necesidades de usuarios con diversa disponibilidad de datos, se presentaron cuatro métodos para calcular la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o): Blaney-Criddle, radiación, Penman modificado y el método del tanque de evaporación. El método de Penman modificado se consideró que ofrecía los mejores resultados con el mínimo error posible con relación a un cultivo de referencia (pasto). También se esperaba que el método del tanque de evaporación ofreciese estimaciones aceptables, en función de la localización del tanque. El método de la radiación fue sugerido para las áreas donde los datos climáticos disponibles incluían la medición de las horas de insolación, la nubosidad o la radiación, pero no la velocidad del viento ni la humedad atmosférica. Finalmente, la publicación propuso el uso del método de Blaney-Criddle para las áreas donde los datos climáticos disponibles incluían solamente datos de temperatura del aire.

Los métodos climáticos citados, fueron calibrados para obtener valores mensuales o decadiarios y no así para cálculos diarios u horarios de ET_o . Por ejemplo, el método de Blaney-Criddle fue recomendado para períodos de un mes o mayores. El método del tanque de evaporación fue sugerido para ser aplicado a períodos de diez días o más. Lamentablemente, los usuarios no siempre han respetado estas condiciones y con frecuencia los cálculos se han hecho para periodos diarios de tiempo.

Por otra parte, los avances en la investigación y la valoración más precisa del uso de agua del cultivo han revelado debilidades en las metodologías propuestas. Numerosos investigadores analizaron el funcionamiento de los cuatro métodos para diversas localidades. Aunque los resultados de tales análisis podrían haber sido influenciados por el sitio, las condiciones de medida o por el sesgo en la recopilación de los datos climáticos, llegó a ser evidente que los métodos propuestos no se comportan de la misma manera en diversas zonas del mundo. Frecuentemente se encontraron desviaciones entre los valores calculados y los observados sobrepasando los rangos indicados por la FAO. Se encontró que el método de Penman modificado con frecuencia sobrestimaba la ET_o , por niveles de hasta 20 por ciento para condiciones evaporativas bajas. Las otras

ecuaciones recomendadas mostraron una correlación variable con la evapotranspiración del cultivo estándar de referencia (pasto).

Para evaluar la validez de éstos y de otros procedimientos de estimación bajo diversas condiciones climáticas, se emprendió un importante estudio bajo auspicio del Comité de Requerimientos de Agua para Riego de la Sociedad Estadounidense de Ingenieros Civiles (ASCE por sus siglas en inglés). El estudio de ASCE analizaba el comportamiento de 20 diversos métodos, usando procedimientos detallados para determinar la validez de los resultados de estos métodos comparados con una base de datos cuidadosamente obtenida de lisímetros en 11 localidades, bajo condiciones climáticas variables. El estudio probó y demostró claramente la amplia variabilidad de resultados de los métodos aplicados bajo diversas condiciones climáticas. En un estudio paralelo solicitado por la Comunidad Europea, un consorcio de institutos de investigación europeos evaluó el funcionamiento de los varios métodos de cálculo de evapotranspiración con datos de diversos estudios lisimétricos en Europa.

Los estudios confirmaron la sobrestimación de la ET_0 por parte del método de Penman modificado presentado en el estudio No 24 de la Serie FAO Riego y Drenaje y el resultado variable de los diversos métodos dependiendo de su adaptación a las condiciones locales. Los resultados de los estudios comparativos pueden ser resumidos como sigue:

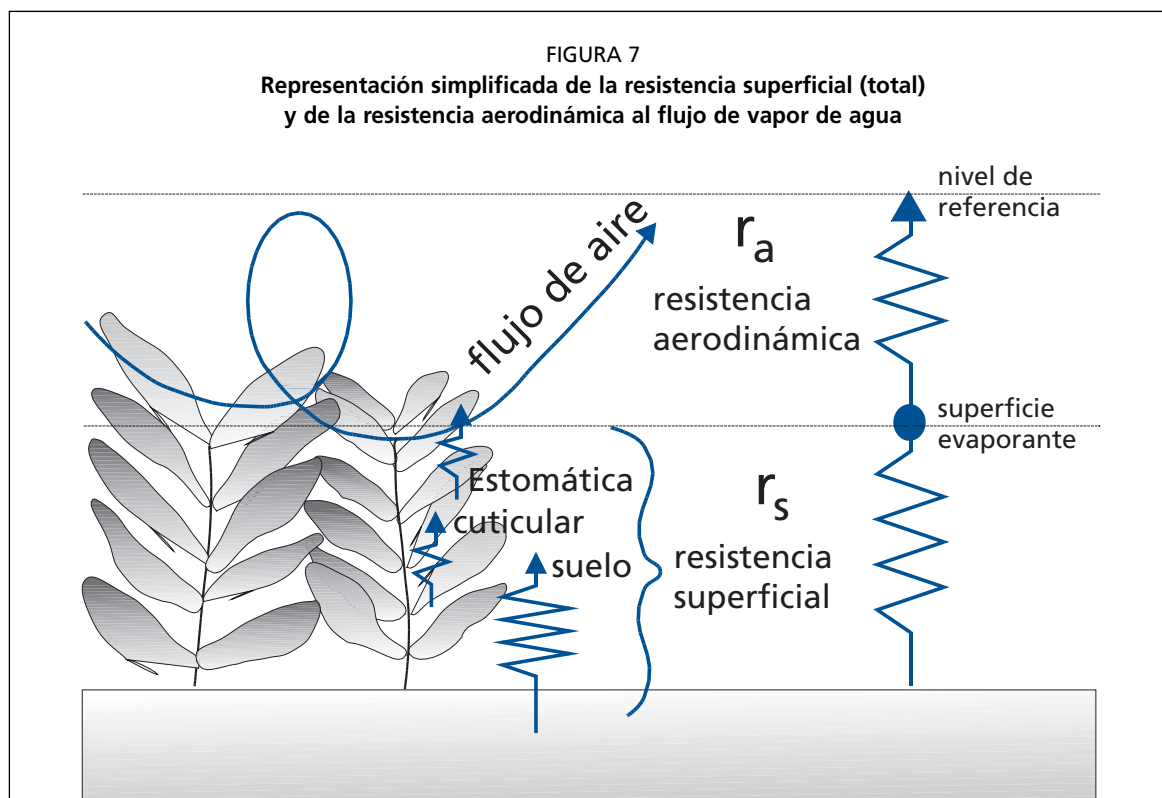
- Los métodos basados en la ecuación de Penman podrían requerir una calibración local de la función del viento para obtener resultados satisfactorios.
- Los métodos de la radiación demostraron buenos resultados en climas húmedos donde el término aerodinámico es relativamente pequeño, pero su funcionamiento en condiciones áridas fue errático y con tendencia a subestimar la evapotranspiración.
- Los métodos basados en la temperatura del aire al ser empíricos, requieren cuidadosas calibraciones locales para alcanzar resultados satisfactorios. Una excepción posible es el método de Hargreaves (1985) que ha producido resultados razonables de ET_0 con cierta validez global.
- Los métodos basados en la evaporación del tanque reflejan las limitaciones de estimar la evapotranspiración del cultivo basándose en datos de evaporación libre del agua. Estos métodos son susceptibles a las condiciones microclimáticas bajo las cuales los tanques están funcionando y al rigor de mantenimiento de la estación. Muchas veces su funcionamiento se ha presentado errático.
- La fórmula de Penman-Monteith ha sido reportada por ambos equipos de investigación (ASCE y Europeo) como aquella que produce resultados relativamente exactos y consistentes tanto en climas áridos como en húmedos.

El análisis del funcionamiento y la dispersión de resultados obtenidos por varios métodos de cálculo revela la necesidad de formular un único método estándar para el cómputo de la ET_0 . Dado el mejor comportamiento y consistencia del método FAO Penman-Monteith en el ámbito global, este es el único que se recomienda como método estándar de cálculo. Esto se debe a que existe una elevada probabilidad de que este método prediga correctamente los valores de ET_0 en una amplia gama geográfica y climática y cuenta con previsiones para su uso en situaciones de falta de datos. En este sentido, no se aconseja el uso de las antiguas ecuaciones de FAO o de otra ecuación para el cálculo de ET_0 .

FORMULACIÓN DE LA ECUACIÓN DE PENMAN-MONTEITH

Ecuación de Penman-Monteith

En 1948, Penman combinó el balance energético con el método de la transferencia de masa y derivó una ecuación para calcular la evaporación de una superficie abierta de agua a partir de datos climáticos estándar de horas sol, temperatura, humedad atmosférica y velocidad de viento. Este método conocido como combinado fue



desarrollado posteriormente por muchos investigadores y ampliado a las superficies cultivadas por medio de la introducción de factores de resistencia.

La nomenclatura sobre resistencia distingue entre la resistencia aerodinámica y la resistencia superficial (Figura 7). Los parámetros de la resistencia superficial se combinan a menudo en un solo valor, el de la resistencia superficial total que se combina en serie con la resistencia aerodinámica. La resistencia superficial, r_s , describe la resistencia al flujo de vapor a través de los estomas, del área total de la hoja y de la superficie del suelo. La resistencia aerodinámica, r_a , describe la resistencia en la parte inmediatamente superior a la vegetación e incluye a la fricción que sufre el aire al fluir sobre superficies vegetativas. Aunque el proceso del intercambio en la vegetación es demasiado complejo para ser descrito completamente por los dos factores de resistencia mencionados, con esta estimación se obtienen buenas correlaciones entre los valores medidos y calculados de evapotranspiración, especialmente en el caso de una superficie de pasto uniforme (referencia).

La ecuación combinada de Penman-Monteith es:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (3)$$

donde R_n es la radiación neta, G es el flujo del calor en el suelo, $(e_s - e_a)$ representa el déficit de presión de vapor del aire, ρ_a es la densidad media del aire a presión constante, c_p es el calor específico del aire, Δ representa la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación, γ es la constante psicrométrica, y r_s y r_a son las resistencias superficial (total) y aerodinámica. Los parámetros de la ecuación se definen en el Capítulo 3.

Según lo formulado arriba, el enfoque de Penman-Monteith incluye todos los parámetros que gobiernan el intercambio de energía y el flujo de calor (evapotranspiración) de grandes extensiones uniformes de vegetación. La mayoría de los parámetros son medidos o pueden calcularse fácilmente de datos meteorológicos. La ecuación se puede utilizar para el cálculo directo de la evapotranspiración de cualquier cultivo pues las resistencias superficial y aerodinámica son específicas para cada cultivo.

Resistencia aerodinámica (r_a)

La transferencia de calor y de vapor de agua desde la superficie evaporante hacia el aire que se encuentra sobre la planta, está determinada por la resistencia aerodinámica:

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{z_m - d}{z_{om}} \right] \ln \left[\frac{z_h - d}{z_{oh}} \right]}{k^2 u_z} \quad (4)$$

donde

r_a	resistencia aerodinámica [$s \text{ m}^{-1}$],
z_m	altura de medición del viento [m],
z_h	altura de medición de humedad [m],
d	plano de altura de desplazamiento cero [m],
z_{om}	longitud de la rugosidad que gobierna la transferencia del momentum [m],
z_{oh}	longitud de la rugosidad que gobierna la transferencia de calor y vapor de agua [m],
k	constante de Von Karman, 0,41 [-],
u_z	velocidad del viento a la altura z [m s^{-1}].

La ecuación se restringe a condiciones neutras de estabilidad, es decir, condiciones en las que la temperatura, la presión atmosférica, y la distribución de la velocidad del viento siguen condiciones casi adiabáticas (sin intercambio de calor). El uso de la ecuación para períodos cortos (horarios o menores) podría requerir la inclusión de correcciones de estabilidad. Sin embargo, al predecir ET_o en la superficie de referencia bien regada, el intercambio de calor es pequeño, y por lo tanto normalmente no se requiere la corrección para la estabilidad.

Muchos estudios han explorado la naturaleza del régimen del viento en el dosel de las plantas. Las alturas de desplazamiento cero y las longitudes de rugosidad tienen que ser consideradas cuando la superficie está cubierta por vegetación. Los factores dependen de la altura del cultivo y de su arquitectura. En este sentido, se han desarrollado varias ecuaciones empíricas para la estimación de d , z_{om} y de z_{oh} . La derivación de la resistencia aerodinámica para la superficie de referencia se presenta en el Recuadro 4.

Resistencia superficial (total) (r_s)

La resistencia superficial 'total' describe la resistencia al flujo de vapor a través del cultivo transpirante y de la superficie evaporante de suelo. En casos en que la vegetación no cubra totalmente el suelo, el factor de resistencia debe incluir de hecho los efectos de la evaporación de la superficie del suelo. Si el cultivo no está transpirando de manera potencial, la resistencia depende también del estado del agua dentro de la planta. Una aproximación aceptable de una relación muy compleja de la resistencia superficial de una vegetación densa que cubre completamente el suelo es:

RECUADRO 4

Resistencia aerodinámica de la superficie de pasto de referencia

Para una amplia gama de cultivos, la altura de desplazamiento cero, d [m], y la transferencia del momento que gobierna la longitud de la rugosidad, z_{om} [m], se pueden estimar de la altura del cultivo h [m] por medio las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned}d &= 2/3 h \\z_{om} &= 0,123 h\end{aligned}$$

La longitud de la rugosidad que gobierna la transferencia de calor y vapor, z_{oh} [m], se puede aproximar por:

$$z_{oh} = 0,1 z_{om}$$

Si se asume una altura constante de cultivo de 0,12 m y una altura estandarizada para la medición de la velocidad del viento, temperatura y humedad de 2 m ($z_m = z_h = 2$ m), la resistencia aerodinámica r_a [$s\ m^{-1}$] para la superficie de referencia se convierte en (Ecuación 4):

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{2 - 2/3(0,12)}{0,123(0,12)} \right] \ln \left[\frac{2 - 2/3(0,12)}{(0,1)0,123(0,12)} \right]}{(0,41)^2 u_2} = \frac{208}{u_2}$$

donde u_2 es la velocidad del viento [$m\ s^{-1}$] a 2 m.

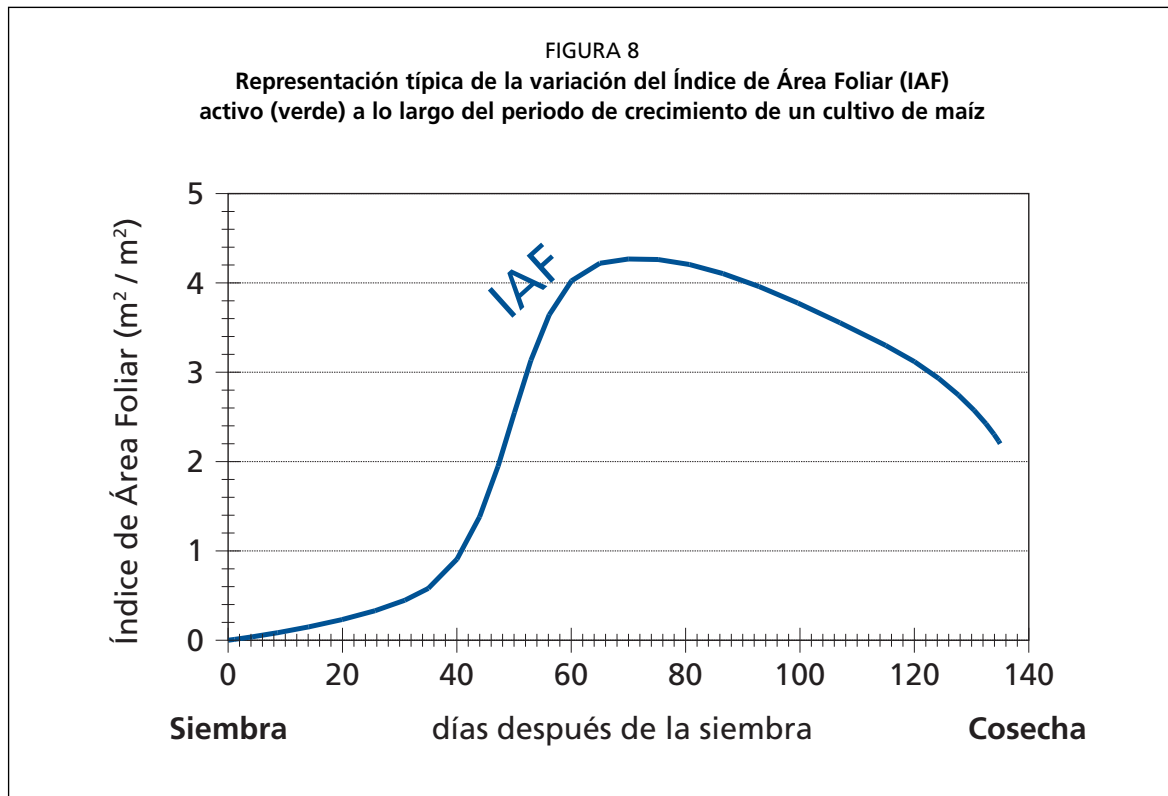
$$r_s = \frac{r_l}{IAF_{activo}} \quad (5)$$

donde

r_s	resistencia superficial (total) [$s\ m^{-1}$],
r_l	resistencia estomática total de una hoja bien iluminada [$s\ m^{-1}$],
IAF_{activo}	índice activo de área foliar [m^2 (área de la hoja) m^{-2} (superficie del suelo)].

El Índice de Área Foliar (IAF), es una cantidad adimensional, que presenta el área de la hoja (lado superior solamente) por unidad de área de suelo debajo de ella. Se expresa como m^2 área foliar por m^2 de área de suelo. El IAF_{activo} es el índice del área foliar que contribuye activamente a la transferencia superficial de calor y de vapor. Esto es generalmente la parte superior, iluminada de un cultivo denso. Los valores de IAF para los diferentes cultivos difieren grandemente pero valores de 3 a 5 son comunes para muchos cultivos desarrollados. Para un cultivo dado, el IAF cambia a lo largo del periodo de crecimiento y alcanza normalmente su máximo valor antes o en la floración (Figura 8). El IAF también depende de la densidad de las plantas y de la variedad del cultivo.

La resistencia estomática (total), r_l , es la resistencia media de una hoja individual. Esta resistencia es específica para cada cultivo y difiere entre variedades del cultivo y su manejo. Usualmente aumenta con la edad del cultivo y llega al máximo cuando

**RECUADRO 5****Resistencia superficial (total) para el cultivo de referencia (pasto)**

Una ecuación general para IAF_{activo} es:

$$IAF_{\text{activo}} = 0,5 \text{ IAF}$$

Ecuación que toma en consideración el hecho de que en general solamente la mitad superior del pasto denso está contribuyendo activamente a la transferencia superficial de calor y vapor de agua. Para el pasto una ecuación general para IAF es:

$$IAF = 24 h$$

donde h es la altura del cultivo [m].

La resistencia estomática, r_l , de una sola hoja tiene un valor de alrededor de 100 s m^{-1} bajo condiciones bien regadas. Si se asume una altura de cultivo de $0,12 \text{ m}$, la resistencia superficial, r_s [s m^{-1}], para el pasto será (Ecuación 5):

$$r_s = \frac{100}{0,5 (24) (0,12)} \approx 70 \text{ s m}^{-1}$$

éste madura. Hay, sin embargo, una carencia de información sólida sobre los cambios de r_1 en un cierto plazo para los diferentes cultivos. La información disponible en la literatura sobre conductancia o resistencia estomática se orienta a menudo hacia estudios fisiológicos o ecofisiológicos.

La resistencia estomática, r_1 , está influenciada por el clima y por la disponibilidad de agua, sin embargo, estas influencias varían de un cultivo a otro y diversas variedades pueden ser afectadas diferentemente. La resistencia aumenta cuando el cultivo se encuentra limitado de agua y la disponibilidad de agua en el suelo limita la evapotranspiración del cultivo. Algunos estudios indican que la resistencia estomática está influenciada en algún grado por la radiación, temperatura, y el déficit de presión del vapor. La derivación de la resistencia superficial para la superficie de referencia se presenta en el Recuadro 5.

SUPERFICIE DE REFERENCIA

El concepto de una superficie de referencia fue introducido con el fin de obviar la necesidad de definir los parámetros únicos de evaporación para cada cultivo y etapa de crecimiento. Los valores de evapotranspiración de los diferentes cultivos se relacionan con la evapotranspiración de la superficie de referencia (ET_0) por medio de los coeficientes de cultivo.

Anteriormente, una superficie libre de agua fue propuesta como superficie de referencia. Sin embargo, las diferencias aerodinámicas, el control de la vegetación y las características de la radiación presentan una fuerte limitación al relacionar la ET con la medición de la evaporación libre del agua. En cambio el relacionar ET_0 con un cultivo específico tiene la ventaja de incorporar los procesos biológicos y físicos implicados en la ET de superficies cultivadas.

El pasto, así como la alfalfa, es un cultivo muy bien estudiado con respecto a sus características aerodinámicas y superficiales y es aceptado ampliamente como superficie de referencia. Debido a que la resistencia a la difusión del vapor depende fuertemente de la altura del dosel del cultivo, de la cobertura de suelo, del índice de área foliar y de las condiciones de humedad del suelo, las características del cultivo de referencia deben ser bien definidas y fijadas. Los cambios en altura del cultivo dan lugar a variaciones en la rugosidad y el índice de área foliar. Consecuentemente, las resistencias del cultivo y aerodinámica variarán notablemente con el tiempo. Por otra parte, el estrés hídrico y el grado de cobertura del suelo también tienen un efecto en las resistencias y en el albedo.

Para evitar los problemas que conllevan los trabajos de calibración local que requerirían exigentes y costosos estudios, se ha seleccionado un cultivo hipotético de referencia. Las dificultades con un cultivo de referencia real, resultan del hecho de que la variedad y la morfología de la hierba pueden afectar perceptiblemente la tasa evapotranspiratoria, especialmente durante los periodos de máximo consumo de agua. Grandes diferencias pueden identificarse entre pastos de zonas calientes con pastos de zonas templadas. El pasto de zonas templadas tiene un grado mas bajo de control estomático y por lo tanto índices más altos de evapotranspiración. También podría tropezarse con el problema de la dificultad de cultivar pastos habituados a zonas templadas en algunos climas tropicales áridos.

La consulta a expertos de la FAO sobre la revisión de las metodologías recomendadas por la FAO para el cálculo de los requerimientos de agua de los cultivos, presentó la siguiente definición inequívoca para la superficie de referencia:

«Un cultivo hipotético de referencia con una altura asumida de 0,12 m, una resistencia superficial fija de 70 s m^{-1} y un albedo de 0,23.»

La superficie de referencia se asemeja a una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente, sombreando totalmente la tierra y con un

adecuado aporte de agua. El requisito de que la superficie de pasto debe ser extensa y uniforme, resulta de asumir que todos los flujos de aire son ascendentes.

El método de FAO Penman-Monteith fue seleccionado como el método por el cual la evapotranspiración de esta superficie de referencia (ET_o) puede ser inequívocamente determinada y con el cual se obtienen valores consistentes de ET_o en todas las regiones y climas.

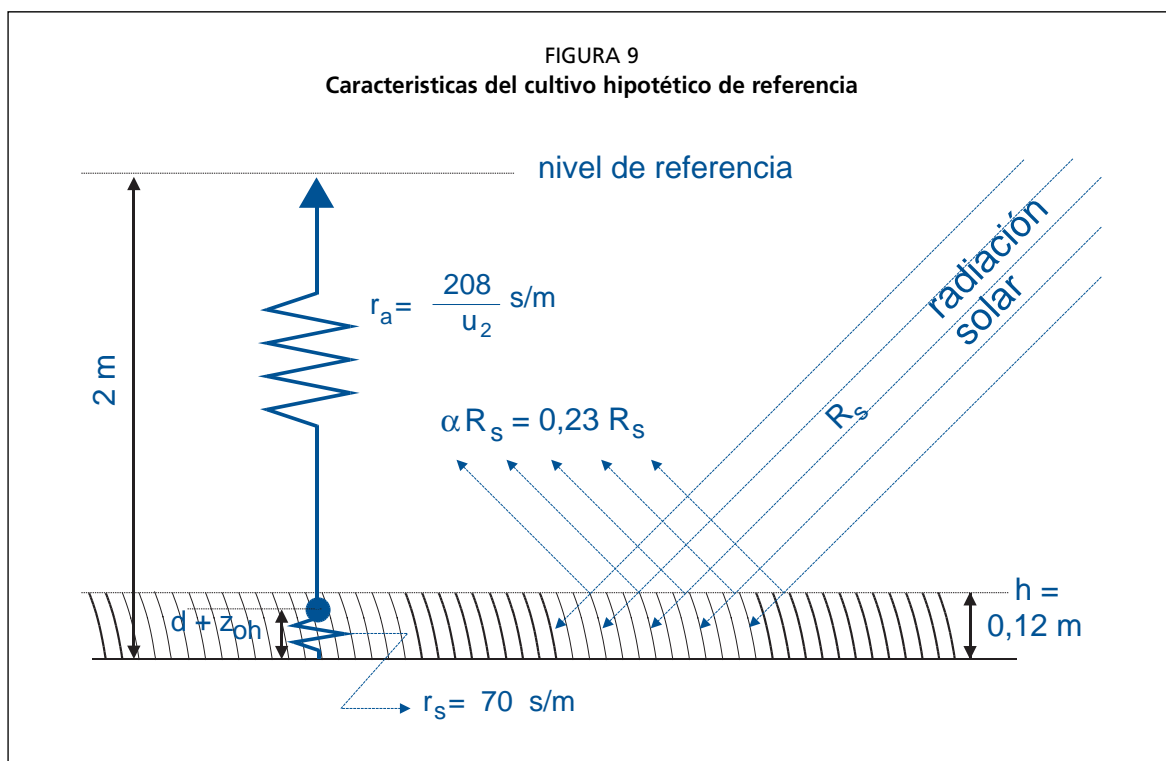
ECUACIÓN DE FAO PENMAN-MONTEITH

Ecuación

Un panel de expertos e investigadores en riego fue organizado por la FAO en mayo de 1990, en colaboración con la Comisión Internacional para el Riego y Drenaje y con la Organización Meteorológica Mundial, con el fin de revisar las metodologías previamente propuestas por la FAO para el cálculo de los requerimientos de agua de los cultivos y para elaborar recomendaciones sobre la revisión y la actualización de procedimientos a este respecto.

El panel de expertos recomendó la adopción del método combinado de Penman-Monteith como nuevo método estandarizado para el cálculo de la evapotranspiración de la referencia y aconsejó sobre los procedimientos para el cálculo de los varios parámetros que la fórmula incluye. El método FAO Penman-Monteith fue desarrollado haciendo uso de la definición del cultivo de referencia como un cultivo hipotético con una altura asumida de 0,12 m, con una resistencia superficial de 70 s m^{-1} y un albedo de 0,23 y que representa a la evapotranspiración de una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente y adecuadamente regado. El método reduce las imprecisiones del método anterior de FAO Penman y produce globalmente valores más consistentes con datos reales de uso de agua de diversos cultivos.

El método de FAO Penman-Monteith para estimar ET_o , puede ser derivado (Recuadro 6) de la ecuación original de Penman-Monteith (Ecuación 3) y las ecuaciones de la resistencia aerodinámica (Ecuación 4) y superficial (Ecuación 5):



$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (6)$$

donde:

ET_o	evapotranspiración de referencia (mm día ⁻¹)
R_n	radiación neta en la superficie del cultivo (MJ m ⁻² día ⁻¹)
R_a	radiación extraterrestre (mm día ⁻¹)
G	flujo del calor de suelo (MJ m ⁻² día ⁻¹)
T	temperatura media del aire a 2 m de altura (°C)
u_2	velocidad del viento a 2 m de altura (m s ⁻¹)
e_s	presión de vapor de saturación (kPa)
e_a	presión real de vapor (kPa)
$e_s - e_a$	déficit de presión de vapor (kPa)
Δ	pendiente de la curva de presión de vapor (kPa °C ⁻¹)
γ	constante psicrométrica (kPa °C ⁻¹)

La evapotranspiración de referencia (ET_o) provee un estándar de comparación mediante el cual:

- se puede comparar la evapotranspiración en diversos períodos del año o en otras regiones;
- se puede relacionar la evapotranspiración de otros cultivos.

La ecuación utiliza datos climáticos de radiación solar, temperatura del aire, humedad y velocidad del viento. Para asegurar la precisión del cálculo, los datos climáticos deben ser medidos o ser convertidos a 2 m de altura, sobre una superficie extensa de pasto verde, cubriendo completamente el suelo y sin limitaciones de agua.

No se puede esperar que ninguna ecuación formulada para el cálculo de la evapotranspiración y basada en datos climáticos, determine la evapotranspiración perfectamente, bajo diferentes situaciones climáticas específicas. Esto debido principalmente a la simplificación en la formulación y los errores en la recopilación de los datos climáticos. Es probable que instrumentos de precisión, bajo condiciones ambientales y biológicas completamente controladas, demuestren que la ecuación de FAO Penman-Monteith se desvía ocasionalmente de mediciones reales de la ET_o del pasto. Sin embargo, el panel de expertos acordó utilizar la definición hipotética del cultivo de referencia sobre el que se basa la ecuación FAO Penman-Monteith como un valor de comparación homogeneizado de tal manera que los datos de diferentes zonas del mundo sean comparables entre sí.

En caso de que se realicen comparaciones de la ecuación FAO Penman-Monteith con mediciones directas de ET_o , es importante que la ecuación completa de Penman-Monteith (Ecuación 3) y las fórmulas asociadas para el cálculo de r_a y r_s (Ecuaciones 4 y 5) se consideren de tal manera que se tomen en cuenta las variaciones en ET debidas a cambios en la altura del pasto evaluado. Las variaciones en la altura del pasto, pueden producir cambios significativos del área foliar, d y z_{om} y el consecuente valor medido de ET_o con relación al valor calculado. Cuando se evalúan los resultados, debe considerarse también que los factores ambientales y de manejo local, tales como la frecuencia de riego, también afectan las observaciones de ET_o .

La ecuación de FAO Penman-Monteith es una representación clara, precisa y simple de los factores físicos y fisiológicos que gobiernan el proceso de la evapotranspiración. Usando la definición de ET_o sobre la que se basa la ecuación FAO Penman-Monteith, se pueden determinar los coeficientes del cultivo relacionando la evapotranspiración medida del cultivo (ET_c) con la ET_o calculada, es decir: $Kc = ET_c/ET_o$. Tomando como base el concepto de coeficiente de cultivo, las diferencias del dosel del cultivo y la

RECUADRO 6

Derivación de la ecuación de FAO Penman-Monteith para el cultivo hipotético de referencia

Teniendo una altura estandarizada para la velocidad del viento, la temperatura y las mediciones de humedad a 2 m (el $z_m = z_h = 2$ m) y la altura del cultivo $h = 0,12$ m, las resistencias aerodinámicas y superficial se convierten en (Recuadros 4 y 5):

$$r_a = 208/u_2 \text{ s m}^{-1}, \text{ (la velocidad del viento } u_2 \text{ a 2 m de altura)}$$

$$r_s = 70 \text{ s m}^{-1}$$

$$(1 + r_s/r_a) = (1 + 0,34 u_2)$$

R_n y G se constituyen en la energía disponible por unidad de área y se expresan en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. Para convertir las unidades de energía de radiación a alturas equivalentes de agua (mm), el calor latente de vaporización, λ , es utilizado como factor de conversión (Capítulo 1). Los valores de energía a alturas equivalentes del agua o viceversa se convierten con: (Ecuación 20)

$$\text{Radiación (mm día}^{-1}) \cong \text{Radiación (MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1})/2,45 = 0,408 \text{ Radiación [MJ m}^{-2} \text{ día]}$$

Substituyendo c_p y reordenando la Ecuación 8:

$$c_p = \frac{\gamma \varepsilon \lambda}{P}$$

y considerando la ley de los gases ideales para ρ_a :

$$\rho_a = \frac{P}{T_{Kv} R}$$

donde T_{Kv} (temperatura virtual), se puede sustituir por:

$$T_{Kv} = 1,01(T + 273)$$

lo cual resulta en:

$$\frac{c_p \rho_a}{r_a} = \frac{\gamma \varepsilon \lambda}{1,01 (T + 273) R (208)} u_2 \quad [\text{ MJ m}^{-2} \text{ °C}^{-1} \text{ día}^{-1}]$$

donde

- c_p calor específico a presión constante [MJ kg⁻¹ °C⁻¹],
- ρ_a densidad media del aire a presión constante [kg m⁻³],
- r_a resistencia aerodinámica [s m⁻¹],
- γ constante psicrométrica [kPa °C⁻¹],
- ε cociente del peso molecular del vapor agua /aire seco = 0,622,
- λ calor latente de vaporización [MJ kg⁻¹],
- u_2 velocidad del viento a 2 m [m s⁻¹],
- R constante universal de los gases = 0,287 kJ kg⁻¹ K⁻¹,
- T temperatura del aire [°C],
- P presión atmosférica [kPa],

$$= 86400 \frac{\gamma (0,622) \lambda}{1,01 (T + 273) (0,287) (208)} u_2 \quad [\text{ MJ m}^{-2} \text{ °C}^{-1} \text{ día}^{-1}]$$

lo cual, cuando se divide por λ ($\lambda = 2,45$),

$$= \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 \quad [\text{ mm °C}^{-1} \text{ día}^{-1}]$$

resistencia aerodinámica con relación al cultivo hipotético de referencia se consideran dentro del coeficiente de cultivo. El factor K_c representa el resumen de las diferencias físicas y fisiológicas entre los cultivos y la definición de cultivo de referencia.

Datos

Para llevar adelante cálculos diarios, semanales, de diez días o mensuales de ET_o , además de la localización del sitio, la ecuación FAO Penman-Monteith requiere datos de temperatura del aire, humedad atmosférica, radiación y velocidad del viento. El procesamiento y la metodología de cálculo de los datos requeridos para el cálculo de la evapotranspiración de referencia se presentan en el Capítulo 3. Es importante verificar las unidades en las cuales se encuentran los datos climáticos. Los factores para convertir unidades de uso común a unidades estándar se presentan en el Anexo 1.

Localización

La altura sobre el nivel del mar (m) de la zona para la que se determina la ET_o y su latitud (grados norte o sur) deben ser especificados. Estos datos son necesarios para ajustar algunos parámetros climáticos al valor medio local de la presión atmosférica (función de la elevación del sitio sobre nivel del mar) y para calcular la radiación extraterrestre (R_a) y, en algunos casos, la duración máxima de la insolación (N). En los procedimientos del cálculo para R_a y N , la latitud se expresa en radianes (grados decimales $\pi/180$). Un valor positivo se utiliza para el hemisferio norte y un valor negativo para el hemisferio sur.

Temperatura

Para la aplicación de la fórmula FAO Penman-Monteith, se requiere información de temperatura diaria (promedio) máxima y mínima en grados centígrados ($^{\circ}C$). En los casos en que solamente se tenga disponibilidad de temperaturas medias diarias, el cálculo de ET_o todavía es válido pero se podría esperar una cierta subestimación de ET_o debido a la relación no-lineal de la presión de vapor de saturación en relación con la temperatura (Figura 11). El uso de la temperatura media del aire en lugar de la temperatura máxima y mínima tiene como resultado una presión de saturación más baja (e_s), y por lo tanto un déficit de presión de vapor también más bajo ($e_s - e_a$), resultante en una estimación más baja de la evapotranspiración de referencia.

Humedad

El valor de la presión real (promedio) diaria de vapor, (e_a), en kilopascales (kPa) se requiere como dato de entrada para la aplicación de la ecuación FAO Penman-Monteith. En caso de que los valores de presión real de vapor no estén disponibles, estos pueden ser derivados de la humedad relativa máxima y mínima (%), de los datos psicrométricos (temperaturas de bulbo seco y mojado en $^{\circ}C$) o de la temperatura del punto de rocío ($^{\circ}C$) según los procedimientos presentados en el Capítulo 3.

Radiación

La radiación neta diaria (promedio) está expresada en megajoules por metro cuadrado por día ($MJ\ m^{-2}\ día^{-1}$). Estos datos no están disponibles comúnmente en forma directa pero pueden derivarse de la radiación de onda corta (promedio) medida con un piranómetro o de la duración real diaria (promedio) del sol brillante (horas por día) medida con el heliógrafo. Los procedimientos de cálculo se presentan en el Capítulo 3.

Viento

Para la aplicación de la ecuación FAO Penman-Monteith se requiere contar con la velocidad del viento (promedio) diaria en metros por segundo ($m\ s^{-1}$) medida a 2 m de altura sobre el nivel del suelo. Es importante verificar la altura a la cual se mide la

velocidad del viento, pues velocidades del viento medidas a diversas alturas sobre la superficie del suelo presentan con seguridad valores diferentes. En caso de no contar con datos de velocidad de viento a 2 m de altura, el procedimiento del cálculo para ajustar la velocidad del viento a la altura estándar de 2 m se presenta en el Capítulo 3.

Estimación de Datos Faltantes

Es común que se presenten situaciones en las que algunos datos climáticos no estén disponibles. Para estos casos, en general se debe evitar el uso de ecuaciones alternativas para el cálculo de ET_o , que requieren un número limitado de parámetros meteorológicos. Se recomienda en cambio, el cálculo de la ET_o usando el método estándar de FAO Penman-Monteith después de resolver el problema específico de los datos faltantes. Los procedimientos para estimar datos climáticos faltantes se presentan en el Capítulo 3. Se espera que las diferencias entre los valores de ET_o obtenidos con la ecuación de FAO Penman-Monteith con limitada cantidad de datos y, por otra parte, con todos los datos requeridos completo, sean más pequeñas o al menos de magnitud similar a las diferencias resultantes del uso de una ecuación alternativa de ET_o .

Incluso en casos en los que los datos disponibles solo incluyan la temperatura máxima y mínima del aire, se pueden obtener estimaciones razonables de ET_o con la ecuación de FAO Penman-Monteith para periodos de diez días o mensuales. Como se describe en el Capítulo 3, los datos de radiación se pueden derivar de la diferencia de temperatura del aire, o, junto con la velocidad del viento y datos de humedad atmosférica, se pueden extrapolar de una estación meteorológica próxima. Los datos de humedad se pueden también estimar de la temperatura mínima diaria del aire. Una vez evaluada la validez del uso de datos de otra estación, las estimaciones de ET_o para periodos de diez días o mensuales pueden ser efectuadas.

Los procedimientos para estimar datos faltantes se deben validar en el ámbito regional. Esto es posible para estaciones meteorológicas que cuentan con los datos completos comparando la ET_o calculada con todos los datos y calculada con datos estimados. El cociente debe estar cerca de uno. En los casos en que el cociente se desvía perceptible y consistentemente de uno, el cociente se puede utilizar como factor de corrección para las estimaciones hechas con los datos estimados. En los casos en que el error estándar de la estimación exceda el 20 por ciento del valor de ET_o calculada con datos completos y en forma inconsistente, se debe realizar un análisis de sensibilidad para determinar causas (y límites) para el método utilizado para estimar los datos faltantes. La validación se debe realizar para cada mes y cada variable así como para estimaciones diarias de ET_o .

Capítulo 3

Datos meteorológicos

Los métodos para calcular la evapotranspiración partiendo de datos meteorológicos requieren de varios parámetros climatológicos y físicos. Algunos de estos parámetros se miden directamente en estaciones meteorológicas. Otros parámetros se relacionan con los datos comúnmente medidos y se pueden derivar con la ayuda de relaciones directas o empíricas. Este capítulo presenta la medición y cómputo de los datos requeridos para el cálculo de la evapotranspiración de referencia por medio del método FAO Penman-Monteith. Diversos ejemplos ilustran los varios procedimientos del cálculo. También se presentan procedimientos para estimar datos faltantes.

Los datos meteorológicos se pueden expresar en diferentes unidades. Los factores de conversión entre varios sistemas de unidades y las unidades estándar del S.I. se presentan en el Anexo 1. Los parámetros climáticos, calculados por medio de las ecuaciones presentadas en este capítulo para diversas condiciones meteorológicas se tabulan y se muestran en el Anexo 2. Solamente las relaciones estandarizadas se presentan en el presente capítulo. El principio de algunas ecuaciones y más información sobre algunos procedimientos usados se presenta en el Anexo 3. Los Anexos 4, 5 y 6 detallan metodologías para el análisis estadístico, evaluación, corrección y llenado de datos meteorológicos faltantes.

FACTORES METEOROLÓGICOS QUE DETERMINAN LA ET

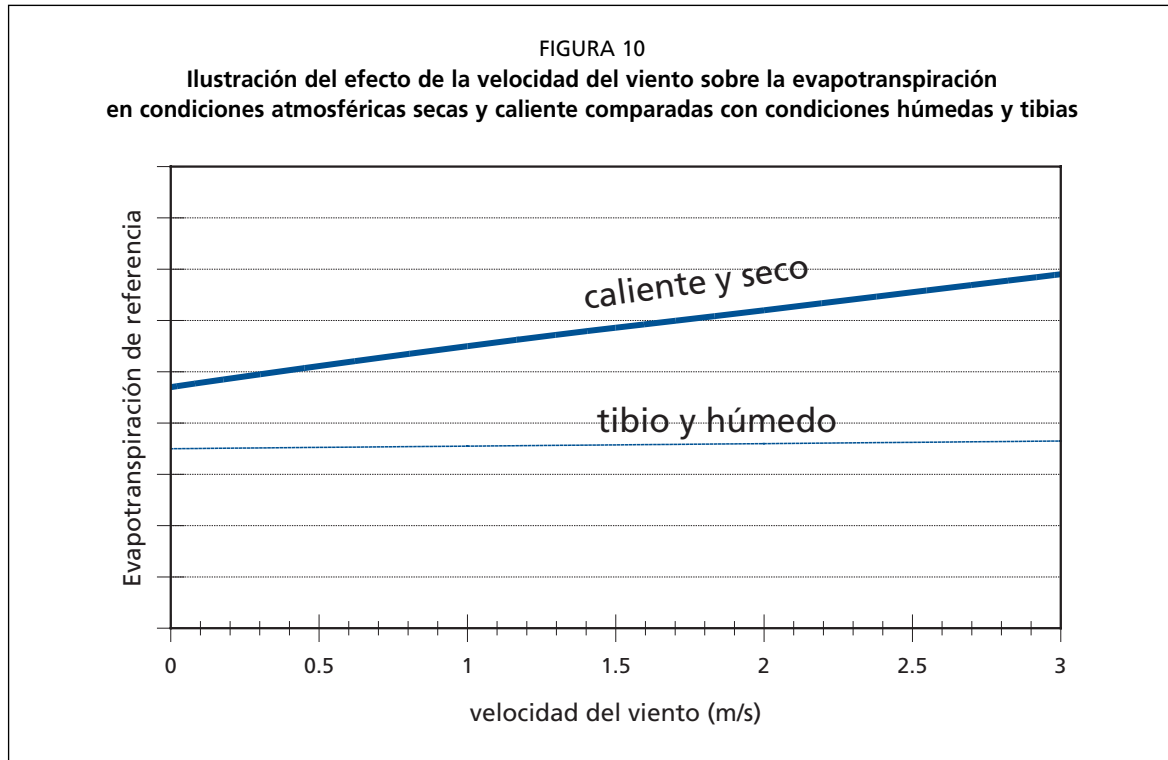
Los factores meteorológicos que determinan la evapotranspiración son los componentes del tiempo que proporcionan energía para la vaporización y extraen vapor de agua de una superficie evaporante. Los principales parámetros meteorológicos que se deben considerar se presentan a continuación.

Radiación solar

El proceso de la evapotranspiración está determinado por la cantidad de energía disponible para evaporar el agua. La radiación solar es la más importante fuente de energía en el planeta y puede cambiar grandes cantidades de agua líquida en vapor de agua. La cantidad potencial de radiación que puede llegar a una superficie evaporante viene determinada por su localización y época del año. Debido a las diferencias en la posición del planeta y a su movimiento alrededor del sol, esta cantidad potencial de radiación es diferente para cada latitud y para las diversas estaciones del año. La radiación solar real que alcanza la superficie evaporante depende de la turbidez de la atmósfera y de la presencia de nubes que reflejan y absorben cantidades importantes de radiación. Cuando se determina el efecto de la radiación solar en la evapotranspiración, se debe también considerar que no toda la energía disponible se utiliza para evaporar el agua. Parte de la energía solar se utiliza también para calentar la atmósfera y el suelo.

Temperatura del aire

La radiación solar absorbida por la atmósfera y el calor emitido por la tierra elevan la temperatura del aire. El calor sensible del aire circundante transfiere energía al cultivo y entonces ejerce un cierto control en la tasa de evapotranspiración. En un día soleado y cálido, la pérdida de agua por evapotranspiración será mayor que en un día nublado y fresco.



Humedad del aire

Mientras que el aporte de energía del sol y del aire circundante es la fuerza impulsora principal para la evaporación del agua, la diferencia entre la presión de vapor de agua en la superficie evapotranspirante y el aire circundante es el factor determinante para la remoción de vapor. Áreas bien regadas en regiones áridas secas y calientes, consumen grandes cantidades de agua debido a la gran disponibilidad de energía y al poder de extracción de vapor de la atmósfera. En cambio en regiones húmedas tropicales, a pesar de que el ingreso de energía es elevado, la alta humedad del aire reducirá la demanda de evapotranspiración. En este último caso, como el aire está ya cerca de saturación, puede absorber menos agua adicional y por lo tanto la tasa de evapotranspiración es más baja que en regiones áridas.

Velocidad del viento

El proceso de remoción de vapor depende en alto grado del viento y de la turbulencia del aire, los cuales transfieren grandes cantidades de aire hacia la superficie evaporante. Con la evaporación del agua, el aire sobre la superficie evaporante se satura gradualmente con vapor. Si este aire no se substituye continuamente por un aire más seco, disminuye la intensidad de remoción de vapor de agua y la tasa de evapotranspiración disminuye.

El efecto combinado de los factores climáticos que afectan la evapotranspiración se ilustra en la Figura 10 para dos condiciones climáticas diferentes. La demanda evapotranspiratoria es alta bajo condiciones de tiempo caliente y seco debido a la sequedad del aire y de la cantidad de energía disponible como radiación solar directa y calor latente. Bajo estas circunstancias, mucho vapor de agua puede ser almacenado en el aire mientras que el viento puede promover el transporte del agua permitiendo que se retire mayor cantidad de vapor de agua. Por otra parte, bajo condiciones atmosféricas húmedas, la alta humedad del aire y la presencia de nubes hacen que la tasa de evapotranspiración sea más baja. El aumento de la velocidad del viento para las dos condiciones climáticas presentadas, afecta la evapotranspiración en diferente forma como muestra la pendiente de las curvas en la Figura 10. Cuanto más seca esté la atmósfera, más grande será el efecto sobre la ET y mayor es la pendiente de la curva. Para

las condiciones húmedas, el viento puede sustituir el aire saturado solamente por aire levemente menos saturado y así reducir la energía térmica. Por tanto, bajo condiciones húmedas la velocidad del viento afecta la evapotranspiración en un grado mucho menos importante que bajo climas áridos en los que variaciones pequeñas en la velocidad del viento pueden dar lugar a importantes variaciones en la evapotranspiración.

PARÁMETROS ATMOSFÉRICOS

Se han desarrollado varias metodologías para determinar los parámetros climáticos. El efecto de los principales componentes del tiempo sobre la evapotranspiración se puede determinar con la ayuda de estas ecuaciones. Algunas de las metodologías requieren parámetros que expresan una característica específica de la atmósfera. Antes de estudiar las cuatro variables principales del tiempo atmosférico se analizan algunos parámetros atmosféricos.

Presión atmosférica (P)

La presión atmosférica, P, es la presión ejercida por el peso de la atmósfera terrestre. La evaporación en altitudes elevadas ocurre en parte gracias a la baja presión atmosférica que se expresa con la constante psicrométrica. Este efecto es, sin embargo, pequeño y en los procedimientos del cálculo, el valor medio para una localidad es suficiente. Para calcular P puede emplearse una simplificación de la ley de los gases ideales, a una temperatura atmosférica estándar de 20°C:

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065 z}{293} \right)^{5,26} \quad (7)$$

donde

- P Presión atmosférica [kPa]
- z Elevación sobre el nivel del mar [m]

Los valores de presión atmosférica en función de la altitud se presentan en el Anexo 2 (Cuadro 2.1).

Calor latente de vaporización (λ)

El calor latente de vaporización, λ , expresa la energía requerida para cambiar una masa de unidad de agua líquida a vapor de agua bajo presión y temperatura constantes. El valor del calor latente de vaporización varía en función de la temperatura. Cuanto más elevada sea la temperatura, menos energía será requerida. Como λ varía levemente dentro de rangos de temperaturas normales, se considera un valor constante de 2,45 MJ kg⁻¹ para la simplificación de la ecuación de FAO Penman-Monteith. Este valor corresponde al calor latente de vaporización a una temperatura del aire de alrededor de 20 °C.

Constante Psicrométrica (γ)

La constante psicrométrica, γ , se calcula por:

$$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} = 0,665 * 10^{-3} \quad (8)$$

donde

- γ constante psicrométrica [kPa °C⁻¹],
- P presión atmosférica [kPa],
- λ calor latente de vaporización, 2,45 [MJ kg⁻¹],
- c_p calor específico a presión constante, 1,013 x 10⁻³ [MJ kg⁻¹ °C⁻¹],
- ϵ cociente del peso molecular de vapor de agua /aire seco = 0,622.

EJEMPLO 2

Determinación de parámetros atmosféricos

Determine la presión atmosférica y la constante psicrométrica a una elevación de 1800 m.

Con:	$z =$	1800	m
De la Ec. 7:	$P = 101,3 [(293 - (0,0065) 1800)/293]^{5,26} =$	81,8	kPa
De la Ec. 8:	$\gamma = 0,665 \times 10^{-3} (81,8) =$	0,054	kPa °C ⁻¹

El valor medio de la presión atmosférica es 81,8 kPa.

El valor medio de la constante psicrométrica, γ , es 0,054 kPa/°C.

El calor específico es la cantidad de energía requerida para aumentar la temperatura de una unidad de masa de aire en 1° C a presión constante. Su valor depende de la composición del aire, fundamentalmente de su humedad. Para condiciones atmosféricas medias se puede utilizar el valor $c_p = 1,013 \times 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} \text{ °C}^{-1}$. Dado que se aplica un valor medio de presión atmosférica en cada localidad (Ecuación 7), la constante psicrométrica también se mantiene constante para cada localidad. Los valores para la constante psicrométrica en función de la altitud se encuentran en el Anexo 2 (Cuadro 2.2).

TEMPERATURA DEL AIRE

La agrometeorología se ocupa de la temperatura del aire al nivel del cultivo. En estaciones meteorológicas convencionales y automáticas, la temperatura del aire se mide dentro de abrigos meteorológicos (pantallas de Stevenson o casetas ventiladas) a 2 m sobre la superficie, de acuerdo a los estándares de la Organización Meteorológica Mundial (OMM). Los abrigos meteorológicos se diseñan para proteger los instrumentos contra la exposición directa a la radiación solar. La construcción con persianas permite el movimiento libre del aire alrededor de los instrumentos. La temperatura del aire se mide con termómetros o termopares instalados en el abrigo. Los termómetros de mínima y máxima registran la temperatura mínima y máxima del aire en un período de 24 horas. Los termógrafos generan gráficos de las temperaturas instantáneas durante un día o una semana. Las estaciones meteorológicas electrónicas comúnmente hacen un muestreo de la temperatura del aire cada minuto y entregan promedios horarios además de los valores máximo y mínimo en 24 horas.

Debido a la relación no lineal de la humedad con la temperatura, ambas incluidas en la ecuación FAO Penman-Monteith, la presión de vapor para cierto período se debe calcular como la media entre la presión de vapor bajo la temperatura máxima y la presión de vapor bajo la temperatura mínima del aire en ese periodo. La temperatura máxima diaria del aire (T_{\max}) y la temperatura mínima diaria del aire (T_{\min}) son, respectivamente, la máxima y la mínima temperatura del aire observadas durante un período de 24 horas, desde la medianoche. T_{\max} y T_{\min} por períodos más largos tales como semanas, diez días o meses se obtienen dividiendo la suma de los valores diarios respectivos por el número de días del período. La temperatura media diaria del aire (T_{media}) se emplea en la ecuación FAO Penman-Monteith solamente para calcular la pendiente de la curva de la presión de saturación de vapor (Δ) y del impacto de la densidad media del aire (P_a) pues el efecto de las variaciones de temperatura en el valor de estos parámetros climáticos es pequeño. Para la estandarización, T_{media} para períodos de 24 horas se define como el promedio de las temperaturas máxima (T_{\max}) y mínima diaria (T_{\min}) en lugar del promedio de las mediciones horarias de temperatura.

$$T_{\text{media}} = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \quad (9)$$

La temperatura se expresa en grados centígrados ($^{\circ}\text{C}$) o Fahrenheit ($^{\circ}\text{F}$). El Cuadro de conversión se presenta en el Anexo 1. En algunos procedimientos del cálculo, la temperatura se debe expresar en grados Kelvin (K), los que se obtienen agregando 273,16 a la temperatura expresada en grados centígrados (en la práctica $\text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273,16$). La escala centígrada y la Kelvin tienen la misma escala de intervalo.

HUMEDAD DEL AIRE

Conceptos

El contenido de agua del aire se puede expresar de diversas maneras. En agrometeorología, la presión de vapor, la temperatura del punto de condensación (punto de rocío) y la humedad relativa son expresiones comunes para indicar la humedad del aire.

Presión de vapor

El vapor de agua es un gas y su presión contribuye a la presión atmosférica total. La cantidad de vapor de agua en el aire se relaciona directamente con la presión parcial ejercida por ese vapor de agua en el aire y esta es por lo tanto una medida directa del contenido de vapor de agua del aire.

Bajo las unidades estándar del S.I., la presión ya no es expresada en centímetros de agua, milímetros de mercurio, bares, atmósferas, etc., sino en pascales (Pa). Los factores de conversión entre las varias unidades y pascales se presentan en el Anexo 1. Mientras que un pascal se refiere a una fuerza relativamente pequeña (1 newton) aplicada a una superficie relativamente grande (1 m^2), múltiplos de esta unidad básica se utilizan frecuentemente. En el presente libro, la presión de vapor se expresa en los kilopascales ($\text{kPa} = 1\,000 \text{ Pa}$).

Cuando un volumen de aire se encuentra retenido sobre una superficie evaporante de agua, se alcanza un equilibrio entre las moléculas de agua que se incorporan al aire y las que vuelven a la fuente de agua. En ese momento, se considera que el aire está saturado puesto que no puede almacenar ninguna molécula de agua adicional. La presión correspondiente se llama presión de saturación de vapor ($e^{\circ}(T)$). La cantidad de moléculas de agua que se pueden almacenarse en el aire depende de la temperatura (T). Cuanto más alta es la temperatura del aire, más alta es la capacidad de almacenar vapor de agua y más alta es la presión de saturación de vapor (Figura 11).

Como se puede observar en la Figura 11, la pendiente de la curva cambia exponencialmente con la temperatura. A temperaturas bajas, la pendiente es pequeña y varía levemente con el incremento de temperatura. A temperaturas elevadas, la pendiente es mayor y pequeños cambios de temperatura producen grandes cambios grandes en la pendiente. La pendiente de la curva de presión de vapor de saturación, Δ , es un parámetro importante para la descripción de la vaporización y se utiliza en algunas ecuaciones de cálculo de ET_0 con datos climáticos.

La presión real de vapor (e_a) es la presión de vapor ejercida por el vapor de agua en el aire. Cuando el aire no se satura, la presión real de vapor será más baja que la presión de vapor de saturación. La diferencia entre la presión de saturación y la presión real de vapor se llama déficit de presión de vapor o déficit de saturación y es un indicador preciso de la real capacidad evaporativa del aire.

Temperatura del punto de rocío

La temperatura del punto de rocío o punto de condensación es la temperatura a la cual el aire necesita ser enfriado para saturarse. La presión real de vapor del aire es la presión de saturación de vapor en la temperatura del punto de rocío. Cuanto más seco esté el aire, más grande será la diferencia entre la temperatura del aire y la temperatura del punto de rocío.

FIGURA 11
Presión de saturación de vapor (e^o) en función de la temperatura: curva de $e^o(T)$

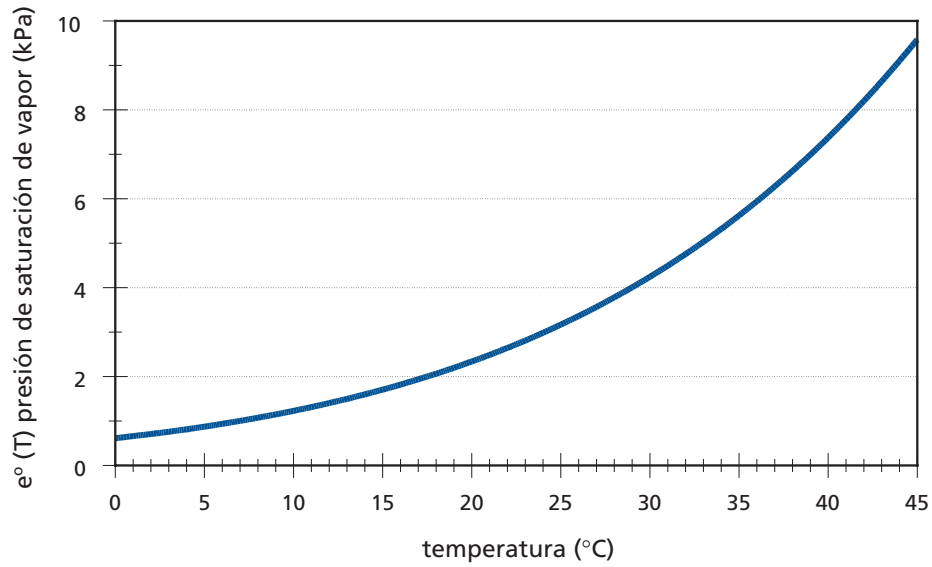
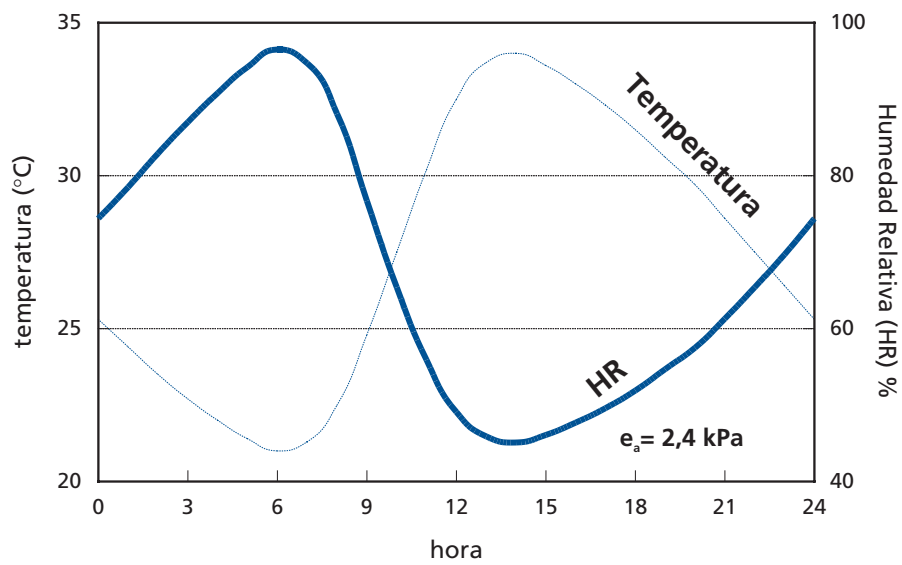


FIGURA 12
Variación de la humedad relativa durante un periodo de 24 horas
para una presión real de vapor constante de 2,4 kPa



Humedad relativa

La humedad relativa (HR) expresa el grado de saturación del aire como el cociente entre la presión real de vapor (e_a) a una temperatura dada y la presión de saturación de vapor ($e^o(T)$) a la misma temperatura (T):

$$HR = \frac{e_a}{e^o(T)} * 100 \quad (10)$$

La humedad relativa es el cociente entre la cantidad de agua que el aire realmente contiene a una determinada temperatura y la cantidad que podría contener si estuviera saturado a la misma temperatura. Es adimensional y se expresa comúnmente como porcentaje. Aunque la presión real de vapor puede ser relativamente constante a lo largo del día, la humedad relativa fluctúa entre un máximo al amanecer y un mínimo a primeras horas de la tarde (Figura 12). La variación de la humedad relativa se produce porque la presión de saturación de vapor depende de la temperatura del aire. Como la temperatura del aire cambia durante el día, la humedad relativa también cambia substancialmente.

Medición

No es posible medir directamente la presión real de vapor. La presión de vapor se deriva comúnmente de la humedad relativa o de la temperatura del punto de rocío.

La humedad relativa se mide directamente con el higrómetro. La medición se basa en las propiedades de algunos materiales como el cabello humano, que se contrae o extiende en respuesta a cambios en humedad del aire, o por medio de una placa eléctrica que es sensible a los cambios de humedad. La presión de vapor puede ser medida indirectamente con psicrómetros que miden la diferencia de temperatura entre dos termómetros, conocidos como termómetro de bulbo seco y termómetro de bulbo húmedo. El termómetro de bulbo seco mide la temperatura del aire. El bulbo del termómetro de bulbo húmedo se cubre con una muselina constantemente humedecida. La evaporación de agua de la muselina requiere energía, la que es tomada del bulbo del termómetro y por tanto enfría el bulbo y descende el valor registrado de temperatura. Cuanto más seco esté el aire, más grande es la evaporación y más grande es el descenso de temperatura. La diferencia entre las temperaturas de bulbo seco y del bulbo húmedo se conoce como la depresión del bulbo húmedo y es una medida de la humedad del aire.

La temperatura del punto de rocío se mide con instrumentos especiales. El principio de funcionamiento de estos instrumentos es el de bajar la temperatura del aire hasta que ocurra la formación del rocío. La temperatura correspondiente es la temperatura del punto de rocío.

Los datos de humedad relativa y de la temperatura del punto de rocío comúnmente contienen notables errores de medición. Los errores de medición ocurren tanto en caso de uso de tipos antiguos de termohigrógrafos como en caso de instrumentos electrónicos más modernos. Estos instrumentos se describen en el Anexo 5. Se debe tener mucho cuidado en la determinación de la exactitud y la integridad de los datos de HR y del punto de rocío. Se aconseja que se compare siempre las temperaturas registradas del punto de rocío y la temperatura mínima del aire, según lo descrito en la parte final de este capítulo y en los Anexos 5 y 6. Con frecuencia, es mejor utilizar temperaturas de punto de rocío que hayan sido derivadas de la temperatura mínima diaria del aire, que utilizar medidas no confiables de humedad relativa. Esto debe ser evaluado por el mismo usuario.

Procedimientos de cálculo

Presión media de vapor de la saturación (e_s)

La presión de saturación de vapor puede ser calculada en función de la temperatura del aire, pues depende de ella. La relación entre ambas variables se expresa como:

$$e^{\circ}(T) = 0,6108 * \exp\left[\frac{17,27 * T}{T + 237,3}\right] \quad (11)$$

donde

$e^{\circ}(T)$ presión de saturación de vapor a la temperatura del aire, T [kPa]
 T temperatura del aire [°C]
 exp [..] 2,7183 (base del logaritmo natural) elevado a la potencia [..]

Los valores de la presión de saturación de vapor en función de la temperatura del aire se presentan en el Anexo 2 (Cuadro 2.3). Debido a la característica no-lineal de la Ecuación 11, la presión media de saturación de vapor para un día, semana, década o mes, debe ser calculada como el promedio de la presión de saturación de vapor a la temperatura máxima media y la presión de saturación de vapor a la temperatura mínima media del aire para ese período:

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{\max}) + e^{\circ}(T_{\min})}{2} \quad (12)$$

El uso de la temperatura media del aire en lugar de las temperaturas mínima y máxima da lugar a subestimaciones de la presión media de saturación de vapor. El correspondiente déficit de presión de vapor (un parámetro que expresa la energía evaporante de la atmósfera) también será menor y el resultado será una cierta subestimación de la evapotranspiración del cultivo de referencia. Por lo tanto, es siempre recomendable el calcular la presión media de saturación de vapor como el promedio de la presión de saturación de vapor a la temperatura máxima y a la temperatura mínima del aire.

EJEMPLO 3

Determinación de la presión media de vapor de saturación

Teniendo una temperatura diaria máxima y mínima respectivamente de 24,5 y 15°C.

Determine la presión media de vapor de saturación para ese día.

De la Ec. 11	$e^{\circ}(T_{\max}) = 0,6108 * \exp[17,27(24,5)/(24,5 + 237,3)]$	3,075	kPa
De la Ec. 11	$e^{\circ}(T_{\min}) = 0,6108 * \exp[17,27(15)/(15 + 237,3)]$	1,705	kPa
De la Ec. 12	$e_s = (3,075 + 1,705)/2$	2,39	kPa
	Note que para la temperatura de 19,75°C (T_{mean}) $e^{\circ}(T) =$	2,30	kPa

La presión media de vapor de saturación es 2,39 kPa.

Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor (Δ)

Para el cálculo de evapotranspiración, se requiere calcular la pendiente de la relación entre la presión de saturación de vapor y la temperatura, Δ . La pendiente de la curva (Figura 11) a una temperatura dada se da por:

$$\Delta = \frac{4098 * \left[0,6108 * \exp\left(\frac{17,27 * T}{T + 237,3}\right) \right]}{(T + 237,3)^2} \quad (13)$$

donde

Δ	pendiente de la curva de la presión de saturación de vapor a la temperatura del aire T [kPa °C ⁻¹]
T	temperatura del aire [°C]
exp[. .]	2,7183 (base del logaritmo natural) elevado a la potencia [..]

Los valores de la pendiente Δ para diversos temperatura del aire se presentan en el Anexo 2 (Cuadro 2.4). Para su aplicación en la ecuación FAO Penman-Monteith, la pendiente de la curva de presión de vapor (Δ) se calcula usando la temperatura media del aire (Ecuación 9).

Presión real de vapor (e_a) derivada de la temperatura del punto de rocío

Como la temperatura del punto de rocío es la temperatura a la cual el aire necesita ser enfriado para saturarlo, la presión real de vapor (e_a) es la presión de saturación de vapor a la temperatura del punto de rocío ($T_{\text{rocío}}$) [°C]:

$$e_a = e^{\circ}(T_{\text{rocío}}) = 0,6108 \exp\left[\frac{17,27 T_{\text{rocío}}}{T_{\text{rocío}} + 237,3}\right] \quad (14)$$

Presión real de vapor (e_a) derivada de datos psicrométricos

La presión real de vapor puede determinarse de la diferencia entre las temperaturas de bulbo seco y húmedo conocida como la depresión del bulbo húmedo. La relación se expresa por la siguiente ecuación:

$$e_a = e^{\circ}(T_{\text{húmedo}}) - \gamma_{\text{psi}}(T_{\text{seco}} - T_{\text{húmedo}}) \quad (15)$$

donde

ea	presión real de vapor [kPa]
$e^{\circ}(T_{\text{húmedo}})$	presión de saturación de vapor a la temperatura del bulbo húmedo [kPa]
γ_{psi}	constante psicrométrica [kPa °C ⁻¹]
$T_{\text{seco}} - T_{\text{húmedo}}$	depresión del bulbo húmedo, con T_{seco} la temperatura del termómetro de bulbo seco y $T_{\text{húmedo}}$ la temperatura del termómetro de bulbo húmedo [°C].

La constante psicrométrica del instrumento está dada por:

$$\gamma_{\text{psi}} = a_{\text{psi}} P \quad (16)$$

donde a_{psi} es un coeficiente que depende del tipo de ventilación del bulbo húmedo [°C⁻¹], y P es la presión atmosférica [kPa]. El coeficiente a_{psi} depende principalmente del diseño del psicrómetro y de la ventilación alrededor del bulbo húmedo. Para condiciones normales se utilizan los valores siguientes:

$a_{\text{psi}} = 0,000662$	para los psicrómetros ventilados del tipo de Asmann, con un movimiento de aire de unos 5 m s ⁻¹ ,
0,000800	para los psicrómetros naturalmente ventilados (cerca de 1 m s ⁻¹),
0,001200	para los psicrómetros no ventilados instalados bajo techo.

EJEMPLO 4

Determinación de la presión real de vapor de lecturas del psicrómetro

Determine la presión de vapor de las lecturas de un psicrómetro aspirado en un punto geográfico ubicado a una altitud de 1 200 m. Las temperaturas de los termómetros de bulbo húmedo y seco son 25,6 y 19,5 °C respectivamente.

De la Ec. 7 (Cuadro 2.1), con:	$z =$	1 200	m
Entonces:	$P =$	87,9	kPa
De la Ec. 11 (Cuadro 2.3), para	$T_{\text{húmedo}} =$	19,5	°C
Entonces:	$e^{\circ}(T_{\text{húmedo}}) =$	2,267	kPa
Psicrómetro ventilado	$a_{\text{psi}} =$	0,000662	°C ⁻¹
De la Ec. 15:	$e_a = 2,267 - 0,000662 (87,9) (25,6 - 19,5) =$	1,91	kPa

La presión real de vapor es de 1,91 kPa.

Presión real de vapor (e_a) derivada de datos de humedad relativa

La presión real de vapor se puede también derivar de la humedad relativa. Dependiendo de la disponibilidad de datos de humedad, se pueden utilizar diversas ecuaciones.

➤ Disponibilidad de HR_{max} y HR_{min} :

$$e_a = \frac{e^{\circ}(T_{\text{min}}) \frac{HR_{\text{max}}}{100} + e^{\circ}(T_{\text{max}}) \frac{HR_{\text{min}}}{100}}{2} \quad (17)$$

donde

e_a	presión real de vapor [kPa]
$e^{\circ}(T_{\text{min}})$	presión de saturación de vapor a la temperatura mínima diaria [kPa]
$e^{\circ}(T_{\text{max}})$	presión de saturación de vapor a la temperatura máxima diaria [kPa]
HR_{max}	humedad relativa máxima [%]
HR_{min}	humedad relativa mínima [%].

Para períodos de una semana, diez días o un mes, la HR_{max} y la HR_{min} se obtienen dividiendo la suma de los valores diarios por el número de días del período considerado.

➤ Datos disponibles de HR_{max} :

Cuando se utiliza instrumentos con los que los errores en la estimación de HR_{min} pueden ser grandes, o cuando la exactitud de los datos es dudosa, se debe utilizar solamente HR_{max} :

$$e_a = e^{\circ}(T_{\text{min}}) * \frac{HR_{\text{max}}}{100} \quad (18)$$

➤ Datos disponibles de HR_{media} :

Cuando no se cuenta con datos disponibles de HR_{min} y HR_{max} , se puede utilizar la Ecuación 19, sin embargo, esta ecuación es menos precisa que las Ecuaciones 17 o 18.

$$e_a = \frac{HR_{media}}{100} e^{\circ}(T_{media}) \quad (19)^1$$

donde HR_{media} es la humedad relativa media, definida como el promedio entre la HR_{max} y HR_{min} .

Déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$)

El déficit de presión de vapor es la diferencia entre la presión de saturación de vapor (e_s) y la presión real de vapor (e_a) durante un determinado período. Para periodos tales como una semana, diez días o un mes, e_s se calcula de la Ecuación 12 usando el promedio de T_{max} y T_{min} en el período. En el caso de e_a , esta se computa similarmente con la aplicación de las Ecuaciones 14 a 19 en función a la disponibilidad de datos, usando los promedios de cada período. Como se demostró en el Ejemplo 3, el uso de la temperatura media del aire en lugar de T_{max} y T_{min} en la Ecuación 12 resulta en una subestimación de e_s , consecuentemente en un valor mas bajo del déficit de presión de vapor y por lo tanto una subestimación de ET_o (Recuadro 7). Si es pertinente, e_s y e_a para períodos largos también pueden calcularse como los promedios de valores calculados en forma diaria durante el periodo estudiado.

EJEMPLO 5

Determinación de la presión real de vapor de la humedad relativa

Con los siguientes datos diarios de temperaturas máxima y mínima y los datos correspondientes de humedad relativa.

$T_{min} = 18^{\circ}C$; $HR_{max} = 82\%$

$T_{max} = 25^{\circ}C$; $HR_{min} = 54\%$

Determine la presión real de vapor.

De la Ec. 11 (Cuadro 2.3), a:	$T_{min} =$	18	$^{\circ}C$
Se calcula:	$e^{\circ}(T_{min}) =$	2,064	kPa
De la Ec. 11 (Cuadro 2.3), a:	$T_{max} =$	25	$^{\circ}C$
Se calcula:	$e^{\circ}(T_{max}) =$	3,168	kPa
De la Ec. 17:	$e_a = [2,064 (82/100) + 3,168 (54/100)]/2 =$	1,70	kPa
Nótese que cuando se usa la Ec. 19:	$e_a =$	1,78	kPa

EJEMPLO 6

Determinación del déficit de presión de vapor

Determine el déficit de presión de vapor con los datos del Ejemplo 5.

Del Ejemplo 5:	$e^{\circ}(T_{min}) =$	2,064	kPa
	$e^{\circ}(T_{max}) =$	3,168	kPa
	$e_a =$	1,70	kPa
	$e_s - e_a = (2,064 + 3,168)/2 - 1,70 =$	0,91	kPa

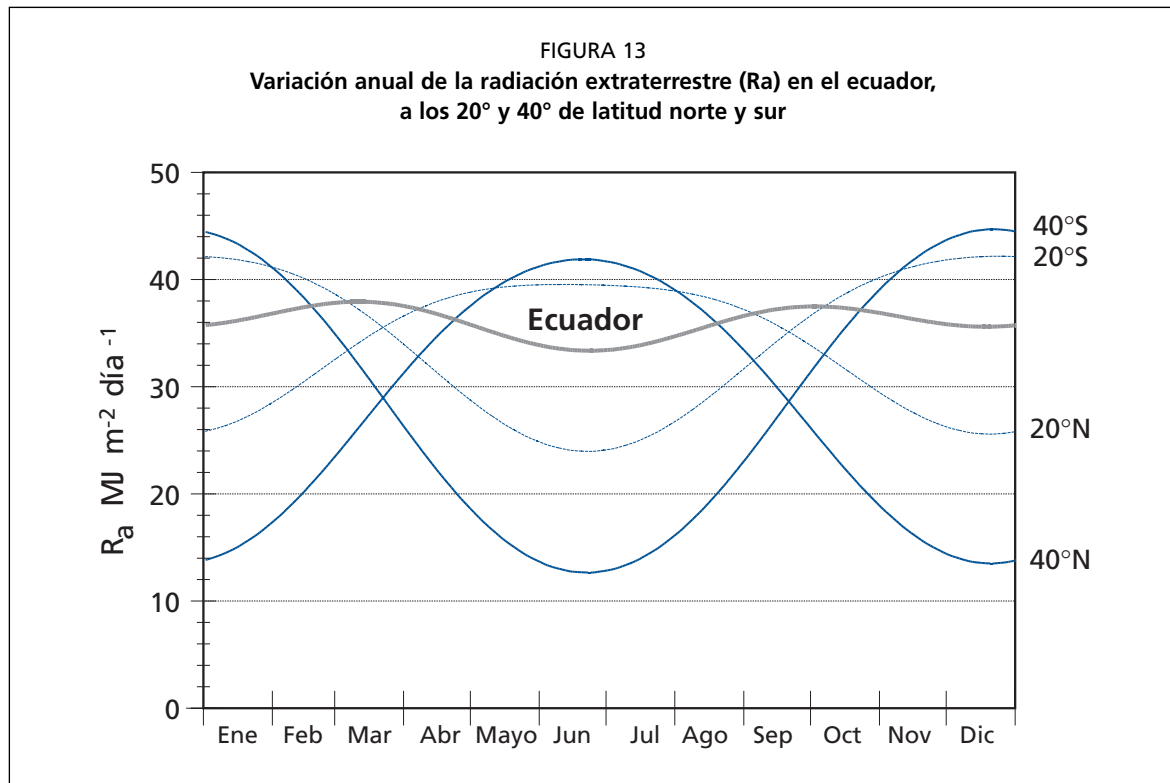
El déficit de presión de vapor es 0,91 kPa.

¹ Esta ecuación usa la humedad relativa media diaria y la temperatura media diaria del aire ya que se ha determinado que produce resultados más precisos que la ecuación presente en la versión original en Inglés que se basaba en el cálculo de la presión de vapor a saturación con la temperaturas del aire máxima y mínima.

RECUADRO 7

Hoja de cálculo para determinar el déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$)

Presión de saturación de vapor: e_s		(Ec. 11 o Cuadro 2.3)	
T_{\max}	°C	$e^{\circ}(T_{\max}) = 0,6108 * \exp\left[\frac{17,27 * T_{\max}}{T_{\max} + 237,3}\right]$	kPa
T_{\min}	°C	$e^{\circ}(T_{\min}) = 0,6108 * \exp\left[\frac{17,27 * T_{\min}}{T_{\min} + 237,3}\right]$	kPa
Presión de saturación de vapor:		$e_s = [e^{\circ}(T_{\max}) + e^{\circ}(T_{\min})]/2$ Ec. 12	kPa
Presión real de vapor: e_a			
1. e_a derivada de la temperatura del punto de rocío		(Ec. 14 o Cuadro 2.3)	
$T_{\text{rocío}}$	°C	$e_a = 0,6108 * \exp\left[\frac{17,27 * T_{\text{dew}}}{T_{\text{dew}} + 237,3}\right]$	kPa
O bien 2. e_a derivada de la humedad relativa máxima y mínima			
HR_{\max}	%	$e_a = e^{\circ}(T_{\min}) * \frac{HR_{\max}}{100}$	kPa
HR_{\min}	%	$e_a = e^{\circ}(T_{\max}) * \frac{HR_{\min}}{100}$	kPa
$e_a = [e^{\circ}(T_{\min}) HR_{\max}/100 + e^{\circ}(T_{\max}) HR_{\min}/100]/2$		Ec. 17	kPa
O bien 3. e_a derivada de la humedad relativa máxima (en caso de errores en HR_{\min})			
HR_{\max}	%	$e_a = e^{\circ}(T_{\min}) HR_{\max}/100$	Ec. 18 kPa
O bien 4. e_a derivada de la humedad relativa media (menos recomendable)			
HR_{media}	%	$e_a = e_s (HR_{\text{media}})/100$	Ec. 19 kPa
Déficit de presión de vapor: ($e_s - e_a$)			kPa



RADIACION

Conceptos

Radiación extraterrestre (R_a)

La radiación que choca a una superficie perpendicular a los rayos del sol en el extremo superior de la atmósfera terrestre, se llama constante solar, y tiene un valor aproximado de $0,082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. La intensidad local de la radiación, sin embargo, está determinada por el ángulo entre la dirección de los rayos solares y la superficie de la atmósfera. Este ángulo cambia durante el día y es diferente en diversas latitudes y en diversas épocas del año. La radiación solar recibida en la parte superior de la atmósfera terrestre sobre una superficie horizontal se conoce como radiación (solar) extraterrestre, R_a .

Si el sol se encuentra directamente encima de la cabeza, el ángulo de incidencia es cero y la radiación extraterrestre es $0,082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Así como las estaciones cambian, la posición del sol, la longitud del día y la radiación extraterrestre también cambian. La radiación extraterrestre es entonces una función de la latitud, la época del año y la hora del día. Los valores de R_a a lo largo del año para diversas latitudes se presentan en la Figura 13.

Radiación solar o de onda corta (R_s)

Cuando la radiación atraviesa la atmósfera para llegar a la superficie terrestre, parte de ella se dispersa, refleja o absorbe por los gases, las nubes y el polvo atmosféricos. La cantidad de radiación que llega a un plano horizontal en la superficie terrestre se conoce como radiación solar, R_s . Como el sol emite energía por medio de ondas electromagnéticas caracterizadas por longitudes de onda cortas, la radiación solar también se conoce como radiación de onda corta.

En un día despejado, R_s constituye aproximadamente el 75% de la radiación extraterrestre. En un día nublado este valor disminuye debido a que la radiación se dispersa en la atmósfera. Sin embargo incluso con una nubosidad muy densa, cerca del 25% de la radiación extraterrestre puede todavía llegar a la superficie terrestre principalmente como radiación difusa de la atmósfera. La radiación solar también se

conoce como radiación global, que es la suma de radiación directa de la onda corta del sol y de la radiación difusa resultante de todos los otros ángulos.

Radiación relativa de onda corta (R_s/R_{s0})

La radiación relativa de onda corta es el cociente de la radiación solar (R_s) y de la radiación solar de un día despejado (R_{s0}). R_s es la radiación solar que realmente llega a la superficie terrestre en un determinado período, mientras que R_{s0} es la radiación solar que alcanzaría la misma superficie durante el mismo período si el cielo estuviera despejado.

La radiación relativa de onda corta es una manera de expresar la nubosidad de la atmósfera; cuanto más nublado este el cielo, más pequeño será su valor. El cociente varía aproximadamente entre 0,33 (nubosidad elevada) y 1 (cielo despejado).

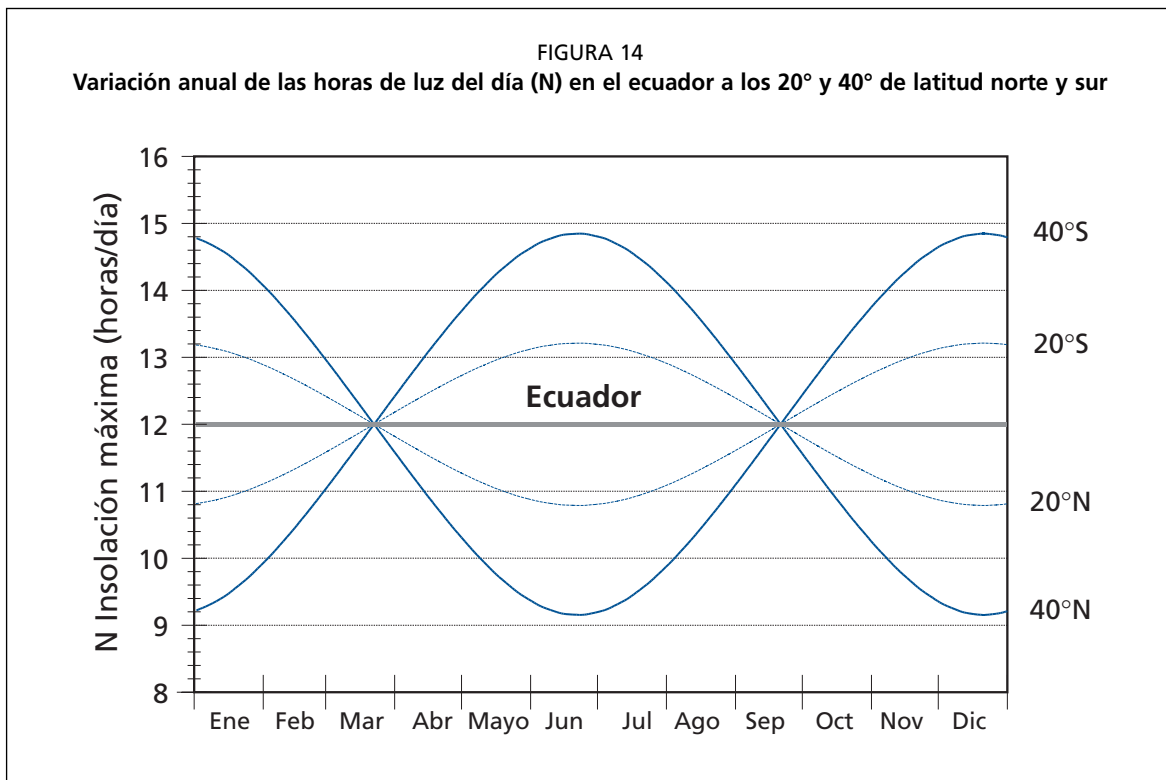
Duración solar relativa (n/N)

La duración solar relativa es otro cociente que expresa la nubosidad atmosférica. Es el cociente de la duración real de la insolación, n , y la duración máxima posible de la insolación o de la luz del día N . Bajo condiciones de ausencia de nubosidad la duración real de la insolación es igual a la insolación máxima posible ($n = N$) y el cociente es uno, mientras que en días muy nublados n y el cociente puede tomar el valor de cero. En ausencia de datos directos de R_s , la duración solar relativa, n/N , se utiliza para derivar la radiación solar de la radiación extraterrestre.

Como ocurre con la radiación extraterrestre, la duración del día, N , depende de la posición del sol y es por lo tanto una función de la latitud y de la fecha. Los valores diarios de N a través del año, para diversas latitudes, se presentan en la Figura 14.

Albedo (α) y radiación neta solar (R_{ns})

Una cantidad considerable de la radiación solar que llega a la superficie terrestre se refleja en ella. La fracción, α , de la radiación solar que es reflejada por la superficie se conoce como albedo. El albedo es muy variable de acuerdo al tipo de superficie y el



ángulo de incidencia o la pendiente de la superficie terrestre. Su valor puede ser tan elevado como 0,95 para la nieve recientemente caída y tan bajo como 0,05 para un suelo desnudo y húmedo. Una cubierta verde de vegetación tiene un albedo de entre 0,20 a 0,25. Para el cultivo de referencia, se asume que α tiene un valor de 0,23.

La radiación neta solar, R_{ns} , es la fracción de la radiación solar R_s que no se refleja en la superficie. Su valor es $(1-\alpha)R_s$.

Radiación neta de onda larga (R_{nl})

La radiación solar absorbida por la tierra se convierte en energía térmica. La tierra pierde esta energía por medio de varios procesos, entre los cuales se encuentra la emisión de radiación. La tierra, que tiene una temperatura mucho más baja que el sol, emite energía radiante con longitudes de onda más largas que el sol. Por ello, la radiación terrestre se conoce como radiación de onda larga. La radiación de onda larga emitida por el planeta es absorbida por la atmósfera o perdida hacia el espacio. La radiación de onda larga recibida por la atmósfera aumenta su temperatura. Por consiguiente, la atmósfera irradia también energía, según lo ilustrado en la Figura 15. Parte de la radiación emitida por la atmósfera se dirige nuevamente hacia la superficie terrestre. Por lo tanto, la superficie terrestre emite y recibe radiación de onda larga. La diferencia entre la radiación de onda larga entrante y saliente se llama radiación neta de onda larga, R_{nl} . Como la radiación saliente de onda larga es casi siempre mayor que la radiación entrante, R_{nl} representa una pérdida de energía.

Radiación neta (R_n)

La radiación neta, R_n , es la diferencia entre la radiación entrante y saliente de longitudes de onda cortas y largas. Es el equilibrio entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre o la diferencia de la radiación de onda corta entrante neta (R_{ns}) y la radiación de onda larga saliente neta (R_{nl}) (Figura 15). La R_n es normalmente positiva durante el día y negativa durante la noche. El valor diario total para R_n es casi siempre positivo para 24 horas, excepto en condiciones extremas de latitudes elevadas.

Flujo de calor del suelo

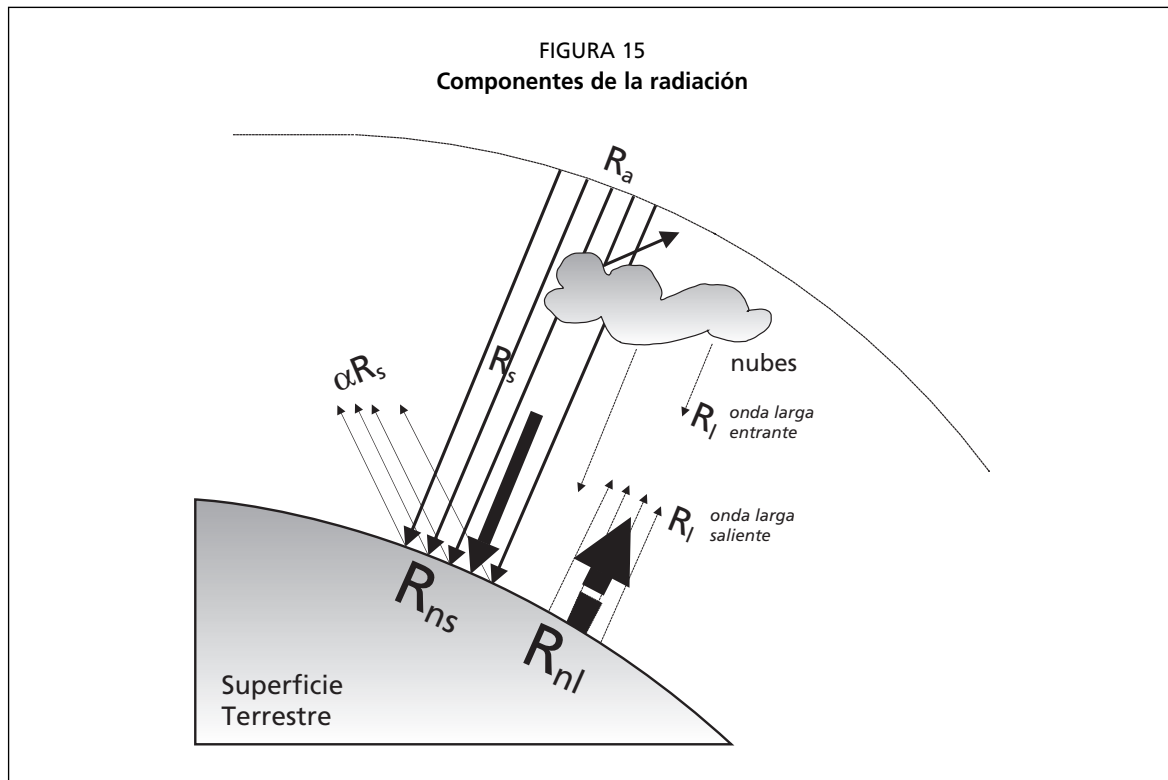
En las estimaciones de evapotranspiración, se deben considerar todos los términos del balance energético (Ecuación 1). El flujo del calor del suelo, G , es la energía que se utiliza para calentar el suelo. G tiene valores positivos cuando el suelo se calienta y negativos cuando el suelo se enfría. Aunque el flujo calórico del suelo es pequeño comparado con R_n y puede ser no considerado con frecuencia, la cantidad de energía ganada o perdida por el suelo en este proceso teóricamente debe restarse o agregarse a R_n para estimar la evapotranspiración.

Unidades

La unidad estándar para expresar la energía recibida en una unidad de superficie por unidad de tiempo es el megajoule por metro cuadrado por día ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). En algunos boletines meteorológicos pueden utilizarse otras unidades o la radiación puede estar incluso expresada en unidades ya no aceptadas dentro de las unidades estándares del S.I., tales como las calorías $\text{cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

En la ecuación FAO Penman-Monteith (Ecuación 6), la radiación expresada en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ (Recuadro 8) se convierte a evaporación equivalente en mm día^{-1} , usando un factor de conversión igual a la inversa del calor latente de vaporización ($1/\lambda = 0,408$):

$$\text{evaporación equivalente } [\text{mm día}^{-1}] = 0,408 \times \text{Radiación } [\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}] \quad (20)$$



Las unidades comúnmente utilizadas, expresan la energía recibida en una superficie por unidad de tiempo. Los factores de conversión entre diversas unidades se resumen en el Cuadro 3.

RECUADRO 8
Conversión de valores de energía a evaporación equivalente

$$\text{Radiación [altura de agua]} = \frac{\text{Radiación [energía / superficie]}}{\lambda \rho_w}$$

La conversión de valores de la energía hacia altura de agua o viceversa está dada por:

donde

λ = calor latente de vaporización [MJ kg⁻¹]

ρ_w = densidad de agua, es decir, 1 000 kilogramos m⁻³

[energía / superficie] se expresa en MJ m⁻²

$$\text{Radiación [mm día}^{-1}] \approx \frac{\text{Radiación [MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}]}{2,45} = 0,408 \times \text{Radiación [MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}]$$

Usando un valor único de 2,45 MJ kg⁻¹ para λ (véase la sección sobre parámetros atmosféricos y Anexo 3) y multiplicando la ecuación previa por 1 000 para obtener milímetros:

CUADRO 3
Factores de conversión para la radiación

	Factor multiplicador para obtener la energía recibida en una superficie por unidad de tiempo				Evaporación equivalente
	MJ m ² día ⁻¹	J cm ² día ⁻¹	cal cm ² día ⁻¹	W m ²	mm día ⁻¹
1 MJ m ² día ⁻¹	1	100	23,9	11,6	0,408
1 cal cm ² día ⁻¹	4,1868 x 10 ⁻²	4,1868	1	0,485	0,0171
1 W m ²	0,0864	8,64	2,06	1	0,0353
1 mm día ⁻¹	2,45	245	58,5	28,4	1

Medición

La radiación solar puede ser medida con piranómetros, radiómetros o solarímetros. Los instrumentos contienen un sensor instalado en una superficie horizontal que mide la intensidad de la radiación solar total, es decir, la suma de la radiación solar directa y la difusa que ocurre cuando el cielo está cubierto. El sensor es protegido y mantenido en una atmósfera seca usando una bóveda de cristal que se limpia regularmente.

La radiación neta de onda corta y la radiación neta de onda larga pueden ser medidas registrando la diferencia de salida entre los sensores dirigidos hacia arriba y hacia abajo. En un radiómetro neto, las bóvedas de cristal son substituidas por bóvedas del polietileno que tienen un rango de sensibilidad para onda corta y para onda larga.

Cuando no se cuenta con piranómetros, la radiación solar puede ser generalmente estimada de la duración de la insolación. La duración real de la insolación (horas sol reales), n , se mide con un heliógrafo. Este instrumento registra períodos de sol brillante usando un globo de cristal que actúa como lente. Los rayos solares se concentran en un punto focal que quema una parte de una tarjeta especialmente calibrada para ello y colocada concéntricamente con la esfera. El movimiento del sol cambia el punto focal a lo largo del día y un rastro aparece en la tarjeta. Si se nubla, se interrumpe el rastro. Las horas de sol brillante son indicadas por la longitud de los segmentos del rastro.

La cantidad de calor transmitida por el suelo, G , se puede medir con sistemas de placas de flujo de calor en el suelo y con termopares.

Procedimientos de cálculo

Radiación extraterrestre para periodos diarios (R_a)

La radiación extraterrestre, R_a , para cada día del año y para diversas latitudes se puede estimar a partir de la constante solar, la declinación solar y la época del año:

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

donde

- R_a radiación extraterrestre [MJ m² día⁻¹]
- G_{sc} constante solar = 0,082 MJ m² min⁻¹,
- d_r distancia relativa inversa Tierra-Sol (Ecuación 23)
- ω_s ángulo de radiación a la puesta del sol (Ecuaciones 25 o 26) [rad]
- φ latitud [rad] (Ecuación 22)
- δ declinación solar (Ecuación 24) [rad].

R_a se expresa en MJ m² día⁻¹ en la Ecuación 21. La evaporación equivalente en mm día⁻¹ se obtiene multiplicando R_a por 0,408 (Ecuación 20). La latitud, φ , expresada en radianes es positiva para el hemisferio norte y negativa para el hemisferio sur (Ejemplo 7). La conversión de grados decimales a radianes se da por:

$$[\text{radianes}] = \frac{\pi}{180} [\text{grados decimales}] \quad (22)$$

EJEMPLO 7**Conversión de la latitud grados y minutos a radianes**

Expresé las latitudes de Bangkok (Tailandia) ubicada a 13° 44' N y Río de Janeiro (Brasil) ubicada a 22° 54' S en radianes.

Latitud	Bangkok (hemisferio norte)	Río de Janeiro (hemisferio sur)
Grados y minutos	13° 44' N	22° 54' S
Grados decimales	13 + 44/60=13,73	(-22) + (-54/60) = - 22,90
Radianes	(π /180) 13,73 = + 0,240	(π /180) (-22,90) = - 0,400

Las latitudes de Bangkok y Río de Janeiro son +0,240 y -0,400 radianes respectivamente.

La distancia relativa inversa Tierra-Sol, d_r , y la declinación solar, δ , están dadas por:

$$d_r = 1 + 0,033 * \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (23)$$

$$\delta = 0,409 * \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39\right) \quad (24)$$

donde J es el número del día en el año entre 1 (1 de enero) y 365 (31 de diciembre). Los valores de J para todos los días del año y una ecuación para estimar su valor se presentan en el Anexo 2 (Cuadro 2.5).

El ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol, ω_s , se da por:

$$\omega_s = \arccos [-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad (25)$$

Como la función de los arccos no está disponible en todos los lenguajes de programación, el ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol se puede también calcular usando la función arctan:

$$\omega_s = \frac{\pi}{2} - \arctan\left[\frac{-\tan(\varphi) \tan(\delta)}{X^{0,5}}\right] \quad (26)$$

donde

$$X = 1 - [\tan(\varphi)]^2 [\tan(\delta)]^2 \quad (27)$$

y $X = 0,00001$ si $X \leq 0$

Los valores de R_a para diversas latitudes se presentan en el Anexo 2 (Cuadro 2.6). Estos valores representan R_a en el día 15 de cada mes. Estos mismos valores se desvían de valores promedio de los valores diarios del mes en menos del 1% para todas las latitudes durante períodos libres de hielo y se incluyen para simplificar el cálculo. Estos valores se desvían levemente de los valores en los Cuadros Smithsonianos. Para los meses invernales en latitudes mayores a 55° (N o S), las ecuaciones de R_a tienen validez limitada. Se debe comparar con los valores presentados en los Cuadros Smithsonianos para evaluar posibles desviaciones.

EJEMPLO 8
Determinación de la radiación extraterrestre

Determine la radiación extraterrestre (R_a) para el 3 de Septiembre a 20° S.

De la Ec. 22	20°S ó $\varphi = (\pi / 180) (-20) =$ (el valor es negativo para el hemisferio sur)	-0,35	rad
Del Cuadro 2.5:	El número del día en el año, J =	246	día
De la Ec. 23	$d_r = 1 + 0,033 \cos(2\pi(246)/365) =$	0,985	-
De la Ec. 24	$\delta = 0,409 \sin(2\pi (246)/365 - 1,39) =$	0,120	rad
De la Ec. 25:	$\omega_s = \arccos[-\tan(-0,35)\tan(0,120)] =$	1,527	rad
Entonces:	$\sin(\varphi)\sin(\delta) =$	-0,041	-
y :	$\cos(\varphi)\cos(\delta) =$	0,933	-
De la Ec. 21	$R_a = 24(60)/\pi (0,0820)(0,985)[1,527 (-0,041) + 0,933 \sin(1,527)] =$	32,2	MJ m ² d ⁻¹
De la Ec. 20	Para expresarse en evaporación equivalente = 0,408 (32,2) =	13,1	mm día ⁻¹

La radiación extraterrestre es 32,2 MJ m² día⁻¹.

Radiación extraterrestre para periodos horarios o menores (R_a)

Para periodos horarios o menores, el ángulo solar al principio y al final del período deben ser considerados al calcular R_a :

$$R_a = \frac{12 \cdot 60}{\pi} G_{sc} d_r [(\omega_2 - \omega_1) \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta)(\sin(\omega_2) - \sin(\omega_1))] \quad (28)$$

donde

- R_a Radiación extraterrestre por hora [MJ m² hora⁻¹]
- G_{sc} Constante solar = 0,082 MJ m² min⁻¹,
- d_r Distancia relativa inversa Tierra-Sol (Ecuación 23)
- δ Declinación solar (Ecuación 24) [rad].
- φ Latitud [rad] (Ecuación 22)
- ω_1 Angulo de radiación al inicio del periodo (Ecuación 29) [rad]
- ω_2 Angulo de radiación al final del periodo (Ecuación 30) [rad]

Los ángulos de radiación solar al inicio y al final del período están dados por:

$$\omega_1 = \omega - \frac{\pi t_1}{24} \quad (29)$$

$$\omega_2 = \omega + \frac{\pi t_1}{24} \quad (30)$$

donde

- ω ángulo solar en el momento en que ocurre el punto medio del periodo considerado [rad],
- t_1 duración del periodo considerado [horas] p.e., 1 para periodos horarios y 0,5 para periodos de 30 minutos

El ángulo solar en el momento en que ocurre el punto medio del periodo considerado se calcula por:

$$\omega = \frac{\pi}{12} [(t + 0,06667(L_z - L_m) + S_c) - 12] \quad (31)$$

donde

- t hora estándar en el punto medio del periodo considerado [hora], p.e. para un periodo entre las 14:00 y las 15:00 horas, $t = 14,5$
 L_z longitud del centro de la zona de tiempo local [grados oeste de Greenwich] p.e. $L_z = 75, 90, 105$ y 120° para las zonas horarias Este, Central, Rocky Mountain y Pacifico en los Estados Unidos y $L_z = 0^\circ$ para Greenwich, 330° para Cairo (Egipto), y 255° para Bangkok (Tailandia)
 L_m longitud de la zona de medición [grados oeste de Greenwich],
 S_c corrección estacional para el tiempo solar [horas].

Por supuesto, $\omega < -\omega_s$ o $\omega > \omega_s$ de la Ecuación 31 indica que el sol está bajo del horizonte de manera que, por definición, R_a es cero.

La corrección estacional para el tiempo solar.

$$S_c = 0,1645 \sin(2b) - 0,1255 \cos(b) - 0,025 \sin(b) \quad (32)$$

$$b = \frac{2\pi(J - 81)}{364} \quad (33)$$

donde J es el número de día en el año.

Duración máxima de la insolación (N)

La duración máxima de la insolación N, esta dada por:

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

donde ω_s es el ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol calculado con Ecuaciones 25 o 26. Los valores medios para N (día 15 de cada mes) para diferentes latitudes se presentan en el Anexo 2, Cuadro 2.7.

EJEMPLO 9

Determinación de la insolación máxima

Determine las horas de insolación máxima (N) para el 3 de septiembre a $20^\circ S$.

Del Ejemplo 8:	$\omega_s = \arccos[-\tan(-0,35)\tan(0,120)] =$	1,527	rad
De la Ec. 34:	$N = 24/\pi (1,527) =$	11,7	horas

El número de horas de insolación máxima es 11,7 horas.

RECUADRO 9 Hoja de cálculo para la radiación extraterrestre (Ra) y la insolación máxima						
Latitud	Grados y minutos son + positivo para el hemisferio norte - negativo para el hemisferio sur					
Grados		°	----->		°	
Minutos		'	----- / 60 ----->		°	
Grados decimales = Suma (grados + minutos/60)					°	
$\varphi = \pi/180 * [\text{grados decimales}]$ Ec. 22					rad	
Día del año						
Día						
Mes			J	Cuadro 2.5 (Anexo 2)		
$d_r = 1+0,033 \cos(2\pi J/365)$			Ec. 23			
$\delta = 0,409 \sin(2\pi J/365 - 1,39)$			Ec. 24		rad	
$\sin(\varphi)\sin(\delta)$						
$\cos(\varphi)\cos(\delta)$						
$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)]$			Ec. 25		rad	
$(24 (60)/\pi) G_{sc}$				37,59	MJ m⁻² día⁻¹	
Radiación extraterrestre: R_a						
$R_a = \frac{24 (60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)]$				Ec. 21		MJ m⁻² día⁻¹
Horas de insolación máxima: N						
$N = \frac{24}{\pi} \omega_s$			Ec. 21		horas / día	

Radiación solar (R_s)

Si no se cuenta con mediciones directas de radiación solar, R_s , ésta puede ser calculada a través de la aplicación de la fórmula de Angstrom que relaciona la radiación solar con la radiación extraterrestre y la duración relativa de la insolación:

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (35)$$

donde

- R_s radiación solar o de onda corta [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
- n duración real de la insolación [horas],
- N duración máxima posible de la insolación [horas],
- n/N duración relativa de la insolación[-],
- R_a radiación extraterrestre [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
- a_s constante de regresión, que expresa la fracción radiación extraterrestre que llega a la tierra en días muy nublados ($n = 0$),
- $a_s + b_s$ fracción de la radiación extraterrestre que llega a la tierra en días despejados ($n = N$).

R_s , en la Ecuación 35, se expresa en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. La evaporación equivalente correspondiente en mm día^{-1} se obtiene multiplicando R_s por 0,408 (Ecuación 20). Dependiendo de las condiciones atmosféricas (p.e. humedad, polvo) y de la declinación solar (latitud y mes), los valores de la Ecuación 35 pueden variar. En casos en que no disponga de datos reales de radiación solar y cuando no se han realizado calibraciones previas a la ecuación mencionada, se recomienda usar valores de $a_s = 0,25$ y de $b_s = 0,50$.

La radiación extraterrestre, R_a , y la duración máxima posible de insolación, N , se pueden calcular aplicando las ecuaciones 21 y 34. Los valores para R_a y N para diversas latitudes también se encuentran en el Anexo 2 (Cuadros 2.6 y 2.7). La duración real de la insolación diaria, n , se mide con un heliógrafo.

EJEMPLO 10**Determinación de la radiación solar con datos de insolación real diaria**

En Rio de Janeiro (Brasil) a una latitud de $22^{\circ}54' \text{ S}$, se midieron en el mes de mayo, 220 horas de insolación real. Determine la radiación solar.

De la Ec. 22:	latitud = $22^{\circ}54' \text{ S} = 22,90^{\circ} \text{ S}$ o $\pi/180 (-22,90) =$	-0,40	rad
Del Cuadro 2.5:	para el 15 de mayo, el número de día (J) en el año =	135	--
De la Ec. 21 o Cuadro 2.6:	$R_a =$	25,1	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 34 o Cuadro 2.7	$N =$ $n = 220 \text{ horas} / 31 \text{ días} =$	10,9 7,1	horas día^{-1} horas día^{-1}
De la Ec. 35:	$R_s = [0,25 + 0,50 (7,1/10,9)] R_a =$ $= 0,58 R_a = 0,58 (25,1) =$	14,5	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 20:	lo que expresado como evaporación equivalente $= 0,408 (14,5) =$	5,9	mm día^{-1}

La radiación solar estimada es $14,5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

Radiación solar en un día despejado (R_{so})

La radiación en días despejados, R_{so} , cuando $n = N$, puede ser calculada de la siguiente forma:

- Para localidades cerca al nivel del mar o cuando se dispone de valores calibrados de a_s y b_s :

$$R_{so} = (a_s + b_s) R_a \quad (36)$$

donde

R_{so} radiación solar en un día despejado [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
 $a_s + b_s$ fracción de la radiación extraterrestre que llega a la superficie terrestre en días de cielo despejado ($n = N$).

- En casos en que los valores calibrados de a_s y b_s no estén disponibles

$$R_{so} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a \quad (37)$$

donde

z elevación de la estación sobre el nivel del mar [m].

Otras estimaciones más complejas para R_{so} , que incluyen efectos de turbidez y de vapor de agua, se presentan en el Anexo 3 (Ecuaciones 3.14 a 3.20).

Radiación neta solar o de onda corta (R_{ns})

La radiación neta de onda corta resultante del equilibrio entre la radiación solar entrante y la reflejada está dada por:

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (38)$$

donde

R_{ns} radiación neta solar o de onda corta [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
 α albedo o coeficiente de reflexión del cultivo, que es 0,23 para el cultivo hipotético de referencia [adimensional],
 R_s radiación solar entrante [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$].
 R_{ns} en la Ecuación 38 está expresada en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

Radiación neta de onda larga (R_{nl})

La cantidad de emisión de energía de onda larga es proporcional a la temperatura absoluta de la superficie elevada a la cuarta potencia. Esta relación se expresa cuantitativamente por la ley de Stefan-Boltzmann. Se debe tener en cuenta que el flujo de energía neta que sale de la superficie terrestre es menor que la calculada y dada por la ley de Stefan-Boltzmann debido a la absorción y radiación devuelta del cielo. El vapor de agua, las nubes, el dióxido de carbono y el polvo absorben y emiten radiación de onda larga. Por ello se deben conocer sus concentraciones para determinar el flujo saliente neto. Como la humedad y la nubosidad tienen un papel importante, la ley de Stefan-Boltzmann se corrige por estos dos factores cuando se estima el flujo saliente neto de la radiación de onda larga. De tal modo que se asume que las concentraciones de los otros factores de absorción de radiación son constantes:

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right] \left(0,34 - 0,14 \sqrt{e_a} \right) \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right) \quad (39)$$

donde

R_{nl}	Radiación neta de onda larga [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
σ	constante de Stefan-Boltzmann [$4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
$T_{\max,K}$	temperatura máxima absoluta durante un periodo de 24 horas [$\text{K} = ^\circ\text{C} + 273,16$],
$T_{\min,K}$	temperatura mínima absoluta durante un periodo de 24 horas [$\text{K} = ^\circ\text{C} + 273,16$],
e_a	presión de vapor real [kPa],
R_s/R_{so}	radiación relativa de onda corta (valores $\leq 1,0$),
R_s	radiación solar medida o calculada (Ecuación 35) [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
R_{so}	radiación en un día despejado (Ecuación 36 o 37) [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$].

Comúnmente, en la ecuación de Stefan-Boltzmann se utiliza el promedio de la temperatura máxima del aire elevada a la cuarta potencia y de la temperatura mínima del aire elevada a la cuarta potencia para periodos de 24 horas. El término $(0,34 - 0,14\sqrt{e_a})$ expresa la corrección para la humedad del aire, y será más pequeño con valores más elevados de humedad. El efecto de la nubosidad se expresa por $(1,35 R_s/R_{so} - 0,35)$. El término llega a ser más pequeño con mayor nubosidad y por lo tanto R_s disminuye. Cuanto más pequeños son los términos de corrección, más pequeño es el flujo saliente neto de radiación de onda larga. Observe que los valores del término R_s/R_{so} en la Ecuación 39 deben ser menores que 1.

En caso en que mediciones directas de radiación de onda corta y onda larga durante periodos despejados y completamente cubiertos se encuentren disponibles, se puede realizar la calibración de los coeficientes en la Ecuación 39. El Anexo 2 (Cuadro 2.8) presenta valores de σT^4 para diferentes valores de temperatura.

EJEMPLO 11

Determinación de la radiación neta de onda larga

En Río de Janeiro (Brasil) a una latitud de $22^\circ 54' S$ ($= -22,70^\circ$), se tienen 220 horas de insolación real, temperaturas máxima y mínima media diaria de $25,1$ y $19,1^\circ\text{C}$ y la presión de vapor de $2,1$ kPa para el mes de mayo. Determine radiación de onda larga.

Del Ejemplo 10:	$R_s =$	14,5	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 36:	$R_{so} = 0,75 R_s = (0,75) (25,1) =$	18,8	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Cuadro 2.8 o para:	$\sigma =$	$4,903 \times 10^{-9}$	$\text{MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
entonces:	$T_{\max} = 25,1^\circ\text{C} =$	298,3	K
y :	$\sigma T_{\max,K}^4 =$	38,8	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
y :	$T_{\min} = 19,1^\circ\text{C} =$	292,3	K
y :	$\sigma T_{\min,K}^4 = 35,8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$	35,8	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
y :	$e_a =$	2,1	kPa
y :	$0,34 - 0,14 \sqrt{e_a} =$	0,14	-
y :	$R_s/R_{so} = (14,5)/(18,8)$	0,77	-
-	$1,35(0,77) - 0,35 =$	0,69	-
De la Ec. 39:	$R_{nl} = [(38,7 + 35,7)/2] (0,14) (0,69) =$	3,5	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 20:	Expresada como evaporación equivalente = $0,408 (3,5) =$	1,4	mm día^{-1}

La radiación neta de onda larga es $3,5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

Radiación neta (R_n)

La radiación neta (R_n) es la diferencia entre la radiación neta de onda corta (R_{ns}) y la radiación neta de onda larga (R_{nl}):

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (40)$$

EJEMPLO 12

Determinación de la radiación neta

Determine la radiación neta en Río de Janeiro en mayo con los datos de ejemplos previos.

Del Ejemplo 10:	$R_s =$	14,5	MJ m ² día ⁻¹
De la Ec. 39:	$R_{ns} = (1 - 0,23) R_s =$	11,1	MJ m ² día ⁻¹
Del Ejemplo 11:	$R_{nl} =$	3,5	MJ m ² día ⁻¹
De la Ec. 40:	$R_n = 11,1 - 3,5 =$	7,6	MJ m ² día ⁻¹
De la Ec. 20:	Expresada como evaporación equivalente $0,408 (7,7) =$	3,1	mm día ⁻¹

La radiación neta es 7,6 MJ m² día⁻¹.

RECUADRO 10

Hoja de cálculo de la radiación neta (R_n)

Latitud		°		
Día			R_a (Recuadro 9 o Cuadro 2.6)	MJ m ² d ⁻¹
Mes			N (Recuadro 9 o Cuadro 2.7)	horas
N		horas	(en caso de no contar con R_s) n/N	

Radiación solar neta: R_{ns}

Si se cuenta con datos de n:

$$R_s = (0,25 + 0,50 n/N) R_a \quad \text{Ec. 35} \quad \text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$$

$$R_{so} = [0,75 + 2 (\text{Altitud}) / 100\,000] R_a \quad \text{Ec. 37} \quad \text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$$

$$R_s / R_{so} \quad (\leq 1,0)$$

$$R_{ns} = 0,77 R_s \quad \text{Ec. 38} \quad \text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$$

Radiación neta de onda larga: R_{nl}

con $\sigma = 4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$

y $T_K = T[^\circ\text{C}] + 273,16$

T_{\max}		°C	$T_{\max,K} = T_{\max} + 273,16$	K
T_{\min}		°C	$T_{\min,K} = T_{\min} + 273,16$	K
			$\sigma T_{\max,K}^4$ (Cuadro 2.8)	MJ m ² d ⁻¹
			$\sigma T_{\min,K}^4$ (Cuadro 2.8)	MJ m ² d ⁻¹
			$(\sigma T_{\max,K}^4 + \sigma T_{\min,K}^4) / 2$	MJ m ² d ⁻¹
e_a		kPa	$(0,34 - 0,14\sqrt{e_a})$	
R_s / R_{so}			$(1,35 R_s / R_{so} - 0,35)$	
$R_{nl} = (\sigma T_{\max,K}^4 + \sigma T_{\min,K}^4) / 2 (0,34 - 0,14\sqrt{e_a})(1,35 R_s / R_{so} - 0,35)$			Ec. 39	MJ m ² d ⁻¹

Radiación neta: R_n

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad \text{Ec. 40} \quad \text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$$

Flujo del calor del suelo (G)

Se cuenta con diversos modelos complejos para describir flujo del calor del suelo. Como el flujo del calor del suelo es pequeño comparado a la R_n , particularmente cuando la superficie esta cubierta con vegetación y los periodos de tiempo de cálculo son de 24 horas o más, un procedimiento simple del cálculo se presenta aquí para periodos largos de tiempo, basados en la idea de que la temperatura del suelo tiene similar tendencia a la de la temperatura del aire:

$$G = c_s \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z \quad (41)$$

donde

G	flujo de calor del suelo [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
c_s	capacidad calorífica del suelo [$\text{MJ m}^{-3} \text{ °C}^{-1}$],
T_i	temperatura del aire en el tiempo i [°C],
T_{i-1}	temperatura del aire en el tiempo $i-1$ [°C],
Δt	intervalo de tiempo considerado [días],
Δz	profundidad efectiva del suelo [m].

Como la variación de la temperatura del suelo se retrasa con relación a los cambios de la temperatura del aire, la temperatura media por un período más largo al estudiado debe ser considerado para determinar el flujo diario del calor del suelo, es decir, Δt debe exceder un día. La profundidad de la penetración de la onda de la temperatura es determinada por la duración del intervalo del tiempo. La profundidad efectiva del suelo, Δz , es solamente 0,10-0,20 m para un intervalo del tiempo de uno o pocos días pero puede ser de 2 m o más por periodos mensuales. La capacidad calorífica del suelo se relaciona con su contenido mineral y su contenido de agua.

□ Para periodos diarios y decadiarios:

Como la magnitud del flujo de calor bajo la superficie de referencia es relativamente pequeña, esta puede ser ignorada y entonces:

$$G_{\text{day}} \approx 0 \quad (42)$$

□ Para periodos mensuales:

Si se asume una capacidad calorífica constante del suelo de $2,1 \text{ MJ m}^{-3} \text{ °C}^{-1}$ y una profundidad media de suelo, la Ecuación 41 se puede utilizar para derivar G para periodos mensuales:

$$G_{\text{mes},i} = 0,07 (T_{\text{mes},i+1} - T_{\text{mes},i-1}) \quad (43)$$

o, si no se conoce el valor de $T_{\text{mes},i+1}$

$$G_{\text{mes},i} = 0,14 (T_{\text{mes},i} - T_{\text{mes},i-1}) \quad (44)$$

donde

$T_{\text{mes},i}$	temperatura media del aire en el mes i [°C]
$T_{\text{mes},i-1}$	temperatura media del aire en el mes $i-1$ [°C]
$T_{\text{mes},i+1}$	temperatura media del aire en el mes $i+1$ [°C]

EJEMPLO 13**Determinación del flujo de calor en el suelo para periodos mensuales**

Determine el flujo de calor del suelo en Abril en Argelia cuando el suelo se calienta. Las temperaturas medias mensuales de marzo, abril y mayo son 14,1, 16,1 y 18,8°C respectivamente.

De la Ec. 43	Para el mes de abril $G_{\text{mes}} = 0,07 (18,8 - 14,1) =$	0,33	MJ m ² día ⁻¹
De la Ec. 20	Expresado como evaporación equivalente = 0,408(0,33) =	0,13	mm día ⁻¹
El flujo de calor del suelo 0,33 MJ m ² día ⁻¹ .			

□ Para periodos horarios o más cortos:

Para los cálculos horarios (o más cortos), G bajo una cubierta densa de pasto no correlaciona bien con la temperatura del aire. El valor horario de G se puede aproximar durante períodos de luz por:

$$G_{\text{hr}} = 0,1 R_n \quad (45)$$

y durante los periodos nocturnos:

$$G_{\text{hr}} = 0,5 R_n \quad (46)$$

Cuando el suelo se calienta, el flujo del calor del suelo, G, es positivo. La cantidad de energía requerida para este proceso es sustraída de R_n para estimar la evapotranspiración.

VELOCIDAD DEL VIENTO**Medición**

El viento se caracteriza por su dirección y su velocidad. La dirección del viento se refiere a la dirección de la cual el viento está soplando. Para el cómputo de la evapotranspiración, la velocidad del viento es una variable importante. Como la velocidad del viento en una localidad dada varía con el tiempo, es necesario expresarla como el promedio sobre un intervalo determinado de tiempo. La velocidad del viento se mide en metros por segundo (m s⁻¹) o kilómetros por día (km día⁻¹).

La velocidad del viento se mide con los anemómetros. Los anemómetros usados comúnmente en las estaciones meteorológicas se componen de cazoletas o propulsores que giran sobre un eje gracias a la fuerza del viento. El conteo del número de revoluciones en un periodo dado, permite determinar la velocidad promedio del viento en dicho período.

Relación del viento con la altura

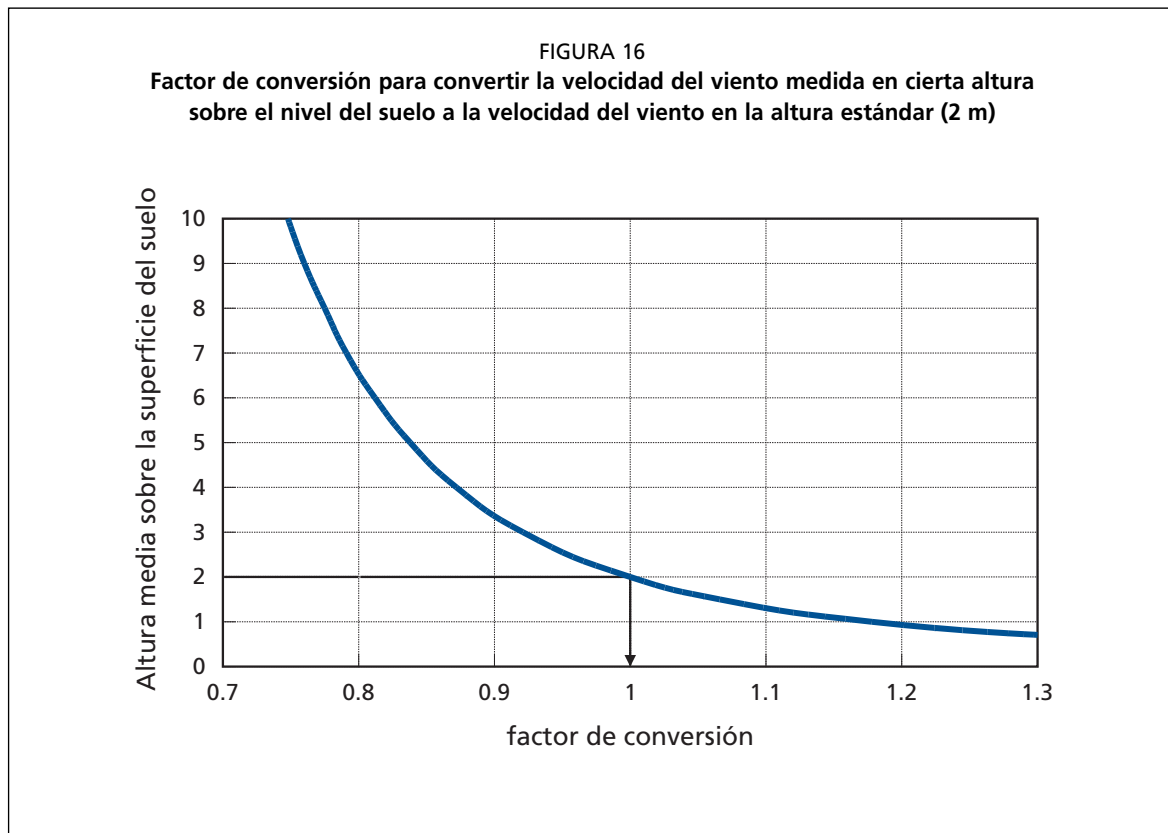
La velocidad del viento a diversas alturas sobre la superficie del suelo tienen valores diferentes. La fricción superficial tiende a reducir la velocidad del viento que atraviesa la superficie. La velocidad del viento es menor cerca de la superficie y aumenta con altura. Por esta razón los anemómetros se colocan en una altura estándar elegida, 10 m en meteorología y 2 ó 3 m en agrometeorología. Para el cálculo de la evapotranspiración, se requiere la velocidad del viento medida a 2 m sobre la superficie. Para ajustar los datos de velocidad del viento obtenidos de instrumentos situados a elevaciones diferentes a la altura estándar de 2m, se puede usar una relación logarítmica:

$$u_2 = u_z \frac{4,87}{\ln(67,8 z - 5,42)} \quad (47)$$

donde

- u_2 velocidad del viento a 2 m sobre la superficie [m s^{-1}],
- u_z velocidad del viento medida a z m sobre la superficie [m s^{-1}],
- z altura de medición sobre la superficie [m].

Los factores de conversión correspondientes se presentan en el Anexo 2 (Cuadro 2.9) y en la Figura 16.



EJEMPLO 14

Ajuste de datos de velocidad del viento a la altura estándar

Determine la velocidad del viento a la altura estándar de 2 m, si se conoce la velocidad del viento a 10 m sobre la superficie y cuyo valor es de 3,2 m s^{-1}

Para:	$u_z =$	3,2	m s^{-1}
y:	$z =$	10	m
entonces:	Factor de conversión = $4,87 / \ln(67,8 (10) - 5,42) =$	0,75	-
De la Ec. 47:	$u_2 = 3,2 (0,75) =$	2,4	m s^{-1}

La velocidad del viento a 2 m sobre la superficie es de 2,4 m s^{-1} .

RECOLECCION DE DATOS CLIMATICOS

Estaciones meteorológicas

Los datos meteorológicos se registran en diferentes tipos de estaciones meteorológicas. Las estaciones agrometeorológicas normalmente se localizan en áreas cultivadas donde los instrumentos se exponen a condiciones atmosféricas similares a las de los cultivos circundantes. En estas estaciones, la temperatura del aire, la humedad, la velocidad del viento y la duración de la insolación se miden típicamente a 2 m sobre una superficie extensa de pasto u otro cultivo corto. Cuando es necesario y factible, la cobertura vegetal de la estación se riega. Las pautas para el establecimiento y mantenimiento de estaciones agrometeorológicas se dan en el Manual No. 27 de la Serie FAO Riego y Drenaje. Este manual también describe los diversos tipos de instrumentos, su instalación y confiabilidad.

Los datos tomados en estaciones no agrometeorológicas requieren de un análisis cuidadoso de validez antes de su uso. Por ejemplo, en estaciones aeronáuticas, se miden los datos relevantes para la aviación. Sin embargo los aeropuertos se sitúan a menudo cerca de condiciones urbanas, y por ello las temperaturas pueden ser más altas que las encontradas en áreas agrícolas rurales. Por otra parte la velocidad del viento se mide comúnmente a una altura de 10 m sobre la superficie.

Cuando sea posible, se debe acudir al servicio meteorológico nacional de cada país para conocer que tipos de datos climáticos se tienen a disposición y de que tipo de estaciones meteorológicas. Los servicios climáticos nacionales comúnmente publican boletines meteorológicos que describen datos climáticos procesados de varias estaciones.

En anexos se presentan procedimientos para el análisis estadístico, la evaluación, corrección y llenado de datos parciales o perdidos:

- Anexo 4: Análisis estadístico de datos meteorológicos;
- Anexo 5: Medición y evaluación de la integridad de los datos del tiempo;
- Anexo 6: Corrección de datos meteorológicos observados en sitios cubiertos por superficies diferentes al cultivo de referencia para evaluar ET_o .

Bases de datos agroclimáticos mensuales

Desde 1984, la FAO ha publicado datos agroclimáticos mensuales medios de 2300 estaciones dentro de la serie Producción y de Protección de Cultivos de la FAO. Existen varios volúmenes:

- No. 22: Volumen 1: datos para África: países al norte del ecuador (1984),
Volumen 2: datos para África: países al sur del ecuador (1984);
- No. 24: Datos agroclimáticos de América latina y el Caribe (1985);
- No. 25: Volumen 1: Datos agroclimáticos de Asia (A-J) (1987),
Volumen 2: Datos agroclimáticos de Asia (K-Z) (1987).

El programa CLIMWAT para CROPWAT (Manual No. 46 de la Serie FAO Riego y Drenaje) contiene datos climáticos mensuales. Los promedios mensuales de temperaturas máximas y mínimas, de humedad relativa media, de velocidad de viento, de horas de insolación, de datos de radiación así como de precipitación y de ET_o calculada con el método FAO Penman-Monteith se presentan para condiciones medias.

El programa FAOCLIM proporciona una interfase a la base de datos agroclimáticos del Grupo de Agrometeorología de la FAO. Los datos presentados son una extensión del Manual previamente publicado en la Serie Producción y Protección de Plantas de la FAO con un número incrementado de estaciones de las previas 2 300 a alrededor de

19 000, con una mejor y mayor cobertura mundial. Sin embargo, los valores para los parámetros principales del tiempo no están disponibles en todas las estaciones. Muchas contienen solamente temperatura del aire y precipitación.

Estas bases de datos se pueden consultar para verificar la consistencia de la base de datos reales o para estimar datos climáticos faltantes. Sin embargo, deben ser utilizadas solamente para estudios preliminares pues contienen datos mensuales medios solamente. La información en estas bases de datos no debe nunca sustituir a los datos reales.

Otras bases de datos electrónicas para algunas regiones del planeta han sido publicadas por el Instituto Internacional de Manejo de Agua (IWMI por sus siglas en inglés). Estas bases de datos incluyen la temperatura diaria y mensual del aire, precipitación y ET_0 calculada usando la ecuación de Hargreaves basada en diferencias entre la temperatura máxima y mínima del aire.

ESTIMACIÓN DE DATOS CLIMÁTICOS FALTANTES

La evaluación de la evapotranspiración de referencia, ET_0 , por el método de Penman-Monteith se desarrolla en el Capítulo 4. El cálculo requiere de datos diarios, decadiarios o mensuales de la temperatura máxima y mínima del aire (T_{max} y T_{min}), la presión real de vapor (e_a), la radiación neta (R_n) y la velocidad del viento medida a 2 m (u_2). Si no se dispone de alguno de los datos climáticos requeridos o estos no pueden ser calculados, se recomienda la estimación de estos datos con uno de los procedimientos siguientes para con ello aplicar la ecuación de FAO Penman-Monteith para el cálculo de ET_0 . No se recomienda el uso de un procedimiento alternativo de cálculo de ET_0 , que requiera solamente parámetros meteorológicos limitados. Los procedimientos para estimar datos faltantes de humedad, radiación y velocidad del viento se presentan en esta sección.

Estimación de datos faltantes de humedad

En caso en que los datos de humedad no estén disponibles o sean de calidad cuestionable, se puede llevar adelante una estimación de la presión real de vapor, e_a , si se asume que la temperatura del punto de rocío ($T_{rocío}$) es similar a la temperatura mínima diaria (T_{min}). Se asume implícitamente que a la salida del sol, cuando la temperatura del aire está alrededor de T_{min} , el aire está casi saturado con vapor de agua y que la humedad relativa es de alrededor de 100%. Si T_{min} se utiliza para representar $T_{rocío}$ entonces:

$$e_a = e^{\circ}(T_{min}) = 0,611 \exp \left[\frac{17,27 T_{min}}{T_{min} + 237,3} \right] \quad (48)$$

La relación $T_{rocío} \approx T_{min}$ se mantiene para localidades en que el cultivo que cubre el suelo de la estación está bien regado. Sin embargo, particularmente en regiones áridas, el aire no está saturado cuando la temperatura está en el mínimo. Por ello, T_{min} puede ser mayor que $T_{rocío}$ y se necesita otra calibración para estimar la temperatura del punto de rocío. En estas situaciones, « T_{min} » en la Ecuación 48 puede aproximarse mas adecuadamente restando 2-3 °C de T_{min} . Los procedimientos de corrección se presentan en el Anexo 6. En climas húmedos y subhúmedos, T_{min} y $T_{rocío}$ por la mañana pueden tener valores menores que $T_{rocío}$ durante el día debido a la condensación del rocío durante la noche. Después de la salida del sol, la evaporación del rocío humedecerá el aire y aumentará de nuevo el valor de $T_{rocío}$ durante el día. Este fenómeno se muestra en la Figura 5.4 del Anexo 5. Sin embargo, en cálculos de ET_0 diarios, es una práctica estándar la de utilizar $T_{rocío}$ medido o calculado temprano en la mañana.

La estimación de e_a partiendo de datos de T_{min} debe ser calibrada. Cuando la predicción de la Ecuación 48 se valida para una región, puede ser utilizada para estimaciones diarias de e_a .

Estimación de los datos de radiación

Existen pocos instrumentos de medición de la radiación neta instalados en estaciones agrometeorológicas. A falta de mediciones directas, la radiación de onda larga y la radiación neta pueden ser derivadas de otros parámetros meteorológicos más comunes p.e. horas de insolación, temperatura del aire y presión de vapor. En casos en que la radiación solar no sea medida, esta puede ser estimada a partir de las horas de insolación. Sin embargo, en casos en que no están disponibles las horas diarias de insolación (n), los datos de radiación no pueden calcularse con los procedimientos de cálculo presentados previamente. Esta sección presenta varios métodos para estimar la radiación solar con metodologías alternativas.

Datos de radiación solar de una estación meteorológica cercana

Este método se basa en el hecho de que para el mismo mes y a menudo para el mismo día, las variables que afectan la radiación solar entrante, R_s , y la duración de la insolación, n , son similares a lo largo de una región dada. Para que esto último se cumpla, se debe considerar que: (i) el tamaño de la región considerada sea pequeño; (ii) los mecanismos atmosféricos que gobiernan la precipitación y la nubosidad son casi idénticos dentro de las partes analizadas de la región; y (iii) la fisiografía de la región es casi homogénea. Las diferencias en el relieve deben ser mínimas ya que estas tienen mucha influencia en el movimiento de las masas de aire. Si se cumplen tales condiciones, los datos de radiación observados en estaciones cercanas pueden ser utilizados.

Se debe tener precaución al aplicar este método en áreas montañosas y costeras donde las diferencias en la exposición y la altitud podrían ser importantes y también en zonas en que existe mucha variación en la precipitación debido a factores convectivos. Más aún, los datos de una estación cercana pero situada en el lado opuesto de una montaña podrían no ser transferibles ya que las condiciones que determinan la radiación son diferentes. Se deben observar las condiciones climáticas en ambas localidades y conseguir información local referente a diferencias generales sobre la cobertura y tipos de nubes.

En casos en que la distancia norte-sur a una estación meteorológica dentro de la misma región homogénea excede 50 kilómetros, el valor de R_a cambiará y por ello los valores de R_s se deben ajustar usando el cociente de la radiación solar y la radiación extraterrestre, R_s/R_a :

$$R_s = \frac{R_{s,reg}}{R_{a,reg}} R_a \quad (49)$$

donde

$R_{s,reg}$ radiación solar en la localidad situada en la región [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
 $R_{a,reg}$ radiación extraterrestre en la localidad situada en la región [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$].

Una vez que la radiación solar se ha derivado de los datos de radiación de una estación próxima, se pueden calcular la radiación neta de onda larga (Ecuación 39) y la radiación neta (Ecuación 40).

El método de estimación de la Ecuación 49 se recomienda para cálculos mensuales de ET_o . Si se usa este método para estimaciones diarias de ET_o , se tiene que realizar un análisis más cuidadoso de los datos climáticos de las estaciones meteorológicas de las que se importa y exporta la información para verificar si ambas estaciones están en la misma región climática homogénea y si están lo bastante cercanas para tener las condiciones similares en el mismo día. El análisis debe incluir la comparación de los datos climáticos diarios de ambas estaciones, particularmente de temperaturas máximas y mínimas y humedad. Duración similar de la nubosidad y de la insolación se relacionan con semejanzas en las tendencias de temperatura y humedad.

Generalmente, los cálculos diarios de ET_0 con datos estimados de la radiación se justifican cuando son utilizados como suma o promedio sobre un período de varios días. Éste es el caso del cálculo de la demanda evapotranspirativa media entre riegos sucesivos o al elaborar calendarios de riego. Bajo estas condiciones, el error relativo para un día compensa a menudo el error para otro día del período que hace el promedio. Las estimaciones diarias no deben ser utilizadas como datos verdaderos sino solamente como promedios en el periodo considerado.

Radiación solar derivada de las diferencias térmicas

La diferencia entre la temperatura máxima y mínima del aire se relaciona con el grado de nubosidad en una localidad. Condiciones despejadas determinan altas temperaturas durante el día (T_{\max}) porque la atmósfera es transparente a la radiación solar entrante. También se presentan bajas temperaturas durante la noche (T_{\min}) porque menos radiación saliente de onda larga es absorbida por la atmósfera. Por otra parte, en condiciones cubiertas (nubladas), el valor de T_{\max} es relativamente más pequeño porque una parte significativa de la radiación solar entrante nunca alcanza la superficie de la tierra y es absorbida y reflejada por las nubes. Similarmente, T_{\min} será relativamente más alta porque la cobertura de la nubosidad actúa como cobertor y disminuye la radiación saliente neta de onda larga. Por lo tanto, la diferencia entre temperatura del aire máxima y mínima ($T_{\max} - T_{\min}$) se puede utilizar como indicador de la fracción de la radiación extraterrestre que alcanza la superficie de la tierra. Este principio ha sido utilizado por Hargreaves y Samani para desarrollar estimaciones de ET_0 usando solamente datos de temperatura del aire.

La ecuación de radiación de Hargreaves, ajustada y validada en varias estaciones meteorológicas en una amplia variedad de condiciones climáticas, está dada por:

$$R_s = k_{R_s} \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} R_a \quad (50)$$

donde

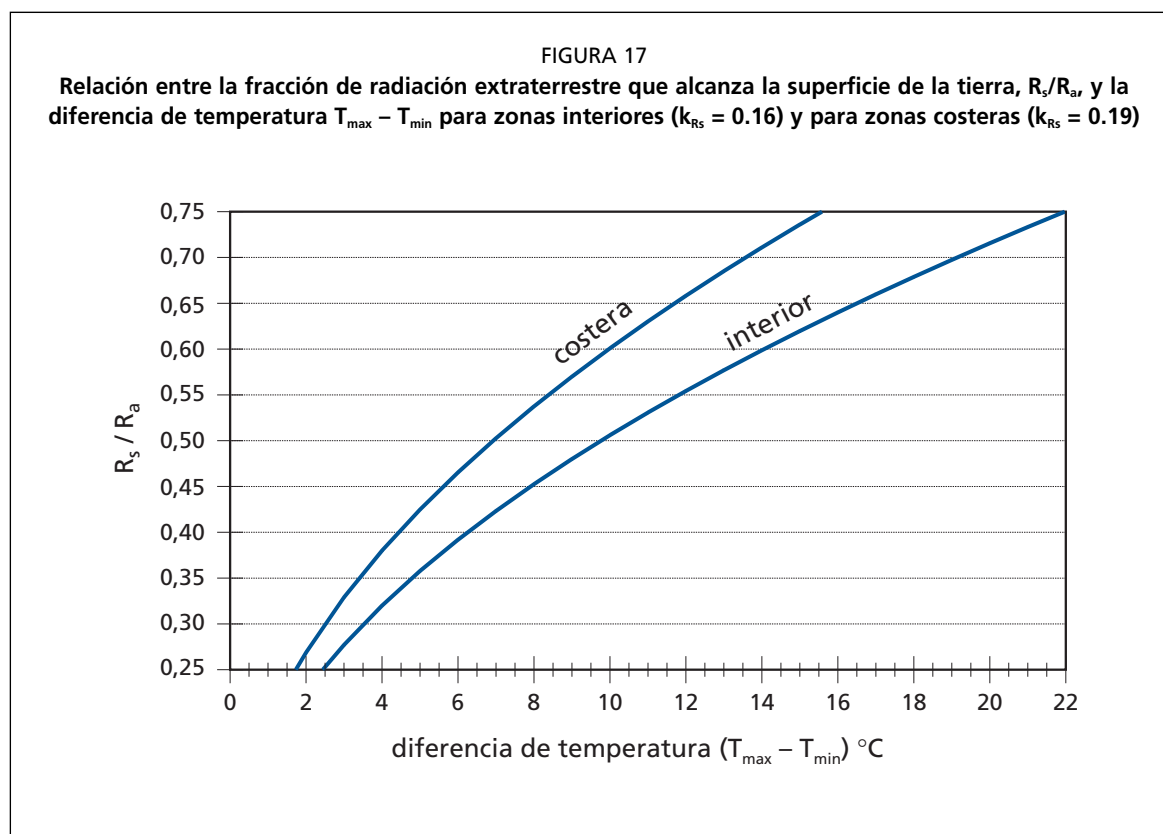
R_a	radiación extraterrestre [$MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$],
T_{\max}	temperatura máxima del aire [$^{\circ}C$],
T_{\min}	temperatura mínima del aire [$^{\circ}C$],
k_{R_s}	coeficiente de ajuste (0,16 .. 0,19) [$^{\circ}C^{-0,5}$].

La raíz cuadrada de la diferencia de temperaturas esta muy relacionada con la radiación solar diaria en una localidad dada. Los coeficientes de ajuste, k_{R_s} , son empíricos y se diferencian para zonas del 'interior' y las regiones 'costeras':

- para las localidades «interiores», en donde la masa de tierra domina y las masas de aire no están influenciadas fuertemente por un cuerpo grande del agua, $k_{R_s} \approx 0,16$;
- para las localizaciones «costeras», situadas en la costa o cerca de una masa grande de tierra y donde las masas de aire están influenciadas por un cuerpo de agua cercano, $k_{R_s} \approx 0,19$.

La relación entre R_s/R_a y la diferencia de la temperatura se presenta en la Figura 17 para puntos interiores y costeros. La fracción de radiación extraterrestre que llega a la superficie terrestre, R_s/R_a , varía en un rango de 0,25 en un día cubierto a cerca de 0,75 en un día despejado y con el cielo claro. El valor de R_s dado por la Ecuación 50 debe ser $\leq R_{s0}$ de la Ecuación 36 o 37.

El método de Hargreaves de la diferencia de temperatura se recomienda para localidades donde no es apropiado importar datos de radiación de una estación cercana, ya sea porque no ocurren condiciones de clima homogéneas, o porque no se cuenta con datos para la región. Para las condiciones de islas, la metodología de la Ecuación 50 no es apropiada debido a los efectos de amortiguación de las variaciones térmicas del cuerpo circundante del agua.



En caso en que sea necesario calcular datos diarios de ETo, se debe tener precaución en la aplicación de las ecuaciones aquí mencionadas. Las mismas consideraciones dadas para la Ecuación 49 se aplican para la Ecuación 50. Se recomienda que las estimaciones diarias de ETo que se basan en R_s estimada estén sumadas o promediadas para reducir errores de predicción para un período de varios días, como una semana, una década o un mes.

EJEMPLO 15

Determinación de la radiación solar con datos de temperatura

Determine la radiación solar a partir de datos de temperatura en Lyon (Francia) a una latitud de 45°43' N y una altura de 200 m sobre el nivel del mar. En julio, la temperatura máxima y mínima son 26,6 y 14,8 °C respectivamente.

Del Cuadro 2.5:	Latitud = 45°43' = +45,72° grados decimales =	0,80	radian
De la Ec. 21 o Anexo 2, (Cuadro 2.6):	El día del año para el 15 de Julio es:	196	-
	$R_a =$	40,6	MJ m ² día ⁻¹
De la Ec. 50 (la misma latitud):	$R_s = 0,16 [\sqrt{(26,6-14,8)}]$ $R_a = 0,55 (40,6) =$	22,3	MJ m ² día ⁻¹
De la Ec. 20 (la misma latitud):	evaporación equivalente = 0,408 (22,3) =	9,1	mm día ⁻¹

En julio, la radiación solar estimada, R_s , es de 22,3 MJ m⁻² día⁻¹

EJEMPLO 16

Determinación de la radiación neta en ausencia de datos de radiación

Calcule la radiación neta para Bangkok (13°44'N) usando T_{\max} y T_{\min} . La estación se encuentra en la costa a 2 m sobre el nivel del mar. En abril, la media mensual de la temperatura máxima, temperatura mínima y presión de vapor diaria son de 34,8°C, 25,6°C y 2,85 kPa respectivamente.

Para la latitud 13°44'N = +13,73° grados decimales = 0,24 radian

y para el 15 abril, J = 105:

De la Ec. 21 o Cuadro 2.6:	$R_s =$ (en región costera) $k_{RS} =$ $(T_{\max} - T_{\min}) = (34,8 - 25,6) =$	38,1 0,19 9,2°C	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ °C
De la Ec. 50:	$R_1 = 0,19 \sqrt{(9,2)} R_s$	21,9	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 36:	$R^{so} = 0,75 R^a$	28,5	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 38:	$R^{ns} = 0,77 R^a$	16,9	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
	$\sigma =$ $T_{\max} =$ $\sigma T_{\max}^4 =$	4,903 10^{-9} 34,8 44,1	$\text{MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ °C $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
	T_{\min} $\sigma T_{\min}^4 =$ $(\sigma T_{\max}^4 + \sigma T_{\min}^4)/2 = (44,1 + 39,1)/2 =$	25,6 39,1 41,6	°C $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
Para:	$e_s = 2,85 \text{ kPa}$ $(0,34 - 0,14\sqrt{e_s}) =$	2,85 0,10	kPa -
Para:	$R_s/R_{so} =$	0,77	-
Entonces:	$(1,35(R_s/R_{so}) - 0,35) =$	0,69	-
De la Ec. 39:	$R_{nl} = 41,6 (0,10) 0,69 =$	3,0	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 40:	$R_n = (16,9 - 2,9) =$	13,9	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 20:	evaporación equivalente = 0,408 (13,9) =	5,7	mm día ⁻¹

La radiación neta estimada es de 13,9 $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

Metodología empírica para islas

En el caso de islas, en donde la masa de tierra tiene un ancho perpendicular a la línea de la costa de 20 kilómetros o menos, las masas de aire que influyen las condiciones atmosféricas están dominadas por el cuerpo adyacente del agua en todas las direcciones. El método de la temperatura para cálculo de la radiación, no es apropiado para esta situación. En caso en que no estén disponibles los datos de radiación de otra localización en la isla, una primera aproximación del promedio solar mensual se obtiene de la relación empírica:

$$R_s = 0,7 R_a - b \quad (51)$$

donde

- R_s Radiación solar [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
- R_a Radiación extraterrestre [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
- b constante empírica, igual a 4 $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

Esta relación es solamente aplicable para altitudes bajas (de 0 a 100 m.s.n.m.). La constante empírica representa el hecho de que en localizaciones insulares, algunas nubes están generalmente presentes, provocando que la radiación solar media tenga un valor de aproximadamente 4 $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ por debajo de la radiación bajo cielo despejado (0,7 R_a). El ajuste local de la constante empírica puede mejorar la estimación.

El método propuesto es apropiado solamente para cálculos mensuales. La relación constante entre R_s y R_a no estima valores diarios confiables.

Datos faltantes de viento

Datos de velocidad de viento de una estación meteorológica cercana

La importación de datos de la velocidad del viento de una estación meteorológica cercana, como en el caso de los datos de la radiación, se basa en el hecho de que el flujo de aire sobre una región homogénea puede tener variaciones relativamente grandes en el transcurso de un día pero variaciones pequeñas cuando se trata de períodos más largos al valor total del día. Los datos de una estación próxima pueden ser importados a zonas donde las masas de aire tienen el mismo origen o donde los mismos frentes gobiernan los flujos de aire en la región y el relieve fisiográfico es similar.

Al importar datos de velocidad de viento de otra estación, se deben comparar el clima regional, las tendencias de variación de los otros parámetros meteorológicos y el relieve fisiográfico. Los vientos fuertes se asocian a menudo a una humedad relativa baja y los vientos ligeros son comunes con humedad relativa elevada. Así, las tendencias en la variación del máximo diario y de humedades relativas mínimas deben ser similares en ambas localidades. En áreas montañosas, los datos no necesariamente se deben importar de la estación más cercana sino de estaciones próximas con similar elevación y exposición a los vientos dominantes. Las estaciones comparadas pueden incluso variar de una estación a otra, dependiendo de los vientos dominantes.

Los datos importados de la velocidad del viento pueden ser utilizados para estimar valores mensuales de evapotranspiración. Los cálculos diarios son válidos cuando se utilizan como suma o promedio de un período de varios días, como una semana o una década.

Estimaciones empíricas de la velocidad mensual del viento

Como la variación del promedio de la velocidad del viento en períodos mensuales es relativamente pequeña y fluctúa alrededor de los valores medios, los valores mensuales de la velocidad del viento pueden ser estimados. Las estimaciones «medias» de la velocidad del viento se pueden seleccionar de la información disponible para el clima regional, pero deben tomar en cuenta los cambios estacionales. Algunos valores generales se sugieren en el Cuadro 4.

CUADRO 4.

Valores generales de la velocidad del viento en términos mensuales

Descripción	Velocidad media mensual del viento a 2 m de altura
Vientos suaves	... ≤ 1,0 m s ⁻¹
Vientos suaves a moderados	1 - 3 m s ⁻¹
Vientos moderados a fuertes	3 - 5 m s ⁻¹
Vientos fuertes	... ≥ 5,0 m s ⁻¹

En caso de no tener disponibilidad de datos de viento dentro de la misma región, un valor de 2 m s⁻¹ se puede utilizar como estimación temporal. Este valor es el promedio de 2000 estaciones meteorológicas en todo el mundo.

En general, la velocidad del viento a 2 m de altura, u_2 , debe limitarse a valores mayores a 0,5 m s⁻¹ cuando se utiliza en la ecuación de ET_0 (Ecuación 6). Este valor mínimo es necesario para explicar los efectos de inestabilidad y flotabilidad del aire al promover el intercambio de vapor en la superficie cuando el aire está en calma. Este efecto ocurre cuando la velocidad del viento es baja y la flotabilidad del aire caliente induce el intercambio de aire en la superficie. La limitación $u_2 \geq 0,5 \text{ m s}^{-1}$ en la ecuación de ET_0 mejora la exactitud de las estimaciones bajo condiciones de velocidades de viento muy bajas.

Datos mínimos requeridos

Esta sección ha demostrado cómo se pueden estimar los datos de radiación solar, presión de vapor y velocidad del viento en caso de no estar disponibles. Muchos de los procedimientos sugeridos se basan en datos de la temperatura máxima y mínima del aire. Desafortunadamente, no existe una manera confiable de estimar la temperatura del aire cuando ésta falta. Por lo tanto los datos diarios de temperatura máxima y mínima del aire son los requerimientos mínimos de datos necesarios para aplicar el método FAO Penman-Monteith de estimación de ET_o .

Una ecuación alternativa para el cálculo de ET_o

Cuando no se tiene disponibilidad de datos meteorológicos de radiación solar, humedad relativa o velocidad del viento, estos deberían ser estimados usando los procedimientos presentados en esta sección. Sin embargo, como una opción alternativa, la ET_o se puede estimar usando la ecuación de Hargreaves para estimar ET_o donde:

$$ET_o = 0,0023(T_{media} + 17,8)(T_{max} - T_{min})^{0,5} R_a \quad (52)$$

donde todos los parámetros han sido previamente definidos. Las unidades de ET_o y R_a en la Ecuación 52 son $mm \text{ día}^{-1}$. Antes de aplicar la Ecuación 52 en cada nueva región, se debe verificar la validez de sus resultados comparándolos con estimaciones de la ecuación de FAO Penman-Monteith (Ecuación 6) en estaciones meteorológicas donde se dispone de datos de radiación solar, temperatura del aire, humedad, y velocidad del viento. Si es necesario, la Ecuación 52 puede calibrarse en base mensual o anual determinando los coeficientes empíricos de correlación donde $ET_o = a + b ET_{o, Ec.52}$, donde el subíndice «Ec.52» se refiere al valor de ET_o calculado aplicando la Ecuación 52. Los coeficientes a y b se pueden determinar por análisis de regresión. En general, la estimación de la radiación solar, presión de vapor y velocidad del viento según lo descrito en las Ecuaciones 48 a 51 y el Cuadro 4 para después aplicar estas estimaciones a la Ecuación 6 (la ecuación FAO Penman-Monteith) proporcionarán estimaciones más exactas de ET_o que aquellas estimadas usando directamente la Ecuación 52. Esto se debe a la capacidad de las ecuaciones de estimación de incorporar características climáticas generales tales como la velocidad del viento alta o baja o la humedad relativa alta o baja, considerando que ambas constituyen el término aerodinámico en la estimación de ET_o usando la Ecuación 6.

También es importante recalcar que la Ecuación 52 tiene una tendencia a subestimar los valores de ET_o bajo condiciones de viento fuerte ($u_2 > 3 \text{ m s}^{-1}$) y a sobreestimar la ET_o bajo condiciones de elevada humedad relativa.

Capítulo 4

Determinación de la ET_o

Este capítulo demuestra cómo se puede determinar la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o) tanto a partir de datos meteorológicos como del tanque evaporímetro.

El método FAO Penman-Monteith se mantiene como el método estándar único para el cómputo de la ET_o de datos meteorológicos. El método en sí mismo se presentó en el Capítulo 2 y el cómputo de todos los datos requeridos para el cálculo de la ET_o se aclaró en el Capítulo 3. Este capítulo presenta pautas para calcular la ET_o para diferentes periodos de tiempo que van desde horas a meses y cuando faltan datos climáticos. El cálculo de la ET_o se puede hacer a mano con la ayuda de una hoja del cálculo, o por medio de una computadora.

La ET_o puede también estimarse a partir de la evaporación de una superficie de agua. El procedimiento para obtener los valores de la ET_o a partir de los datos del tanque evaporímetro y los coeficientes para diversos tipos de evaporímetros se presentan también en este capítulo.

ECUACIÓN DE PENMAN-MONTEITH

La ecuación FAO Penman-Monteith fue derivada en el Capítulo 2, a partir de la ecuación original de Penman-Monteith y de las ecuaciones de resistencia aerodinámica y del cultivo:

$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (6)$$

donde:

ET_o	evapotranspiración de referencia (mm día^{-1})
R_n	radiación neta en la superficie del cultivo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)
R_a	radiación extraterrestre (mm día^{-1})
G	flujo del calor de suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)
T	temperatura media del aire a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$)
u_2	velocidad del viento a 2 m de altura (m s^{-1})
e_s	presión de vapor de saturación (kPa)
e_a	presión real de vapor (kPa)
$e_s - e_a$	déficit de presión de vapor (kPa)
Δ	pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)
γ	constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

La Ecuación 6 determina la evapotranspiración de la superficie hipotética de referencia y proporciona un valor estándar con el cual se puede comparar la evapotranspiración en diversos períodos del año o en otras regiones así como también puede relacionarse con la evapotranspiración de otros cultivos.

Procedimiento del cálculo

Planilla de cálculo

La ET_o se puede estimar por medio de la planilla de cálculo presentada en el Recuadro 11. La planilla se refiere a los Cuadros del Anexo 2 para la determinación de algunos de los parámetros climáticos. El procedimiento del cálculo consiste en los siguientes pasos:

1. Derivación de algunos parámetros climáticos de las temperaturas máximas y mínimas diarias (T_{\max} y T_{\min}), de la altitud (z) y de la velocidad media del viento (u_2).
2. Cálculo del déficit de la presión del vapor ($e_s - e_a$). La presión de saturación de vapor (e_s) se deriva de T_{\max} y T_{\min} , mientras que la presión real del vapor (e_a) se puede derivar de la temperatura del punto de rocío ($T_{\text{rocío}}$), de la humedad relativa máxima y mínima (HR_{\max} y HR_{\min}), de la humedad relativa máxima solamente (HR_{\max}), o de la humedad relativa promedio (HR_{media}).
3. Determinación de la radiación neta (R_n) como la diferencia entre la radiación neta de onda corta (R_{nc}) y la radiación neta de onda larga (R_{nl}). En la planilla, el efecto del flujo de calor en el suelo se ignora para los cálculos diarios pues la magnitud del flujo en este caso es relativamente pequeña. En la ecuación FAO Penman-Monteith, la radiación neta, expresada en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$, se convierte a mm día^{-1} (evaporación equivalente) usando 0,408 como el factor de la conversión dentro de la ecuación.
4. La ET_o se obtiene combinando los resultados de los pasos anteriores.

Los Ejemplos 17 y 20 presentan ejemplos típicos de uso de la planilla aquí mostrada.

Cálculos con la computadora

El cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o) puede ser automatizado. Los procedimientos de cálculo de todos los datos requeridos para el cálculo de la ET_o por medio de la ecuación FAO Penman-Monteith se presentan en el Capítulo 3. Las secuencias típicas en las cuales los cálculos pueden ser ejecutados se dan en las planillas. Los procedimientos presentados en los Recuadros 7 (déficit de presión de vapor), 9 (radiación y horas de radiación extraterrestre), 10 (la radiación neta) y 11 (ET_o) pueden ser utilizados para desarrollar una hoja de cálculo o un programa de computación para determinar la ET_o .

Muchos programas informáticos utilizan ya la ecuación FAO Penman-Monteith para determinar la evapotranspiración de referencia. Como ejemplo, los resultados generados por el programa CROPWAT, el software de la FAO desarrollado para la programación del riego, se presentan en la Figura 18.

ET_o calculada para diversos periodos de tiempo

La selección del intervalo de tiempo con el cual se calcula la ET_o depende del propósito del cálculo, de la exactitud requerida y de los datos climáticos disponibles.

Periodos de tiempo de diez días o de un mes

Los datos meteorológicos promedios para periodos de diez días o mensuales medios se pueden utilizar para calcular los valores medios de la evapotranspiración de referencia para periodos de diez días o mensuales. El valor de la evapotranspiración de referencia calculada con datos meteorológicos mensuales medios es de hecho muy similar al promedio de los valores diarios de ET_o calculados con los datos medios diarios.

RECUADRO 11
Planilla para el cálculo de ET_o (FAO Penman-Monteith)
usando los Cuadros meteorológicos presentados en el Anexo 2

Parámetros					
T _{max}		°C			
T _{min}		°C	$T_{media} = (T_{max} + T_{min})/2$		°C
T _{media}		°C	Δ (Cuadro 2.4 del Anexo 2)		kPa °C ⁻¹
Altitud		m	γ (Cuadro 2.2 del Anexo 2)		kPa °C ⁻¹
u ₂		M s ⁻¹	$(1 + 0,34 u_2)$		
			$\Delta / [\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)]$		
			$\gamma / [\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)]$		
			$[900 / (T_{media} + 273)] u_2$		
Déficit de presión de vapor					
T _{max}		°C	$e^{\circ}(T_{max})$ (Cuadro 2.3)		kPa
T _{min}		°C	$e^{\circ}(T_{min})$ (Cuadro 2.3)		kPa
Presión de saturación de vapor e_s = [(e[°](T_{max}) + e[°](T_{min})]/2					kPa
e_a derivada de la temperatura del punto de rocío:					
T _{rocío}		°C	$e_a = e^{\circ}(T_{rocío})$ (Cuadro 2.3)		kPa
O bien e_a derivada de la humedad relativa máxima y mínima:					
HR _{max}		%	$e^{\circ}(T_{min}) HR_{max}/100$		kPa
HR _{min}		%	$e^{\circ}(T_{max}) HR_{min}/100$		kPa
					e_a : (promedio)
O bien e_a derivada de la humedad relativa máxima: (recomendada si hay errores en HR_{min})					
HR _{max}		%	$e_a = e^{\circ}(T_{min}) HR_{max}/100$		kPa
O bien e_a derivada de la humedad relativa promedio: (menos recomendada debido a la no linealidad)					
HR _{media}		%	$e_a = e_s HR_{media}/100$		kPa
Déficit de presión de vapor			$(e_s - e_a)$		kPa

Radiación				
Latitud		°		
Día			R_a (Cuadro 2.6)	MJ m ⁻² día ⁻¹
Mes			N (Cuadro 2.7)	Horas
n		horas	n/N	
Si no hay datos disponibles de R_s : $R_s = (0,25 + 0,50 n/N) R_a$				MJ m ⁻² día ⁻¹
$R_{so} = [0,75 + 2 (\text{Altitud}) / 100\ 000] R_a$				MJ m ⁻² día ⁻¹
R_s / R_{so}				
$R_{ns} = 0,77 R_s$				MJ m ⁻² día ⁻¹
T_{max}			σT_{max}^4 (Cuadro 2.8)	MJ m ⁻² día ⁻¹
T_{min}			σT_{min}^4 (Cuadro 2.8)	MJ m ⁻² día ⁻¹
$(\sigma T_{max}^4 + \sigma T_{min}^4) / 2$				MJ m ⁻² día ⁻¹
e_a		kPa	$(0,34 - 0,14 \sqrt{e_a})$	
R_s/R_{so}			$(1,35 R_s/R_{so} - 0,35)$	
$R_{nl} = (\sigma T_{max}^4 + \sigma T_{min}^4) / 2 (0,34 - 0,14 \sqrt{e_a}) (1,35 R_s/R_{so} - 0,35)$				MJ m ⁻² día ⁻¹
$R_n = R_{ns} - R_{nl}$				MJ m ⁻² día ⁻¹
T_{mes}		°C	$G_{día}$ (asumir)	0 MJ m ⁻² día ⁻¹
T_{mes-1}		°C	$G_{mes} = 0,14 (T_{mes} - T_{mes-1})$	MJ m ⁻² día ⁻¹
$R_n - G$				MJ m ⁻² día ⁻¹
$0,408 (R_n - G)$				mm
Evapotranspiración de referencia del pasto				
$\left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \right] [0,408 (R_n - G)]$				mm día ⁻¹
$\left[\frac{\gamma}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \right] \left[\frac{900}{T + 273} \right] u_2 [(e_s - e_a)]$				mm día ⁻¹
$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)}$				mm día ⁻¹

FIGURA 18
ET_o calculada por CROPWAT

MONTHLY REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION PENMAN MONTEITH							
Meteostation: CABINDA				Country: Angola			
Altitude: 20 m.				Coordinates: -5.33 South 12.11 East			
Month	MinTemp °C	MaxTemp °C	Humid. %	Wind km/day	Sunshine Hours	Radiation MJ/m ² /day	ET _o -PenMon mm/day
January	22.8	29.6	81	78	4.0	15.7	3.4
February	22.7	30.3	82	69	4.6	16.9	3.7
March	23.0	30.6	80	78	5.1	17.4	3.8
April	23.0	30.2	82	69	5.0	16.4	3.5
May	22.0	28.6	84	69	3.8	13.5	2.9
June	19.2	26.5	81	69	3.3	12.2	2.6
July	17.6	25.1	78	78	3.2	12.3	2.6
August	18.6	25.3	78	78	2.6	12.4	2.6
September	20.5	26.5	78	104	2.0	12.4	2.8
October	22.5	28.0	79	130	2.2	12.9	3.1
November	23.0	28.7	80	104	3.2	14.4	3.3
December	23.0	29.1	82	95	3.8	15.2	3.4
Year	21.5	28.2	80	85	3.6	14.3	3.1

CROPWAT 7.0 Climate file: C:\PROF-P-1\CROPWAT\CROPWAT\CLI\CABINDA.PEN 03/07/98

Los datos meteorológicos consisten en:

- Temperatura del aire: Temperatura máxima (T_{max}) y temperatura mínima (T_{min}) promedio diario para periodos de diez días o mensuales.
- Humedad del aire: el promedio mensual o decadiario de la presión real de vapor (e_a) derivada del psicrómetro, del punto de condensación o de los datos de humedad relativa.
- Velocidad del viento: valores promedio decadiarios o mensuales de la velocidad diaria del viento medida a una altura de 2 m (u_2).
- Radiación: Promedio decadiario o mensual de la radiación neta diaria (R_n) calculada de la media decadiaria o mensual de la radiación de onda corta medida o de la duración real de las horas diarias de insolación (n). La radiación extraterrestre (R_s) y las horas de duración máxima de insolación (N) para un día específico del mes se pueden calcular usando las Ecuaciones 21 y 34 o se pueden hallar en los Cuadros 2.5 y 2.6 del Anexo 2.

Cuando el suelo se está calentando (primavera) o se está enfriando (otoño), el flujo del calor del suelo (G) para periodos mensuales puede llegar a ser significativo con relación a la R_n media mensual. En estos casos G no puede ser ignorado y su valor debe determinarse a partir de las temperaturas del aire medias mensuales del mes anterior y posterior al mes considerado. El Capítulo 3 también describe el procedimiento de cálculo (Ecuaciones 43 y 44).

EJEMPLO 17

Determinación de ET_0 con el promedio de los datos mensuales

Dados los datos climáticos promedios mensuales del mes de abril de Bangkok (Tailandia) localizada a 13 °44'N y a una elevación de 2 m:

-	Promedio mensual de la temperatura máxima diaria (T_{max}) =	34,8	°C
-	Promedio mensual de la temperatura mínima diaria (T_{min}) =	25,6	°C
-	Promedio mensual de la presión de vapor diaria (e_a) =	2,85	kPa
Medido a 2 m	Promedio mensual de la velocidad diaria del viento (u_2) =	2	m s ⁻¹
-	Promedio mensual de la duración de la insolación (n) =	8,5	horas día ⁻¹
Para abril	Promedio mensual de la temperatura media diaria ($T_{mes,i}$) =	30,2	°C
Para marzo	Promedio mensual de la temperatura media diaria ($T_{mes,i-1}$) =	29,2	°C

Determinación de acuerdo a lo delineado en el Recuadro 11 (Planilla de ET_0)**Parámetros**

-	$T_{media} = [(T_{max} = 34,8) + (T_{min} = 25,6)]/2 =$	30,2	°C
Del Cuadro 2.4 o Ec. 13:	$\Delta =$	0,246	kPa °C ⁻¹
Del Cuadro 2.1 y el Cuadro 2.2 o Ec. 7 y Ec. 8:	Altitud =	2	m
	P =	101,3	kPa
	$\gamma =$	0,0674	kPa °C ⁻¹
-	$(1 + 0,34 u_2) =$	1,68	-
-	$\Delta/[\Delta + \gamma(1 + 0,34 u_2)] = 0,246/[0,246 + 0,0674 (1,68)] =$	0,685	-
-	$\gamma/[\Delta + \gamma(1 + 0,34 u_2)] = 0,0667/[0,246 + 0,0674 (1,68)] =$	0,188	-
-	$900/(T_{media} + 273) u_2 =$	5,94	-

Déficit de presión de vapor

Del Cuadro 2.3 o Ec. 11:	$T_{max} =$	34,8	°C
	$e^{\circ}(T_{max}) =$	5,56	kPa
Del Cuadro 2.3 o Ec. 11:	$T_{min} =$	25,6	°C
	$e^{\circ}(T_{min}) =$	3,28	kPa
-	$e_s = (5,56 + 3,28)/2 =$	4,42	kPa
Dado que	$e_a =$	2,85	kPa
Entonces	Déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$) = $(4,42 - 2,85) =$	1,57	KPa

Radiación (para el mes de Abril)

Del Cuadro 2.5 o 2.6 o de la Ec. 21:	J = (para el 15 de abril)	105	-
	Latitud = 13°44'N = (13 + 44/60)=	13,73	°N
	R _a =	38,06	MJ m ⁻² día ⁻¹
N (Cuadro 2.7 o Ec. 34):	Insolación máxima N =	12,31	Horas
-	n/N = (8,5/12,31) =	0,69	-
-	R _s = [0,25 + 0,50 (0,69)] 38,06 =	22,65	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	R _{so} = (0,75 + 2 (2)/100 000) 38,06 =	28,54	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	R _s /R _{so} = (22,65/28,54) =	0,79	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	R _{ns} = 0,77 (22,65) =	17,44	-
Del Cuadro 2.8:	T _{max} =	34,8	°C
	σT _{max} ⁴ K ⁴ =	44,10	MJ m ⁻² día ⁻¹
Del Cuadro 2.8:	T _{min} =	25,6	°C
	σT _{min} ⁴ K ⁴ =	39,06	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	(σT _{max} ⁴ K ⁴ + σT _{min} ⁴ K ⁴)/2 = (44,10 + 39,06)/2 =	41,58	MJ m ⁻² día ⁻¹
Para:	e _a =	2,85	kPa
Entonces:	(0,34-0,14√e _a) =	0,10	-
Para:	R _s /R _{so} =	0,79	-
Entonces:	(1,35 R _s /R _{so} - 0,35) =	0,72	-
-	R _{nl} = 41,58 (0,10) 0,72 =	3,11	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	R _n = (17,44 - 3,11) =	14,33	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	G = 0,14 (30,2 - 29,2) =	0,14	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	(R _n - G) = (14,33 - 0,14) =	14,19	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	0,408 (R _n - G) =	5,79	mm día ⁻¹

Evapotranspiración de referencia

-	0,408 (R _n -G) Δ/[Δ+γ(1+0,34u ₂)] =		
-	(5,79) 0,685 =	3,97	mm día ⁻¹
-	900u ₂ /(T+273) (e _s -e _a) γ/[Δ+γ(1+0,34u ₂)] =		
-	5,94(1,57)0,188 =	1,75	mm día ⁻¹
-	ET _o = (3,97 + 1,75) =	5,72	mm día ⁻¹

La evapotranspiración de referencia es 5,7 mm día⁻¹.

Cálculo de ET_0 para periodos de un día

El cálculo de la ET_0 usando la ecuación de Penman-Monteith para periodos de tiempo de 24 horas proporcionará generalmente resultados precisos. Los datos meteorológicos requeridos son los siguientes:

- Temperatura del aire: Temperatura máxima (T_{max}) y temperatura mínima (T_{min}) diaria.
- Humedad del aire: el promedio diario de la presión real de vapor (e_a) derivada de lecturas psicrométricas, de la temperatura del punto de condensación o de los datos de humedad relativa.
- Velocidad del viento: valores promedio diarios para 24 horas de la velocidad diaria del viento medida a una altura de 2 m (u_2).
- Radiación: Radiación neta diaria (R_n) medida o calculada de la radiación solar de onda corta y de la radiación de onda larga o de la duración real de las horas diarias de insolación (n). La radiación extraterrestre (R_a) y las horas de duración máxima de insolación (N) para un día específico del mes se deben calcular usando las Ecuaciones 21 y 34. Como la magnitud del flujo diario de calor del suelo (G) debajo de la superficie de referencia es relativamente pequeña, esta puede ser ignorada en cálculos diarios.

EJEMPLO 18

Determinación de ET_0 con datos diarios

Con los datos meteorológicos medidos el 6 julio en Uccle (Bruselas, Bélgica) punto localizado a 50°48'N y a 100 m sobre el nivel del mar:

-	Temperatura máxima del aire (T_{max}) =	21,5	°C
-	Temperatura mínima del aire (T_{min}) =	12,3	°C
-	Humedad relativa máxima (HR_{max}) =	84	%
-	Humedad relativa mínima (HR_{min}) =	63	%
-	Velocidad del viento medida a 10 m altura =	10	km h ⁻¹
-	Insolación real (n) =	9,25	horas

Conversión de la velocidad del viento

A 10 m altura	Velocidad del viento = 10 km/h o u_2 =	2,78	m s ⁻¹
De la Ec. 47, con $z = 10$ m:	Para la altura estándar, $u_2 = 0,748 (2,78) =$	2,078	m s ⁻¹

Parámetros

De la Ec. 7:	Altitud =	100	m
	P =	100,1	kPa
-	$T_{media} = (21,5 + 12,3)/2 =$	16,9	°C
De la Ec. 13:	$T_{media} =$	16,9	°C
	$\Delta =$	0,122	kPa °C ⁻¹
De la Ec. 8:	P =	100,1	kPa
	$\gamma =$	0,0666	kPa °C día ⁻¹
-	$(1 + 0,34 u_2) =$	1,71	-
-	$\Delta/[\Delta + \gamma(1 + 0,34 u_2)] =$	0,518	-
-	$0,122/[(0,122 + 0,0666 (1,71))] =$		
-	$\gamma/[\Delta + \gamma(1 + 0,34 u_2)] =$	0,282	-
-	$0,0666/[0,122 + 0,0666 (1,71)] =$		
-	$900/(T_{media} + 273) u_2 =$	6,450	-

Déficit de presión de vapor

De la Ec. 11	$T_{max} =$	21,5	°C
Entonces:	$e^{\circ}(T_{max}) =$	2,564	kPa
De la Ec. 11	$T_{min} =$	12,3	°C
Entonces:	$E^{\circ}(T_{min}) =$	1,431	kPa
-	$e_s = (2,564 + 1,431) =$	1,997	kPa
Con los datos de Humedad Relativa	$HR_{max} =$	84	%
	$HR_{min} =$	63	%
De la Ec. 17:	$e_a = [1,431 (0,84) + 2,564 (0,63)]/2 =$	1,409	kPa
-	Déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$) = (1,997 - 1,409) =	0,589	kPa

Radiación

Del Cuadro 2.5:	Mes 7, Día = 6	187	-
	J =		
	Latitud = 50°48'N =	50,80	°N
De la Ec. 21:	J =	187	-
	$R_a =$	41,09	MJ m ⁻² día ⁻¹
	Latitud = 50°48'N =	50,80	°N
De la Ec. 34:	J =	187	-
	N = 16,1	16,1	horas
	$n/N = 9,25/16,3 =$	0,57	-
De la Ec. 35	$R_s = [0,25 + 0,50 (0,57)] 41,09$	22,07	MJ m ⁻² día ⁻¹
De la Ec. 37	$R_{so} = (0,75 + 2 (100)/100 000) 41,09 =$	30,90	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	$R_s/R_{so} =$	0,71	-
De la Ec. 38	$R_{ns} = 0,77 (22,07) =$	17,00	MJ m ⁻² día ⁻¹
Para:	$T_{max} =$	21,5	°C
Entonces:	$T_{max,K} = 21,5 + 273,16 =$	294,7	K
	$\sigma T_{max,K}^4 =$	36,96	MJ m ⁻² día ⁻¹
Para:	$T_{min} =$	12,3	°C
Entonces:	$T_{min,K} = 12,3 + 273,16 =$	285,5	K
	$\sigma T_{min,K}^4 =$	32,56	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	$(\sigma T_{max,K}^4 + \sigma T_{min,K}^4)/2 = (36,96 + 32,56)/2 =$	34,76	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	$(0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) =$	0,17	-
-	$(1,35(R_s/R_{so}) - 0,35) =$	0,61	-
De la Ec. 39	$R_{nl} = 34,76 (0,17) 0,61 =$	3,71	MJ m ⁻² día ⁻¹
De la Ec. 40	$R_n = (17,00 - 3,71) =$	13,28	MJ m ⁻² día ⁻¹
De la Ec. 42	G =	0	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	$(R_n - G) = (13,28 - 0) =$	13,28	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	$0,408 (R_n - G) =$	5,42	mm día ⁻¹

Evapotranspiración de referencia

-	$0,408 (R_n - G) \Delta/[\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)] =$	2,81	mm día ⁻¹
-	$900/(T + 273) u_2 (e_s - e_a) \gamma/[\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)] =$	1,07	mm día ⁻¹
-	ET _o (Ec. 6) = 2,81 + 1,07 = 3,88 ≈	3,9	mm día ⁻¹
-			

La evapotranspiración de referencia es 3,9 mm día⁻¹.

Cálculo de ET_o para periodos horarios

En las áreas donde, durante el día, se producen cambios substanciales en la velocidad del viento, la temperatura del punto de condensación o la nubosidad, el cálculo de la ET_o para periodos horarios es generalmente mas adecuado que el cálculo para 24 horas. Los cambios notorios en los componentes del tiempo pueden producir promedios para 24 horas que no representen la verdadera energía evaporativa del ambiente durante algunos periodos del día y pueden introducir errores en los cálculos. Sin embargo, bajo la mayor parte de las condiciones, el uso de la ecuación FAO Penman-Monteith con datos de 24 horas produce resultados correctos.

Con el uso actual de estaciones meteorológicas automáticas, es posible contar cada vez más con datos del tiempo para períodos horarios o incluso más cortos. Por lo tanto, en las situaciones donde se automatizan los cálculos, la ecuación FAO Penman-Monteith se puede aplicar en forma horaria con buenos resultados. Al aplicar la ecuación FAO Penman-Monteith para periodos de tiempo horarios o menores, la ecuación y algunos procedimientos para calcular datos meteorológicos se deben ajustar para los periodos de tiempo aplicados. La ecuación FAO Penman-Monteith para cálculos horarios se modifica de la siguiente manera:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{37}{T_{hr} + 273} u_2 (e^o(T_{hr}) - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (53)$$

donde

ET_o	evapotranspiración de referencia [mm hora ⁻¹],
R_n	radiación neta en la superficie de referencia [MJ m ⁻² hora ⁻¹] (Ecuación 40),
G	densidad del flujo del calor del suelo [MJ m ⁻² hora ⁻¹] (Ecuaciones 45 y 46),
T_{hr}	temperatura media del aire cada hora [°C],
Δ	pendiente de la curva de presión de saturación de vapor en T_{hr} [kPa °C ⁻¹] (Ecuación 13),
γ	constante psicrométrica [kPa °C ⁻¹] (Ecuación 8),
$e^o(T_{hr})$	presión de saturación de vapor a temperatura del aire T_{hr} [kPa] (Ecuación 11),
e_a	promedio horario de la presión real de vapor [kPa] (Ecuación 54),
u_2	promedio horario de la velocidad del viento [m s ⁻¹].

Si se cuenta con mediciones de humedad relativa, la presión real del vapor se determina por:

$$e_a = e^o(T_{hr}) \frac{HR_{hr}}{100} \quad (54)$$

donde

e_a	promedio horario de la presión real de vapor [kPa],
$e^o(T_{hr})$	presión de saturación de vapor a la temperatura del aire T_{hr} [kPa] (Ecuación 11),
HR_{hr}	promedio horario de la humedad relativa [%].

La radiación neta es la diferencia entre la radiación neta de la onda corta (R_{ns}) y la radiación neta de onda larga (R_{nl}) en los periodos horarios. Por lo tanto:

➤ Si se necesita calcular R_{ns} y R_{nl}, se debe utilizar el valor de la radiación extraterrestre (R_a) para períodos horarios (Ecuación 28).

➤ En el cómputo de R_{nl} por medio de la Ecuación 39, $(\sigma T_{max}^4 K^4 + \sigma T_{min}^4 K^4)/2$ se substituye por $\sigma T_{hr}^4 K^4$ y la constante de Stefan-Boltzman se convierte:

$$\sigma = (4,903/24) 10^{-9} = 2,043 10^{-10} \text{ MJ m}^{-2} \text{ hora}^{-1}.$$

Puesto que el cociente R_s/R_{so} se utiliza para representar la cobertura de nubes cuando se calcula R_{nl} para períodos horarios durante la noche, el cociente R_s/R_{so} se puede fijar igual a R_s/R_{so} calculado para un período que ocurre 2-3 horas antes de la puesta del sol, antes de que el ángulo del sol llegue a ser pequeño. Esto servirá generalmente como buena aproximación de la nubosidad que ocurre durante la noche subsecuente. El período horario de 2 a 3 horas antes de la puesta del sol se puede identificar durante el cómputo del R_a como el período durante el cual ω , calculado con la Ecuación 31, está dentro del rango $(\omega_s - 0,79) \leq \omega \leq (\omega_s - 0,52)$, donde ω_s se calcula usando la Ecuación 25. Como alternativa más aproximada, uno puede asumir R_s/R_{so} = 0,4 a 0,6 durante la noche en climas húmedos y subhúmedos y R_s/R_{so} = 0,7 a 0,8 en climas áridos y semiáridos. Un valor de R_s/R_{so} = 0,3 asume la cobertura total del cielo por las nubes.

El flujo del calor del suelo es importante para los cálculos horarios. Las Ecuaciones 45 y 46 se pueden utilizar para derivar G para los períodos horarios.

Los datos meteorológicos requeridos consisten en:

- temperatura del aire: promedio horario de temperatura (T_{hr}).
- humedad del aire: promedio horario de humedad relativa (HR_{hr}).
- velocidad del viento: promedio horario de velocidad del viento medido a 2 m de altura (u₂).
- radiación: radiación solar total horaria (R_s) o radiación neta (R_n).

Debido a la necesidad de la estandarización, las constantes en la Ecuación 53 presumen una resistencia superficial constante (r_s) de 70 s/m durante todos los periodos. Este valor para la resistencia constante puede causar alguna subpredicción de la ET_o horaria durante algunos periodos del día en que los r_s reales pueden ser algo más bajos. En cambio la resistencia constante puede causar alguna sobreestimación de la ET_o horaria durante los periodos de la tarde en que los r_s reales pueden ser algo más altos. Sin embargo, cuando los cálculos de la ET_o horaria con la Ecuación 53 se suman para periodos de 24 horas para producir una ET_o de 24 horas equivalente, las diferencias horarias tienden a compensar los resultados y son generalmente equivalentes a los cálculos de ET_o hechos para periodos de 24 horas. Las estimaciones exactas de ET_o para periodos horarios específicos pueden requerir el uso de funciones de estabilidad aerodinámica, basadas en niveles de radiación, de humedad y de temperatura, para modificar el valor de las r_s. El uso de estas funciones no se requiere cuando los cálculos horarios tienen el objetivo de ser sumados para obtener los totales para 24 horas. Por tanto, estas funciones no se describen aquí.

EJEMPLO 19

Determinación de la ET_o con datos horarios

Se calcula ET_o con datos horarios, promedio de entre las 02:00 y las 03:00 horas y 14:00 y 15:00 horas del 1 de octubre en N'Diaye (Senegal) situado a 16°13'N y 16°15'W y 8 m sobre el nivel del mar. En ausencia de coeficientes calibrados se utilizarán valores indicativos de a_s y b_s (Ecuación 35 de la fórmula de Ångström) y de la fórmula de la radiación neta de onda larga (Ecuación 39).

Datos climáticos medidos		02:00-03:00 h	14:00-15:00 h	Unidades
T _{hr} : temperatura horaria promedio =		28	38	°C
HR _{hr} : humedad relativa horaria promedio =		90	52	%
u ₂ : velocidad del viento horaria promedio =		1,9	3,3	m s ⁻¹
R _s : radiación solar total =		-	2,450	MJ m ⁻² hora ⁻¹
Parámetros				
De la Ec. 13	Δ =	0,220	0,358	kPa °C ⁻¹
De la Ec. 8	γ =	0,0673	0,0673	kPa °C ⁻¹
Déficit de presión de vapor				
De la Ec. 11	e ^o (T) =	3,780	6,625	kPa
De la Ec. 54	e _a =	3,402	3,445	kPa
-	e _s - e _a =	0,378	3,180	kPa

Radiación extraterrestre		02:00-03:00 h	14:00-15:00 h	Unidades
Del Cuadro 2.5 para el 1 octubre:	J = 274			-
De la Ec. 22:	$\varphi = \pi/180 (16,22) = 0,2830$			rad
De la Ec. 23:	$d_r = 1,0001$			-
De la Ec. 24:	$\delta = - 0,0753$			rad
De la Ec. 33:	b = 3,3315			-
De la Ec. 32:	$S_c = 0,1889$			hora
-	$L_z = 15$			grados
-	$L_m = 16,25$			grados
-	t =	2,5	14,5	hora
De la Ec. 31:	$\omega =$	-2,46	0,682	rad
-	$t_1 =$	1	1	hora
De la Ec. 29:	$\omega_1 =$	-	0,5512	rad
De la Ec. 30:	$\omega_2 =$	-	0,8130	rad
De la Ec. 28:	$R_a =$	0	3,543	MJ m ² hora ⁻¹
Radiación				
Dados	$R_s =$	0	2,450	MJ m ² hora ⁻¹
De la Ec. 37:	$R_{so} =$	0	2,658	MJ m ² hora ⁻¹
De la Ec. 38:	$R_{ns} =$	0	1,887	MJ m ² hora ⁻¹
-	$\sigma TK^4 =$	1,681	1,915	MJ m ² hora ⁻¹
-	$(0,34-0,14 \sqrt{e_a}) =$	0,082	0,080	-
-	$R_s/R_{so} =$	0,8 (asumido)	0,922	-
-	$(1,35 R_s/R_{so} - 0,35) =$	0,730	0,894	-
De la Ec. 39:	$R_{nl} =$	0,100	0,137	MJ m ² hora ⁻¹
De la Ec. 40:	$R_n =$	-0,100	1,749	MJ m ² hora ⁻¹
De la Ec. 46, 45:	G =	-0,050	0,175	MJ m ² hora ⁻¹
-	$(R_n - G) =$	-0,050	1,574	MJ m ² hora ⁻¹
-	$0,408(R_n - G) =$	-0,020	0,642	mm hora ⁻¹
Evapotranspiración de referencia				
-	$0,408(R_n - G)$			
-	$\Delta/[\Delta+\gamma(1+0,34u_2)] =$	-0,01	0,46	mm hora ⁻¹
-	$37/(T+273) u_2 (e_s - e_a) =$			
De la Ec. 53:	$\gamma/[\Delta+\gamma(1+0,34u_2)] =$	0,01	0,17	mm hora ⁻¹
-	$ET_o =$	0,00	0,63	mm hora ⁻¹

La evapotranspiración de referencia es de 0,00 mm hora⁻¹ entre 02:00 y 03:00 horas y 0,63 mm hora⁻¹ entre las 14:00 y 15:00 horas.

PROCEDIMIENTOS DE CÁLCULO EN CASO DE DATOS FALTANTES

Los datos meteorológicos, requeridos para estimar la ET_o usando la ecuación FAO Penman-Monteith, son la temperatura del aire, humedad atmosférica, velocidad del viento y radiación. En casos en que falten algunos de estos datos o no puedan ser calculados, se recomienda la estimación de los datos climáticos faltantes con uno de los procedimientos presentados en el Capítulo 3 manteniendo el método de FAO Penman-Monteith para el cálculo de la ET_o . El uso de un procedimiento alternativo del cálculo de la ET_o , que requiera solamente parámetros meteorológicos limitados, no se recomienda.

El Ejemplo 20 ilustra el cálculo de la ET_o mensual con la ecuación FAO Penman-Monteith para una zona que solamente tiene disponibles los datos de temperatura máxima y mínima del aire. Los procedimientos dados en el Capítulo 3 para estimar los datos faltantes de humedad, radiación y velocidad del viento deben ser validados comparando la ET_o calculada con registros completos y con registros limitados para estaciones meteorológicas de la región que cuenten con registros completos.

EJEMPLO 20

Determinación de ET₀ con datos faltantes

Dados los datos del promedio mensual de la temperatura mínima y máxima diaria para el mes de julio de una estación cercana a Lyon, Francia (45°43' N, altitud 200 m). No se dispone de ningún otro dato climático.

-	Promedio mensual de la temperatura máxima diaria (T _{max}) =	26,6	°C
-	Promedio mensual de la temperatura mínima diaria (T _{min}) =	14,8	°C

Determinación de acuerdo al Recuadro 11 (Planilla para el cálculo de la ET₀)

Estimación de la velocidad del viento:

2 m s₋₁ puede ser usado como un valor estimado. Debido a la relativamente baja altura del dosel del cultivo de referencia (0,12 m) y que u₂ aparece tanto en el numerador como en el denominador de la ecuación FAO Penman-Monteith, ET₀ no es altamente sensitivo a variaciones de la velocidad del viento dentro de rangos normales.

Parámetros:

-	T _{media} = (26,6 + 14,8)/2 =	20,7	°C
Del Cuadro 2.4 o Ec. 13:	T _{media} =	20,7	°C
	Δ =	0,150	kPa °C ⁻¹
Del Cuadro 2.2 o Ec. 8:	Altitud =	200	m
	γ =	0,066	kPa °C ⁻¹
-	(1 + 0,34 u ₂) = (1 + 0,34 (2)) =	1,68	-
-	Δ/[Δ+γ(1+0,34u ₂)] = 0,150/[(0,150 + 0,066 (1,68))] =	0,576	-
-	γ/[Δ+γ(1+0,34u ₂)] = 0,0658/[0,150 + 0,066 (1,68)] =	0,252	-
-	900/(T _{media} +273) u ₂ =	6,13	-

Estimación de los datos de humedad:

Asumiendo que: (Ec. 48):	T _{rocio} ≈ T _{min} =	14,8	°C
En consecuencia (Ec. 14 o Cuadro 2.3) para:	T _{rocio} =	14,8	°C
Entonces	e _a =	1,68	kPa
Del Cuadro 2.3 o Ec. 11, para:	T _{max} =	26,6	°C
Entonces:	e°(T _{max}) =	3,48	kPa
Del Cuadro 2.3 o Ec. 11, para:	T _{min} =	14,8	°C
Entonces:	e°(T _{min}) =	1,68	kPa
-	e _s = (3,48 + 1,68)/2 =	2,58	kPa
-	(e _s -e _a) = (2,58 - 1,68) =	0,90	kPa
Esto corresponde a :			
-	HR _{max} = 100 e _a /e°(T _{min}) =	100	%
-	HR _{min} = 100 e _a /e°(T _{max}) = 100 (1,68/3,48) =	48	%
-	HR _{media} = (HR _{max} + HR _{min})/2 =	74	%

Estimación de los datos de radiación:

R_s puede derivarse de la diferencia entre T_{max} y T_{min}:

De la Ec. 50	R _s = 0,16 √(26,6-14,8) R _a	-	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	R _s = 0,55 R _a	-	MJ m ⁻² día ⁻¹

Cuadro 2.6 o Ec. 21, para:	Para el día 15, Mes = Julio, J =	196	-
Entonces:	Latitud = 45°43'N =	45,72	°N
-	$R_a =$	40,55	MJ m ² día ⁻¹
-	$R_s = 0,55 R_a = 0,55 (40,55) =$	22,29	MJ m ² día ⁻¹
-	$R_{so} = (0,75 + 2 (200)/100\ 000) 40,55 =$	30,58	MJ m ² día ⁻¹
-	$R_s/R_{so} =$	0,73	-
-	$R_{ns} = 0,77 (22,29) =$	17,16	MJ m ² día ⁻¹
Cuadro 2.8, para:	$T_{max} = 26,6^\circ\text{C}$	26,6	°C
Entonces:	$T_{max,K} = 26,6 + 273,16 =$	299,76	K
	$\sigma T_{max,K}^4$	39,59	MJ m ² día ⁻¹
Cuadro 2.8, para:	$T_{min} = 14,8^\circ\text{C}$	14,8	°C
Entonces:	$T_{min,K} = 14,8 + 273,16$	287,96	K
-	$\sigma T_{min,K}^4$	33,71	MJ m ² día ⁻¹
-	$(\sigma T_{max,K}^4 + \sigma T_{min,K}^4)/2 = (39,59 + 33,71)/2 =$	36,65	MJ m ² día ⁻¹
Para:	$e_a =$	1,68	kPa
Entonces:	$(0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) =$	0,16	-
	$R_s/R_{so} =$	0,73	-
Para:	$(1,35 R_s/R_{so} - 0,35) =$	0,63	-
Entonces:	$R_{nl} = 36,65 (0,16) 0,63 =$	3,68	MJ m ² día ⁻¹
	$R_n = (17,16 - 3,68) =$	13,48	MJ m ² día ⁻¹
Asumiendo que:	$G =$	0	MJ m ² día ⁻¹
-	$(R_n - G) = (13,48 - 0) =$	13,48	MJ m ² día ⁻¹
-	$0,408 (R_n - G) =$	5,50	mm día ⁻¹
Evapotranspiración de referencia:			
-	$0,408 (R_n - G) \Delta/[\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)] =$	3,17	mm día ⁻¹
-	$900/(T + 273) u_2 (e_s - e_a) \gamma/[\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)] =$	1,39	mm día ⁻¹
-	$ET_o = (3,17 + 1,39) =$	4,56	mm día ⁻¹
La evapotranspiración de referencia estimada es igual a 4,6 mm día ⁻¹ . Si en lugar de 2 m s ⁻¹ , la velocidad del viento hubiera sido estimada como 1 o 3 m s ⁻¹ , ET _o hubiera sido un 7% menor (4,2 mm día ⁻¹) o 6% mayor (4,8 mm día ⁻¹). Comparativamente la ecuación de Hargreaves (Ecuación 52) predice un valor de ET _o = 5,0 mm día ⁻¹ .			

MÉTODO DEL TANQUE EVAPORIMETRO

Tanque evaporímetro

La tasa evaporativa de los tanques de evaporación llenos de agua puede ser fácilmente obtenida. En ausencia de lluvia, la cantidad de agua evaporada durante un período (mm día⁻¹) corresponde a la disminución de la altura de agua en el tanque en ese período. Los tanques proporcionan una medida del efecto integrado de la radiación, viento, temperatura y humedad sobre el proceso evaporativo de una superficie abierta de agua. Aunque el tanque evaporímetro responde de una manera similar a los mismos factores climáticos que afectan la transpiración del cultivo, varios factores producen diferencias significativas en la pérdida de agua de una superficie libre evaporante y de una superficie cultivada. La reflexión de la radiación solar del agua en el tanque puede ser diferente del 23% asumido para el cultivo de referencia. El almacenaje de calor dentro del tanque puede ser apreciable y puede causar una significativa evaporación durante la noche mientras que la mayoría de los cultivos transpiran solamente durante el día. También se distinguen diferencias en la turbulencia, temperatura y humedad del aire que se encuentran inmediatamente sobre estas dos superficies. La transferencia de calor a través de las paredes del tanque también afecta el balance energético.

A pesar de la diferencia en los procesos ligados a la evaporación del tanque y la evapotranspiración de superficies cultivadas, el uso de la evaporación del tanque para predecir la ET_o para períodos de 10 días puede ser considerado confiable si se usa correctamente. La evaporación del tanque está relacionada con la evapotranspiración de referencia por un coeficiente empírico derivado del mismo tanque:

$$ET_o = K_p E_{pan} \quad (55)$$

donde

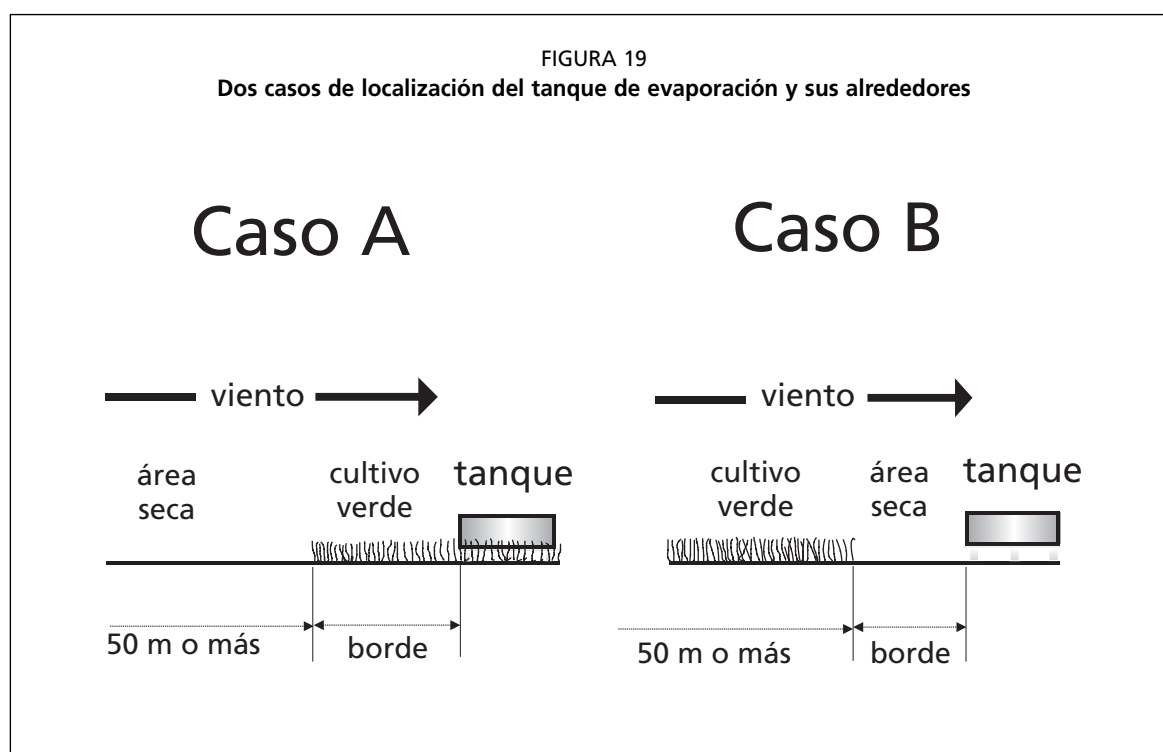
ET_o evapotranspiración de referencia [mm día⁻¹],
 K_p coeficiente del tanque evaporímetro [-],
 E_{pan} evaporación del tanque evaporímetro [mm día⁻¹].

Coeficiente del tanque evaporímetro (K_p)

Tipos y ambiente del tanque evaporímetro

Existen diversos tipos de tanques evaporímetros. Las descripciones del tanque clase A y del tanque enterrado tipo Colorado se presentan en los recuadros 12 y 13. Como el color, el tamaño, y la posición del tanque evaporímetro tienen una influencia significativa en los resultados medidos, los coeficientes del tanque evaporímetro son específicos para cada tipo de tanque evaporímetro.

Para seleccionar el coeficiente apropiado para un tanque evaporímetro dado, se debe considerar no solamente el tipo del tanque, sino también la cobertura del suelo donde se ubica el tanque, sus alrededores así como el viento y las condiciones generales de humedad. La localización y el ambiente del tanque evaporímetro también tienen influencia en los resultados. Lo último es particularmente cierto en casos en que el tanque evaporímetro se encuentra situado en suelos bajo barbecho y no en campos cultivados. Bajo esta característica, dos casos se consideran comúnmente: Caso A en que el tanque evaporímetro se localiza en una zona de pasto corto verde y está rodeado por un suelo en barbecho; y Caso B en que el tanque evaporímetro se localiza sobre un suelo en barbecho y está rodeado por un cultivo verde (Figura 19).



Coefficientes del tanque evaporímetro

Dependiendo del tipo de tanque y del tamaño y estado de la zona tampón, los coeficientes del tanque evaporímetro tendrán valores diferentes. Cuanto más grande es la zona tampón, más rápidamente el aire que se mueve sobre el tanque estará en equilibrio con ella. En equilibrio y con un área tampón grande, el aire contiene más vapor de agua y menos calor en el caso A que en el caso B. Los coeficientes de tanque para el tanque Clase A y para el tanque tipo Colorado para diversas cubiertas de suelo, área tampón y condiciones climáticas se presentan en los Cuadros 5 y 6. Las ecuaciones de regresión derivadas de los cuadros se presentan en el Cuadro 7. En caso en que los datos medidos con otros tipos de tanques estén disponibles, estos deben primero relacionarse con los datos del tanque tipo Colorado o con la ecuación FAO Penman-Monteith para desarrollar K_p . Los cocientes entre la evaporación de tanques enterrados y del tanque evaporímetro tipo Colorado para diversas condiciones climáticas y ambientes se presentan en el Cuadro 8.

En caso de faltar datos, la velocidad del viento puede ser estimada tomando un valor global de $u_2 = 2 \text{ m s}^{-1}$ o según lo indicado en el Cuadro 4. HR_{media} se puede aproximar con la temperatura del aire como $HR_{\text{media}} = 50 e^{\circ(T_{\text{min}})}/e^{\circ(T_{\text{max}})} + 50$.

Ajustes

Bajo algunas condiciones no consideradas en los Cuadros, los coeficientes (K_p) presentados aquí, pueden necesitar algún ajuste. Éste es el caso en áreas sin desarrollo agrícola, o donde los tanques están rodeados por cultivos altos. El variar el color del tanque evaporímetro a otro color diferente al estándar o la instalación de las mallas protectoras puede afectar la lectura del tanque evaporímetro y requerirá algún ajuste del coeficiente K_p .

En áreas sin desarrollo agrícola y extensas zonas con suelos desnudos (grandes áreas tampón, el Caso B), como las encontradas en condiciones desérticas o semidesérticas, los valores de K_p aquí presentados para áreas áridas y ventosas pueden necesitar ser reducidos hasta en un 20%; en áreas con niveles moderados de viento, temperatura y humedad relativa, los valores presentados pueden necesitar una reducción del 5-10%; en climas húmedos y tibios se necesita poca o ninguna reducción del K_p .

En casos en que el tanque evaporímetro se encuentre dentro de un cercado y rodeado por cultivos de gran altura como por ejemplo el maíz (2,5 m), los coeficientes mencionados necesitarán ser incrementados hasta en un 30% en climas ventosos y secos, mientras que para condiciones tibias y húmedas solo se requiere un aumento del 5-10% del coeficiente.

La pintura de las paredes del tanque puede afectar la evaporación. Los coeficientes presentados se aplican para tanques galvanizados pintados anualmente con aluminio y a tanques de acero inoxidable. No se requiere corrección para los valores de E_{pan} en caso de que las superficies interiores y exteriores del tanque evaporímetro estén pintadas de blanco. Un aumento en E_{pan} de hasta 10% puede ocurrir cuando las paredes se pintan de negro. El material del que está fabricado el tanque produce pocas variaciones en el valor de E_{pan} .

El nivel en el cual se mantiene el agua en el tanque es importante; errores de hasta 15 % pueden resultar cuando el nivel del agua en el tanque evaporímetro Clase A se encuentra 10 centímetros por debajo del estándar aceptado que es de entre 5 y 7,5 centímetros debajo del borde. Las mallas colocadas sobre el tanque evaporímetro pueden reducir E_{pan} hasta en un 10%. Con el fin de evitar que las aves beban agua del tanque evaporímetro Clase A, se pueden colocar cerca otros tanques llenos con agua hasta el borde; en general los pájaros prefieren beber del tanque completamente lleno. El tanque de evaporación se debe colocar rodeado de una verja o cerca que evite que los animales entren y beban el agua. La turbidez del agua en el tanque generalmente no afecta E_{pan} en más del 5%. La variación total en E_{pan} no es constante en el tiempo debido al uso, al nivel de deterioro y las repetidas pinturas.

CUADRO 5
Coefficientes del tanque evaporímetro (K_p) para el tanque Clase A para diversas localizaciones y ambientes de los tanques y varios valores de velocidad media de viento y de humedad relativa (Serie FAO Riego y drenaje No. 24)

Tanque Clase A	Caso A: Tanque situado en una superficie cultivada				Caso B: Tanque situado en un suelo desnudo				
	HR media	baja	media	alta	baja	media	alta		
Velocidad del viento (m s ⁻¹)	Distancia del cultivo a barlovento (m)	< 40	40-70	> 70	Distancia del barbecho a barlovento (m)	< 40	40-70	> 70	
Baja	1	,55	,65	,75	1	,7	,8	,85	
	< 2	10	,65	,75	,85	10	,6	,7	,8
	100	,7	,8	,85	100	,55	,65	,75	
Moderada	1 000	,75	,85	,85	1 000	,5	,6	,7	
	1	,5	,6	,65	1	,65	,75	,8	
	2-5	10	,6	,7	,75	10	,55	,65	,7
Alta	100	,65	,75	,8	100	,5	,6	,65	
	1 000	,7	,8	,8	1 000	,45	,55	,6	
	1	,45	,5	,6	1	,6	,65	,7	
Muy alta	5-8	10	,55	,6	,65	10	,5	,55	,65
	100	,6	,65	,7	100	,45	,5	,6	
	1 000	,65	,7	,75	1 000	,4	,45	,55	
> 8	1	,4	,45	,5	1	,5	,6	,65	
	10	,45	,55	,6	10	,45	,5	,55	
	100	,5	,6	,65	100	,4	,45	,5	
	1 000	,55	,6	,65	1 000	,35	,4	,45	

CUADRO 6
Coefficientes del tanque evaporímetro (K_p) para el tanque tipo Colorado para diversas localizaciones y ambientes de los tanques y varios valores de velocidad media de viento y de humedad relativa (Serie FAO Riego y drenaje No. 24)

Tanque tipo Colorado	Caso A: Tanque situado en una superficie cultivada				Caso B: Tanque situado en un suelo desnudo ⁽¹⁾				
	HR media (%) □	baja	media	alta	baja	media	alta		
Velocidad del viento (m s ⁻¹)	Distancia del cultivo a barlovento (m)	< 40	40-70	> 70	Distancia del barbecho a barlovento (m)	< 40	40-70	> 70	
Baja	1	,75	,75	,8	1	1,1	1,1	1,1	
	< 2	10	1,0	1,0	1,0	10	,85	,85	,85
	≥ 100	1,1	1,1	1,1	100	,75	,75	,8	
Moderada	1 000	,7	,7	,75	1 000	,7	,7	,75	
	1	,65	,7	,7	1	,95	,95	,95	
	2-5	10	,85	,85	,9	10	,75	,75	,75
Alta	≥ 100	,95	,95	,95	100	,65	,65	,7	
	1 000	,6	,6	,65	1 000	,6	,6	,65	
	1	,55	,6	,65	1	,8	,8	,8	
Muy alta	5-8	10	,75	,75	,75	10	,65	,65	,65
	≥ 100	,8	,8	,8	100	,55	,6	,65	
	1 000	,5	,55	,6	1 000	,5	,55	,6	
> 8	1	,5	,55	,6	1	,7	,75	,75	
	10	,65	,7	,7	10	,55	,6	,65	
	≥ 100	,7	,75	,75	100	,5	,55	,6	
	1 000	,45	,5	,55	1 000	,45	,5	,55	

⁽¹⁾ Para grandes áreas de suelos desnudos y poco desarrollo agrícola, en condiciones cálidas y ventosas, debe reducirse K_{pan} en 20% y en 5-10% para condiciones moderadas de vientos, temperatura y humedad.

CUADRO 7.
Coefficientes del Tanque evaporímetro (K_p): Ecuaciones de regresión derivadas de los Cuadros 5 y 6

Tanque Clase A situado en cultivo verde circundante	$K_p = 0,108 - 0,0286 u_2 + 0,0422 \ln(\text{BORDE}) + 0,1434 \ln(\text{HR}_{\text{media}}) - 0,000631[\ln(\text{BORDURA})]^2 \ln(\text{HR}_{\text{media}})$	
Tanque Clase A situado en suelo desnudo	$K_p = 0,61 + 0,00341 \text{HR}_{\text{media}} - 0,000162 u_2 \text{HR}_{\text{media}} - 0,00000959 u_2 \text{BORDE} + 0,00327 u_2 \ln(\text{BORDE}) - 0,00289 u_2 \ln(86,4 u_2) - 0,0106 \ln(86,4 u_2) \ln(\text{BORDE}) + 0,00063 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(86,4 u_2)$	
Tanque tipo Colorado situado en cultivo verde circundante	$K_p = 0,87 + 0,119 \ln(\text{BORDE}) - 0,0157 [\ln(86,4 u_2)]^2 - 0,0019 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(86,4 u_2) + 0,013 \ln(86,4 u_2) \ln(\text{HR}_{\text{media}}) - 0,000053 \ln(86,4 u_2) \ln(\text{BORDE}) \text{HR}_{\text{media}}$	
Tanque tipo Colorado situado en terreno desnudo	$K_p = 1,145 - 0,080 u_2 + 0,000903 (u_2)^2 \ln(\text{HR}_{\text{media}}) - 0,0964 \ln(\text{BORDE}) + 0,0031 u_2 \ln(\text{BORDE}) + 0,0015 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(\text{HR}_{\text{media}})$	
Coefficientes y Parámetros	K_p	coeficiente del tanque []
	u_2	velocidad promedio diaria del viento a 2 m altura (m s^{-1})
	HR_{media}	humedad relativa media diaria [%] = $(\text{HR}_{\text{max}} + \text{HR}_{\text{min}})/2$
	BORDE	borde o distancia al borde de la superficie identificada (pasto o cultivo verde corto para el Caso A y suelo en barbecho o cultivo seco en dirección del viento para el caso B)
Rango de las variables	$1 \text{ m} \leq \text{BORDE} \leq 1\,000 \text{ m}$ (estos límites deben ser respetados) $30\% \leq \text{HR}_{\text{media}} \leq 84\%$ $1 \text{ m s}^{-1} \leq u_2 \leq 8 \text{ m s}^{-1}$	

Recomendaciones

Las consideraciones y los ajustes antedichos muestran claramente que el uso de los Cuadros o ecuaciones correspondientes puede no ser suficiente para incluir todos los factores ambientales locales que influyen sobre el valor de K_p y que puede requerirse un ajuste local. Para ello se recomienda realizar una adecuada calibración de E_{pan} con relación a la ET_o calculada con el método FAO Penman-Monteith.

También es conveniente instalar el tanque dentro de un área cultivada verde con un tamaño de por lo menos 15 m. por 15 m en la cual el tanque no debe estar situado en el centro sino a una distancia de por lo menos 10 m del borde del cultivo en dirección del viento.

En caso de que en el sitio donde se encuentra el tanque no exista disponibilidad de datos de velocidad del viento y humedad relativa, requeridas para el cálculo de K_p , estos deben ser estimados de datos de una estación próxima. En este caso se recomienda usar promedios del periodo y como consecuencia E_{pan} también será calculada como promedio del periodo.

La primera ecuación presentada en el Cuadro 7 genera un valor de $K_p = 0,83$ para los datos en el Ejemplo 21 según lo demostrado en el Ejemplo 22.

CUADRO 8
Cocientes de evaporación de diversos tipos de tanques y del tanque tipo Colorado para diversas condiciones climáticas y ambientales (Series FAO Riego y Drenaje No. 24)

Tipo de clima	Cobertura del suelo alrededor del tanque (50 m o más)	Cociente E _{pan} tanque enterrado y E _{pan} Colorado				
		Húmedo y templado		Árido a semi-árido (época seca)		
		Área cultivada	Barbecho	Área cultivada	Barbecho	
	Área del tanque (m ²)					
	GGI 20 diámetro de 5 m, profundidad 2 m (ex-Unión Soviética)	19,6	1,0	1,1	1,05	1,25
	Tanque tipo sunken, diámetro 12 pies (3,66 m), profundidad 3,3 pies (Israel)	10,5				
	BPI Diámetro 6 pies (1,83 m), profundidad 2 pies (0,61 m) (USA)	2,6				
	Kenya diámetro de tanque de 4 pies (1,22 m) profundidad 14 plg. (0,356 m)	1,2				
	Tanque australiano diámetro 3 pies (0,91 m) profundidad 3 pies (0,91 m)	0,7		1,0		1,0
	Tanque Symmons 6 pies ² (0,56 m ²) profundidad 2 pies (0,61 m)	0,6				
	Tanque Aslyng 0,33 m ² , profundidad 1 m (Dinamarca)	0,3			1,0	
	GGI 3000 Diámetro 0,618 cm, profundidad 60-80 cm (ex-Unión Soviética)	0,3				
	Tanque enterrado Diámetro 50 cm, profundidad 25 cm (Holanda)	0,2	1,0	0,95	1,0	0,95

EJEMPLO 21

Determinación de la ET_o con datos del tanque evaporímetro usando cuadros

Se recogieron los datos de evaporación diaria para la primera semana de Julio para un tanque Clase A instalado en un área verde rodeado por cultivos cortos bajo riego cuyos valores fueron: 8,2, 7,5, 7,6, 6,8, 7,6, 8,9 y 8,5 mm día⁻¹. En ese periodo la velocidad media del viento fue de 1,9 m s⁻¹ y la humedad relativa media diaria de 73%. Determine la evapotranspiración de referencia promedio para los 7 días.

Tanque instalado en una superficie cultivada: Caso A

Tanque rodeado por cultivos bajo riego:	borde _{max} =	1 000	m
Velocidad del viento moderada:	u <	2	m s ⁻¹
Humedad relativa alta:	HR _{media} >	70	%
Del Cuadro 5 (para las condiciones mencionadas):	K _p =	0,85	-
-	E _{pan} = (8,2+7,5+7,6+6,8+7,6+8,9+8,5)/7 =	7,9	mm día ⁻¹
De la Ec. 55:	ET _o = 0,85 (7,9) =	6,7	mm día ⁻¹

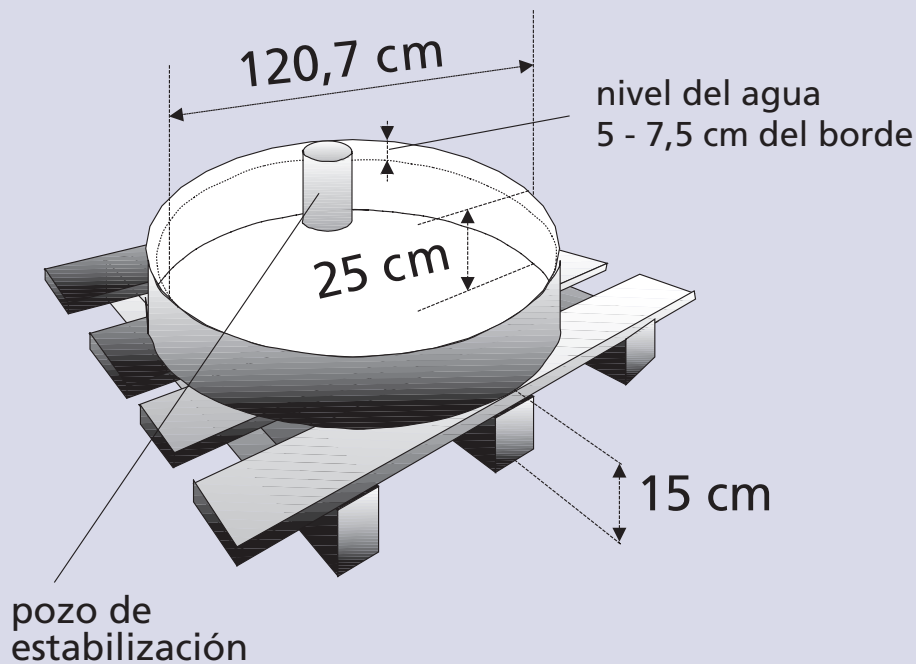
La evapotranspiración de referencia promedio para los 7 días es de 6,7 mm día⁻¹

RECUADRO 12
Descripción del tanque Clase A

El tanque Clase A es circular, 120,7 cm de diámetro y 25 cm de profundidad. Está construido de hierro galvanizado o de láminas de metal (0,8 mm). El tanque se sitúa sobre una plataforma de madera en forma de reja que se encuentra a 15 cm por encima del nivel del suelo. El tanque debe estar a nivel. Una vez instalado, el tanque se llena con agua hasta 5 cm por debajo del borde y el nivel del agua no debe disminuir hasta más de 7,5 cm por debajo del borde. El agua debe ser regularmente cambiada, al menos semanalmente, para eliminar la turbidez. Si el tanque es galvanizado, debe ser pintado anualmente con pintura de aluminio. Las mallas sobre los tanques deben evitarse. Los tanques deben ser protegidos con mallas de seguridad para evitar el acceso de los animales.

El lugar de instalación debe estar cubierto preferentemente con pasto, en un área de 20 por 20 m, abierto a todos lados para permitir la circulación del aire. Es preferible que la estación se encuentre situada en el centro o dentro de grandes campos cultivados.

Las lecturas del tanque se realizan diariamente temprano en la mañana a la misma hora que se mide la precipitación. Las mediciones se realizan dentro de un área estable situada cerca del borde del tanque. El área estable produce comúnmente un cilindro de metal de cerca de 10 cm de diámetro y 20 cm de profundidad con una pequeña abertura en la base para permitir el flujo de agua



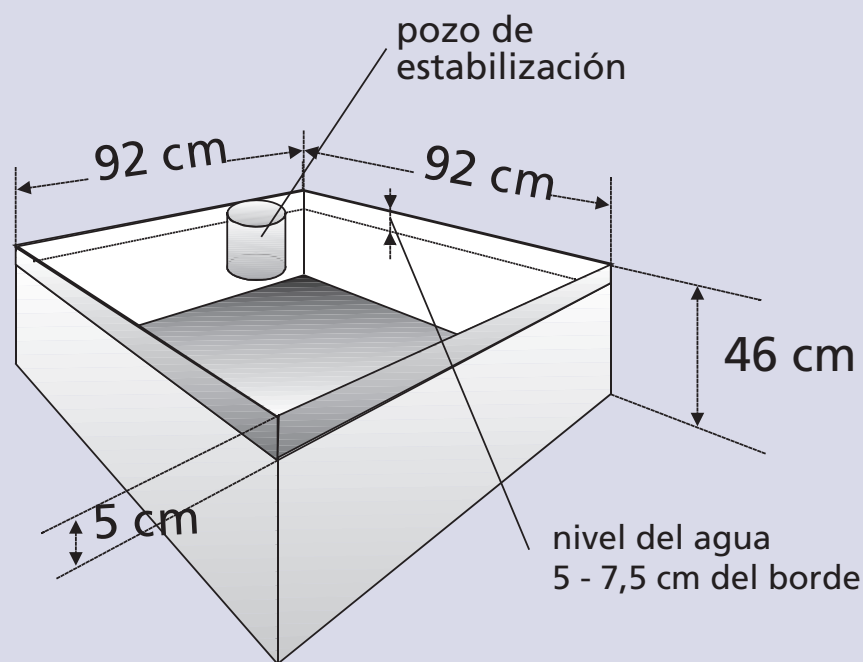
RECUADRO 13

Descripción del Tanque enterrado tipo Colorado

El tanque enterrado tipo Colorado es un cuadrado de 92 cm (3 pies) de lado y 46 cm (18 pulg.) de profundidad, esta hecho de láminas de hierro de 3 mm de espesor, se sitúa enterrado en el suelo con el borde a 5 cm (2 pulg.) encima del nivel del suelo. También se usan dimensiones de 1 m cuadrado y 0,5 m de profundidad. El tanque se pinta con pintura negra anticorrosiva. El nivel del agua se mantiene a nivel o cerca del suelo, lo que significa a 5-7,5 cm por debajo del borde.

La medición se hace de manera similar que para el tanque Clase A. La ubicación y el ambiente también deben ser similares a las indicadas para el tanque Clase A.

Cuando se realizan mediciones de requerimientos de agua de cultivos los tanques enterrados tipo Colorado, son en general preferidos a los del tanque Clase A porque los resultados son mejores. La desventaja de este tipo de tanques es que su mantenimiento es mas difícil y las filtraciones no son fáciles de distinguir, conduciendo a mediciones erróneas.



EJEMPLO 22

Determinación de ET_o a través del uso de ecuaciones adaptadas para el tanque de evaporación

Dado el promedio de mediciones de evaporación del Ejemplo 21, estimar la ET_o para los dos tipos de tanques y los dos tipos de borduras representados por las ecuaciones del Cuadro 7. Se asume que la bordura tiene una longitud de 1000 m en ambos casos (cultivado y barbecho)

	Borde = $u_2 =$ $HR_{media} =$		1000 1,9 73	m m s ⁻¹ %
Tanque Clase A con bordura cultivada	$K_p = 0,108 - 0,0286 u_2 + 0,0422 \ln(\text{BORDE}) + 0,1434 \ln(HR_{media}) - 0,000631 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(HR_{media})$ $E_{pan} =$ $ET_o =$	$K_p = 0,108 - 0,0286 (1,9) + 0,0422 \ln(1000) + 0,1434 \ln(73) - 0,000631 [\ln(1000)]^2 \ln(73)$ $ET_o = 0,83 (7,9)$	0,83 7,9 6,6	- mm día ⁻¹ mm día ⁻¹
Tanque Clase A con bordura en barbecho	$K_p = 0,61 + 0,00341 HR_{media} - 0,000162 u_2 HR_{media} - 0,00000959 u_2 \text{BORDE} + 0,00327 u_2 \ln(\text{BORDE}) - 0,00289 u_2 \ln(86,4 u_2) - 0,0106 \ln(86,4 u_2) \ln(\text{BORDE}) + 0,00063 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(86,4 u_2)$ $E_{pan} =$ $ET_o =$	$K_p = 0,61 + 0,00341 (73) - 0,000162 (1,9) (73) - 0,00000959 (1,9)(1000) + 0,00327 (1,9) \ln(1000) - 0,00289 (1,9) \ln(86,4(1,9)) - 0,0106 \ln(86,4(1,9)) \ln(1000) + 0,00063 [\ln(1000)]^2 \ln(86,4 (1,9))$ $ET_o = 0,61 (7,9)$	0,61 7,9 4,8	- mm día ⁻¹ mm día ⁻¹
Tanque tipo Colorado con bordura cultivada	$K_p = 0,87 + 0,119 \ln(\text{BORDE}) - 0,0157 [\ln(86,4 u_2)]^2 - 0,0019 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(86,4 u_2) + 0,013 \ln(86,4 u_2) \ln(HR_{media}) - 0,000053 \ln(86,4 u_2) \ln(\text{BORDE}) HR_{media}$ $E_{pan} =$ $ET_o =$	$K_p = 0,87 + 0,119 \ln(100) - 0,0157 [\ln(86,4(1,9))]^2 - 0,0019 [\ln(1000)]^2 \ln(86,4 (1,9)) + 0,013 \ln(86,4(1,9)) \ln(73) - 0,000053 \ln(86,4 (1,9)) \ln(1000) (73)$ $ET_o = 0,97(7,9)$	0,97 7,9 7,7	- mm día ⁻¹ mm día ⁻¹
Tanque tipo Colorado con bordura en barbecho	$K_p = 1,145 - 0,080 u_2 + 0,000903 (u_2)^2 \ln(HR_{media}) - 0,0964 \ln(\text{BORDE}) + 0,0031 u_2 \ln(\text{BORDE}) + 0,0015 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(HR_{media})$ $E_{pan} =$ $ET_o =$	$K_p = 1,145 - 0,080(1,9) + 0,000903(1,9)^2 \ln(73) - 0,0964 \ln(1000) + 0,0031 (1,9) \ln(1000) + 0,0015 [\ln(1000)]^2 \ln(73)$ $ET_o = 0,69 (7,9)$	0,69 7,9 5,4	- mm día ⁻¹ mm día ⁻¹

El promedio de 7-días de la superficie de referencia para las cuatro condiciones presentadas es 6,6, 4,8, 7,7 y 5,4 mm día⁻¹

Parte B

Evapotranspiración del cultivo en condiciones estándar

En esta parte se examina la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c). Las mismas se refieren a la evapotranspiración de un cultivo que se desarrolla libre de enfermedades, con buena fertilización, que crece en un campo extenso bajo condiciones óptimas de humedad en el suelo y el cual alcanza su producción total bajo ciertas condiciones climáticas.

Los efectos de las distintas condiciones del tiempo atmosférico fueron incluidos en la ET_o (Parte A). Los efectos de las características que distinguen la superficie cultivada de la superficie de referencia se integran en el coeficiente del cultivo. Para determinar ET_c se multiplica ET_o por el coeficiente del cultivo.

En esta parte se presentan valores típicos del coeficiente del cultivo, así como los procedimientos de cálculo para ajustar los coeficientes del cultivo y para calcular ET_c . Se presentan dos enfoques de cálculo: los enfoques del coeficiente único y del coeficiente dual del cultivo. En el enfoque del coeficiente único del cultivo, las diferencias entre el cultivo y el pasto de referencia se combinan dentro de un coeficiente sencillo. En el enfoque del coeficiente dual del cultivo, el coeficiente del cultivo se divide en dos factores que describen por separado las diferencias en la evaporación y la transpiración entre el cultivo y el pasto de referencia.

Tal como se presentó en el Capítulo 5 y se resume en el Cuadro 10, se utiliza el procedimiento del coeficiente único del cultivo para la mayoría de las aplicaciones relacionadas con la planificación del riego, diseño y manejo. El procedimiento dual del cultivo es importante en aquellos tipos de cálculos donde se requieran estimaciones detalladas de la evaporación en el suelo, tales como en los calendarios de riego en tiempo real, la aplicación de modelos de calidad del agua y en la investigación en general.

Capítulo 5

Introducción a la Evapotranspiración del Cultivo (ET_c)

En este capítulo se describe «la metodología del coeficiente del cultivo» para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c). Las condiciones estándar de los cultivos son: que se desarrollen en campos extensos, bajo condiciones agronómicas excelentes y sin limitaciones de humedad en el suelo. La evapotranspiración de un cultivo será diferente a la del cultivo de referencia (ET_o) en la medida en que sus características de cobertura del suelo, propiedades de la vegetación y resistencia aerodinámica difieran de las correspondientes al pasto. Los efectos de las características que distinguen al cultivo del pasto están incorporadas en el coeficiente del cultivo (K_c). En la metodología del coeficiente del cultivo, la evapotranspiración del cultivo se calcula multiplicando ET_o por K_c .

Las diferencias en evaporación y transpiración entre los cultivos de campo y el pasto de referencia pueden ser integradas en un coeficiente único del cultivo (K_c) o separadas en dos coeficientes: un coeficiente basal del cultivo (K_{cb}) y un coeficiente de evaporación del suelo (K_e), por lo que $K_c = K_{cb} + K_e$. El procedimiento a seguir dependerá del propósito de los cálculos, la exactitud requerida y la información disponible.

PROCEDIMIENTOS DE CÁLCULO

Cálculo directo

La evapotranspiración que ocurre en una superficie cultivada puede ser medida directamente a través de los métodos de transferencia de masa o del balance de energía. También se puede obtener la misma a partir de estudios del balance de agua en el suelo en campos cultivados o a través de lisímetros.

Por otra parte, la evapotranspiración de un cultivo puede ser estimada a partir de datos meteorológicos y del cultivo utilizando la ecuación de Penman-Monteith (Ec. 3). Se puede inferir la tasa de evapotranspiración ajustando el valor de albedo y las resistencias aerodinámicas y de la superficie del cultivo, para representar las características de crecimiento del mismo. Sin embargo, los valores de albedo y las resistencias mencionadas son difíciles de estimar con precisión debido a su variabilidad durante la temporada de crecimiento del cultivo.

Debido a la falta de información confiable sobre los valores de resistencia aerodinámica y de resistencia de la vegetación, correspondientes a distintas superficies cultivadas, la ecuación de Penman-Monteith se utiliza en este manual solamente para la estimación de ET_o , es decir la evapotranspiración que ocurre a partir de una superficie hipotética de un cultivo de pastos, bien regada, la cual considera valores fijos de altura del cultivo, albedo y resistencia de la superficie.

Enfoque del coeficiente del cultivo

De acuerdo al enfoque del coeficiente del cultivo, la evapotranspiración del cultivo ET_c se calcula como el producto de la evapotranspiración del cultivo de referencia, ET_o y el coeficiente del cultivo K_c :

$$ET_c = K_c ET_o \quad (56)$$

donde

ET_c	evapotranspiración del cultivo [mm d^{-1}],
K_c	coeficiente del cultivo [adimensional],
ET_o	evapotranspiración del cultivo de referencia [mm d^{-1}].

La mayoría de los efectos de los diferentes factores meteorológicos se encuentran incorporados en la estimación de ET_o . Por lo tanto, mientras ET_o representa un indicador de la demanda climática, el valor de K_c varía principalmente en función de las características particulares del cultivo, variando solo en una pequeña proporción en función del clima. Esto permite la transferencia de valores estándar del coeficiente del cultivo entre distintas áreas geográficas y climas. Este hecho constituye la razón principal de la aceptación general y utilidad de la metodología del coeficiente del cultivo, así como de los valores de K_c desarrollados en estudios anteriores.

La evapotranspiración del cultivo de referencia ET_o se define y calcula a través de la ecuación de la FAO Penman-Monteith (Capítulo 4). El coeficiente del cultivo es básicamente el cociente entre la evapotranspiración del cultivo ET_c y la evapotranspiración del cultivo de referencia, ET_o , representando el efecto integrado de cuatro características principales que diferencian a un cultivo en particular del cultivo del pasto de referencia. Las características mencionadas son las siguientes:

- **Altura del cultivo.** La altura del cultivo tiene influencia en el valor de la resistencia aerodinámica, r_a , de la ecuación de Penman-Monteith, así como en la transferencia turbulenta del vapor del agua desde el cultivo hacia la atmósfera. El término r_a aparece en dos oportunidades en la versión completa de la ecuación de la FAO Penman-Monteith.
- **Albedo (reflectancia) de la superficie del cultivo y suelo.** El valor del albedo está afectado por la porción del suelo cubierta por la vegetación, así como por la humedad presente en la superficie del suelo. El albedo de las superficies del cultivo y suelo afectan el valor de la radiación neta de la superficie, R_n , la cual constituye la fuente principal de energía para el proceso de evapotranspiración.
- **Resistencia del cultivo.** La resistencia del cultivo a la transferencia del vapor de agua es afectada por el área foliar (cantidad de estomas), edad y condición de la hoja, así como por el grado de control estomático. La resistencia de la vegetación tiene influencia en el valor de la resistencia de la superficie, r_s .
- **Evaporación que ocurre en el suelo, especialmente en la parte expuesta del mismo.**

La humedad presente en la superficie del suelo, así como la fracción del suelo cubierta por la vegetación, tienen influencia sobre el valor de la resistencia de la superficie (r_s). Inmediatamente después de humedecer un suelo, la tasa de transferencia de vapor de agua desde el suelo es alta, especialmente en los casos donde existe una cobertura parcial del suelo por parte de la vegetación. La suma de las resistencias ofrecida por la vegetación y el suelo representan la resistencia de la superficie (r_s). En la ecuación de Penman-Monteith, el término resistencia de la superficie representa la resistencia al flujo del vapor de agua que ofrecen las hojas de las plantas y la superficie del suelo.

El valor de K_c en la Ecuación 56 permite predecir el valor de ET_c bajo condiciones estándar. Este valor representa el límite máximo de evapotranspiración del cultivo cuando no existen obstáculos al crecimiento del mismo debido a limitaciones de agua, densidad del cultivo, enfermedades, malezas, insectos o excesiva salinidad. Cuando sea necesario, el valor de ET_c deberá ser ajustado, en ausencia de las condiciones estándar, $ET_{c,aj}$, en los casos donde existan condiciones ambientales u otras características que puedan impactar o limitar el valor de ET_c . Los factores a considerar para convertir ET_c en $ET_{c,aj}$ se describen en la parte C.

FACTORES QUE DETERMINAN EL COEFICIENTE DEL CULTIVO

El coeficiente del cultivo integra los efectos de las características que distinguen a un cultivo típico de campo del pasto de referencia, el cual posee una apariencia uniforme y cubre completamente la superficie del suelo. En consecuencia, distintos cultivos poseerán distintos valores de coeficiente del cultivo. Por otra parte, las características del cultivo que varían durante el crecimiento del mismo también afectarán al valor del coeficiente K_c . Por último, debido a que la evaporación es un componente de la evapotranspiración del cultivo, los factores que afectan la evaporación en el suelo también afectarán al valor de K_c .

Tipo de Cultivo

Debido a las diferencias en albedo, altura del cultivo, propiedades aerodinámicas, así como características de los estomas y hojas de las plantas, se presentarán diferencias entre la evapotranspiración de un cultivo bien desarrollado y regado y la de referencia ET_o .

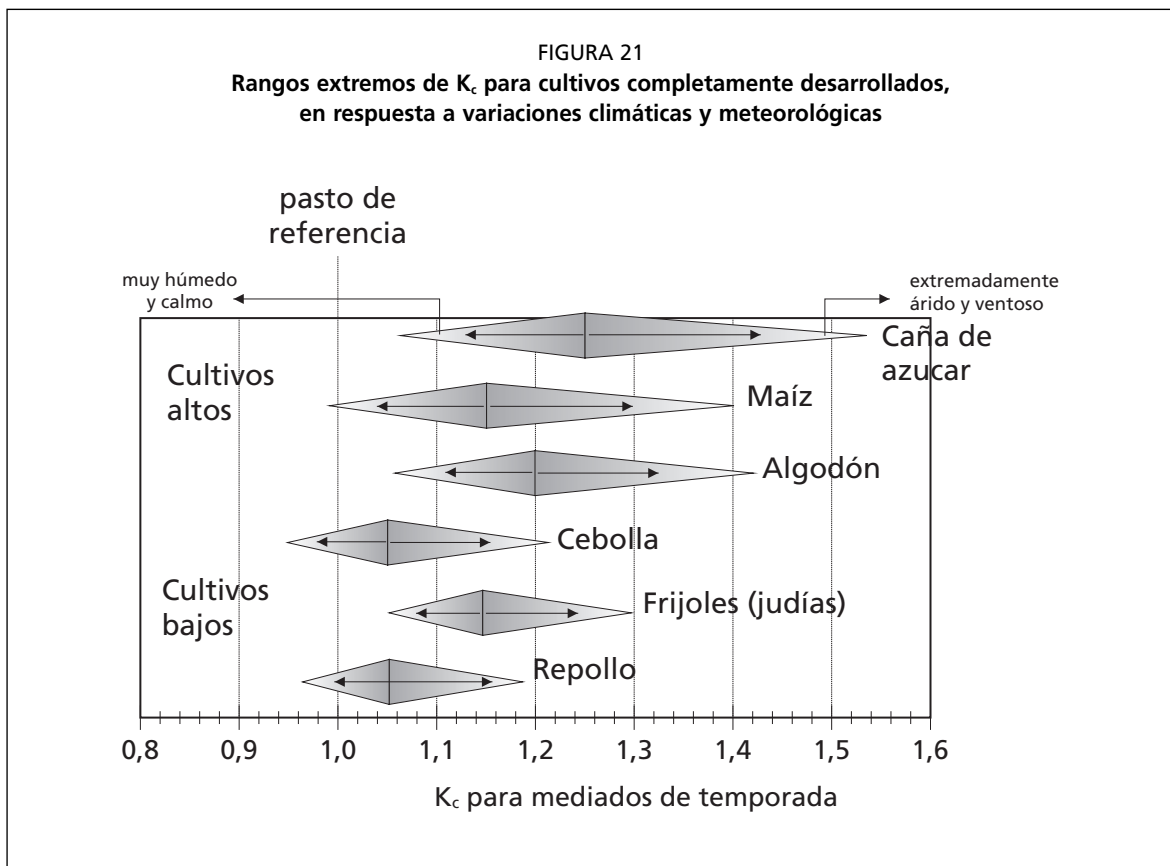
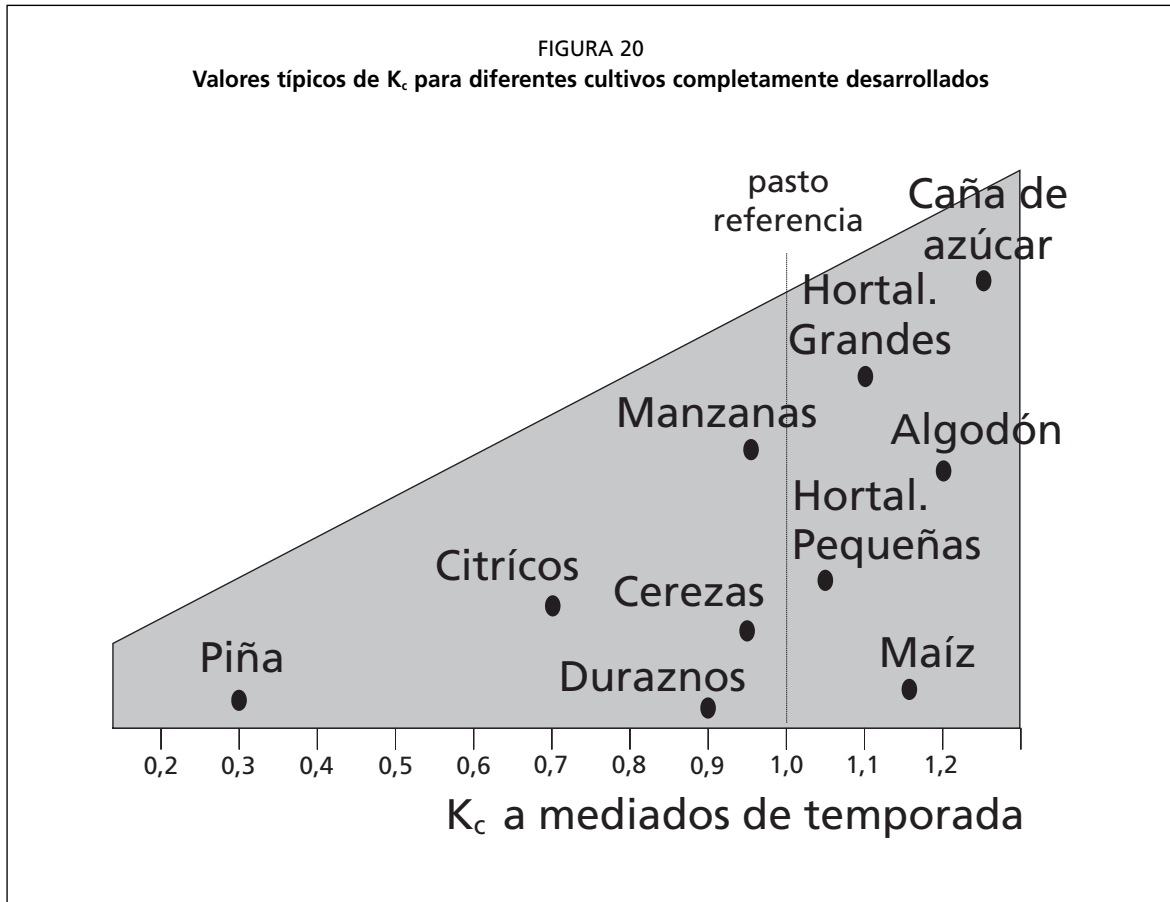
Los espaciamientos estrechos entre plantas, así como la mayor altura y rugosidad de la superficie de una gran cantidad de cultivos agrícolas, producen como consecuencia que esos cultivos presenten coeficientes K_c mayores a 1,0. En esos casos, el factor K_c es con frecuencia de 5 a 10% mayor que el valor de referencia (donde $K_c = 1,0$), pudiendo ser hasta 15-20% mayor para el caso de cultivos altos como el maíz, el sorgo o la caña de azúcar (Figura 20). En el Cuadro 12 se presentan valores típicos del coeficiente del cultivo, correspondientes a cultivos completamente desarrollados ($K_{c\ med}$).

Por otra parte, cultivos como la piña, los cuales pueden cerrar sus estomas durante el día, poseen valores bajos del coeficiente del cultivo. Sin embargo, en la mayoría de las especies, los estomas se abren en respuesta al aumento de la radiación solar. Además de la respuesta de los estomas a las condiciones ambientales, la posición y número de estomas y la resistencia de la cutícula a la transferencia de vapor de agua determinan la pérdida de agua del cultivo. Las especies que presentan estomas solamente en la parte inferior de la hoja y/o que presentan gran resistencia en las hojas, presentarán valores relativamente menores de K_c . Este es el caso de los cítricos y los frutales de hojas caducas. El control a la transpiración y el espaciamiento entre árboles, los cuales cubren un 70% del suelo en el caso de árboles completamente desarrollados, puede causar que el valor de K_c en los mismos sea menor a uno, si son cultivados en ausencia de un cultivo que cubra el suelo (Figura 20).

Clima

Los valores de K_c presentados en el Cuadro 12 son valores medios típicos de K_c que se pueden esperar bajo condiciones climáticas estándar, las cuales son definidas como aquellas correspondientes a climas sub-húmedos, con una humedad relativa mínima diaria (HR_{\min}) $\approx 45\%$ y con velocidades del viento bajas a moderadas, con un promedio de 2 m s^{-1} .

Las variaciones en la velocidad del viento afectan el valor de la resistencia aerodinámica de los cultivos y por lo tanto los valores del coeficiente del cultivo, especialmente en aquellos cultivos que posean una altura significativamente mayor a la del cultivo hipotético del pasto. La diferencia entre la resistencia aerodinámica del pasto de referencia y la de otros cultivos agrícolas es no sólo específica del tipo de cultivo, sino que depende además de las condiciones climáticas y la altura del cultivo. Debido a que las propiedades aerodinámicas son más pronunciadas en la mayoría de los cultivos agrícolas, al compararse con el pasto de referencia, el cociente entre ET_c y ET_o (ósea K_c), aumenta en la mayoría de los cultivos cuando la velocidad del viento aumenta y cuando la humedad relativa disminuye. En condiciones de una mayor aridez climática y de una mayor velocidad del viento, los valores de K_c aumentan. Por otro lado, en climas húmedos y en condiciones de velocidades del viento bajas, los valores de K_c disminuyen.



El impacto relativo del clima sobre los valores de K_c para cultivos completamente desarrollados se ilustra en la Figura 21. Los límites superiores representan condiciones de extrema aridez y de velocidad del viento fuerte, mientras los límites inferiores son válidos para condiciones de alta humedad y vientos suaves. Los rangos esperables en los valores de K_c , en respuesta a los cambios de las condiciones climáticas y meteorológicas, son menores en el caso de los cultivos de poca altura, siendo mayores en los cultivos más altos. En el Capítulo 6 se describe el procedimiento a seguir para el ajuste de los valores de K_c en función de la altura del cultivo, para diferentes condiciones climáticas.

Bajo condiciones de humedad alta y vientos suaves, el valor de K_c es menos dependiente de las diferencias en los componentes aerodinámicos incluidos en ET_c y ET_o , por lo que los valores de K_c para cultivos agrícolas con cobertura completa no excederán a 1,0 por más de un valor de 0,05. Esto es debido a que tanto los cultivos agrícolas de cobertura completa como el cultivo de referencia del pasto absorben la cantidad máxima posible de radiación de onda corta, la cual es la fuente principal de energía para el proceso de evaporación en condiciones húmedas y de vientos suaves. Además los valores de albedo son similares para una amplia gama de cultivos agrícolas de cobertura completa, incluyendo al cultivo de referencia. Debido a que el déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$) es pequeño en condiciones de humedad alta, las diferencias en ET , causadas por diferencias en resistencia aerodinámica, r_a , entre el cultivo agrícola y el de referencia, también son pequeñas, especialmente con velocidades del viento suaves a moderadas.

Bajo condiciones de aridez los efectos generados por las diferencias en r_a entre el cultivo agrícola y el pasto de referencia en el valor de ET_c serán más pronunciados, debido a que el término ($e_s - e_a$) es relativamente grande. Mientras mayor sea el valor de ($e_s - e_a$), mayor será la diferencia en el componente aerodinámico incluido en el numerador de la ecuación de Penman-Monteith (Ecuación 3), tanto para el cultivo agrícola como para el cultivo de referencia. Por lo tanto el valor de K_c será mayor en condiciones de aridez, en los casos en que el cultivo agrícola posea una mayor área foliar y una mayor rugosidad que el cultivo de referencia.

Debido a que el término $1/r_a$ en el numerador de la ecuación de Penman-Monteith viene multiplicado por el déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$), el valor de ET para cultivos altos se incrementará proporcionalmente en un mayor grado con respecto a ET_o , que en el caso de cultivos de baja altura cuando la humedad relativa es baja. El valor de K_c para cultivos altos, tales como los de 2 a 3 metros de altura, pueden ser hasta un 30% superiores en condiciones de vientos fuertes y climas áridos, que en el caso de climas húmedos y vientos suaves. Este incremento de K_c es debido a la influencia de la mayor rugosidad aerodinámica del cultivo de mayor altura, comparada con la del cultivo de referencia, a la transferencia de vapor de agua desde de la superficie.

Evaporación del suelo

Las diferencias en la evaporación del suelo y la transpiración del cultivo, que existen entre los cultivos de campo y el cultivo de referencia, están incorporados en el coeficiente del cultivo. El valor del coeficiente K_c para cultivos que cubren completamente el suelo refleja principalmente las diferencias en transpiración, debido a que la evaporación que ocurre en el suelo es relativamente pequeña. Después de un evento de lluvia o riego, el efecto de evaporación es predominante cuando el cultivo es pequeño y sombrea escasamente el suelo. En esas condiciones de poca cobertura, el coeficiente K_c está determinado principalmente por la frecuencia con la cual se humedece la superficie del suelo. Cuando el suelo se encuentra humedecido la mayoría del tiempo debido al riego o la lluvia, la evaporación en el suelo será significativa y el valor de K_c puede exceder a la unidad. Por otro lado si la superficie del suelo está seca, la evaporación será restringida, traduciéndose en un valor de K_c pequeño, pudiendo incluso alcanzar valores tan bajos como 0,1 (Figura 22).

FIGURA 22

El efecto de la evaporación sobre K_c . La línea horizontal representa K_c cuando la superficie del suelo es mantenida constantemente humedecida. La línea curvada corresponde a valores de K_c cuando la superficie del suelo se conserva seca pero el cultivo recibe la cantidad de agua suficiente para mantener su transpiración al máximo.

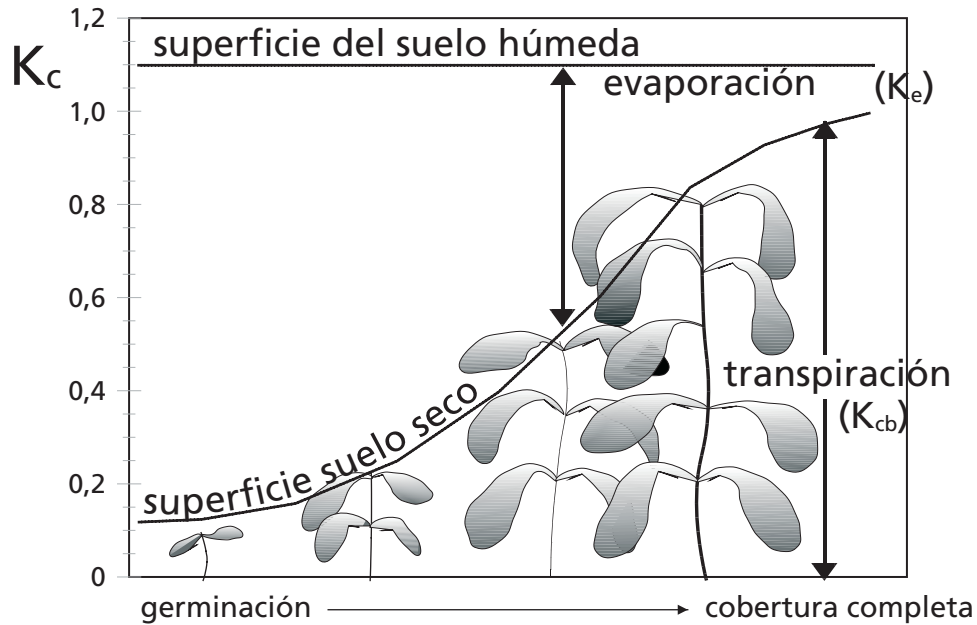
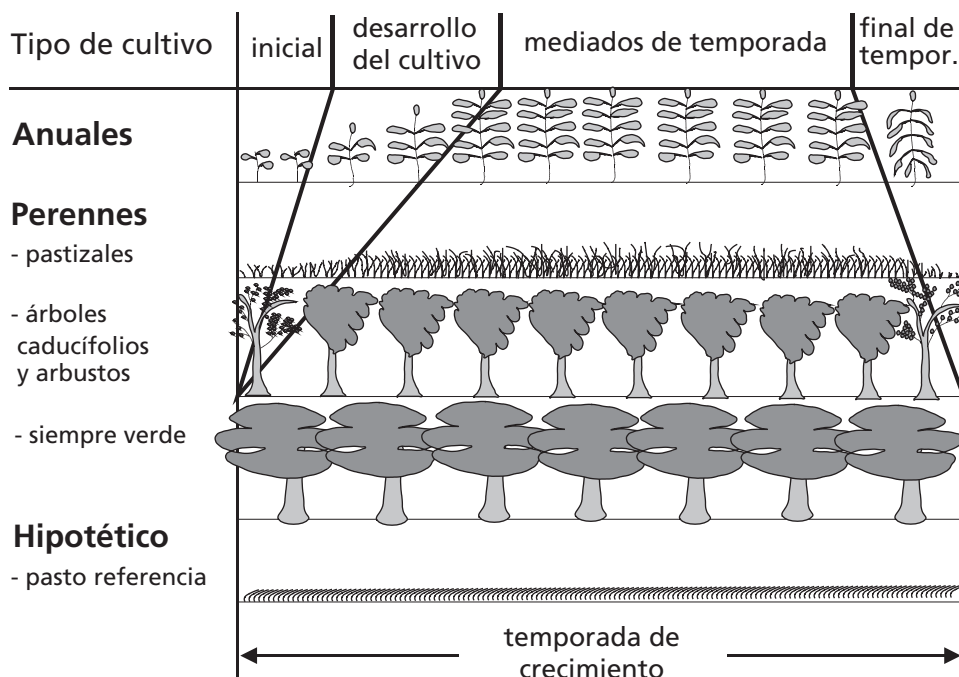


FIGURA 23

Etapas de desarrollo de diferentes cultivos



Las diferencias en la evaporación en el suelo entre el cultivo de campo y la superficie de referencia pueden ser estimadas con mayor precisión utilizando el coeficiente dual del cultivo.

Etapas del crecimiento del cultivo

A medida que el cultivo se desarrolla, tanto el área del suelo cubierta por la vegetación como la altura del cultivo y el área foliar variarán progresivamente. Debido a las diferencias en evapotranspiración que se presentan durante las distintas etapas de desarrollo del cultivo, el valor de K_c correspondiente a un cultivo determinado, también variará a lo largo del período de crecimiento del mismo. Este período de crecimiento puede ser dividido en cuatro etapas: inicial, de desarrollo del cultivo, de mediados de temporada y de final de temporada. En la Figura 23 se ilustra la secuencia general y la proporción de cada una de las etapas de crecimiento mencionadas, correspondiente a diferentes tipos de cultivos.

Etapas inicial

La etapa inicial esta comprendida entre la fecha de siembra y el momento que el cultivo alcanza aproximadamente el 10% de cobertura del suelo. La longitud de la etapa inicial depende en gran medida del tipo de cultivo, la variedad del mismo, la fecha de siembra y del clima. El final de la etapa inicial ocurre cuando la vegetación verde cubre aproximadamente un 10% de la superficie del suelo. Para cultivos permanentes, la fecha de siembra es reemplazada por el momento en que aparecen las primeras hojas.

Durante el período inicial el área foliar es pequeña y la evapotranspiración ocurre principalmente como evaporación en el suelo. Por lo tanto, el valor de K_c durante el período inicial ($K_{c\ ini}$) es alto cuando el suelo se encuentra húmedo debido al riego o lluvia, y es bajo cuando la superficie del suelo se encuentra seca. El tiempo que tardará el suelo en secarse dependerá del intervalo de tiempo entre eventos que humedezcan al suelo, del poder evaporante de la atmósfera (ET_o) y de la magnitud del evento de humedecimiento. En el Cuadro 9 se presentan valores generales de $K_{c\ ini}$, estimados en función a la frecuencia entre los eventos de humedecimiento. Los valores incluidos en el Cuadro 9 corresponden a una textura media del suelo. En el Capítulo 6 se presenta el procedimiento para estimar $K_{c\ ini}$.

Etapas de desarrollo del cultivo

La etapa de desarrollo del cultivo esta comprendida desde el momento en que la cobertura del suelo es de un 10% hasta el momento de alcanzar la cobertura efectiva completa. Para una gran variedad de cultivos, el estado de cobertura completa ocurre al inicio de la floración. Para cultivos en hileras, donde en las hileras se presenta

CUADRO 9

Valores aproximados de $K_{c\ ini}$ correspondientes a eventos moderados de humedecimiento (10-40 mm) y texturas medias del suelo.

Intervalo entre eventos de humedecimiento	Poder evaporante de la atmósfera (ET_o)			
	bajo 1 – 3 mm día ⁻¹	moderado 3 – 5 mm día ⁻¹	alto 5 – 7 mm día ⁻¹	muy alto > 7 mm día ⁻¹
- menor que semanal				
- semanal	1,2 - 0,8	1,1 - 0,6	1,0 - 0,4	0,9 - 0,3
- mayor que una vez por semana	0,8	0,6	0,4	0,3
	0,7 - 0,4	0,4 - 0,2*	0,3 - 0,2*	0,2* - 0,1*

Valores obtenidos a partir de las Figuras 29 y 30

(*) Nótese que el intervalo entre riegos podría ser demasiado largo para sostener una transpiración completa en algunos cultivos anuales jóvenes.

comúnmente el solape entre las hojas, tales como los frijoles, remolacha azucarera, papas y el maíz, la cobertura efectiva completa puede ser definida como el momento cuando algunas hojas de las plantas en hileras adyacentes comienzan a solaparse, lo que produce un sombreamiento casi completo del suelo, o cuando las plantas casi alcanzan su tamaño máximo, en el caso que no ocurra el solape entre las hojas. Para algunos cultivos, principalmente aquellos de más de 0,5 m. de altura, al inicio de la cobertura efectiva completa la fracción promedio de la superficie del suelo cubierta por la vegetación (f_c) es alrededor 0,7-0,8. Tanto la fracción de suelo expuesta al sol como la fracción sombreada de suelo no variarán significativamente cuando el cultivo tenga un crecimiento mas allá del correspondiente a una $f_c \approx 0,7$ a 0,8. Se sobreentiende que el cultivo o la planta puede continuar su crecimiento, tanto en altura como en área foliar, después de alcanzar el estado de cobertura efectiva completa. Debido a que es difícil determinar visualmente cuando algunos tipos de vegetación densa y diseminada alcanzan la cobertura completa, tal como en los casos de los cereales de invierno y primavera y algunos pastos, se utiliza la etapa de floración como un indicativo más simple para determinar la presencia de la cobertura completa en este tipo de cultivos.

Para pastos densos, la cobertura completa puede ocurrir cuando la altura del cultivo es de alrededor 0,10 a 0,15 m. Para áreas reducidas de pastos (pastizales secos), la altura del pasto puede llegar a 0,3-0,5 m antes de alcanzar la cobertura completa. En el caso de forrajes cultivados densamente, tal como la alfalfa y el clavel, la cobertura completa se alcanza alrededor de los 0,3-0,4 m de altura.

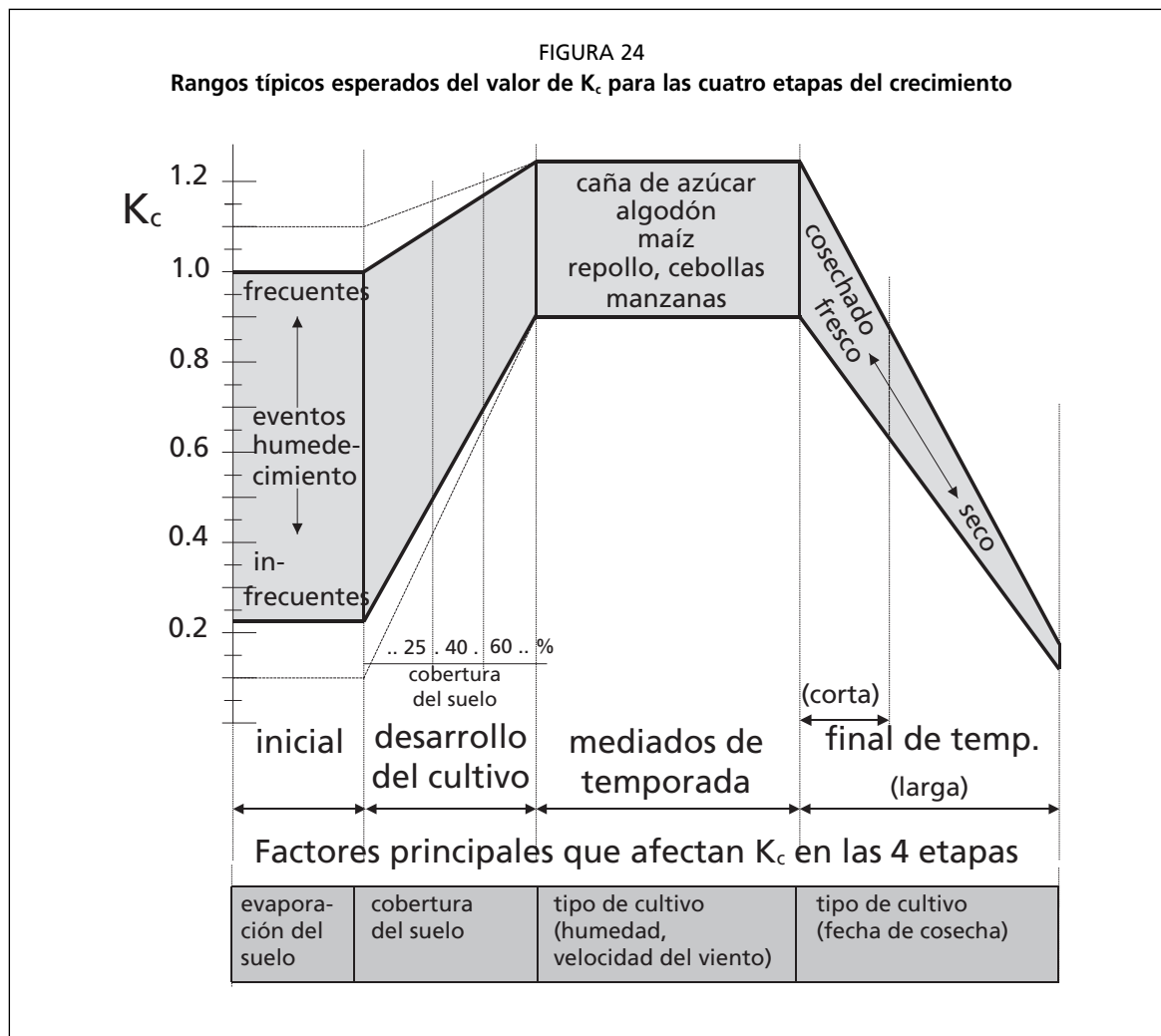
Otra manera de definir la ocurrencia de la cobertura completa es cuando el índice del área foliar (IAF) alcanza un valor de tres. Se define como IAF al promedio de la suma del área total de las hojas (un solo lado), por unidad de área de la superficie del suelo.

A medida que el cultivo se desarrolla y sombrea cada vez mas el suelo, la evaporación se verá cada vez más restringida y la transpiración gradualmente se convertirá en el proceso más importante. Durante la etapa de desarrollo del cultivo, el valor de K_c se corresponderá con la cantidad de la cobertura del suelo y el desarrollo de la planta. En general, si la superficie del suelo se encuentra seca, un valor de $K_c = 0,5$ se corresponderá con un valor de 25-40% de cobertura del suelo debido a los efectos del sombreado y debido al transporte en escala microscópica del calor sensible desde el suelo hacia la vegetación. Un valor de $K_c = 0,7$ generalmente se corresponderá con una cobertura del suelo de alrededor de 40-60%. Estos valores variarán dependiendo del cultivo, la frecuencia del humedecimiento y de si el cultivo utiliza mas agua que el cultivo de referencia del pasto, cuando se encuentra en condiciones de cobertura completa (ósea, dependiendo de la arquitectura de la vegetación y la altura del cultivo en relación con el pasto de referencia).

Etapa de mediados de temporada

La etapa de mediados de temporada comprende el período de tiempo entre la cobertura completa hasta el comienzo de la madurez. El comienzo de la madurez está indicado generalmente por el comienzo de la vejez, amarillamiento o senescencia de las hojas, caída de las hojas, o la aparición del color marrón en el fruto, hasta el grado de reducir la evapotranspiración del cultivo en relación con la ET_0 de referencia. La etapa de mediados de temporada representa la etapa mas larga para los cultivos permanentes y para una gran variedad de cultivos anuales, siendo relativamente corta para los cultivos hortícolas que son cosechados frescos para aprovechar su vegetación verde.

Durante la etapa de mediados de temporada, el coeficiente K_c alcanza su valor máximo. El valor de K_c en esta etapa ($K_{c,med}$) es relativamente constante para la mayoría de los cultivos y prácticas culturales. La diferencias entre el valor de K_c med con respecto al valor de referencia '1', son debidas principalmente a las diferencias en la altura del cultivo y la resistencia, entre la superficie del pasto de referencia y el cultivo agrícola, además de diferencias en las condiciones climáticas.



Etapa de finales de temporada

La etapa final o tardía de crecimiento comprende el período entre el comienzo de la madurez hasta el momento de la cosecha o la completa senescencia. Se asume que el cálculo de los valores de K_c y ET_c finaliza cuando el cultivo es cosechado, secado al natural, alcanza la completa senescencia o experimenta la caída de las hojas.

Para algunos tipos de vegetación perenne en climas libres de heladas, los cultivos pueden desarrollarse durante todo el año, por lo que podría tomarse la fecha de término de la etapa final como la misma fecha de ‘siembra’.

El valor de K_c al finalizar la etapa final ($K_{c\text{ fin}}$) refleja el efecto de las prácticas de cultivo y el manejo del agua. Si el cultivo es regado frecuentemente hasta el momento de su cosecha en fresco, el valor de $K_{c\text{ fin}}$ será alto. Si se permite la senescencia y secado del cultivo en el campo antes de la cosecha, el valor de $K_{c\text{ fin}}$ será bajo. El estado de senescencia es generalmente asociado a una conductancia menos eficiente de los estomas debido a los efectos del envejecimiento, lo que causa una reducción en el valor de K_c .

En la Figura 24 se ilustra la variación del valor de K_c para diferentes cultivos, bajo la influencia de factores meteorológicos y de desarrollo del cultivo.

EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO (ET_c)

La evapotranspiración del cultivo se calcula multiplicando ET_o por K_c el cual es un coeficiente que expresa la diferencia entre la evapotranspiración de la superficie cultivada y la superficie del pasto de referencia. Esta diferencia puede ser combinada dentro de un coeficiente único o integrado del cultivo, o puede ser separada en dos

CUADRO 10
Criterios generales de selección para los procedimientos del coeficiente único y dual del cultivo

	Coeficiente único del cultivo K_c	Coeficiente dual del cultivo $K_{cb} + K_e$
Propósito del cálculo	<ul style="list-style-type: none"> - diseño y planificación del riego - manejo del riego - calendarios básicos de riego - calendarios de riego en tiempo real para aplicaciones no frecuentes de agua (riego por superficie y aspersión) 	<ul style="list-style-type: none"> - investigación - calendarios de riego en tiempo real - calendarios de riego para aplicaciones de agua con alta frecuencia (micro-irrigación y riego por aspersión automatizado) - riego suplementario - estudios detallados de balance de agua en hidrología y suelos
Escala temporal	diaria, 10 días, mensual (cálculos y datos)	diaria (cálculos y datos)
Método de cálculo	gráfico calculadora de bolsillo computadora	computadora

factores que describen por separado las diferencias en evaporación y transpiración entre las dos superficies. La selección del procedimiento a seguir dependerá del propósito del cálculo, la precisión requerida, la disponibilidad de datos climáticos y la escala temporal bajo la cual se realizan los cálculos. En el Cuadro 10 se presentan los criterios generales de selección.

Enfoques de los coeficientes único y dual del cultivo

Coeficiente único del cultivo (K_c)

En el enfoque del coeficiente único del cultivo, los efectos de la transpiración del cultivo y la evaporación del suelo son combinados en un coeficiente K_c único. Este coeficiente integra las diferencias en la evaporación en el suelo y en la tasa de transpiración del cultivo, entre el cultivo y la superficie del pasto de referencia. Como la evaporación en el suelo puede fluctuar diariamente como resultado de la lluvia o el riego, el coeficiente único del cultivo es solamente una expresión de los efectos promedios en el tiempo (múltiples días), de la evapotranspiración del cultivo.

Debido a que el coeficiente único K_c representa un promedio de la evaporación en el suelo y la transpiración, este procedimiento se utiliza para estimar ET_c para períodos de tiempo semanales o mayores, a pesar de que los cálculos puedan realizarse a nivel diario. El coeficiente único K_c promediado en el tiempo se utiliza para estudios a nivel de planificación y para el diseño de sistemas de riego donde sea razonable y pertinente considerar los efectos promedios del humedecimiento del suelo. Este es el caso de los sistemas de riego por superficie y aspersión donde el intervalo entre riegos sucesivos es de varios días, generalmente de diez o más días. Por lo tanto, para un manejo típico del riego, es válido aplicar el procedimiento del coeficiente único, K_c , promediado temporalmente.

Coeficiente dual del cultivo ($K_{cb} + K_e$)

De acuerdo al enfoque del coeficiente dual del cultivo, se determinan por separado los efectos de la transpiración del cultivo y de la evaporación en el suelo. Se utilizan dos coeficientes: el coeficiente basal del cultivo (K_{cb}) para describir la transpiración de la planta, y el coeficiente de evaporación del agua del suelo (K_e) para describir la evaporación que ocurre en la superficie del suelo. El coeficiente único K_c es reemplazado por:

$$K_c = K_{cb} + K_e \quad (57)$$

donde

- K_{cb} coeficiente basal del cultivo,
- K_e coeficiente de la evaporación del agua del suelo.

El coeficiente basal del cultivo, K_{cb} , es definido como el cociente entre ET_c y ET_o cuando la superficie del suelo se encuentra seca, pero donde el contenido promedio de agua en la zona radicular del suelo es adecuado para mantener totalmente la transpiración de la planta. El K_{cb} representa la línea base potencial del valor de K_c en ausencia de los efectos adicionales introducidos por el humedecimiento del suelo a través del riego o la precipitación. El coeficiente de evaporación en el suelo, K_e , describe el componente de la evaporación que ocurre en la superficie del suelo. Si el suelo se encuentra húmedo después de una lluvia o riego, el valor de K_e puede ser grande. Sin embargo, en ningún caso, la suma de los coeficientes K_{cb} y K_e podrá exceder un valor máximo, $K_{c\ max}$, el cual es definido por la cantidad de energía disponible en la superficie del suelo para el proceso de evapotranspiración. El valor de K_e se reducirá a medida que se seca la superficie del suelo y será igual a cero cuando no exista agua para la evaporación. La estimación del valor de K_e requiere del cálculo del balance diario del agua en el suelo, para determinar el contenido de humedad remanente en la capa superior del suelo.

El procedimiento del coeficiente dual del cultivo requiere de una mayor cantidad de cálculos numéricos que el procedimiento del coeficiente único, promediado temporalmente, K_c . El procedimiento del coeficiente dual es preferible para los casos de los calendarios de riego en tiempo real, para los cálculos de balance del agua en el suelo, y para los estudios de investigación donde sean importantes tanto los efectos de las variaciones diarias del humedecimiento de la superficie del suelo y su impacto resultante en el valor diario de ET_c , como el patrón de humedecimiento del perfil del suelo y los flujos de percolación profunda. Este será el caso de los riegos de alta frecuencia a través de micro-irrigación o sistemas de movimiento lateral tales como los pivotes centrales o los sistemas de movimiento lineal.

Curva del Coeficiente del Cultivo

Después de la selección del procedimiento de cálculo, la determinación de las longitudes de las etapas de desarrollo y de los coeficientes de cultivos correspondientes, se puede proceder a la elaboración de la curva del coeficiente del cultivo. Esta curva representa los cambios del coeficiente del cultivo a lo largo de la temporada de crecimiento del cultivo. La forma de la curva representa los cambios en la vegetación y el grado de cobertura del suelo durante el desarrollo de la planta y la maduración, los cuales afectan el cociente entre ET_c y ET_o . A partir de esta curva se puede derivar el valor del coeficiente K_c , y en consecuencia el valor de ET_c , para cualquier período de la temporada de crecimiento.

Coeficiente único del cultivo

En la Figura 25 se presenta, en forma generalizada, la curva del coeficiente del cultivo. Poco después de la plantación de cultivos anuales o poco después de la aparición de las hojas nuevas en el caso de los cultivos perennes, el valor de K_c es pequeño, con frecuencia menor a 0,4. El valor de K_c comienza a aumentar, a partir de este valor inicial de K_c , al comenzar el desarrollo rápido de la planta y alcanza su valor máximo, $K_{c\ med}$, al momento del desarrollo máximo, o cercano al máximo, de la planta. Durante la etapa de final de temporada, a medida que las hojas comienzan a envejecer y se produce la senescencia debido a procesos naturales o las prácticas culturales, el valor de K_c comienza a disminuir hasta alcanzar un valor mínimo al final de la temporada de crecimiento igual a $K_{c\ fin}$.

FIGURA 25
 Curva generalizada del coeficiente del cultivo,
 correspondiente al procedimiento del coeficiente único del cultivo

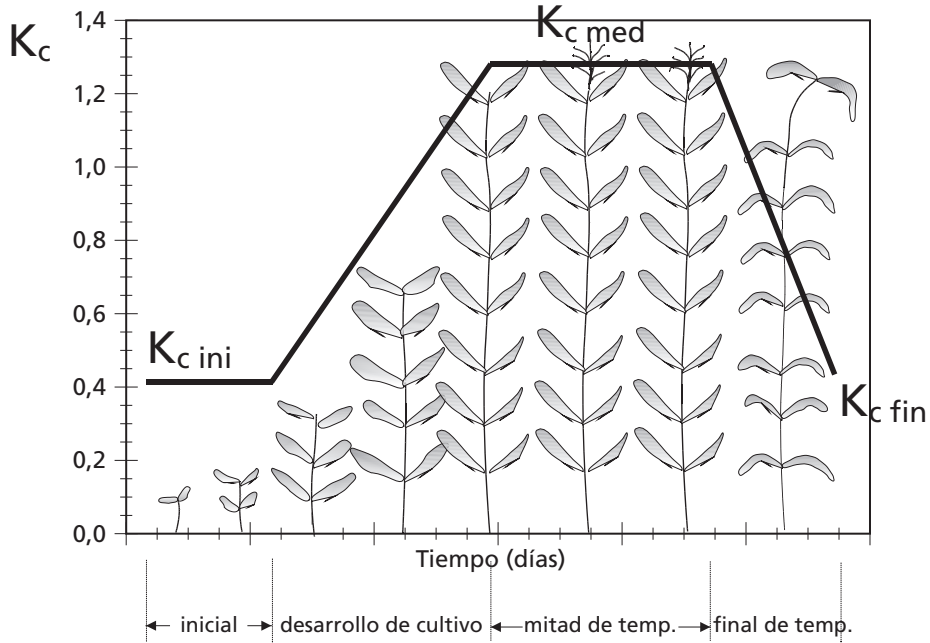
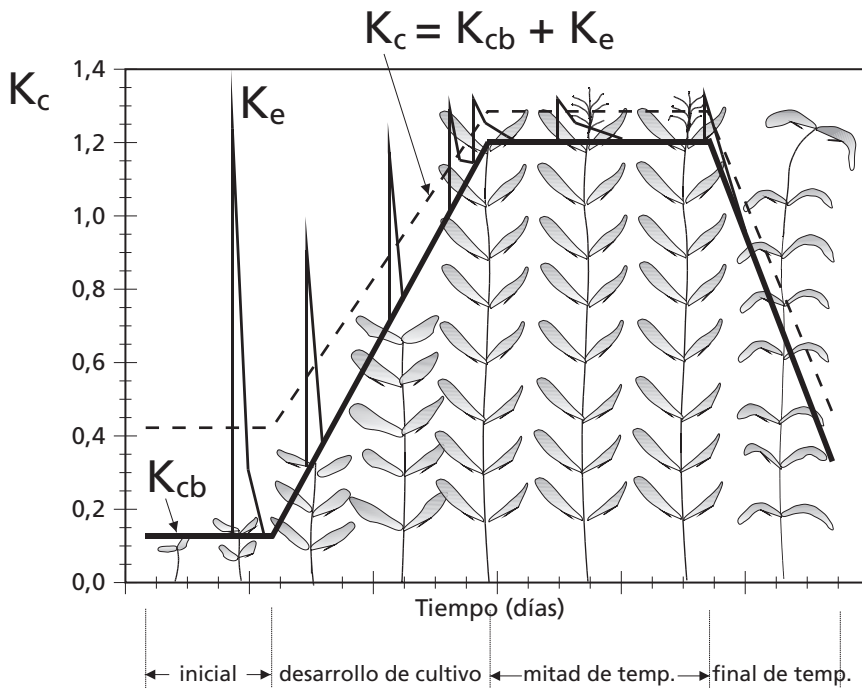


FIGURA 26
 Curvas del coeficiente del cultivo mostrando las curvas de K_{cb} (línea gruesa), de la evaporación en el suelo K_e (línea delgada) y la curva correspondiente de $K_c = K_{cb} + K_e$ (línea punteada)



Coefficiente dual del cultivo

La curva promediada en el tiempo del coeficiente único K_c , presentada en la Figura 25, incorpora los efectos promedios del humedecimiento del suelo en el valor de K_c . El valor de $K_{c\ med}$ es relativamente constante para la mayoría de condiciones de crecimiento y prácticas culturales. Sin embargo, los valores de $K_{c\ ini}$ y $K_{c\ fin}$ pueden variar considerablemente cuando se considera una escala de tiempo diaria, dependiendo de la frecuencia del humedecimiento a través del riego y la lluvia. El procedimiento del coeficiente dual permite calcular el incremento real del valor de K_c , que ocurre en cada día, en función del desarrollo de la planta y del humedecimiento de la superficie del suelo.

Debido a que el coeficiente único K_c considera los efectos promedios de la evaporación del suelo, la curva del coeficiente dual del cultivo, K_{cb} , la cual describe solamente la transpiración de la planta, se situará por debajo del valor de K_c (Figura 26). La mayor diferencia entre los valores de K_c y K_{cb} ocurre en la etapa inicial de crecimiento, donde la evapotranspiración está constituida principalmente por la evaporación del suelo y donde la transpiración del cultivo es relativamente pequeña. Debido a que la cubierta vegetativa será completa o cercana a completa durante la etapa de mediados de temporada del cultivo, la evaporación que ocurre por debajo de la vegetación tendrá un efecto menor en la evapotranspiración del cultivo, por lo que el valor de K_{cb} para la etapa de mediados de temporada será similar al valor de K_c . Dependiendo del grado de cobertura del suelo, el coeficiente basal del cultivo durante la etapa de mediados de temporada podría ser solamente 0,05-0,10 menor al valor de K_c . Asimismo, dependiendo de la frecuencia con la cual se riega el cultivo durante la etapa final de crecimiento, el valor de K_{cb} será similar a (si es regado infrecuentemente) o menor que el valor de K_c .

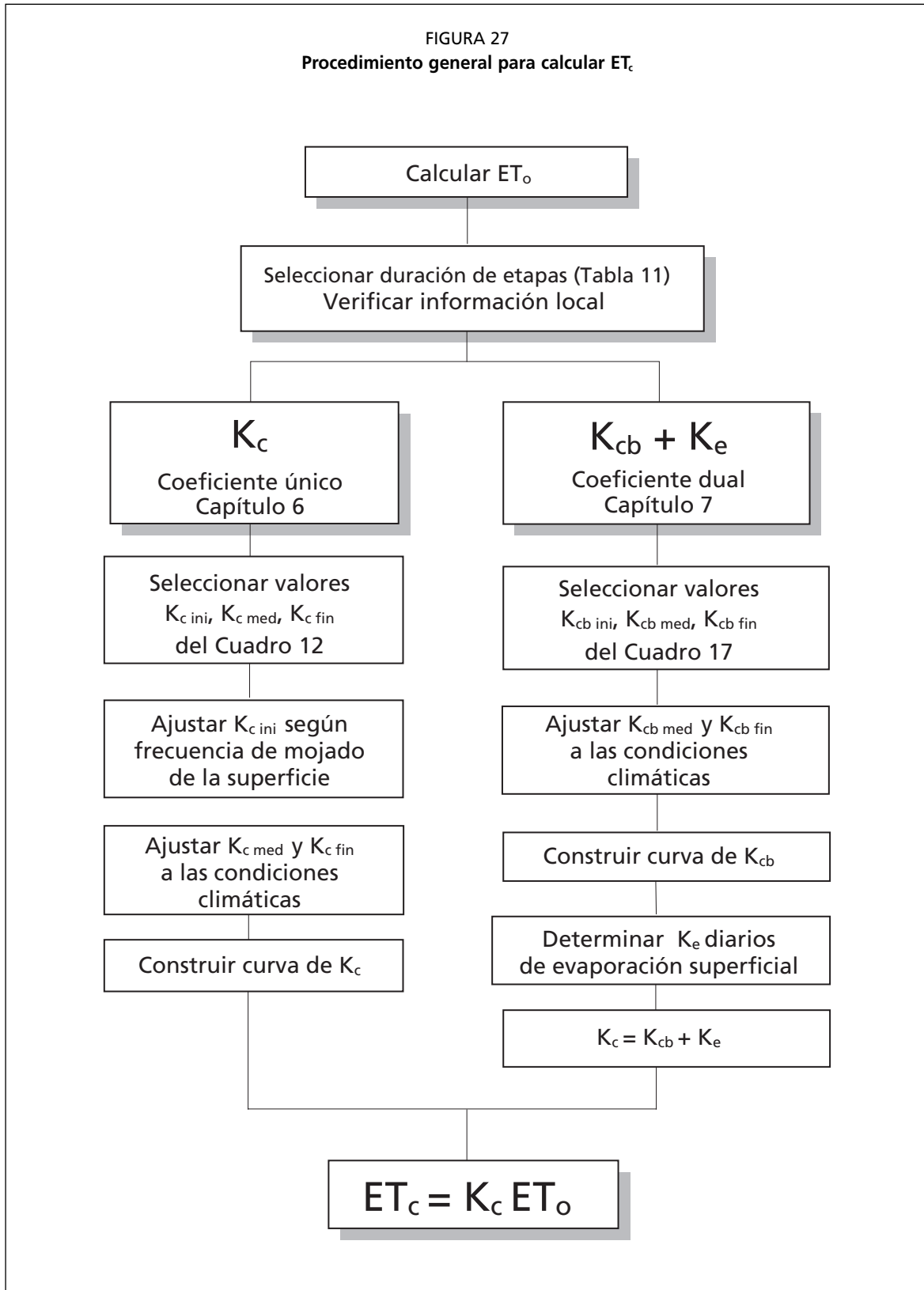
En la Figura 26 se presentan formas típicas de las curvas de K_{cb} , K_c , así como la curva del coeficiente único K_c . La curva de K_{cb} mostrada en la figura representa el valor mínimo de K_c que ocurre cuando existe una adecuada cantidad de agua en el perfil del suelo, pero con una superficie seca del suelo. Los «picos» del valor de K_c que se observan en la figura representan el incremento de la evaporación que ocurre cuando la precipitación o el riego han humedecido la superficie del suelo, lo que produce un aumento temporal del valor de ET_c . Estos valores máximos de evaporación en el suelo humedecido disminuyen a medida que se seca la superficie del suelo. Los valores picos alcanzan generalmente un máximo de 1,0 a 1,2 dependiendo del clima, la magnitud del evento de humedecimiento y la porción humedecida del suelo.

La suma de los valores de K_{cb} y K_c vienen a representar un coeficiente integrado del cultivo, K_c . La curva total de K_c , representada como una línea punteada en la Figura 26, ilustra el efecto de promediar $K_{cb} + K_c$ a través del tiempo, siendo presentada como una curva «suavizada». Es esta curva suavizada la que es elaborada al considerarse el procedimiento de cálculo del coeficiente único del cultivo K_c . La curva de K_c se sitúa por encima de la curva de K_{cb} , encontrándose potencialmente las mayores diferencias durante las etapas inicial y de desarrollo, dependiendo de la frecuencia del humedecimiento del suelo.

DIAGRAMA DE FLUJO DE LOS CÁLCULOS

Los procedimientos de cálculo requeridos para cada uno de los enfoques del coeficiente del cultivo se presentan en los próximos capítulos. En el Capítulo 6 se utiliza un coeficiente único del cultivo, promediado en el tiempo, para calcular ET_c . Por otra parte, en el Capítulo 7 se describe la metodología que considera dos coeficientes para describir por separado las contribuciones del suelo y del cultivo. En la Figura 27 se presenta en forma general los procedimientos de cálculo respectivos.

FIGURA 27
Procedimiento general para calcular ET_c



Capítulo 6

ET_c – coeficiente único del cultivo (K_c)

Este capítulo trata sobre el cálculo de la evapotranspiración del cultivo (ET_c) bajo condiciones estándar. Se considera que no existen limitaciones en el desarrollo del cultivo debido a estrés hídrico o salino, densidad del cultivo, plagas y enfermedades, presencia de malezas o baja fertilidad. El valor de ET_c es calculado a través del enfoque del coeficiente del cultivo, donde los efectos de las condiciones del tiempo atmosférico son incorporados en ET_o y las características del cultivo son incorporadas en el coeficiente K_c :

$$ET_c = K_c ET_o \quad (58)$$

Los efectos combinados de la transpiración del cultivo y la evaporación del suelo se integran en un coeficiente único del cultivo. El coeficiente único K_c incorpora las características del cultivo y los efectos promedios de la evaporación en el suelo. Para la planificación normal del riego y propósitos de manejo, para la definición de calendarios básicos de riego y para la mayoría de los estudios de balance hídrico, los coeficientes promedios del cultivo son apropiados y más convenientes que los valores de K_c calculados con base diaria usando coeficientes separados de cultivo y suelo (Capítulo 7). Solamente en los casos en que el coeficiente de cultivo sea necesario para períodos diarios, para cultivos específicos y para años específicos, se requerirá de coeficientes separados de transpiración y evaporación ($K_{cb} + K_c$).

El procedimiento de cálculo de la evapotranspiración del cultivo es el siguiente:

1. identificar las etapas de desarrollo del cultivo, determinando la duración de cada etapa y seleccionando los valores correspondientes de K_c ;
2. ajustar los valores de K_c seleccionados según la frecuencia de humedecimiento o las condiciones climáticas durante cada etapa;
3. construir la curva del coeficiente del cultivo (la cual permite la determinación de K_c para cualquier etapa durante el período de desarrollo);
4. calcular ET_c como el producto de ET_o y K_c .

DURACIÓN DE LAS ETAPAS DE CRECIMIENTO

La publicación de la serie de Riego y Drenaje de la FAO No. 24 incluye duraciones generales para las cuatro etapas de crecimiento de distintos cultivos, así como la duración total de la temporada de crecimiento de cada cultivo, para distintos tipos de clima y diferentes localidades. Esta información ha sido ampliada con otras fuentes y se sintetiza en el Cuadro 11.

En algunos casos, el momento de aparición de la vegetación así como el momento de la cobertura completa pueden ser estimados usando regresiones basadas en la acumulación de grados de temperatura o a través de modelos más sofisticados de crecimiento vegetal. Estos modelos deberán ser verificados y validados para cada área o para la variedad específica del cultivo, usando observaciones locales.

CUADRO 11
Duración de las etapas de crecimiento* del cultivo
para distintos períodos de siembra y regiones climáticas (días)

Cultivo	Inic. (L _{ini})	Des. (L _{des})	Med (L _{med})	Final (L _{fin})	Total	Fecha de Siembra	Región
a. Hortalizas Pequeñas							
Brécol (Brócoli)	35	45	40	15	135	Sept.	Calif. Desierto, EU
Repollo	40	60	50	15	165	Sept.	Calif. Desierto, EU
Zanahoria	20 30 30	30 40 50	50/30 60 90	20 20 30	100 150 200	Oct/Ene. Feb/Mar. Oct.	Clima Árido Mediterráneo Calif. Desierto, EU
Coliflor	35	50	40	15	140	Sept	Calif. Desierto, EU
Apio (Céleri)	25 25 30	40 40 55	95 45 105	20 15 20	180 125 210	Oct. Abril Ene.	(Semi)Árido Mediterráneo (Semi)Árido
Crucíferas ¹	20 25 30	30 35 35	20 25 90	10 10 40	80 95 195	Abril Febrero Oct/Nov.	Mediterráneo Mediterráneo Mediterráneo
Lechuga	20 30 25 35	30 40 35 50	15 25 30 45	10 10 10 10	75 105 100 140	Abril. Nov/Ene. Oct/Nov. Feb.	Mediterráneo Mediterráneo Región Árida Mediterráneo
Cebolla (seca)	15 20	25 35	70 110	40 45	150 210	Abril Oct; Ene.	Mediterráneo Región Árida; Calif.
Cebolla (verde)	25 20 30	30 45 55	10 20 55	5 10 40	70 95 180	Abril/Mayo Octubre Marzo	Mediterráneo Región Árida Calif., EU
Cebolla (semilla)	20	45	165	45	275	Sept.	Calif. Desierto, EU
Espinaca	20 20	20 30	15/25 40	5 10	60/70 100	Abr; Sep/Oct Noviembre	Mediterráneo Región Árida
Rábano	5 10	10 10	15 15	5 5	35 40	Mar/Abr. Invierno	Medit.; Europa Región Árida
b. Hortalizas – Familia de las Solanáceas							
Berenjena	30 30	40 45	40 40	20 25	130\140	Octubre May/Junio	Región Árida Mediterráneo
Pimiento Dulce (campana)	25/30 30	35 40	40 110	20 30	125 210	Abril/Junio Octubre	Europa y Medit. Región Árida
Tomate	30 35 25 35 30	40 40 40 45 40	40 50 60 70 45	25 30 30 30 30	135 155 155 180 145	Enero Abr/Mayo Enero Oct/Nov. Abril/Mayo	Región Árida Calif., EU Calif. Desierto, EU Región Árida Mediterráneo
c. Hortalizas - Familia de las Cucurbitáceas							
Melón	30 10	45 60	35 25	10 25	120 120	Enero Ago.	Calif., EU Calif., EU
Pepino	20 25	30 35	40 50	15 20	105 130	Junio/Ago. Nov; Feb.	Región Árida Región Árida
Calabaza de Invierno	20 25	30 35	30 35	20 25	100 120	Mar, Ago. Junio	Mediterráneo Europa
Calabacín (zucchini)	25 20	35 30	25 25	15 15	100 90	Abr; Dic. May/Junio	Medit.; Reg. Árida Medit.; Europa

* Las duraciones de las etapas de crecimiento presentadas en este Cuadro son indicativas de condiciones generales, pudiendo variar significativamente de región a región, con las condiciones climáticas y de cultivo, y con la variedad del cultivo. Se recomienda al usuario obtener información local apropiada.

¹ Las crucíferas incluyen repollo, coliflor, brócoli y col de Bruselas. El amplio rango de duraciones de la temporada productiva es debido a diferencias en variedades y especies.

CUADRO 11 (continuación)

Cultivo	Inic. (L_{ini})	Des. (L_{des})	Med, (L_{med})	Final (L_{fin})	Total	Fecha de Siembra	Región
Melón Dulce	25	35	40	20	120	Mayo	Mediterráneo
	30	30	50	30	140	Marzo	Calif., EU
	15	40	65	15	135	Ago	Calif. Desierto, EU
	30	45	65	20	160	Dic/Ene.	Región Árida
Sandía	20	30	30	30	110	Abril	Italia
	10	20	20	30	80	May/Ago.	Cercano Este (desierto)
d. Raíces y Tubérculos							
Remolacha, mesa	15	25	20	10	70	Abr/Mayo	Mediterráneo
	25	30	25	10	90	Feb/Mar.	Mediterráneo & Árido
Mandioca o Yuca:							
año 1	20	40	90	60	210	Período	Regiones Tropicales
año 2	150	40	110	60	360	Lluvioso	
Patata o Papa	25	30	30/45	30	115/130	Ene/Nov.	Clima (Semi)Árido
	25	30	45	30	130	Mayo	Clima continental
	30	35	50	30	145	Abril	Europa
	45	30	70	20	165	Abr/Mayo	Idaho, EU
	30	35	50	25	140	Dic.	Calif. Desierto, EU
Camote o Batata	20	30	60	40	150	Abril	Mediterráneo
	15	30	50	30	125	Período Lluvioso	Regiones Tropicales
Remolacha azucarera	30	45	90	15	180	Marzo	Calif., EU
	25	30	90	10	155	Junio	Calif., EU
	25	65	100	65	255	Sept.	Calif. Desierto, EU
	50	40	50	40	180	Abril	Idaho, EU
	25	35	50	50	160	Mayo	Mediterráneo
	45	75	80	30	230	Noviembre	Mediterráneo
	35	60	70	40	205	Noviembre	Regiones Áridas
e. Leguminosas (Leguminosae)							
Judías, o Frijoles (verdes)	20	30	30	10	90	Feb/Mar.	Calif., Mediterráneo
	15	25	25	10	75	Ago/Sep.	Calif., Egipto, Libano
Judías o Frijoles (secos)	20	30	40	20	110	May/Junio	Climas Continentales
	15	25	35	20	95	Junio	Pakistán, Calif.
	25	25	30	20	100	Junio	Idaho, EU
Habas - secas - verdes	15	25	35	15	90	Mayo	Europa
	20	30	35	15	100	Mar/Abr	Mediterráneo
	90	45	40	60	235	Nov.	Europa
	90	45	40	0	175	Nov.	Europa
Caupís (cowpeas)	20	30	30	20	110	Marzo	Mediterráneo
Cacahuete o Maní	25	35	45	25	130	Período seco	Oeste de África
	35	35	35	35	140	Mayo	Latitudes Altas
	35	45	35	25	140	May/Junio	Mediterráneo
Lentejas	20	30	60	40	150	Abril	Europa
	25	35	70	40	170	Oct/Nov.	Región Árida
Guisantes o arveja	15	25	35	15	90	Mayo	Europa
	20	30	35	15	100	Mar/Abr.	Mediterráneo
	35	25	30	20	110	Abril	Idaho, EU
Soya o soja	15	15	40	15	85	Dic.	Trópicos
	20	30/35	60	25	140	Mayo	Centro de EU
	20	25	75	30	150	Junio	Japón

CUADRO 11 (continuación)

Cultivo	Inic. (L _{ini})	Des. (L _{des})	Med (L _{med})	Final (L _{fin})	Total	Fecha de Siembra	Región
f. Hortalizas perennes (con letargo invernal y suelo inicialmente desnudo o con mantillo)							
Alcachofa	40 20	40 25	250 250	30 30	360 325	Abr. (1 ^{er} año) May. (2 ^{do} año)	California (cortada en Mayo)
Espárragos	50 90	30 30	100 200	50 45	230 365	Feb. Feb.	Invierno cálido Mediterráneo
g. Cultivos textiles							
Algodón	30 45 30 30	50 90 50 50	60 45 60 55	55 45 55 45	195 225 195 180	Mar.–Mayo Marzo Sept. Abril	Egipto; Pakistán; Cal. Calif. Desierto, EU Yemen Texas
Lino	25 30	35 40	50 100	40 50	150 220	Abril Octubre	Europa Arizona
h. Cultivos oleaginosos							
Ricino	25 20	40 40	65 50	50 25	180 135	Marzo Nov.	Climas (semi) Áridos Indonesia
Cártamo	20 25 35	35 35 55	45 55 60	25 30 40	125 145 190	Abril Marzo Oct/Nov.	California, EU Latitudes Altas Región Árida
Sésamo	20	30	40	20	110	Junio	China
Girasol	25	35	45	25	130	Abril/Mayo	Medit.; California
i. Cereales							
Cebada/Avena/Trigo	15 20 15 40 40 20	25 25 30 30 60 50	50 60 65 40 60 60	30 30 40 20 40 30	120 135 150 130 200 160	Noviembre Marzo/Abril Julio Abril Noviembre Diciembre	India Central 35–45 °L Este de África
Trigo de invierno	20 ² 30 160	60 ² 140 75	70 40 75	30 30 25	180 240 335	Diciembre Noviembre Octubre	Calif.; EU Mediterráneo Idaho, EU
Granos (pequeños)	20 25	30 35	60 65	40 40	150 165	Abril Oct./Nov.	Mediterráneo Pakistán; Reg. Árida
Maíz (grano)	30 25 20 20 30 30	50 40 35 35 40 40	60 45 40 40 50 50	40 30 30 30 30 50	180 140 125 125 150 170	Abril Dic./Ene. Junio Octubre Abril Abril	Este de África (alt.) Clima Árido Nigeria (húmedo) India (seco, frío) España (prim.ver); Calif. EU Idaho, EU
Maíz (dulce)	20 20 20 30 20	20 25 30 30 40	30 25 50/30 30 70	10 10 10 10 ³ 10	80 80 90 110 140	Marzo May./Junio Oct./Dic. Abril Ene.	Filipinas Mediterráneo Clima Árido Idaho, EU Calif. Desierto, EU
Mijo	15 20	25 30	40 55	25 35	105 140	Junio Abril	Pakistán Centro de EU

² Estos períodos para el trigo de invierno se incrementarán en climas de nieve y heladas de acuerdo a los días de crecimiento potencial nulo y letargo del trigo. Bajo condiciones generales y cuando no se disponga de información local, la siembra del trigo de invierno en otoño puede suponerse que ocurre, en climas templados del norte, cuando el promedio de la temperatura media diaria del aire durante un período de 10 días consecutivos sea igual o inferior a los 17 °C, o en Diciembre 1, cualquiera que se produzca primero. Se puede suponer que la siembra del trigo de primavera ocurre cuando el promedio de la temperatura media diaria del aire durante un período de 10 días consecutivos sea igual o superior a los 5 °C. Se puede asumir que la siembra del maíz-grano en primavera ocurre cuando el promedio de la temperatura media diaria del aire durante un período de 10 días consecutivos sea igual o superior a 13 °C.

³ La etapa final del maíz dulce será alrededor de 35 días si el maíz se deja madurar y secar.

CUADRO 11 (continuación)

Cultivo	Inic. (L_{-ini})	Des. (L_{-des})	Med, (L_{-med})	Final (L_{-fin})	Total	Fecha de Siembra	Región
Sorgo	20 20	35 35	40 45	30 30	125 130	Mayo/Jun. Mar/Abril	EU, Pakistán., Med. Región Árida
Arroz	30 30	30 30	60 80	30 40	150 180	Dic; Mayo Mayo	Trópicos; Mediterráneo Trópicos
j. Forrajes							
Alfalfa, temporada completa ⁴	10	30	varía	varía	varía		último -4°C (primavera) hasta primer -4°C (otoño)
Alfalfa ⁴ 1er ciclo de corte	10 10	20 30	20 25	10 10	60 75	Enero Abril (último -4°C)	Calif., EU. Idaho, EU.
Alfalfa ⁴ , otros ciclos de corte	5 5	10 20	10 10	5 10	30 45	Marzo Junio	Calif., EU. Idaho, EU.
Bermuda para Semilla	10	25	35	35	105	Marzo	Calif. Desierto, EU
Bermuda, heno (distintos cortes)	10	15	75	35	135	---	Calif. Desierto, EU
Pastos, Gramas ⁴	10	20	--	--	--		7 días antes del último - 4°C (primavera) hasta 7 días después del primer -4°C (otoño)
Pasto del Sudán, 1er corte	25	25	15	10	75	Abril	Calif. Desierto, EU
Sudán, otros ciclos de corte	3	15	12	7	37	Junio	Calif. Desierto, EU
k. Caña de Azúcar							
Caña de Azúcar, virgen	35 50 75	60 70 105	190 220 330	120 140 210	405 480 720		Latitudes Bajas Trópicos Hawai, EU
Caña de Azúcar, soca	25 30 35	70 50 105	135 180 210	50 60 70	280 320 420		Latitudes Bajas Trópicos Hawai, EU
l. Frutas Tropicales y Árboles							
Banana, 1 ^{er} año	120	90	120	60	390	Marzo	Mediterráneo
Banana, 2 ^{do} año	120	60	180	5	365	Feb.	Mediterráneo
Piña	60	120	600	10	790		Hawai, EU
m. Uvas y Moras							
Uvas	20 20 20 30	40 50 50 60	120 75 90 40	60 60 20 80	240 205 180 210	Abril Marzo Mayo Abril	Latitudes Bajas Calif., EU Latitudes Altas Latitudes Medias (vino)
Lúpulo	25	40	80	10	155	Abril	Idaho, EU
n. Árboles Frutales							
Cítricos	60	90	120	95	365	Ene.	Mediterráneo
Huerto de árboles caducifolios	20 20 30	70 70 50	90 120 130	30 60 30	210 270 240	Marzo Marzo Marzo	Latitudes Altas Latitudes Bajas Calif., EU

⁴ En climas donde ocurre la muerte del cultivo por heladas, las temporadas productivas de la alfalfa y el pasto pueden ser estimadas como:
alfalfa: último día con -4°C en primavera hasta primer día con -4°C en otoño (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.)

pasto: 7 días antes del último día con -4°C en primavera y 7 días después del último día con -4°C en otoño (Kruse E.G. y Haise, H.R. 1974.

«Water use by native grasses in high altitude Colorado meadows.» USDA Agric. Res. Service, Western Region report ARS-W-6-1974. 60 páginas)

CUADRO 11 (continuación)

Cultivo	Inic. (L _{ini})	Des. (L _{des})	Med, (L _{med})	Final (L _{fin})	Total	Fecha de Siembra	Región
Olivos	20	90	60	90	270 ⁵	Marzo	Mediterráneo
Pistachos	20	60	30	40	150	Feb.	Mediterráneo
Nogal (nueces)	20	10	130	30	190	Abril	Utah, EU
o. Humedales – Climas Templados							
Humedales (Anea, Junco)	10 180	30 60	80 90	20 35	140 365	Mayo Noviembre	Utah, EU; heladas Florida, EU
Humedales (veg. baja)	180	60	90	35	365	Noviembre	Clima sin heladas

⁵ Los árboles de olivo obtienen hojas nuevas en Marzo. Vea nota de pie de página 24 del Cuadro 12 para información adicional, donde el Kc continua fuera del «período de crecimiento».

Fuente principal: Publicación de Riego y Drenaje FAO 24 (Doorenbos y Pruitt, 1977), Cuadro 22.

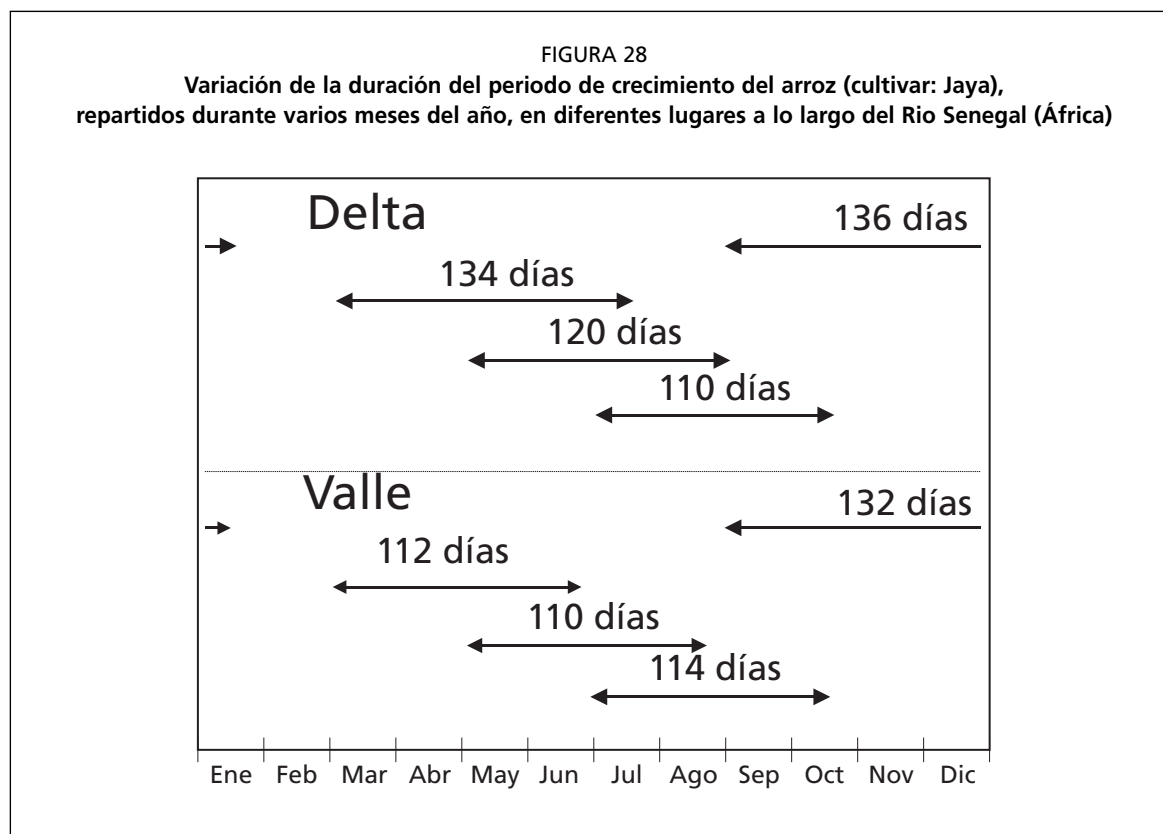
Las duraciones de las etapas inicial y de desarrollo pueden ser relativamente cortas para los árboles de hoja caduca y arbustos, los cuales pueden desarrollar hojas nuevas en la primavera con una gran rapidez (Figura 23).

En general, tanto la tasa de crecimiento a la cual se desarrolla la cobertura vegetal como el tiempo para alcanzar la cobertura completa están afectados por las condiciones climáticas y particularmente por la temperatura diaria del aire. Por lo tanto, el período de tiempo entre la siembra y la cobertura completa variará con el clima, latitud, altitud y fecha de siembra. Este período también cambiará con la variedad del cultivo. Generalmente, una vez alcanzada la completa cobertura vegetal, la tasa adicional de desarrollo fenológico (floración, desarrollo de la semilla, madurez y senescencia) es más dependiente del genotipo de la planta que de las condiciones climáticas. Por ejemplo en la Figura 28 se presenta la variación de la duración del período de crecimiento para una variedad de arroz en una región particular y para diferentes fechas de siembra.

El final de la etapa de mediados de temporada y el inicio de la etapa final es caracterizado por la senescencia de las hojas, la cual comienza con las hojas más bajas de las plantas. La duración de la etapa final puede ser relativamente corta (menor de diez días) para vegetación que muere por heladas (por ej. maíz de altura y en latitudes > 40°N) o para cultivos agrícolas que son cosechados frescos (por ejemplo, remolacha de mesa y hortalizas pequeñas).

Las temperaturas altas pueden acelerar la madurez y la senescencia de los cultivos. Asimismo, el mantenimiento de temperaturas altas (> 35°C) por períodos largos de tiempo pueden causar letargo en cultivos tales como la grama. Si se combinan temperaturas del aire extremadamente altas con situaciones de estrés hídrico, la condición de letargo en la grama puede ser permanente para el resto de la etapa de crecimiento. En general el estrés hídrico, así como otros tipos de estrés originados por las condiciones ambientales, aceleran la tasa de maduración del cultivo así como pueden acortar las etapas de mediados del período y final de estación.

Los valores presentados en el Cuadro 11 son útiles solamente como una guía general y para propósitos comparativos. Las duraciones de las etapas de desarrollo presentadas en el cuadro mencionado representan duraciones promedio para regiones y períodos específicos y su intención es de servir de ejemplo. Cuando sea posible se deberá utilizar información local acerca de las duraciones de cada etapa de crecimiento, con el objeto de incorporar los efectos de la variedad del cultivo, el clima y las prácticas agrícolas. La información local puede ser obtenida a través de entrevistas a los productores del campo, extensionistas agrícolas e investigadores de la localidad, así como la recopilación de información o usando información generada a través de la teledetección. En la determinación de las fechas de cada etapa, pueden ser de utilidad las guías y descripciones visuales obtenidas en la localidad.



COEFICIENTES DEL CULTIVO

Durante el período de crecimiento del cultivo, la variación del coeficiente del cultivo K_c expresa los cambios en la vegetación y en el grado de cobertura del suelo. Esta variación del coeficiente K_c a lo largo del crecimiento del cultivo está representada por la curva del coeficiente del cultivo. Para describir y construir la curva del coeficiente del cultivo se necesitan solamente tres valores de K_c : los correspondientes a la etapa inicial ($K_{c\ ini}$), la etapa de mediados de temporada ($K_{c\ med}$) y la etapa final ($K_{c\ fin}$).

Valores tabulados de K_c

En el Cuadro 12 se incluyen valores típicos de $K_{c\ ini}$, $K_{c\ med}$ y $K_{c\ fin}$ correspondientes a distintos cultivos. Los coeficientes presentados son organizados en grupos (ej. hortalizas pequeñas, leguminosas, cereales, etc.) con la finalidad de facilitar la localización del cultivo en el cuadro y para ayudar a comparar cultivos pertenecientes a un mismo grupo. Generalmente, los coeficientes para los miembros de un mismo grupo son parecidos, debido a la similitud de la altura de los cultivos, área foliar, grado de cobertura del suelo y manejo del agua.

Los coeficientes presentados en el Cuadro 12 integran los efectos de la transpiración y la evaporación en el tiempo. El efecto de esta integración en el tiempo representa una frecuencia de humedecimiento promedio para un cultivo «estándar» bajo condiciones típicas de desarrollo bajo riego. Los valores de K_c durante la etapa inicial y de desarrollo del cultivo dependerán de la gran diversidad de frecuencias de humedecimiento del suelo, por lo que se requerirá de ajustes al valor de $K_{c\ ini}$ considerado. Para condiciones de humedecimiento frecuente tal como en los casos de riego por aspersión de alta frecuencia o lluvias, los valores de $K_{c\ ini}$ pudieran ser incrementados sustancialmente.

CUADRO 12

Valores del coeficiente único (promedio temporal) del cultivo, K_c y alturas medias máximas de las plantas para cultivos no estresados y bien manejados en climas sub-húmedos ($HR_{\min} \approx 45\%$, $u_2 \approx 2 \text{ m s}^{-1}$) para usar en la fórmula de la FAO Penman-Monteith ET_o .

Cultivo	$K_{c\text{ ini}}^1$	$K_{c\text{ med}}$	$K_{c\text{ fin}}$	Altura Máx. Cultivo (h) (m)
a. Hortalizas Pequeñas	0,7	1,05	0,95	
Brécol (Brócoli)		1,05	0,95	0,3
Col de Bruselas		1,05	0,95	0,4
Repollo		1,05	0,95	0,4
Zanahoria		1,05	0,95	0,3
Coliflor		1,05	0,95	0,4
Apio (Céleri)		1,05	1,00	0,6
Ajo		1,00	0,70	0,3
Lechuga		1,00	0,95	0,3
Cebolla – seca		1,05	0,75	0,4
– verde		1,00	1,00	0,3
– semilla		1,05	0,80	0,5
Espinaca		1,00	0,95	0,3
Rábano		0,90	0,85	0,3
b. Hortalizas– Familia de la Solanáceas	0,6	1,15	0,80	
Berenjena		1,05	0,90	0,8
Pimiento Dulce (campana)		1,05 ²	0,90	0,7
Tomate		1,15 ²	0,70–0,90	0,6
c. Hortalizas– Familia de las Cucurbitáceas	0,5	1,00	0,80	
Melón	0,5	0,85	0,60	0,3
Pepino – Cosechado Fresco	0,6	1,00 ²	0,75	0,3
– Cosechado a Máquina	0,5	1,00	0,90	0,3
Calabaza de Invierno		1,00	0,80	0,4
Calabacín (zucchini)		0,95	0,75	0,3
Melón dulce		1,05	0,75	0,4
Sandía	0,4	1,00	0,75	0,4
d. Raíces y Tubérculos	0,5	1,10	0,95	
Remolacha, mesa		1,05	0,95	0,4
Yuca o Mandioca – año 1	0,3	0,80 ³	0,30	1,0
– año 2	0,3	1,10	0,50	1,5
Chirivía	0,5	1,05	0,95	0,4
Patata o Papa		1,15	0,75 ⁴	0,6
Camote o Batata		1,15	0,65	0,4
Nabos (Rutabaga)		1,10	0,95	0,6
Remolacha Azucarera	0,35	1,20	0,70 ⁵	0,5

¹ Estos son valores generales de $K_{c\text{ ini}}$ considerando un manejo típico del riego y humedecimiento del suelo. Para humedecimientos frecuentes, tal como en el caso de riego por aspersión de alta frecuencia o lluvia diaria, estos valores pueden aumentar sustancialmente pudiendo acercarse a 1,0 a 1,2. El valor de $K_{c\text{ ini}}$ es una función del intervalo de humedecimiento y la tasa potencial de evaporación durante las etapas inicial y de desarrollo del cultivo, siendo estimado con mayor exactitud a través de las Figuras 29 y 30, o la Ecuación 7-3 del Anexo 7, o usando el coeficiente dual $K_{c\text{ db ini}} + K_e$. Utilice el valor de $K_{c\text{ ini}}$ para el grupo cuando no aparece un valor de $K_{c\text{ ini}}$ para el cultivo.

² En algunas oportunidades, los Frijoles o judías, Guisantes, Leguminosas, Tomates, Pimientos y Pepinos son cultivados utilizando empalizadas que alcanzan los 1,5 a 2 metros de altura. En estos casos es necesario incrementar los valores de K_c . Para frijoles o judías verdes, pimentones y pepinos se puede asumir un valor de 1,15 y en el caso de los tomates, frijoles secos y los guisantes, de 1,20. Bajo esas condiciones también debe aumentarse el valor de h.

³ Los valores correspondientes a la etapa de mediados de temporada para la mandioca, asumen condiciones de no-estrés durante o después de la temporada lluviosa. Los valores de $K_{c\text{ fin}}$ toman en cuenta el letargo durante la estación seca.

⁴ El valor de $K_{c\text{ fin}}$ para papas o patatas de ciclo largo con rotura de los estolones es alrededor de 0,40.

⁵ El valor de $K_{c\text{ fin}}$ corresponde a condiciones sin riego durante el último mes de la temporada productiva. El valor de $K_{c\text{ fin}}$ para la remolacha azucarera es mayor, hasta 1,0, cuando ocurra riego o lluvias significativas durante el último mes.

CUADRO 12 (continuación)

Cultivo	$K_{c\text{ ini}}^1$	$K_{c\text{ med}}$	$K_{c\text{ fin}}$	Altura Máx. Cultivo (h) (m)
e. Leguminosas (Leguminosae)	0,4	1,15	0,55	
Frijoles o judías, verdes	0,5	1,05 ²	0,90	0,4
Frijoles o judías, secos y frescos	0,4	1,15 ²	0,35	0,4
Garbanzo (chick pea)		1,00	0,35	0,4
Habas – Fresco	0,5	1,15 ²	1,10	0,8
– Seco/Semilla	0,5	1,15 ²	0,30	0,8
Garbanzo hindú	0,4	1,15	0,35	0,8
Caupís (cowpeas)		1,05	0,60-0,35 ⁶	0,4
Maní		1,15	0,60	0,4
Lentejas		1,10	0,30	0,5
Guisantes o arveja – Frescos	0,5	1,15 ²	1,10	0,5
– Secos/Semilla		1,15	0,30	0,5
Soya		1,15	0,50	0,5-1,0
f. Hortalizas perennes (con letargo invernal y suelo inicialmente desnudo o con mantillo)	0,5	1,00	0,80	
Alcachofa	0,5	1,00	0,95	0,7
Espárragos	0,5	0,95 ⁷	0,30	0,2-0,8
Menta	0,60	1,15	1,10	0,6-0,8
Fresas	0,40	0,85	0,75	0,2
g. Cultivos Textiles	0,35			
Algodón		1,15-1,20	0,70-0,50	1,2-1,5
Lino		1,10	0,25	1,2
Sisal ⁸		0,4-0,7	0,4-0,7	1,5
h. Cultivos Oleaginosos	0,35	1,15	0,35	
Ricino		1,15	0,55	0,3
Canola (colza)		1,0-1,15 ⁹	0,35	0,6
Cártamo		1,0-1,15 ⁹	0,25	0,8
Sésamo (ajonjolí)		1,10	0,25	1,0
Girasol		1,0-1,15 ⁹	0,35	2,0
i. Cereales	0,3	1,15	0,4	
Cebada		1,15	0,25	1
Avena		1,15	0,25	1
Trigo de Primavera		1,15	0,25-0,4 ¹⁰	1
Trigo de Invierno – con suelos congelados	0,4	1,15	0,25-0,4 ¹⁰	1
– con suelos no-congelados	0,7	1,15	0,25-0,4 ¹⁰	
Maíz, (grano)		1,20	0,60,0,35 ¹¹	2
Maíz, (dulce)		1,15	1,05 ¹²	1,5
Mijo		1,00	0,30	1,5
Sorgo – grano		1,00-1,10	0,55	1-2
– dulce		1,20	1,05	2-4
Arroz	1,05	1,20	0,90-0,60	1

⁶ EL primer valor de $K_{c\text{ fin}}$ es cuando se cosecha fresco. El segundo valor es cuando se cosecha seco.

⁷ El valor de K_c para los espárragos permanece como $K_{c\text{ ini}}$ durante la cosecha de los vástagos, debido a las condiciones de poca cobertura vegetal. El valor de $K_{c\text{ med}}$ es para después del re-crecimiento de la vegetación, después de terminada la cosecha de los vástagos.

⁸ El valor de K_c para sisal depende de la densidad de siembra y el manejo del agua (ósea, del estrés hídrico intencional).

⁹ Los valores menores son para cultivos de secano los cuales tienen una menor densidad de población vegetal.

¹⁰ El valor mayor es para cultivos cosechados a mano.

¹¹ El primer valor de $K_{c\text{ fin}}$ corresponde a los casos donde el cultivo se cosecharon gran humedad en el grano. El segundo valor de $K_{c\text{ fin}}$ es para cuando se cosecha después de un secado completo del grano en el campo (hasta alrededor de 18% de humedad, basado en materia húmeda).

¹² Si se cosecha en fresco para consumo humano. Usar el valor de $K_{c\text{ fin}}$ para maíz de campo si el maíz dulce es dejado madurar y secar en el campo.

CUADRO 12 (continuación)

Cultivo	$K_{c\text{ ini}}^1$	$K_{c\text{ med}}$	$K_{c\text{ fin}}$	Altura Máx. Cultivo (h) (m)
j. Forrajes				
Alfalfa (heno) – efecto promedio de los cortes – períodos individuales de corte – para semilla	0,40	0,95 ¹³	0,90	0,7
	0,40 ¹⁴	1,20 ¹⁴	1,15 ¹⁴	0,7
	0,40	0,50	0,50	0,7
Bermuda (heno) – efecto promedio de los cortes – cultivo para semilla (primavera)	0,55	1,00 ¹³	0,85	0,35
	0,35	0,90	0,65	0,4
Trébol heno, Bersim – efecto promedio de los cortes – períodos individuales de corte	0,40	0,90 ¹³	0,85	0,6
	0,40 ¹⁴	1,15 ¹⁴	1,10 ¹⁴	0,6
Rye Grass (heno) – efecto promedio de los cortes	0,95	1,05	1,00	0,3
Pasto del Sudán (anual) – efecto promedio de los cortes – período individual de corte	0,50	0,90 ¹⁴	0,85	1,2
	0,50 ¹⁴	1,15 ¹⁴	1,10 ¹⁴	1,2
Pastos de Pastoreo – pastos de rotación – pastoreo extensivo	0,40	0,85-1,05	0,85	0,15-0,30
	0,30	0,75	0,75	0,10
Pastos (césped, turfgrass) – época fría ¹⁵ – época caliente ¹⁵	0,90	0,95	0,95	0,10
	0,80	0,85	0,85	0,10
k. Caña de azúcar	0,40	1,25	0,75	3
l. Frutas Tropicales y Árboles				
Banana – 1 ^{er} año – 2 ^{do} año	0,50	1,10	1,00	3
	1,00	1,20	1,10	4
Cacao	1,00	1,05	1,05	3
Café – suelo sin cobertura – con malezas	0,90	0,95	0,95	2-3
	1,05	1,10	1,10	2-3
Palma Datilera	0,90	0,95	0,95	8
Palmas	0,95	1,00	1,00	8
Piña ¹⁶ – suelo sin cobertura – con cobertura de gramíneas	0,50	0,30	0,30	0,6-1,2
	0,50	0,50	0,50	0,6-1,2
Árbol del Caucho	0,95	1,00	1,00	10
Té – no sombreado – sombreado ¹⁷	0,95	1,00	1,00	1,5
	1,10	1,15	1,15	2
m. Uvas y Moras				
Moras (arbusto)	0,30	1,05	0,50	1,5
Uvas – Mesa o secas (pasas) – Vino	0,30	0,85	0,45	2
	0,30	0,70	0,45	1,5-2
Lúpulo	0,3	1,05	0,85	5

¹³ Los valores de $K_{c\text{ med}}$ para cultivos destinados a heno son un promedio general que incluyen valores promedios de K_c para antes y después de los cortes. Este se aplica para el lapso que sigue al período de desarrollo inicial hasta el inicio de la etapa final de la temporada de crecimiento.

¹⁴ Estos valores del coeficiente K_c para cultivos de heno se aplican inmediatamente después del corte; en cobertura completa; e inmediatamente antes del corte, respectivamente. La temporada de crecimiento se define como una serie de períodos individuales de corte (Figura 35).

¹⁵ Variedades de pastos de temporada fría incluyen sitios cultivados densamente con bluegrass, ryegrass y fescue. Variedades de temporada cálida incluyen pastos tipo bermuda y St. Agostine. El valor de 0,95 para pastos de época fría representa un 0,06 a 0,08 m de altura de corte, bajo condiciones normales de césped. Cuando se practica un manejo cuidadoso del agua y no se requiere de un crecimiento rápido, se puede reducir los valores de K_c para césped a 0,10.

¹⁶ La planta de piña posee una muy baja transpiración debido a que la misma cierra sus estomas durante el día y los abre durante la noche. Por lo tanto la mayor parte de la ET_c en la piña esta constituida por la evaporación que ocurre en el suelo. El valor de $K_{c\text{ med}} < K_{c\text{ ini}}$ debido a que $K_{c\text{ med}}$ ocurre en condiciones de completa cobertura del suelo, por lo que la evaporación en el suelo será menor. Los valores indicados asumen que un 50% de la superficie del suelo se encuentra cubierta por una cobertura de plástico negro y que el cultivo es regado a través de riego por aspersión. En el caso de riego por goteo por debajo de la cubierta plástica, los valores de K_c pueden ser reducidos a 0,10.

¹⁷ Incluye el requerimiento de agua de los árboles bajo sombra.

CUADRO 12 (continuación)

Cultivo	$K_{c\text{ ini}}^1$	$K_{c\text{ med}}$	$K_{c\text{ fin}}$	Altura Máx. Cultivo (h) (m)
n. Árboles Frutales				
Almendras, sin cobertura del suelo	0,40	0,90	0,65 ¹⁸	5
Manzanas, Cerezas, Peras ¹⁹				
– sin cobertura del suelo, con fuertes heladas	0,45	0,95	0,70 ¹⁸	4
– sin cobertura del suelo, sin heladas	0,60	0,95	0,75 ¹⁸	4
– cobertura activa del suelo, con fuertes heladas	0,50	1,20	0,95 ¹⁸	4
– cobertura activa del suelo, sin heladas	0,80	1,20	0,85 ¹⁸	4
Albaricoque, Melocotón o Durazno, Drupas ^{19, 20}				
– sin cobertura del suelo, con fuertes heladas	0,45	0,90	0,65 ¹⁸	3
– sin cobertura del suelo, sin heladas	0,55	0,90	0,65 ¹⁸	3
– cobertura activa del suelo, con fuertes heladas	0,50	1,15	0,90 ¹⁸	3
– cobertura activa del suelo, sin heladas	0,80	1,15	0,85 ¹⁸	3
Aguacate, sin cobertura del suelo	0,60	0,85	0,75	3
Cítricos, sin cobertura del suelo ²¹				
– 70% cubierta vegetativa	0,70	0,65	0,70	4
– 50% cubierta vegetativa	0,65	0,60	0,65	3
– 20% cubierta vegetativa	0,50	0,45	0,55	2
Cítricos, con cobertura activa del suelo o malezas ²²				
– 70% cubierta vegetativa	0,75	0,70	0,70	4
– 50% cubierta vegetativa	0,80	0,80	0,80	3
– 20% cubierta vegetativa	0,85	0,85	0,85	2
Coníferas ²³	1,00	1,00	1,00	10
Kiwi	0,40	1,05	1,05	3
Olivos (40 a 60% de cobertura del suelo por el dosel) ²⁴	0,65	0,70	0,70	3-5
Pistachos, sin cobertura del suelo	0,40	1,10	0,45	3-5
Huerto de Nogal ¹⁹	0,50	1,10	0,65 ¹⁸	4-5

¹⁸ Estos valores de $K_{c\text{ fin}}$ son representativos del K_c antes de la caída de las hojas. Después de la caída de las hojas, $K_{c\text{ fin}} \approx 0,20$ para suelo descubierto y seco, o para cobertura muerta del suelo y $K_{c\text{ fin}} \approx 0,50$ a $0,80$ para cobertura activa y en desarrollo (consultar el Capítulo 11).

¹⁹ Referirse a la Ec. 94, 97 o 98 y notas de pie de página 21 y 22, para estimar K_c para sitios con cultivos inmaduros.

²⁰ La categoría de las drupas es aplicable a los melocotones o duraznos, albaricoques, peras, ciruelas y pacanas.

²¹ Estos valores de K_c pueden ser calculados a partir de la Ec. 98 para $K_{c\text{ min}} = 0,15$ y $K_{c\text{ full}} = 0,75$, $0,70$ y $0,75$ para las etapas inicial, mediados de temporada y final de la temporada, y $f_{c\text{ eff}} = f_c$ donde f_c = fracción del suelo cubierto por el dosel del árbol (se asume que el sol se encuentra directamente por encima). Los valores tabulados corresponden a los indicados por Doorenbos y Pruitt (1977) y los obtenidos en mediciones recientes. El valor correspondiente a la etapa de mediados de temporada es menor que los correspondientes a las etapas inicial y final debido a los efectos del cierre estomático durante los períodos de máxima ET. Para climas húmedos y semi- húmedos, donde existe un menor control estomático por parte de los cítricos, se pueden incrementar los valores de $K_{c\text{ ini}}$, $K_{c\text{ med}}$ y $K_{c\text{ fin}}$ a $0,1 - 0,2$, según Rogers *et al.* (1983).

²² Estos valores de K_c pueden ser calculados como $K_c = f_c K_{c\text{ nes}} + (1 - f_c) K_c$ cobertura donde $K_{c\text{ nes}}$ es el valor de K_c de los cítricos que no poseen cobertura activa del suelo (calculado según la nota a pie de página 21); K_c cobertura es el valor de K_c para la cobertura activa del suelo ($0,95$) y f_c es definido en la nota a pie de página 21. Los valores tabulados corresponden con los indicados por Doorenbos y Pruitt (1977) y con mediciones más recientes. Alternativamente, el valor de K_c para los cítricos con cobertura activa del suelo puede ser estimado directamente a través de la Ec. 98 considerando $K_{c\text{ min}} = K_c$ cobertura. Para climas húmedos y semi húmedos donde existe un menor control estomático por parte de los cítricos, se pueden incrementar los valores de $K_{c\text{ ini}}$, $K_{c\text{ med}}$ y $K_{c\text{ fin}}$ en un $0,1 - 0,2$, según Rogers *et al.* (1983).

Para cobertura inactiva o moderadamente activa del suelo (cobertura activa del suelo implica cobertura verde y en crecimiento, con un valor de IAF > 2 a 3 aproximadamente), el valor de K_c deberá ser ponderado entre el valor de K_c correspondiente a la ausencia de cobertura del suelo y el valor de K_c para la cubierta activa del suelo, basando la ponderación en el grado de «verdosidad» y el área foliar aproximada de la cubierta del suelo.

²³ Las coníferas presentan un control estomático significativo debido a su reducida resistencia aerodinámica. Los valores de K_c pueden ser fácilmente inferiores a los presentados, los cuales representan condiciones óptimas de humedecimiento en bosques extensos.

CUADRO 12 (continuación)

Cultivo	$K_{c\ ini}^{-1}$	$K_{c\ med}$	$K_{c\ fin}$	Altura Máx. Cultivo (h) (m)
o. Humedales – clima templado				
Anea (Typha), Junco (Scirpus), muerte por heladas	0,30	1,20	0,30	2
Anea, Junco, sin heladas	0,60	1,20	0,60	2
Vegetación pequeña, sin heladas	1,05	1,10	1,10	0,3
Carrizo (Phragmites), con agua sobre el suelo	1,00	1,20	1,00	1-3
Carrizo, suelo húmedo	0,90	1,20	0,70	1-3
p. Especial				
Agua libre, < 2 m de profundidad o en climas sub-húmedos o trópicos		1,05	1,05	
Agua libre, > 5 m de profundidad, sin turbidez, clima templado		0,65 ²⁵	1,25 ²⁵	

²⁴Estos coeficientes son representativos de una cobertura del suelo entre 40 a 60%. Referirse a la Ec. 98 y notas a pie de página 21 y 22 para estimar el valor de K_c en sitios con vegetación inmadura. En España, Pastor y Orgaz (1994) encontraron los siguientes valores de K_c para huertos de olivos con un 60% de cobertura del suelo: 0,50, 0,50, 0,65, 0,60, 0,55, 0,50, 0,45, 0,45, 0,55, 0,60, 0,65, 0,50 para los meses Enero a Diciembre. Se pueden obtener estos coeficientes utilizando $K_{c\ ini} = 0,65$, $K_{c\ med} = 0,45$, y $K_{c\ fin} = 0,65$, considerando una duración de las etapas inicial, desarrollo, mediados de temporada y final de = 30, 90, 60 y 90 días respectivamente, y utilizando un valor de K_c durante el Invierno («fuera de temporada») desde Diciembre a Febrero = 0,50.

²⁵Estos valores de K_c corresponden a aguas profundas en latitudes templadas donde se presentan cambios importantes de temperatura en el cuerpo de agua a través del año y donde tanto la evaporación inicial como la máxima son reducidas debido a la absorción de la energía radiante dentro del cuerpo de agua profunda. Durante los periodos de otoño e invierno ($K_{c\ fin}$), el calor es liberado por el cuerpo de agua, lo que genera una evaporación por encima de la evapotranspiración de referencia. Por lo tanto el valor de $K_{c\ med}$ corresponde al periodo donde el cuerpo de agua esta ganando energía térmica y el valor de $K_{c\ fin}$ se produce durante la liberación de energía térmica. Se deberá utilizar estos valores de K_c con suma precaución.

Fuentes principales: $K_{c\ ini}$: Doorenbos y Kassam (1979); $K_{c\ med}$ y $K_{c\ fin}$: Doorenbos y Pruitt (1977); Pruitt (1986); Wright (1981, 1982), Snyder et al., (1989)

Los valores de $K_{c\ med}$ y $K_{c\ fin}$ incluidos en el Cuadro 12 son representativos de climas sub-húmedos con una humedad relativa mínima promedio (HR_{min}) de alrededor 45 % y con velocidades del viento suaves a moderadas, promediando 2 m s⁻¹. Para condiciones de mayor humedad o condiciones áridas, los coeficientes K_c correspondientes a la etapa de mediados de temporada y final deberán ser modificados como se describe en este capítulo.

Los valores de K_c presentados en el Cuadro 12 son valores correspondientes a cultivos no estresados por falta de agua, cultivados bajo excelentes condiciones agronómicas y de manejo del agua y que alcanzan su máxima productividad (condiciones estándar). En los casos donde la densidad entre las plantas, altura o área foliar sean menores a las obtenidas bajo tales condiciones, el valor de $K_{c\ med}$ y, para la mayoría de cultivos, el valor de $K_{c\ fin}$ necesitarán de correcciones adicionales (Parte C, Capítulos 8, 9 y 10).

Coefficiente del cultivo para la etapa inicial ($K_{c\ ini}$)

Procedimiento de cálculo

Los valores de $K_{c\ ini}$ presentados en el Cuadro 12 son solamente aproximaciones, debiendo ser usados para estimar ET_c solamente durante estudios preliminares o de planificación. Con frecuencia se presenta un sólo valor de $K_{c\ ini}$ para distintos grupos de cultivos, el cual se considera como representativo del grupo completo bajo un manejo típico del agua de riego. Estimaciones más precisas del valor de $K_{c\ ini}$ pueden ser obtenidas considerando lo siguiente:

Intervalo de tiempo entre eventos de humedecimiento

La evapotranspiración que ocurre durante la etapa inicial en cultivos anuales se presenta principalmente en la forma de evaporación. Por lo tanto, para realizar estimaciones precisas del valor de $K_{c\ ini}$ se deberá considerar la frecuencia con que la superficie del suelo es humedecida durante la etapa inicial. En los casos donde el suelo sea humedecido frecuentemente a través del riego o la lluvia, la evaporación que ocurre en la superficie del suelo puede ser significativa, por lo que el valor de $K_{c\ ini}$ será elevado. Por otro lado,

cuando la superficie del suelo se mantiene seca, la evaporación será restringida y el valor de $K_{c\text{ ini}}$ será pequeño (Cuadro 9).

Poder evaporante de la atmósfera

El valor de $K_{c\text{ ini}}$ resulta afectado por el poder evaporante de la atmósfera, representado por ET_0 . Mientras mayor sea el poder evaporante de la atmósfera, el suelo se secará más rápidamente entre aplicaciones de agua y menor será el valor promedio temporal de K_c para un período dado.

Magnitud del evento de humedecimiento

Debido a que la cantidad de agua disponible en la parte superior del suelo, y por lo tanto el tiempo que tardará el suelo en secarse, es una función de la magnitud del evento de humedecimiento, el valor de $K_{c\text{ ini}}$ será menor para eventos de humedecimiento ligeros que para humedecimientos mayores.

Dependiendo del intervalo de tiempo entre eventos de humedecimiento, la magnitud del evento de humedecimiento y el poder evaporante de la atmósfera, el valor de $K_{c\text{ ini}}$ puede variar entre 0,1 y 1,15. Un procedimiento numérico para calcular $K_{c\text{ ini}}$ se presenta en el Anexo 7.

Intervalo de tiempo entre eventos de humedecimiento

En general, el intervalo promedio entre eventos de humedecimiento se estima contando todos los eventos de lluvia y riego mayores a unos pocos milímetros que ocurren durante la etapa inicial. Cuando los eventos de humedecimiento ocurran en días sucesivos, estos serán contados como un sólo evento. El intervalo promedio de humedecimiento se estimará dividiendo la duración de la etapa inicial entre el número de eventos.

Cuando solamente se disponga de valores de precipitación a nivel mensual, sin información acerca del número de días con lluvia, se puede estimar el número de eventos dividiendo el valor de precipitación mensual entre la lámina de lluvia que ocurriría en un evento típico de lluvia. Esta lámina típica, de existir, puede variar ampliamente de clima en clima, de región a región y de temporada a temporada. En el Cuadro 13 se presenta información relativa a los rangos de las láminas de lluvia. Después de decidir que lluvia puede ser considerada como típica de una región y momento del año, se puede estimar el número de días lluviosos y el intervalo promedio entre humedecimientos.

Cuando las lluvias sean insuficientes, se necesitará del riego para proporcionar al cultivo el agua requerida. Aún en los casos donde el riego no ha sido establecido, se deberá estimar el intervalo de tiempo entre los riegos futuros para determinar la frecuencia necesaria para mantener al cultivo libre de estrés. El intervalo puede ser tan corto como unos pocos días para las hortalizas pequeñas y tan largo como una semana o más para el caso de los cereales, dependiendo de las condiciones climáticas. Cuando no se puedan hacer estimaciones del intervalo de tiempo, el usuario podría utilizar los valores de $K_{c\text{ ini}}$ incluidos en el Cuadro 12.

CUADRO 13

Clasificación de las láminas de precipitación

Evento de lluvia	Lámina
Muy ligero	≤ 3 mm
Ligero	5 mm
Medio	≥ 10 mm
Fuerte (tormentas)	≥ 40 mm

EJEMPLO 23**Estimación del intervalo entre eventos de humedecimiento**

Estimar, a partir de los valores promedios mensuales de precipitación, el intervalo entre lluvias durante la época lluviosa para una estación localizada en un clima templado (Paris, Francia: 50 mm/mes), clima seco (Gafsa, Túnez: 20 mm/mes) y clima tropical (Calcuta, India: 300 mm/mes).

Estación	Precipitación mensual (mm mes ⁻¹)	Lluvia típica (mm)	Número de días lluviosos	Intervalo entre lluvias
Paris	50	3	17	~ 2 días
Gafsa	20	5	4	semanal
Calcuta	300	20	15	~ 2 días

Determinación del valor de $K_{c\text{ ini}}$

El valor del coeficiente del cultivo para la etapa inicial de crecimiento puede ser determinado a partir de las Figuras 29 y 30, las cuales presentan estimaciones del valor de $K_{c\text{ ini}}$ en función del intervalo promedio entre los eventos de humedecimiento, el poder evaporante ET_0 y la magnitud del evento de humedecimiento.

Eventos ligeros de humedecimiento (láminas infiltradas menores o iguales a 10 mm): lluvias y sistemas de riego de alta frecuencia

La Figura 29 puede ser utilizada para cualquier tipo de suelo cuando los eventos de humedecimientos sean ligeros. Cuando el humedecimiento durante la etapa inicial sea producto únicamente de la lluvia, se utilizará la Figura 29 para determinar el valor de $K_{c\text{ ini}}$. También se puede utilizar el gráfico cuando se riegue a través de sistemas de alta frecuencia tales como micro-irrigación y pivote central y en los casos de aplicaciones ligeras de agua de alrededor a 10 mm o menos por cada evento de humedecimiento.

Eventos fuertes de humedecimiento (láminas de infiltración mayores o iguales a 40 mm): riego por superficie y aspersion

Se utiliza la Figura 30 para eventos fuertes de humedecimiento donde las láminas de infiltración superan los 40 mm, como ocurre cuando el humedecimiento es producido principalmente por riego periódico, tal como en los casos de riego por aspersion o superficie. Después de ocurrir el evento de humedecimiento, la cantidad de agua disponible para evaporación en la parte superior del suelo es considerable por lo que se incrementa significativamente el tiempo que el suelo tardará en secarse. En consecuencia, el valor promedio de K_c será mayor que el correspondiente a eventos ligeros de humedecimiento. Como el tiempo que tardará el suelo en secarse no es sólo función del poder evaporante y la frecuencia del humedecimiento, sino que está determinado también por la capacidad de almacenamiento de humedad en la capa superior del suelo, se hace una distinción entre los diferentes tipos de suelos.

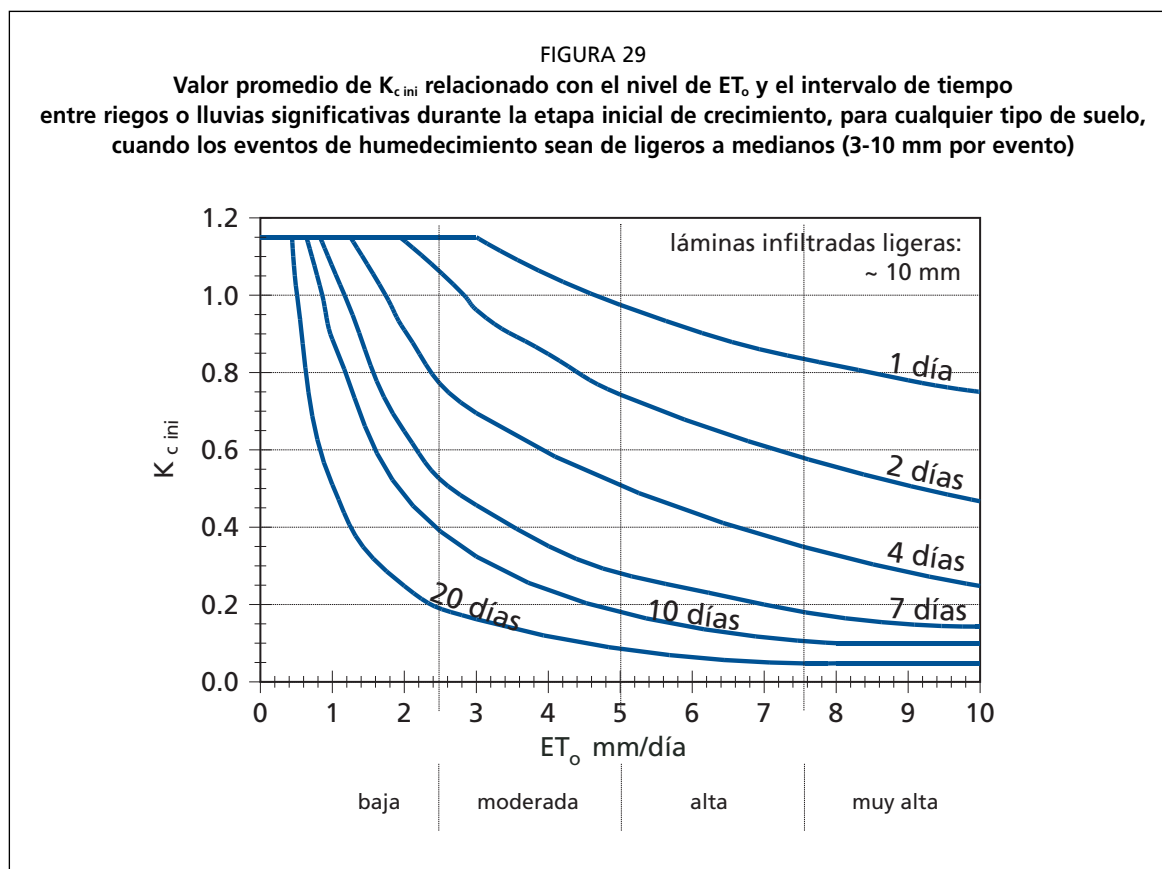
La Figura 30a es usada para suelos de textura gruesa y la Figura 30b es utilizada para suelos de textura fina y media. Los suelos de textura ligera incluyen las arenas y

EJEMPLO 24**Determinación gráfica del valor de $K_{c\text{ ini}}$**

Un suelo franco arcilloso se riega cada dos días durante la etapa inicial a través de un sistema de pivote central. La lámina promedio aplicada por el sistema es de aproximadamente 12 mm por evento y el valor promedio de ET_0 durante la etapa inicial es de 4 mm día⁻¹. Estimar la evapotranspiración del cultivo durante esta etapa.

A partir de la Fig. 29 utilizando la curva de intervalo de 2-días:	$K_{c\text{ ini}} =$	0,85	-
-	$ET_c = K_c ET_0 = 0,85 (4,0) =$	3,4	mm día ⁻¹

La evapotranspiración promedio del cultivo durante la etapa inicial es de 3,4 mm día⁻¹



los suelos de textura arenosa franca. Los suelos de textura media incluyen los suelos de textura franca arenosa, franca, franca limosa y limosa. Los suelos de textura fina incluyen los suelos de textura franca limo-arcillosa, limo-arcillosa y arcillosa.

Eventos promedios de humedecimiento (láminas de infiltración entre los 10 y 40 mm)

Cuando las láminas promedio de infiltración se encuentren entre los 10 y 40 mm, el valor de $K_{c\ ini}$ puede ser estimado a partir de las Figuras 29 y 30:

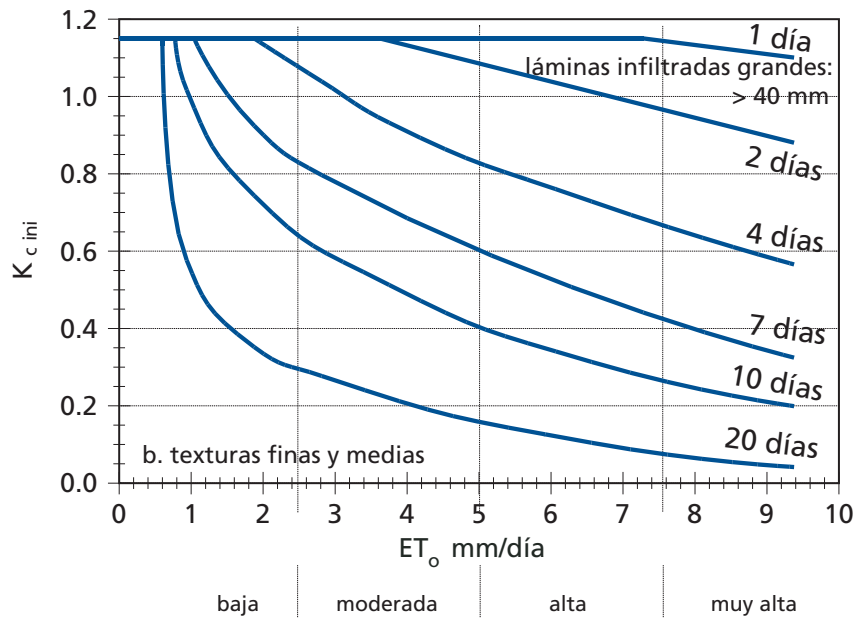
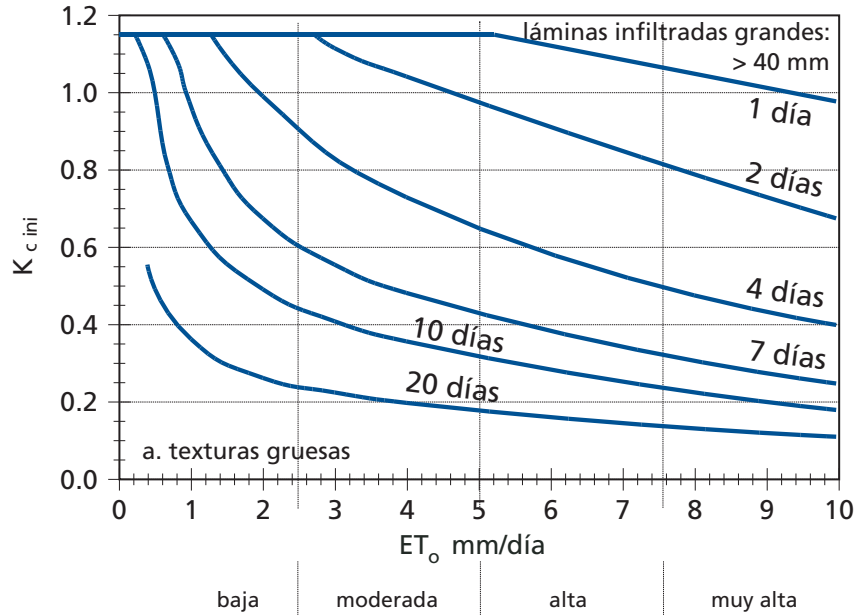
$$K_{c\ ini} = K_{c\ ini} (\text{Fig. 29}) + \frac{(I-10)}{(40-10)} [K_{c\ ini} (\text{Fig. 30}) - K_{c\ ini} (\text{Fig. 29})] \quad (59)$$

donde

$K_{c\ ini} (\text{Fig.29})$ valor de $K_{c\ ini}$ correspondiente a la Figura 29,
 $K_{c\ ini} (\text{Fig.30})$ valor de $K_{c\ ini}$ correspondiente a la Figura 30,
 I lámina infiltrada promedio [mm].

Los valores 10 y 40 que aparecen en la Ecuación 59 son las láminas promedio de infiltración (milímetros) utilizadas en la definición de las Figuras 29 y 30.

FIGURA 30
 Valor promedio de $K_{c,ini}$ relacionado con el nivel de ET_0 y el intervalo entre riegos para eventos de humedecimiento mayores o iguales a 40 mm durante la etapa inicial para
 a) suelos de textura gruesa; b) suelos de textura media y fina



EJEMPLO 25

Interpolación entre eventos de humedecimiento ligeros y pesados

Las hortalizas pequeñas cultivadas en una región seca y en un suelo de textura gruesa reciben 20 mm de agua dos veces a la semana a través de un sistema de riego por aspersión. El valor promedio de ET_o durante la etapa inicial es de 5 mm día⁻¹. Estimar la evapotranspiración del cultivo durante la etapa mencionada.

Para:	$7/2 =$ $ET_o =$ y considerando un suelo de textura gruesa	3,5 5	días(intervalo) mm día ⁻¹
Usando Fig. 29:	$K_{c\ ini}$ (Fig. 29) \approx	0,55	-
Usando Fig. 30a:	$K_{c\ ini}$ (Fig. 30a) \approx	0,7	-
Para:	$I =$	20	mm
Usando Ec. 59:	$K_{c\ ini} = 0,55 + [(20-10)/(40-10)] (0,7-0,55)$ $= 0,55+0,33(0,15)=$	0,60	-
Usando Ec. 58:	$ET_c = 0,60 (5) =$	3,0	mm día ⁻¹
La evapotranspiración promedio del cultivo de vegetales pequeños durante la etapa inicial es de 3,0 mm día ⁻¹ .			

Ajuste por humedecimiento parcial del riego

Algunos sistemas de riego humedecen solamente una fracción de la superficie del suelo. Por ejemplo, para un sistema de riego por goteo la fracción de humedecimiento, f_h , podría ser tan pequeña como 0,4. Para sistemas de riego por surcos, la fracción de la superficie del suelo que se humedece puede variar entre 0,3 y 0,8. Los valores comunes de la fracción humedecida del suelo a través del riego o lluvia se presentan en el Cuadro 20. Cuando solamente se humedece una fracción de la superficie del suelo, el valor de $K_{c\ ini}$ obtenido a partir del Cuadro 12, o a partir de las Figuras 29 y 30, deberá ser multiplicado por la fracción de la superficie humedecida, para hacer un ajuste por el humedecimiento parcial del suelo:

$$K_{c\ ini} = f_w K_{c\ ini}(Cua, Fig) \tag{60}$$

donde

- f_h fracción de la superficie del suelo humedecida por el riego o la lluvia [0 - 1],
- $K_{c\ ini} (Cua, Fig)$ valor de $K_{c\ ini}$ obtenido del Cuadro 12 o las Figuras 29 ó 30.

Por otra parte, al momento de seleccionar la figura a utilizar (ósea, Figura 29 ó 30), la lámina infiltrada promedio, expresada en milímetros sobre la superficie total del campo, deberá ser dividida entre f_h con el objeto de representar la lámina infiltrada verdadera en la porción de la superficie humedecida (Figura 31):

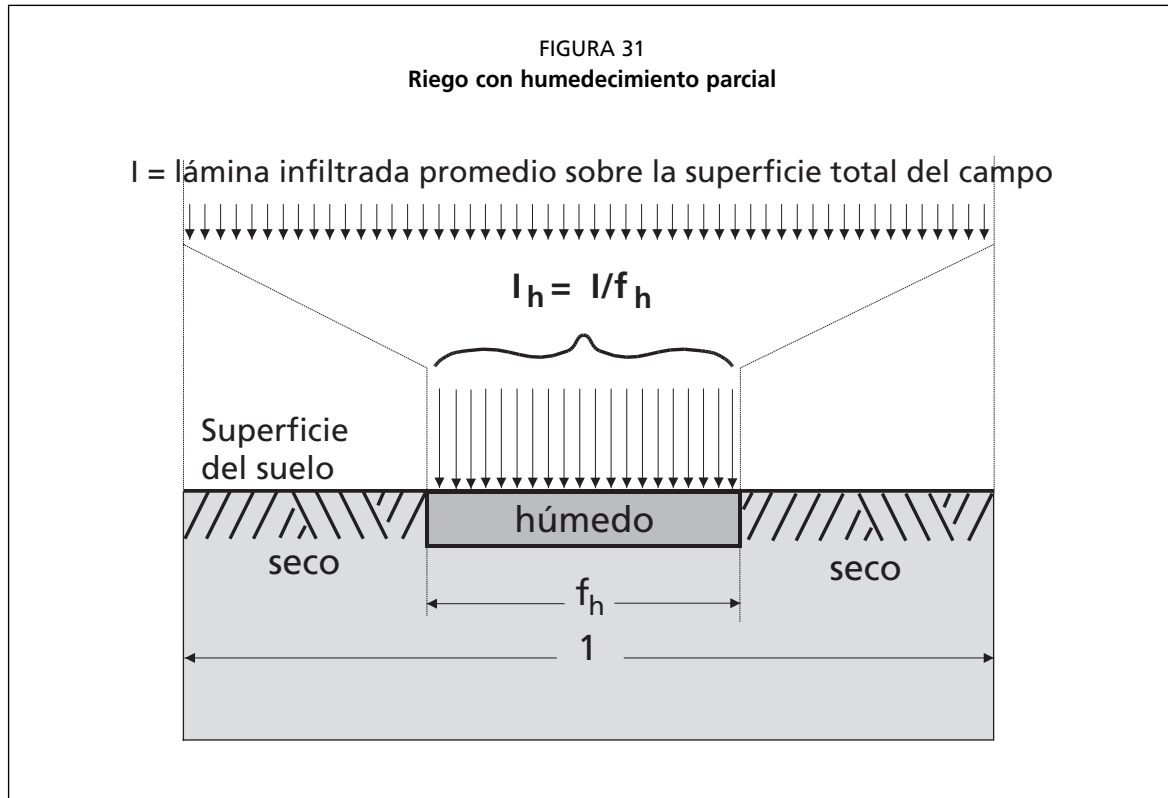
$$I_h = \frac{I}{f_h} \tag{61}$$

donde

- I_h lámina de riego correspondiente a la porción del suelo humedecida [mm],
- f_h fracción de la superficie del suelo humedecida por el sistema de riego,
- I lámina promedio de riego en el campo [mm].

Cuando se produzca simultáneamente riego de una porción de la superficie del suelo y lluvia sobre la superficie total del campo durante la etapa inicial, el valor de f_h deberá representar el valor promedio de f_h correspondiente a cada tipo de humedecimiento, ponderado de acuerdo a la lámina total infiltrada producida por cada tipo de humedecimiento.

FIGURA 31
Riego con humedecimiento parcial



EJEMPLO 26

Determinación del valor de $K_{c\text{ ini}}$ para humedecimiento parcial de la superficie del suelo

Determinar la evapotranspiración del cultivo del Ejemplo 24 si el mismo ha sido regado cada dos días a través de un sistema de riego por goteo (con una aplicación de agua de 12 mm, expresada como lámina equivalente sobre el área total del campo cultivado), donde la fracción promedio de humedecimiento es de 0,4 y donde no se produjeron precipitaciones significativas durante la etapa inicial

La lámina promedio infiltrada por evento en la fracción humedecida de la superficie del suelo:

Utilizando Ec. 61:	$I_h = I / f_h = 12 \text{ mm} / 0,4 =$	30	mm
--------------------	---	----	----

Por lo tanto se debe interpolar entre la Fig. 29, la cual representa eventos ligeros de humedecimiento (~10 mm por evento) y Fig. 30.b, la cual representa suelos de textura media y eventos pesados de humedecimiento (~40 mm por evento).

Para:	$ET_o = 4 \text{ mm día}^{-1}$	4	mm día ⁻¹
y:	con un intervalo de humedecimiento de 2 días:	-	-
Utilizando Fig. 29 :	$K_{c\text{ ini}} = 0,85$	0,85	-
Utilizando Fig. 30.b:	$K_{c\text{ ini}} = 1,15$	1,15	-
Utilizando Ec. 59:	$K_{c\text{ ini}} = 0,85 + [(30 - 10)/(40 - 10)] (1,15 - 0,85) =$	1,05	-

Debido a que la fracción del suelo humedecida por el sistema de goteo es de 0,4, el valor real de $K_{c\text{ ini}}$ para el riego por goteo es calculado como:

Utilizando Ec. 60:	$K_{c\text{ ini}} = f_h K_{c\text{ ini}} \text{ Fig} = 0,4 (1,05) =$ Este valor (0,42) representa el valor de $K_{c\text{ ini}}$ aplicado sobre el área total del campo.	0,42	-
-	$ETc = K_{c\text{ ini}} ET_o = 0,42 (4) =$	1,7	mm día ⁻¹

El valor promedio de evapotranspiración del cultivo durante la etapa inicial de crecimiento, para este cultivado regado con riego por goteo, es de 1,7 mm día⁻¹.

CUADRO 14
 $K_{c\text{ ini}}$ para arroz y varias condiciones climáticas

Humedad	Velocidad del Viento		
	Ligero	Moderado	Fuerte
árido - semi-árido	1,10	1,15	1,20
sub-húmedo - húmedo	1,05	1,10	1,15
muy húmedo	1,00	1,05	1,10

$K_{c\text{ ini}}$ para árboles y arbustos

El valor de $K_{c\text{ ini}}$ para el caso de árboles y arbustos deberá reflejar las condiciones del terreno antes de la aparición o brote de las hojas para el caso de árboles de hojas caducas, así como la condición del terreno durante el período de letargo o baja actividad, para árboles de hojas siempre verdes y arbustos. El valor de $K_{c\text{ ini}}$ dependerá de la cantidad de cobertura de gramíneas o malezas, la frecuencia del humedecimiento del suelo, la densidad de los árboles y la densidad del mantillo. Para un huerto de árboles de hojas caducas en climas libres de heladas, el valor de $K_{c\text{ ini}}$ puede ser tan alto como 0,8 o 0,9, en los casos donde exista grama cubriendo el suelo y tan bajo como 0,3 o 0,4, cuando la superficie del suelo se mantiene limpia y el humedecimiento es infrecuente. El valor de $K_{c\text{ ini}}$ para un huerto de árboles siempre verdes (sin ocurrencia de caída de hojas) con un período de letargo presentará una menor variación a partir de la ocurrencia del valor de $K_{c\text{ med}}$, tal como se puede observar en el Cuadro 12 y en las observaciones a pie de página 21 y 22 para el caso de los cítricos. Cuando exista una cobertura vegetal de 50% o menos, el valor de $K_{c\text{ ini}}$ reflejará asimismo las condiciones de la cobertura del suelo (suelo desnudo, mantillo o gramíneas activas, o cobertura de malezas).

$K_{c\text{ ini}}$ para arroz inundado

Para el caso del arroz que se desarrolla en campos inundados con una lámina de agua de 0,10-0,20 m, el valor de ET_c durante la etapa inicial consistirá principalmente de la evaporación que ocurre de la superficie del agua. El valor de $K_{c\text{ ini}}$ incluido en el Cuadro 12 es de 1,05 para un clima sub-húmedo con vientos ligeros a moderados. El valor de $K_{c\text{ ini}}$ deberá ser ajustado de acuerdo al clima de la localidad, tal como se indica en el Cuadro 14.

Coeficiente del cultivo para la etapa de mediados de temporada ($K_{c\text{ med}}$)

Ilustración del efecto del clima

En el Cuadro 12 se presentan valores típicos del coeficiente del cultivo para la etapa de mediados de temporada, $K_{c\text{ med}}$, para diferentes cultivos.

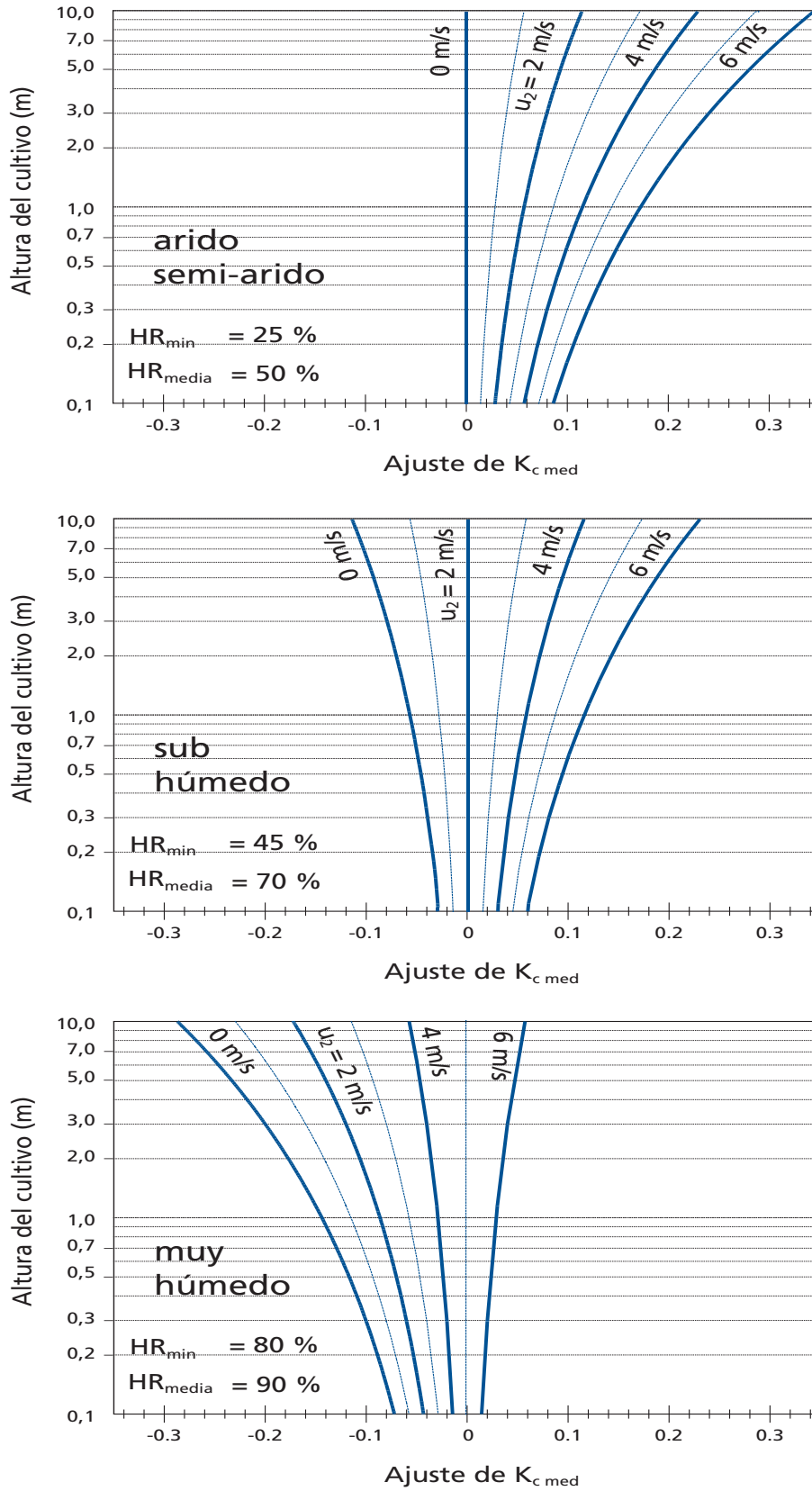
Como se discutió en el Capítulo 5, las diferencias en las propiedades aerodinámicas entre la superficie de referencia del pasto y los cultivos agrícolas no son solamente específicas de cada cultivo sino que además varían con las condiciones climáticas y la altura del cultivo (Figura 21). Climas de mayor aridez y con condiciones de mayores velocidades del viento se traducirán en valores mayores de $K_{c\text{ med}}$. Por otro lado, climas de mayor humedad y condiciones de velocidades menores del viento se traducen en valores menores de $K_{c\text{ med}}$.

El impacto relativo del clima en el valor de $K_{c\text{ med}}$ se ilustra en la Figura 32, donde se incluyen los ajustes a los valores del Cuadro 12 para varios tipos de clima, valores promedios diarios de la velocidad del viento y diferentes alturas del cultivo. A manera de ejemplo, en el Recuadro 14 se presenta la variación esperada del valor de $K_{c\text{ med}}$ para el caso del trigo en respuesta a las condiciones climáticas de la región.

Determinación de $K_{c\text{ med}}$

Para realizar las correcciones específicas para el caso de climas donde el valor de HR_{min} difiera de 45% o donde el valor de u_2 sea mayor o menor a $2,0\text{ m s}^{-1}$, los valores de $K_{c\text{ med}}$ deberán ser ajustados de acuerdo a la fórmula:

FIGURA 32
 Ajuste (aditivo) al valor de $K_{c,med}$ de el Cuadro 12 para diferentes alturas del cultivo y valor promedio diario de la velocidad del viento (u_2) para diferentes condiciones de humedad



$$K_{c \text{ med}} = K_{c \text{ med (Cua)}} + [0,04 (u_2 - 2) - 0,004 (HR_{\min} - 45)] \left(\frac{h}{3}\right)^{0,3} \quad (62)$$

donde

$K_{c \text{ med (Cua)}}$	valor de $K_{c \text{ med}}$ obtenido del Cuadro 12,
u_2	valor medio diario de la velocidad del viento a 2 m de altura sobre pasto para la etapa de mediados de temporada [$m \text{ s}^{-1}$], con $1 \text{ m s}^{-1} \leq u_2 \leq 6 \text{ m s}^{-1}$,
HR_{\min}	valor medio diario de humedad relativa mínima durante la etapa de mediados de temporada [%], para $20\% \leq HR_{\min} \leq 80\%$,
h	altura media de las plantas durante la etapa de mediados de temporada [m] para $0,1 \text{ m} < h < 10 \text{ m}$.

Los valores de $K_{c \text{ med}}$ determinados a través de las ecuaciones 62 y 65 representan ajustes promedios para las etapas de mediados de temporada y final. Los valores de los parámetros u_2 y HR_{\min} deberán ser considerados como valores promedios para los períodos mencionados (ver ejemplo, Anexo 8). Los límites impuestos a los parámetros u_2 , HR_{\min} y h deberán ser verificados.

Cuando el usuario no disponga de una calculadora con función exponencial, la solución del término $(h/3)^{0,3}$ puede ser aproximada como $[(h/3)^{0,5}]^{0,5}$, donde se utiliza la tecla de la raíz cuadrada.

El valor de HR_{\min} es utilizado en lugar de HR_{med} debido a que es más fácil aproximar HR_{\min} a partir de T_{max} cuando no se tengan datos de humedad relativa. Además, considerando que en condiciones normales T_{\min} se aproxima a $T_{\text{rocío}}$ (o sea, $HR_{\text{max}} \approx 100\%$), el valor del déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$), con e_s obtenido con la Ecuación

RECUADRO 14

Demostración del efecto del clima en el valor de $K_{c \text{ med}}$ para el cultivo de trigo desarrollado bajo condiciones de campo

Del Cuadro 12 para el trigo: $K_{c \text{ med}} = 1,15$ y $h = 1,0 \text{ m}$

Para condiciones semi-áridas a áridas

- para vientos fuertes (4 m s^{-1})	$K_{c \text{ med}} = 1,15 + 0,10 = 1,25$
- para vientos moderados (2 m s^{-1})	$K_{c \text{ med}} = 1,15 + 0,05 = 1,20$
- para vientos ligeros (1 m s^{-1})	$K_{c \text{ med}} = 1,15 + 0,00 = 1,17$

Para condiciones sub-húmedas

- para vientos fuertes (4 m s^{-1})	$K_{c \text{ med}} = 1,15 + 0,05 = 1,20$
- para vientos moderados (2 m s^{-1})	$K_{c \text{ med}} = 1,15 + 0,00 = 1,15$
- para vientos ligeros (1 m s^{-1})	$K_{c \text{ med}} = 1,15 - 0,05 = 1,12$

Para condiciones húmedas y muy húmedas

- para vientos fuertes (4 m s^{-1})	$K_{c \text{ med}} = 1,15 - 0,05 = 1,10$
- para vientos moderados (2 m s^{-1})	$K_{c \text{ med}} = 1,15 - 0,10 = 1,05$
- para vientos ligeros (1 m s^{-1})	$K_{c \text{ med}} = 1,15 - 0,15 = 1,02$

Dependiendo de la aridez del clima y las condiciones del viento, el coeficiente del cultivo del trigo durante la etapa de mediados de temporada oscilará entre 1,02 (condiciones húmedas y vientos ligeros) a 1,25 (condiciones áridas y vientos fuertes)

12 y e_a obtenido con la Ecuación 17, se transforma en $[(100-HR_{\min})/200] e^{\circ}(T_{\max})$, donde $e^{\circ}(T_{\max})$ es la presión de vapor a saturación correspondiente a la temperatura máxima diaria del aire. Esto es un indicativo que HR_{\min} refleja mas acertadamente el impacto del déficit de presión de vapor en el valor de Kc que HR_{med} .

Se puede calcular el valor de HR_{\min} para intervalos de tiempo diario o mensuales como:

$$HR_{\min} = \frac{e^{\circ}(T_{\text{rocío}})}{e^{\circ}(T_{\max})} 100 \quad (63)$$

donde $T_{\text{rocío}}$ es la temperatura del punto de rocío y T_{\max} es la temperatura máxima media diaria durante la etapa de mediados de temporada.

Cuando no se disponga de datos de temperatura de punto de rocío o de información higrométrica, o los mismos sean de dudosa calidad, HR_{\min} puede ser estimada sustituyendo la temperatura mínima media diaria T_{\min} por $T_{\text{rocío}}$ ¹. Por consiguiente:

$$HR_{\min} = \frac{e^{\circ}(T_{\min})}{e^{\circ}(T_{\max})} 100 \quad (64)$$

Se necesita solamente una aproximación de los valores de u_2 y HR_{\min} para la etapa de mediados de temporada. Esto es debido a que la Ecuación 62 no es altamente sensitiva a esos valores, variando en 0,04 por cada variación de 1 m s⁻¹ de u_2 y 10% de variación en HR_{\min} para un cultivo de 3 m de altura. En el Capítulo 3 se presentan procedimientos de medición, cálculo y estimación de datos faltantes de viento y humedad relativa. Las mediciones de la velocidad del viento efectuadas a alturas diferentes a 2 m deberán ser ajustadas con el objeto de representar los valores de velocidad del viento a 2 m de altura sobre pasto, usando la Ecuación 47. En los casos donde no se cuente con datos de u_2 o HR_{\min} , se puede recurrir a las clasificaciones generales de velocidad del viento y humedad presentadas en los Cuadros 15 y 16.

La Ecuación 62 es válida para alturas medias de las plantas de hasta 10 m. Para plantas menores a 0,1 m, la vegetación tendrá un comportamiento aerodinámico

CUADRO 15

Estimaciones empíricas de datos mensuales de velocidad del viento

descripción	Velocidad del viento media mensual a 2 m
viento ligero	... ≤ 1,0 m s ⁻¹
viento ligero a moderado	2,0 m s ⁻¹
viento moderado a fuerte	4,0 m s ⁻¹
viento fuerte	... ≥ 5,0 m s ⁻¹
condiciones globales generales	2 m s⁻¹

CUADRO 16

Valores típicos de HR_{\min} , comparados con HR_{med} para clasificaciones climáticas generales

Clasificación climática	HR_{\min} (%)	HR_{med} (%)
Árido	20	45
Semi-Árido	30	55
Sub-Húmedo	45	70
Húmedo	70	85
Muy Húmedo	80	90

¹ En el caso de climas áridos o semi-áridos, el valor de T_{\min} en Ecuación (64) deberá ser ajustado como se indica en el Anexo 6 (Ecuación 6-6), sustrayendo 2°C del valor promedio de T_{\min} para una mejor aproximación de $T_{\text{rocío}}$.

EJEMPLO 27**Determinación de $K_{c\ med}$**

Calcular el valor de $K_{c\ med}$ para un cultivo de maíz cerca de Taipei, Taiwán y cerca de Mocha, Yemen. La velocidad media diaria del viento (u_2) durante la etapa de mediados de temporada es de alrededor $1,3\ m\ s^{-1}$ y la humedad relativa mínima (HR_{min}) durante esta etapa es de 75%. El valor promedio de u_2 durante la etapa de mediados de temporada es de $4,6\ m\ s^{-1}$ y la HR_{min} promedio durante esta etapa es de 44%.

A partir del Cuadro 12, el valor de $K_{c\ med}$ es de 1,20 para el maíz. El valor de h en el Cuadro 12 es de 2 m. Usando la Ecuación 62:

Para Taipei (clima húmedo):

$$K_{c\ med} = 1,20 + [0,04(1,3 - 2) - 0,004(75 - 45)] \left(\frac{2}{3}\right)^{0,3} = 1,07$$

Para Mocha (clima árido):

$$K_{c\ med} = 1,20 + [0,04(4,6 - 2) - 0,004(44 - 45)] \left(\frac{2}{3}\right)^{0,3} = 1,30$$

El valor promedio del coeficiente del cultivo estimado para la etapa de mediados de temporada es de 1,07 para Taipei y de 1,30 para Mocha.

similar al pasto de referencia, por lo que no deberá aplicar la Ecuación 62. Ejemplos de valores de h para diferentes cultivos se presentan en el Cuadro 12. Sin embargo, el valor promedio de la altura de las plantas variará sustancialmente con la variedad del cultivo y las prácticas culturales. Por lo tanto en los casos donde sea posible, h deberá ser obtenida a través de observaciones de campo. Por otro lado, la presencia del exponente 0,3 en la Ecuación 6.2 hace a estas ecuaciones relativamente insensitivas a errores pequeños en el valor de h utilizado. Generalmente, se utiliza un valor único de h para representar la etapa de mediados de temporada.

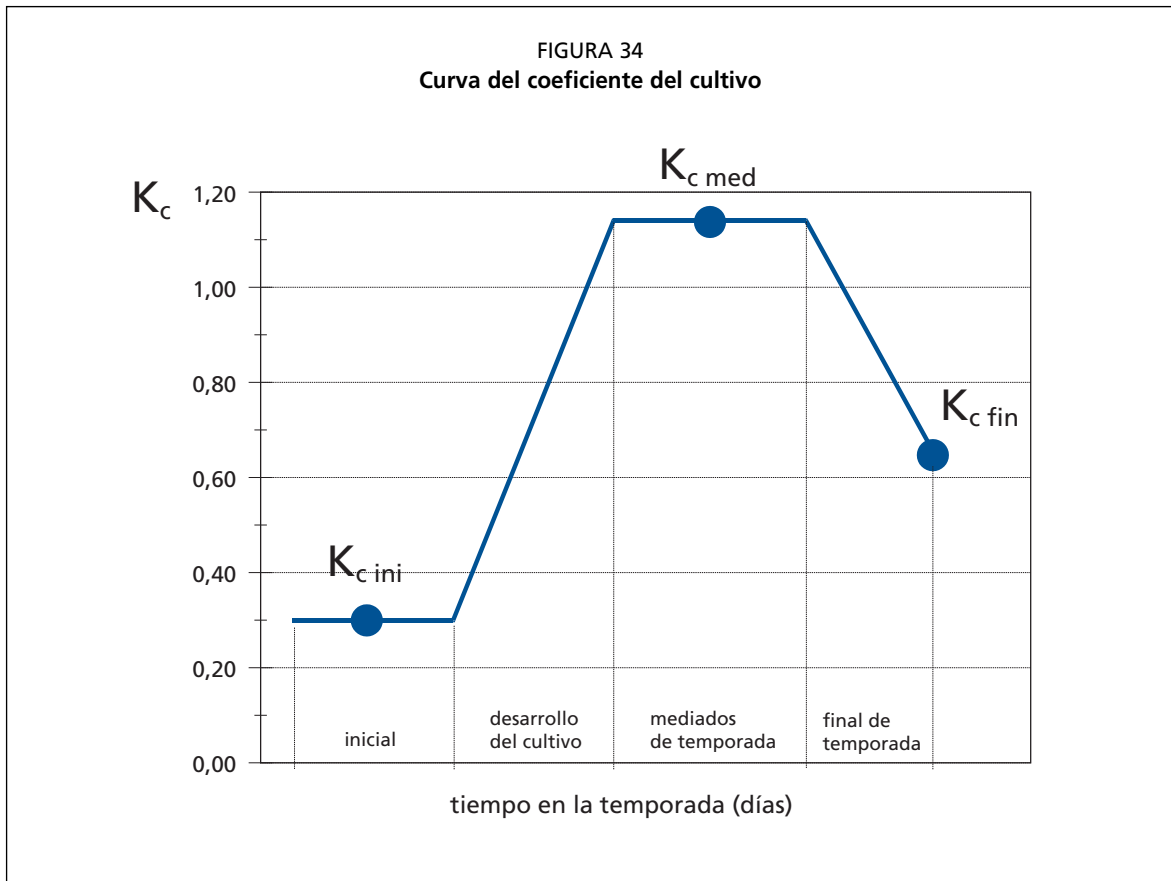
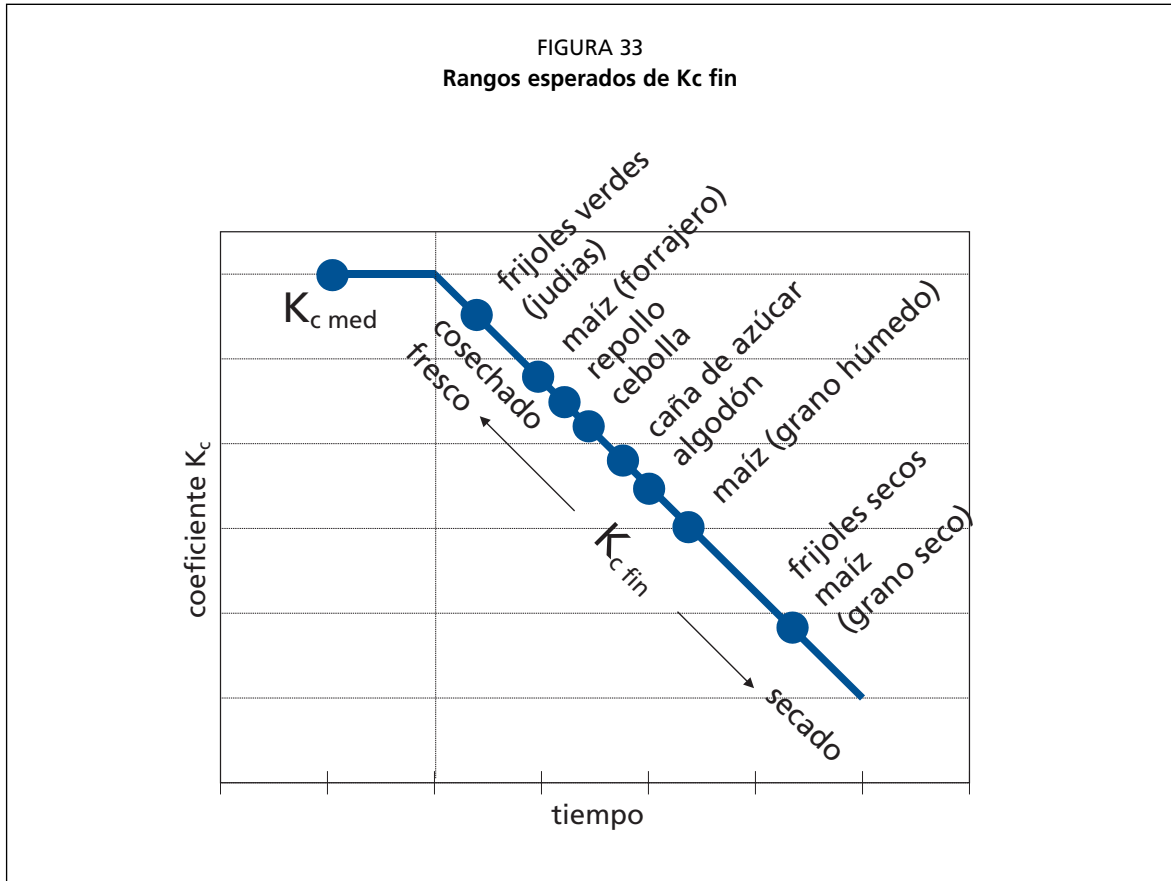
Ajuste por la frecuencia de humedecimiento

El valor de $K_{c\ med}$ resulta menos afectado por la frecuencia de humedecimiento que el valor de $K_{c\ ini}$ debido a que la vegetación en esta etapa se encuentra generalmente en condiciones de cobertura completa, por lo que se reducen los efectos de la evaporación en la superficie del suelo en el valor de K_c . Para condiciones de cultivos regados frecuentemente (frecuencia mayor a 3 días) y donde el valor de $K_{c\ med}$ del Cuadro 12 sea menor a 1,0, este valor puede ser aproximado a 1,1-1,3 para tomar en cuenta el efecto combinado del suelo continuamente humedecido, la evaporación que ocurre por interceptación (riego por aspersión) y la rugosidad de la vegetación; especialmente en los casos donde el sistema de riego humedece una fracción importante de la superficie del suelo ($f_h > 0,3$).

Coeficiente del cultivo para el término de la etapa final ($K_{c\ fin}$)

En el Cuadro 12 se presentan valores típicos del coeficiente del cultivo, correspondientes al final de la etapa final de crecimiento, $K_{c\ fin}$, para varios cultivos agrícolas. Los valores de $K_{c\ fin}$ reflejan las prácticas de manejo del cultivo y del agua que son particulares de cada cultivo. Si el cultivo se riega frecuentemente hasta que se cosecha fresco, la capa superficial del suelo permanecerá húmeda y el valor de $K_{c\ fin}$ será relativamente alto. Por otro lado, en los casos de los cultivos que se dejan morir y secar antes de ser cosechados, los mismos reciben riegos menos frecuentes o no reciben riego durante la etapa final de desarrollo. Consecuentemente, tanto la superficie del suelo como la vegetación permanecerán secas y el valor de $K_{c\ fin}$ será relativamente bajo.

En los casos donde el manejo del agua y las prácticas de cosecha sean diferentes a las relacionadas con los valores típicos presentados en el Cuadro 13, el usuario deberá realizar ajustes a los valores de $K_{c\ fin}$. En el Capítulo 7 se presentan algunas guías para realizar los ajustes del valor de K_c en función de la frecuencia del humedecimiento del suelo. En los casos de cosechas prematuras, el usuario puede construir la curva de K_c utilizando el valor de $K_{c\ fin}$ incluido en el Cuadro 12 y considerar una duración típica de



la etapa final de desarrollo correspondiente a una fecha normal de cosecha; sin embargo el usuario deberá finalizar mas temprano la aplicación de la curva, es decir, para el tiempo correspondiente a la cosecha prematura.

Los valores de $K_{c\text{ fin}}$ incluidos en el Cuadro 12 representan valores típicos esperados de $K_{c\text{ fin}}$ bajo condiciones climáticas estándar. En climas de mayor aridez y condiciones de velocidades de viento mayores se presentarán valores más altos de $K_{c\text{ fin}}$. Por otra parte, climas más húmedos y velocidades de viento menores resultarán en valores menores de $K_{c\text{ fin}}$. Para realizar los ajustes pertinentes para climas donde la HR_{min} sea diferente de 45% y donde u_2 sea mayor o menor a $2,0\text{ m s}^{-1}$ se puede utilizar la Ecuación 65:

$$K_{c\text{ fin}} = K_{c\text{ fin (Cua)}} + [0,04 (u_2 - 2) - 0,004 (HR_{\text{min}} - 45)] \left(\frac{h}{3}\right)^{0,3} \quad (65)$$

donde

$K_{c\text{ fin (Cua)}}$	valor de $K_{c\text{ fin}}$ obtenido del Cuadro 12,
u_2	valor promedio de la velocidad diaria del viento a 2 m de altura sobre el pasto durante la etapa final de crecimiento [m s^{-1}], para $1\text{ m s}^{-1} \leq u_2 \leq 6\text{ m s}^{-1}$,
HR_{min}	valor promedio de humedad relativa mínima diaria durante la etapa final [%], para $20\% \leq HR_{\text{min}} \leq 80\%$,
h	altura promedio de la planta durante la etapa final [m], para $0,1\text{ m} \leq h \leq 10\text{ m}$.

La Ecuación 65 es aplicable solamente en los casos donde los valores tabulados de $K_{c\text{ fin}}$ sean mayores a 0,45. Según esta ecuación, los valores de $K_{c\text{ fin}}$ disminuyen cuando el valor de HR_{min} aumenta. Esta reducción del valor de $K_{c\text{ fin}}$ es característica de cultivos que son cosechados «verdes» o antes de morir y secarse por completo (ósea, $K_{c\text{ fin}} \geq 0,45$).

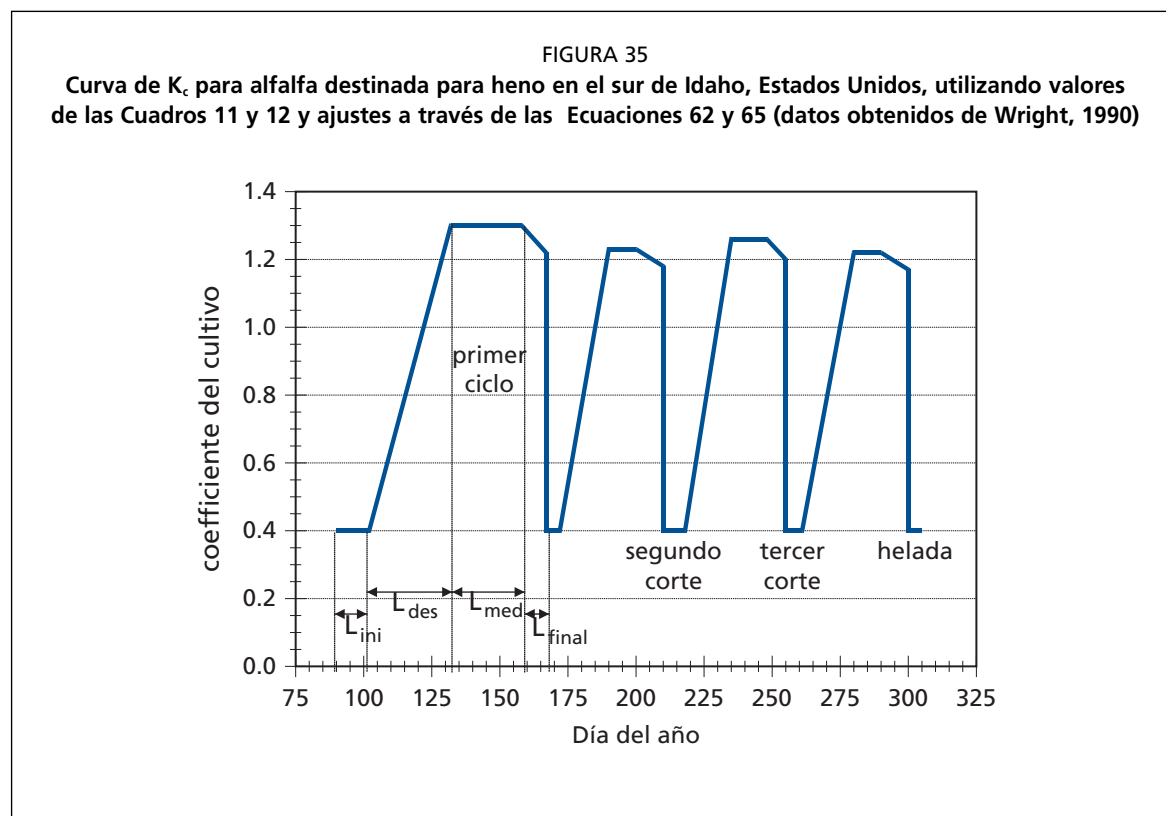
No se necesitan ajustes para los casos donde $K_{c\text{ fin (Cua)}} < 0,45$ (ósea, se toma $K_{c\text{ fin}} = K_{c\text{ fin (Cua)}}$). En los casos donde los cultivos se dejan entrar en senescencia y secar en el campo (como se evidencia cuando $K_{c\text{ fin}} < 0,45$), los valores de u_2 y HR_{min} tendrán un efecto menor en $K_{c\text{ fin}}$ por lo que no se requerirá de ajustes. En realidad $K_{c\text{ fin}}$ podría disminuir a medida que HR_{min} disminuye para cultivos que se encuentran maduros y secos para el momento de la cosecha, debido a que la menor humedad relativa acelera el proceso de secado.

ELABORACIÓN DE LA CURVA DE K_c

Cultivos anuales

Solamente se requiere de tres valores de K_c para la descripción y elaboración de la curva del K_c . Esta curva, tal como se muestra en la Figura 34, se construye a través de los pasos siguientes:

1. Dividir el período de crecimiento en las cuatro etapas generales que describen la fenología o desarrollo del cultivo (inicial, desarrollo del cultivo, mediados de temporada y final); determinar las duraciones de las cuatro etapas de crecimiento e identificar los tres valores de K_c que corresponden a $K_{c\text{ ini}}$, $K_{c\text{ med}}$ y $K_{c\text{ fin}}$ a partir del Cuadro 12.
2. Ajustar los valores de K_c según la frecuencia del humedecimiento o las condiciones climáticas de las etapas de crecimiento, tal como se explicó en la sección anterior.
3. Construir una curva uniendo segmentos de línea recta a través de cada una de las etapas de crecimiento. Se deberán trazar líneas horizontales a través de $K_{c\text{ ini}}$ en la etapa inicial y a través de $K_{c\text{ med}}$ en la etapa de mediados de temporada. Se deberán trazar líneas diagonales desde $K_{c\text{ ini}}$ hasta $K_{c\text{ med}}$ durante la etapa de desarrollo del cultivo y desde $K_{c\text{ med}}$ hasta $K_{c\text{ fin}}$ durante la etapa final.



Curva de K_c para cultivos forrajeros

Muchos cultivos que son utilizados para forraje o heno son cosechados en varias ocasiones durante la temporada de crecimiento. En esencia cada cosecha finaliza una «sub» temporada de crecimiento y por ende una curva de K_c asociada a la misma. La curva de K_c resultante para la temporada será compuesta por una serie de curvas de K_c asociadas con cada sub-ciclo. En la Figura 35 se presenta una curva de K_c para la totalidad de la temporada de crecimiento, construida para un cultivo de alfalfa destinada a la producción de heno en el sur de Idaho.

En el clima del sur de Idaho, la aparición de las hojas ocurre en la primavera alrededor del día 90 del año. El cultivo se cosecha (corta) generalmente para la producción de heno tres o cuatro veces durante la temporada de crecimiento. Por lo tanto en la Figura 35 se muestran cuatro cortes o sub-ciclos de K_c : el sub-ciclo 1 que empieza con la aparición de la primera cubierta verde en la primavera y tres sub-ciclos adicionales que siguen a cada corte. El ciclo de corte 1 es de mayor duración que los ciclos 2, 3 y 4 debido a las menores temperaturas del aire y del suelo durante este período, las cuales reducen la tasa de crecimiento. La duración del ciclo de corte 1 se definió utilizando el primer valor correspondiente a la alfalfa («1^{er} ciclo de corte») en el Cuadro 11 para Idaho, Estados Unidos (10/30/25/10). Las duraciones de los ciclos de corte 2, 3 y 4 fueron tomadas de los valores para alfalfa presentados en el Cuadro 11, correspondientes a «ciclos individuales de corte» para Idaho, Estados Unidos (5/20/10/10). Estas duraciones están basadas en observaciones de campo. En el clima del sur de Idaho, la presencia de heladas determina el final de la temporada productiva en algún momento del Otoño, generalmente alrededor de los días 280-290 del año (comienzo o mitad de Octubre).

La magnitud del valor de K_c durante la etapa de mediados de temporada de cada ciclo de corte mostrado en la Figura 35, varía de ciclo a ciclo debido al efecto del ajuste de los valores de $K_{c_{med}}$ y $K_{c_{fin}}$ para cada ciclo de corte, utilizando las ecuaciones 62 y 65. Para la aplicación de las dos ecuaciones de ajuste mencionadas, los valores de u_2

y HR_{\min} fueron promediados para la etapa de mediados de temporada y la etapa final dentro de cada ciclo de corte. Curvas del coeficiente basal del cultivo K_{cb} similares a la mostrada en la Figura 35 pueden ser elaboradas para cultivos forrajeros o destinados a la producción de heno, siguiendo los procedimientos presentados en el Capítulo 7.

Valor de $K_{c\ med}$ cuando se promedian los efectos de períodos individuales de corte

En ciertas situaciones el usuario puede preferir promediar los efectos de los cortes de un cultivo forrajero a lo largo de la temporada productiva. Cuando se promedia el efecto de los cortes, se requerirá de un valor único de $K_{c\ med}$ y se elaborará una curva única de K_c para toda la temporada productiva. En este caso, una curva «normal» de K_c se elabora tal como se muestra en la Figura 25, donde solamente un período intermedio se presenta para el cultivo forrajero.

El valor de $K_{c\ med}$ para este período intermedio total deberá promediar los efectos de los varios cortes y cosechas. Por lo tanto, el valor utilizado de $K_{c\ med}$ representa un promedio de la curva de K_c para el lapso de tiempo que comienza con la primera obtención de la completa cobertura y que termina con la última etapa final cerca del período de letargo o heladas. El valor de $K_{c\ med}$ bajo estas condiciones promedios podría representar solamente un 80% del valor de K_c para condiciones de cobertura completa. Estos valores promedios de $K_{c\ med}$, correspondientes a la temporada completa, están presentados en el Cuadro 12. Por ejemplo, para el caso de alfalfa para heno, el valor promedio de $K_{c\ med}$ para la temporada completa es de 1,05, mientras el valor de $K_{c\ med}$ que corresponde a un período individual de corte es de 1,20.

Árboles frutales

Los valores del coeficiente del cultivo para las etapas de mediados y final de temporada se incluyen en el Cuadro 12. Como se mencionó anteriormente, los valores de K_c tabulados son valores típicos correspondientes a condiciones climáticas estándar, por lo que necesitan ser ajustados a través de la Ecuaciones 62 y 65 en los casos donde sean distintos los valores de HR_{\min} o u_2 . Debido a que en el caso de los árboles de hoja caduca las etapas de mediados de temporada y final son relativamente largas, el ajuste específico de K_c según los valores de HR_{\min} y u_2 deberá tomar en consideración la variación de las condiciones climáticas durante la temporada productiva. Por lo tanto, con frecuencia se requieren de diversos ajustes del valor de K_c en los casos donde las etapas de mediados de temporada y final se produzcan durante diferentes estaciones climáticas, por ejemplo primavera, verano y otoño; o temporadas secas y lluviosas. Generalmente no serán distintos los valores de $K_{c\ ini}$ y $K_{c\ fin}$ para el caso de árboles de hojas siempre verdes y sin período de letargo, cuando las condiciones climáticas no varíen significativamente, como ocurre en los climas tropicales. Bajo esas condiciones, el ajuste temporal por clima podría ser innecesario debido a que las variaciones en ET_c dependen principalmente de las variaciones en ET_o .

CÁLCULO DE LA ET_c

A partir de la curva del coeficiente del cultivo se puede determinar el valor de K_c para cualquier período en forma gráfica o numérica. Una vez determinados los valores de K_c , la evapotranspiración del cultivo ET_c puede ser calculada multiplicando los valores de K_c por los valores correspondientes de ET_o .

Determinación grafica del valor de K_c

Valores semanales, de diez días, o mensuales de K_c son necesarios cuando los cálculos de ET_c son realizados para intervalos de tiempo semanales, de diez días, o mensuales. Un procedimiento general consiste en construir la curva de K_c , superponer a ella las duraciones de las semanas, períodos de diez días o meses, y determinar gráficamente a partir de la curva de K_c el valor de K_c correspondiente al período considerado

RECUADRO 15

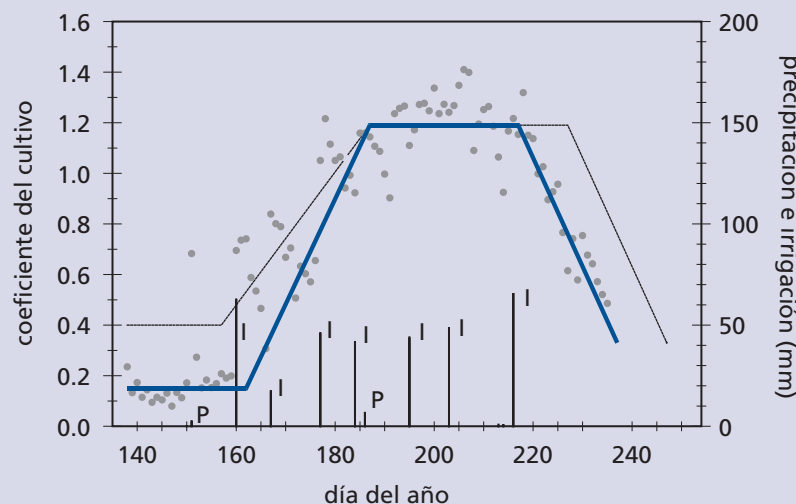
Caso de estudio: cultivo de frijol (Judía) seco en Kimberly, Idaho, Estados Unidos (coeficiente único del cultivo)

Se presenta aquí un ejemplo de la aplicación del procedimiento del K_c bajo condiciones promedias de humedad en el suelo para un cultivo de frijol seco (judía seca) plantado el 23 de Mayo de 1974 en Kimberly, Idaho, Estados Unidos (latitud = 42,4°N). Las duraciones de las etapas inicial, de desarrollo, de mediados de temporada y final, fueron determinadas a partir del Cuadro 11, considerando un clima continental, como de 20, 30, 40 y 20 días respectivamente (las duraciones tabuladas para el Sur de Idaho no fueron usadas en este ejemplo con el fin de demostrar la relativa validez de los valores incluidos en el Cuadro 11, para los casos donde no se disponga de información específica de la localidad). Los valores de $K_{c\text{ ini}}$, $K_{c\text{ med}}$ y $K_{c\text{ fin}}$ seleccionados inicialmente del Cuadro 11 son 0,4, 1,15 y 0,35 respectivamente.

Los valores de HR_{min} y u_2 durante las etapas de mediados de temporada y final, fueron de 30 % y $2,2 \text{ m s}^{-1}$. La máxima altura del cultivo sugerida en el Cuadro 12 para el frijol seco es de 0,4 m. Por lo tanto se ajusta el valor de $K_{c\text{ med}}$, utilizando la Ec. 62, como:

$$K_{c\text{ med}} = 1,15 + [0,04(2,2-2) - 0,004(30-45)] \left(\frac{0,4}{3} \right)^{0,3} = 1,19$$

Como el valor de $K_{c\text{ fin}} = 0,35$ es menor a 0,45, no se requieren ajustes al valor de $K_{c\text{ fin}}$. El valor de $K_{c\text{ med}}$ no es significativamente diferente al valor presentado en el Cuadro 12, debido a que el valor de $u_2 \approx 2 \text{ m s}^{-1}$, el valor de HR_{min} es solamente 15% menor que el de 45% considerado en el Cuadro 12 y la altura de los frijoles es relativamente pequeña. La curva inicial de K_c para el cultivo de frijoles secos en Idaho puede ser elaborada, para propósitos de planificación inicial, tal como se muestra en el grafico (línea punteada), donde los valores de $K_{c\text{ ini}}$, $K_{c\text{ med}}$ y $K_{c\text{ fin}}$ son de 0,4, 1,19, y 0,35 y las cuatro duraciones de las etapas de desarrollo son 20, 30, 40 y 20 días. Nótese que el valor de $K_{c\text{ ini}} = 0,4$ tomado del Cuadro 12 sirve solamente como un valor inicial, aproximado de $K_{c\text{ ini}}$.



Curvas de K_c elaboradas utilizando directamente los valores incluidos en los Cuadros 11 y 12 (línea punteada) y modificados utilizando valores de $K_{c\text{ ini}}$ de la Fig. 29 y $L_{\text{ini}} = 25$, $L_{\text{des}} = 25$, $L_{\text{med}} = 30$, y $L_{\text{fin}} = 20$ días (línea gruesa) para frijoles secos en Kimberly, Idaho. También se muestran valores diarios medidos de K_c (datos de lisímetros obtenidos de Wright, 1990).

El valor de $K_{c\text{ini}}$ puede ser estimado con una mayor exactitud utilizando el procedimiento descrito en este capítulo. El valor promedio de ET_o durante la etapa inicial en Kimberly (final de Mayo – comienzos de Junio, 1974) fue de $5,3 \text{ mm día}^{-1}$ y el intervalo de humedecimiento durante este período fue de aproximadamente 14 días (ocurrieron 2 eventos de lluvia que promediaron 5 mm por evento). Debido a que los eventos de lluvia fueron ligeros ($< 10 \text{ mm}$ cada uno), se utiliza la Fig. 29. La textura del suelo en Kimberly, Idaho es franco limosa. A partir de la Fig. 29, el valor de $K_{c\text{ini}}$ para un intervalo de humedecimiento de 14 días y un valor de $ET_o = 5,3 \text{ mm día}^{-1}$ es de $0,15$ aproximadamente. Este valor es significativamente menor que el valor general de $0,4$ sugerido en el Cuadro 12, lo cual enfatiza la necesidad de utilizar valores reales de precipitación y riego de la localidad para la determinación del valor de $K_{c\text{ini}}$.

Comparación entre las curvas elaboradas y las mediciones

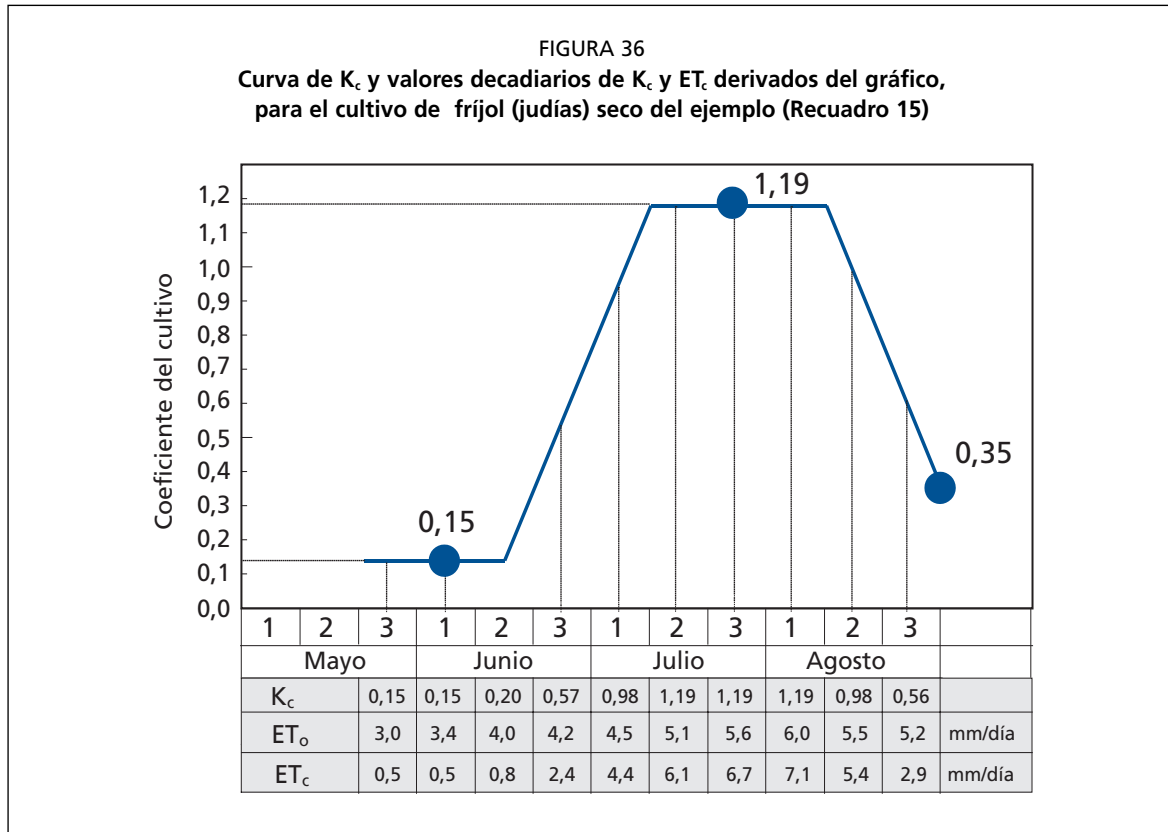
Debido a que los datos de ET_c para el cultivo de frijol seco en Kimberly, Idaho, fueron medidos a través de un sistema de lisímetro de precisión durante 1974 por Wright (1990), los valores reales de K_c pueden ser comparados con las curvas elaboradas de K_c , donde los valores reales de K_c fueron calculados dividiendo las mediciones diarias de ET_c , obtenidas con el lisímetro, entre los valores diarios de ET_o estimados a través de la ecuación de FAO Penman-Monteith.

Tal como se ilustra en el gráfico, la duración de la etapa de mediados de temporada, tomada del Cuadro 11 considerando un clima continental general, sobreestima la duración real de la etapa de mediados de temporada para el cultivo de frijol seco (judía seca) en el sur de Idaho, la cual es en promedio de sólo 30 días en vez de los 40 días sugeridos en el Cuadro 11. Esto ilustra la importancia de utilizar la observación local de 30 días para la etapa de mediados de temporada en lugar del valor general incluido en el Cuadro 11.

La curva final y que representa la mejor estimación de K_c para el frijol seco en el sur de Idaho fue elaborada (curva inferior del gráfico) utilizando los valores de K_c de $0,15$, $1,19$, y $0,35$, así como las duraciones reales observadas de las etapas de crecimiento de 25, 25, 30 y 20 días. Nótese el impacto que el error en la estimación de la duración de la etapa de mediados de temporada tiene en el área bajo la curva de K_c . Esto señala la necesidad de obtener observaciones locales de las fechas y duraciones de las etapas de crecimiento.

El valor calculado de $K_{c\text{med}}$ ($1,19$) parece haber subestimado el valor medido de K_c durante ciertas partes de la etapa de mediados de temporada en Kimberly. Una de las razones para esto es el efecto del incremento de la evaporación del agua en suelo, después de los cuatro eventos de riego ocurridos durante la etapa de mediados de temporada de 1974, lo cual incrementó el valor efectivo de K_c . Esto se ilustra en el Recuadro 16, donde se presenta y demuestra el enfoque del $K_{cb} + K_e$ para este mismo ejemplo.

El valor de $0,15$ calculado para $K_{c\text{ini}}$ utilizando la Fig. 29, concuerda considerablemente con el valor de K_c medido durante la etapa inicial. Los valores medidos de K_c durante la etapa de desarrollo superan la curva final de K_c durante los días en que ocurrieron, o siguen a eventos de humedecimiento. La variación día a día de los valores de K_c medidos es normal, producto de la variación día a día del tiempo atmosférico, de la dirección del viento, en errores en la predicción de R_n y ET_o , así como debido a algunos errores aleatorios en las mediciones del lisímetro o mediciones del tiempo atmosférico.



(Figura 36). El asumir que todas las décadas tienen una duración de 10 días facilita la determinación de K_c e introduce poco error dentro del cálculo de ET_c .

La curva de K_c incluida en el Recuadro 15 fue utilizada en la construcción de la curva mostrada en la Figura 36. Esta curva ha sido superpuesta a las duraciones de cada década. Se utilizaron los valores de K_c de 0,15, 1,19 y 0,35 y las duraciones reales de las etapas de desarrollo iguales a 25, 25, 30 y 20. El cultivo fue plantado al comienzo de la última década de Mayo y fue cosechado 100 días después, al final de Agosto.

Para todas las décadas, los valores de K_c pueden ser determinados directamente de la curva. El valor correspondiente a la mitad de una década representa el valor promedio de K_c para ese período de 10 días. Solamente la segunda década del mes de Junio, donde el valor de K_c cambia abruptamente, requiere cálculos adicionales. Durante los primeros cinco días de esa década, $K_c = 0,15$, mientras durante la segunda parte de la década K_c oscila entre 0,15 y 0,36 al final del día 10. Por lo tanto, el valor de K_c para esa década es de: $5/10 (0,15) + 5/10 (0,15+0,36)/2 = 0,20$.

Determinación numérica del valor de K_c

Se puede determinar el valor del coeficiente K_c , para un período determinado de la temporada de crecimiento, considerando que el valor de K_c durante la etapa inicial y la etapa de mediados de temporada es constante e igual al valor de K_c durante la etapa considerada. Durante las etapas de desarrollo y final, el valor de K_c varía en forma lineal entre el valor de K_c correspondiente a la etapa previa ($K_{c_{prev}}$) y el valor de K_c al comienzo de la próxima etapa ($K_{c_{prox}}$), el cual corresponde al $K_{c_{fin}}$ en el caso de la etapa final:

$$K_{c_i} = K_{c_{prev}} + \left[\frac{i - \sum(L_{prev})}{L_{etapa}} \right] (K_{c_{prox}} - K_{c_{prev}}) \quad (66)$$

EJEMPLO 28
Determinación numérica de K_c
 Determine el valor de K_c para los días 20, 40, 70 y 95 para el cultivo de frijól seco (judía seca)(Figura 36).

Etapa de desarrollo del cultivo	Duración (días)	K _c	
inicial	25	K _{c ini} = 0,15	
desarrollo del cultivo	25	0,15 ... 1,19	
mediados de temporada	30	K _{c med} = 1,19	
final de temporada	20	1,19 .. K _{c fin} = 0,35	
para i = 20:	Etapa inicial, K _c = K _{c ini} =	0,15	-
para i = 40	Etapa de desarrollo del cultivo,		
para:	Σ(L _{prev}) = L _{ini} =	25	días
y:	L _{etapa} = L _{des} =	25	días
de la Ec. 66:	K _c = 0,15+[(40-25)/25](1,19-0,15)=	0,77	-
para i = 70:	Etapa de mediados de temporada, K _c = K _{c med} =	1,19	-
para i = 95	Etapa final,		
para:	Σ(L _{prev}) = L _{ini} +L _{des} + L _{med} = (25+25+30)=	80	días
y:	L _{etapa} = L _{final} =	20	días
de la Ec. 66:	K _c = 1,19+[(95-80)/20](0,35-1,19)=	0,56	-

Los valores de K_c para los días 20, 40, 70 y 95 para el cultivo de frijól seco son de 0,15, 0,77, 1,19 y 0,56 respectivamente.

donde

- i número del día dentro de la temporada de crecimiento [1 .. duración de la temporada de crecimiento],
- K_{c i} coeficiente del cultivo para el día i,
- L_{etapa} duración de la etapa considerada [días],
- Σ(L_{prev}) suma de las duraciones de las etapas previas [días].

La Ecuación 66 es aplicable para cada una de las etapas de desarrollo.

COEFICIENTES DEL CULTIVO BASADOS EN LA ALFALFA COMO REFERENCIA

Debido a que se usan dos cultivos de referencia (pasto y alfalfa) en el mundo, se han desarrollado dos familias de curvas de K_c para los cultivos agrícolas. Estas son las curvas de K_c basadas en la alfalfa, desarrolladas por Wright (1981; 1982) y las basadas en el pasto desarrolladas por Pruitt (Doorenbos y Pruitt 1977; Jensen *et al.* 1990), así como las reportadas en este trabajo. El usuario deberá tomar precauciones para no mezclar valores de K_c basados en pasto con valores de ET para la alfalfa de referencia y viceversa. Generalmente, un valor de K_c basado en la alfalfa de referencia puede ser «transformado» para ser utilizado con pasto de referencia, multiplicando el mismo por un factor que varía entre 1,0 y 1,3, el cual depende del clima (1,05 para condiciones húmedas y de vientos ligeros, 1,2 para condiciones semi-áridas y de vientos moderados, y 1,35 para condiciones áridas y de vientos fuertes):

$$K_{c(\text{pasto})} = K_{\text{factor}} K_{c(\text{alfalfa})} \tag{67}$$

donde

- K_{c (pasto)} K_c basado en el pasto de referencia (usado en este manual),
- K_{c (alfalfa)} K_c basado en la alfalfa como referencia
- K_{factor} factor de conversión (1,0 ... 1,3).

Un factor de conversión del cultivo de referencia puede ser establecido para cualquier tipo de clima usando el valor de K_{c med} = 1,20 indicado para la alfalfa en el Cuadro 12

y luego ajustando por el clima a través de la Ecuación 62. Por ejemplo, en Kimberly, Idaho, Estados Unidos, donde para los meses de verano se presentan valores promedio de $HR_{\min} = 30\%$ y $u_2 = 2,2 \text{ m s}^{-1}$, un radio de conversión de referencia entre la alfalfa y el pasto, utilizando la Ecuación 62, es de aproximadamente:

$$K_{\text{factor}} = 1,2 + [0,04 (2,2 - 2) - 0,004 (30 - 45)] \left(\frac{0,5}{3} \right)^{0,3} = 1,24 \quad (68)$$

donde

$h = 0,5 \text{ m}$ es la altura estándar de la alfalfa de referencia.

EXTRAPOLACIÓN DE VALORES PREVIOS DE K_c

Los valores de $K_{c, \text{med}}$ y $K_{c, \text{fin}}$ presentados en el Cuadro 12 están basados en su mayoría en los valores originales presentados en las publicaciones de la serie de Riego y Drenaje de la FAO No. 24 y 33 (FAO-24 y FAO-33), con algunos ajustes y revisiones para reflejar descubrimientos recientes. Ajustes similares en el valor de $K_{c, \text{med}}$ para compensar las diferencias en rugosidad aerodinámica y área foliar, tal como se considera con la Ecuación 62, son derivados de los valores de K_c asociados a distintas condiciones de viento y HR_{\min} (en el cuadro correspondiente de la FAO-24), con algunos ajustes para reflejar mejor el incremento de los valores de ET del cultivo bajo condiciones de vientos fuertes y baja HR_{\min} , cuando estos se aplican utilizando la ecuación de FAO Penman-Monteith.

Los valores de K_c indicados en la publicación FAO-24 fueron basados principalmente en un cultivo vivo de pasto de referencia. La ecuación de FAO Penman-Monteith que se presenta en esta publicación considera esencialmente el mismo pasto de referencia. Por esta razón los valores de K_c reportados en las dos publicaciones son en general bastante parecidos, exceptuando las situaciones de vientos fuertes y baja HR_{\min} .

Se ha encontrado que la ecuación modificada de Penman, presentada en la publicación de la FAO-24, sobreestima frecuentemente los valores de ET_o hasta en un 25% bajo condiciones de vientos fuertes y condiciones de baja evaporación, además de requerir calibración local (ver Capítulo 2). Por lo tanto no se pueden utilizar los valores de K_c obtenidos de estudios de uso de agua de los cultivos que utilizan la ecuación modificada de Penman de la FAO-24, necesitando ser ajustados utilizando valores de ET_o estimados a través de la ecuación de FAO Penman-Monteith. De la misma forma, las estimaciones de las demandas de agua de los cultivos realizadas a través de la ecuación modificada de Penman de la FAO-24 necesitan ser recalculadas debido a las marcadas diferencias entre la ecuación de la FAO-24 Penman y la ecuación de la FAO Penman-Monteith.

Capítulo 7

ET_c – coeficiente dual del cultivo (K_c = K_{cb} + K_e)

Al igual que el Capítulo 6, este capítulo trata sobre el cálculo de la evapotranspiración del cultivo (ET_c) bajo condiciones estándar, es decir cuando no existen limitaciones al crecimiento del cultivo o la evapotranspiración. En este capítulo se presenta el procedimiento a seguir para predecir los efectos generados por los eventos individuales de humedecimiento del suelo en el valor del coeficiente del cultivo K_c. La solución consiste en dividir K_c en dos coeficientes: uno para la transpiración del cultivo, denominado coeficiente basal del cultivo (K_{cb}), y otro para la evaporación del suelo (K_e):

$$ET_c = (K_{cb} + K_e) ET_o \quad (69)$$

El procedimiento del coeficiente dual del cultivo es más complicado y requiere de más cálculos que el procedimiento del coeficiente único del cultivo (K_c), desarrollado en el Capítulo 6. El procedimiento se aplica con datos diarios y es particularmente adecuado para el cálculo mediante el uso de computadoras. Se recomienda el uso de este procedimiento cuando se requieran estimaciones más precisas del valor de K_c, por ejemplo cuando se determina el calendario de riego diario de campos individuales.

El procedimiento de cálculo de la evapotranspiración del cultivo, ET_c, consiste en:

1. identificar las duraciones de las etapas de desarrollo del cultivo y seleccionar los valores de K_{cb} correspondientes;
2. ajustar los valores de los coeficientes K_{cb} seleccionados de acuerdo a las condiciones climáticas en cada etapa;
3. construir la curva del coeficiente basal del cultivo (lo que permite determinar los valores de K_{cb} para cualquier período durante la temporada de crecimiento);
4. determinar los valores diarios de K_e para la evaporación en la superficie del suelo; y
5. calcular ET_c como el producto de ET_o y (K_{cb} + K_e).

COMPONENTE DE LA TRANSPIRACION (K_{CB} ET_O)

Coeficiente Basal del Cultivo (K_{cb})

El coeficiente basal del cultivo (K_{cb}) se define como la relación entre la evapotranspiración del cultivo y la evapotranspiración de referencia (ET_c/ET_o) cuando la superficie del suelo se encuentra seca pero la transpiración mantiene su tasa potencial, es decir donde la transpiración no está limitada por la ausencia del agua (Figura 22). Por la tanto, «K_{cb} E_{to}» representa esencialmente el componente de la transpiración en el valor de ET_c. El término K_{cb} ET_o incluye además la evaporación residual producida por la difusión del agua del suelo que se encuentra por debajo de la superficie seca del terreno.

Debido a que el valor de K_c del Capítulo 6 incluye los efectos de la evaporación de la superficie del suelo, el valor de K_{cb} será menor al valor de K_c, tal como se ilustra en la Figura 26, por lo que se requiere de un cuadro diferente con los valores de K_{cb}. En el Cuadro 17 se presentan los valores recomendados de K_{cb} para los mismos cultivos incluidos en el Cuadro 12. Al igual que en el Cuadro 12, los valores tabulados de K_{cb} representan valores de K_{cb} asociados a climas sub-húmedos y velocidades de viento moderadas. En climas

donde se requieran ajustes, es decir donde el valor de HR_{\min} sea diferente a 45% o donde la velocidad del viento sea mayor o menor 2 m/s los valores de $K_{cb\ med}$ y $K_{cb\ fin}$ que sean mayores a 0,45 deberán ajustarse utilizando la siguiente Ecuación:

$$K_{cb} = K_{cb(Tab)} + \left[0,04 (u_2 - 2) - 0,004 (HR_{\min} - 45) \right] \left(\frac{h}{3} \right)^{0,3} \quad (70)$$

donde

- $K_{cb(Tab)}$ valor de $K_{cb\ med}$ o $K_{cb\ fin}$ (si es $\geq 0,45$) tomado del Cuadro 17,
- u_2 valor promedio de la velocidad del viento diaria a 2 m de altura sobre el pasto durante las etapas de mediados o final de temporada [$m\ s^{-1}$], para $1\ m\ s^{-1} \leq u_2 \leq 6\ m\ s^{-1}$,
- HR_{\min} valor promedio de la humedad relativa mínima diaria durante las etapas de mediados o final de la temporada [%], para $20\% \leq HR_{\min} \leq 80\%$,
- h altura promedio de las plantas durante las etapas de mediados o final de temporada [m] (del Cuadro 12), para $20\% \leq HR_{\min} \leq 80\%$.

Para una discusión detallada del impacto de esta corrección climática, así como de la determinación numérica de $K_{cb\ med}$ y $K_{cb\ fin}$, se recomienda al usuario revisar los comentarios sobre $K_{c\ med}$ y $K_{c\ fin}$ incluidos en el Capítulo 6.

En el Cuadro 18 se sintetizan los criterios generales que fueron considerados para derivar los valores de K_{cb} a partir de los valores de K_c incluidos en el Cuadro 17. En los casos donde exista información proveniente de investigaciones locales, los valores de K_{cb} presentados en el Cuadro 17 pueden ser modificados para reflejar los efectos que las condiciones locales, prácticas culturales o variedades del cultivo tienen sobre el valor de K_{cb} . Sin embargo, se espera que los valores locales de K_{cb} no difieran en más de 0,2 con respecto a los valores del Cuadro 17. La presencia de una diferencia mayor a 0,2 podría tomarse como un indicativo de la necesidad de investigar o evaluar la técnica de investigación aplicada en la localidad, el equipo utilizado y las prácticas culturales. Cuando se utilicen valores locales de K_{cb} no se requerirá del ajuste climático que se realiza utilizando la Ecuación 70.

EJEMPLO 29

Selección y ajuste del coeficiente basal del cultivo, K_{cb}

Seleccionar los valores de $K_{cb\ ini}$, $K_{cb\ med}$ y $K_{cb\ fin}$ para el cultivo de frijoles (judías) secos del Recuadro 15.

Los valores de $K_{cb\ ini}$, $K_{cb\ med}$ y $K_{cb\ fin}$ pueden ser seleccionados directamente del Cuadro 17 para el cultivo de frijol (judías) seco como 0,15, 1,10 y 0,25. Realizando el ajuste climático a través de la Ec. 70:

$$K_{cb\ ini} = 0,15$$

$$K_{cb\ med} = 1,10 + (0,04 (2,2-2) - 0,004 (30-45)) (0,4/3)^{0,3} = 1,14$$

$$K_{cb\ fin} = 0,25 \quad (\text{como } K_{cb} < 0,45)$$

La altura de los frijoles (judías) fue tomada del Cuadro 12 e igual a 0,4 m.

La curva correspondiente de K_{cb} se presenta en la Figura 37.

CUADRO 17

Coeficiente basal del cultivo K_{cb} para cultivos no estresados y bien manejados en climas sub-húmedos ($HR_{min} \approx 45\%$, $u_2 \approx 2 \text{ m s}^{-1}$) para ser usados con la E_c FAO Penman-Monteith ET_o .

Cultivo	$K_{cb \text{ ini}}^1$	$K_{cb \text{ med}}^1$	$K_{cb \text{ fin}}^1$
a. Hortalizas Pequeñas	0,15	0,95	0,85
Brócoli		0,95	0,85
Col de Bruselas		0,95	0,85
Repollo		0,95	0,85
Zanahoria		0,95	0,85
Coliflor		0,95	0,85
Apio (Céleri)		0,95	0,90
Ajo		0,90	0,60
Lechuga		0,90	0,90
Cebolla - seca		0,95	0,65
- verde		0,90	0,90
- semilla		1,05	0,70
Espinaca		0,90	0,85
Rábano		0,85	0,75
b. Hortalizas – Familia de la Solanáceas	0,15	1,10	0,70
Berenjena		1,00	0,80
Pimiento Dulce (campana)		1,00 ²	0,80
Tomate		1,10 ²	0,60-0,80
c. Hortalizas – Familia de las Cucurbitáceas	0,15	0,95	0,70
Melón		0,75	0,50
Pepino – Cosechado Fresco		0,95 ²	0,70
– Cosechado a Máquina		0,95	0,80
Calabaza de Invierno		0,95	0,70
Calabacín (zucchini)		0,90	0,70
Melón dulce		1,00	0,70
Sandía		0,95	0,70
d. Raíces y Tubérculos	0,15	1,00	0,85
Remolacha, mesa		0,95	0,85
Yuca o Mandioca – año 1		0,70 ³	0,20
– año 2		1,00	0,45
Chirivía		0,95	0,85
Papa o patata		1,10	0,65 ⁴
Camote o Batata		1,10	0,55
Nabos (Rutabaga)		1,00	0,85
Remolacha Azucarera		1,15	0,50 ⁵

¹ Estos son valores de K_{cb} que representan condiciones estándar con una superficie seca del suelo. Estos valores deberán ser utilizados únicamente para la metodología del coeficiente dual $K_{cb} + K_e$. Los valores de la altura máxima del cultivo, para el ajuste climático de K_{cb} , están incluidos en el Cuadro 12.

² En algunas oportunidades, los frijoles (judías), guisantes, leguminosas, tomates, pimientos y pepinos se cultivan utilizando empalizadas que alcanzan los 1,5 a 2 metros de altura. En estos casos es necesario incrementar los valores de K_{cb} . Para frijoles (judías) verdes, pimentones y pepinos se puede asumir un valor de 1,10 y en el caso de los tomates, frijoles (judías) secos y los guisantes, de 1,15. Bajo esas condiciones también debe aumentarse el valor de h.

³ Los valores correspondientes a la etapa de mediados de temporada para la mandioca, asumen condiciones de no-estrés durante o después de la temporada lluviosa. Los valores de $K_{cb \text{ fin}}$ toman en cuenta la dormancia (letargo) durante la estación seca.

⁴ El valor de $K_{cb \text{ fin}}$ para las papas (patatas) es de alrededor 0,35 para papas (patatas) de ciclo largo con rotura de los estolones.

⁵ El valor de $K_{cb \text{ fin}}$ corresponde a condiciones sin riego durante el último mes de la temporada productiva. El valor de $K_{cb \text{ fin}}$ para al remolacha azucarera será mayor, hasta 0,9, cuando ocurra riego o lluvias significativas durante el último mes.

CUADRO 17 (continuación)

Cultivo	$K_{cb\ ini}^1$	$K_{cb\ med}^1$	$K_{cb\ fin}^1$
e. Leguminosas (Leguminosae)	0,15	1,10	0,50
Frijoles o judías verdes		1,00 ²	0,80
Frijoles o judías, secos y frescos		1,10 ²	0,25
Garbanzo (Chick Pea)		0,95	0,25
Habas – Frescas		1,10 ²	1,05
– Seco/Semilla		1,10 ²	0,20
Garbanzo		1,05	0,25
Caupís (cowpeas)		1,00	0,55-0,25 ⁶
Maní o cacahuete		1,10	0,50
Lentejas		1,05	0,20
Guisantes – Frescos		1,10 ²	1,05
– Secos/Semilla		1,10	0,20
Soya o soja		1,10	0,30
f. Hortalizas perennes (con letargo invernal y suelo inicialmente desnudo o con mantillo)			
Alcachofa	0,15	0,95	0,90
Espárragos	0,15	0,90 ⁷	0,20
Menta	0,40	1,10	1,05
Fresas	0,30	0,80	0,70
g. Cultivos Textiles	0,15		
Algodón		1,10-1,15	0,50-0,40
Lino		1,05	0,20
Sisal ⁸		0,4-0,7	0,4-0,7
h. Cultivos Oleaginosos	0,15	1,10	0,25
Ricino		1,10	0,45
Canola (colza)		0,95-1,10 ⁹	0,25
Cártamo		0,95-1,10 ⁹	0,20
Sésamo (ajonjolí)		1,05	0,20
Girasol		0,95-1,10 ⁹	0,25
i. Cereales	0,15	1,10	0,25
Cebada		1,10	0,15
Avena		1,10	0,15
Trigo de Primavera		1,10	0,15-0,3 ¹⁰
Trigo de Invierno	0,15-0,5 ¹¹	1,10	0,15-0,3 ¹⁰
Maíz – grano	0,15	1,15	0,50, 0,15 ¹²
– dulce		1,10	1,00 ¹³
Mijo		0,95	0,20
Sorgo – grano		0,95-1,05	0,35
– dulce		1,15	1,00
Arroz	1,00	1,15	0,70-0,45

⁶ EL primer valor de $K_{cb\ fin}$ es para cuando se cosecha fresco. El segundo valor es para cuando es cosecha seco.

⁷ El valor de K_c para los espárragos permanece como $K_{cb\ ini}$ durante la cosecha de los vástagos, debido a las condiciones de poca cobertura vegetal. El valor de $K_{cb\ med}$ corresponde a después del re-crecimiento de la vegetación, después de terminada la cosecha de los vástagos.

⁸ El valor de K_{cb} para el sisal depende de la densidad de siembra y del manejo del agua (es decir del estrés hídrico intencional).

⁹ Los valores menores son para cultivos de secano con una menor densidad de población.

¹⁰ El valor mayor es para cultivos cosechados a mano.

¹¹ Los dos valores de $K_{cb\ ini}$ para el trigo de primavera corresponden a una cobertura del suelo menor al 10% y para durante el período de letargo invernal, si la vegetación cubre completamente el suelo pero el suelo no está congelado

¹² El primer valor de $K_{cb\ fin}$ es para cuando el cultivo se cosecha con gran humedad en el grano. El segundo valor de $K_{cb\ fin}$ es para cuando se cosecha después del secado completo del grano en el campo (hasta alrededor de 18% de humedad, basado en materia húmeda).

¹³ Si se cosecha en fresco para consumo humano. Usar el valor de $K_{cb\ fin}$ para maíz de campo si el maíz dulce se deja madurar y secar en el campo.

CUADRO 17 (continuación)

Cultivo	$K_{cb\ ini}^1$	$K_{cb\ med}^1$	$K_{cb\ fin}^1$
j. Forrajes			
Alfalfa (heno) – períodos individuales de corte	0,30 ¹⁴	1,15 ¹⁴	1,10 ¹⁴
– para semilla	0,30	0,45	0,45
Bermuda (heno) – efecto promedio de los cortes	0,50	0,95 ¹⁵	0,80
– cultivo para semilla (primavera)	0,15	0,85	0,60
Trébol (heno), Bersím – períodos individuales de corte	0,30 ¹⁴	1,10 ¹⁴	1,05 ¹⁴
Rye Grass (heno) – efecto promedio de los cortes	0,85	1,00 ¹⁵	0,95
Sudán heno (anual) – períodos individuales de corte	0,30 ¹⁴	1,10 ¹⁴	1,05 ¹⁴
Pastos de Pastoreo – Pastos de Rotación	0,30	0,80-1,00	0,80
– Pastoreo Extensivo	0,30	0,70	0,70
Césped (turfgrass) – época fría ¹⁶	0,85	0,90	0,90
– época caliente ¹⁶	0,75	0,80	0,80
k. Caña de Azúcar	0,15	1,20	0,70
l. Frutas Tropicales y Árboles			
Banana o plátano – 1 ^{er} año	0,15	1,05	0,90
– 2 ^{do} año	0,60	1,10	1,05
Cacao	0,90	1,00	1,00
Café – suelo sin cobertura	0,80	0,90	0,90
– con malezas	1,00	1,05	1,05
Palma Datilera	0,80	0,85	0,85
Palmas	0,85	0,90	0,90
Piña ¹⁷ – suelo sin cobertura	0,15	0,25	0,25
– con cobertura de gramíneas	0,30	0,45	0,45
Árbol de Caucho	0,85	0,90	0,90
Té – no sombreado	0,90	0,95	0,90
– sombreado ¹⁸	1,00	1,10	1,05
m. Uvas y Moras			
Moras (matorrales)	0,20	1,00	0,40
Uvas – de mesa o pasas	0,15	0,80	0,40
– vino	0,15	0,65	0,40
Lúpulo	0,15	1,00	0,80

¹⁴Estos valores del coeficiente K_{cb} para cultivos de heno corresponden a la situación inmediatamente después del corte; en cobertura completa; e inmediatamente antes del corte, respectivamente. La temporada de crecimiento se define como una serie de períodos individuales de corte.

¹⁵Estos valores de $K_{cb\ med}$ para los pastos bermuda y ryegrass destinados a heno son un promedio general considerando los valores de K_{cb} para antes y después de los cortes. Estos se aplican para el período que siguen al desarrollo inicial hasta el inicio de la etapa final de la temporada.

¹⁶Variedades de pastos de temporada fría incluyen los sitios cultivados densamente con bluegrass, ryegrass, y fescue. Variedades de temporada cálida incluyen pastos tipo bermuda y St. Agoustine. El valor de 0,90 para el pasto de época fría corresponde a un 0,06 a 0,08 m de altura de corte, bajo condiciones normales de césped. Cuando se practica un manejo cuidadoso del agua y no se requiere de un crecimiento rápido, se puede reducir los valores de K_{cb} para césped en 0,10.

¹⁷La planta de piña posee una transpiración muy baja debido a que la misma cierra sus estomas durante el día y los abre durante la noche. Por lo tanto, la mayor parte de la ET_c en la piña esta constituida por la evaporación que ocurre en el suelo.

¹⁸Incluye el requerimiento de agua de los árboles bajo sombra.

CUADRO 17 (continuación)

Cultivo	$K_{cb\ ini}^1$	$K_{cb\ med}^1$	$K_{cb\ fin}^1$
n. Árboles Frutales			
Almendras, sin cobertura del suelo	0,20	0,85	0,60 ¹⁹
Manzanas, Cerezas, Peras ²⁰			
- sin cobertura del suelo, con fuertes heladas	0,35	0,90	0,65 ¹⁹
- sin cobertura del suelo, sin heladas	0,50	0,90	0,70 ¹⁹
- cobertura activa del suelo, con fuertes heladas	0,45	1,15	0,90 ¹⁹
- cobertura activa del suelo, sin heladas	0,75	1,15	0,80 ¹⁹
Albaricoque, Durazno o Melocotonero, Drupas (frutales de hueso) ^{20, 21}			
- sin cobertura del suelo, con fuertes heladas	0,35	0,85	0,60 ¹⁹
- sin cobertura del suelo, sin heladas	0,45	0,85	0,60 ¹⁹
- cobertura activa del suelo, con fuertes heladas	0,45	1,10	0,85 ¹⁹
- cobertura activa del suelo, sin por heladas	0,75	1,10	0,80 ¹⁹
Aguacate, sin cobertura del suelo	0,50	0,80	0,70
Cítricos, sin cobertura del suelo ²²			
- 70% cubierta vegetativa	0,65	0,60	0,65
- 50% cubierta vegetativa	0,60	0,55	0,60
- 20% cubierta vegetativa	0,45	0,40	0,50
Cítricos, con cobertura activa del suelo o malezas ²³			
- 70% cubierta vegetativa	0,75	0,70	0,75
- 50% cubierta vegetativa	0,75	0,75	0,75
- 20% cubierta vegetativa	0,80	0,80	0,85
Coníferas ²⁴	0,95	0,95	0,95
Kiwi	0,20	1,00	1,00
Olivos (40 a 60% de cobertura del suelo por el dosel) ²⁵	0,55	0,65	0,65
Pistachos, sin cobertura del suelo	0,20	1,05	0,40
Huerto de Nogal ¹⁹	0,40	1,05	0,60 ¹⁹

¹⁹ Estos valores de $K_{cb\ fin}$ son representativos del K_{cb} antes de la caída de las hojas. Después de la caída de las hojas, $K_{cb\ fin} \approx 0,15$ para suelo descubierto y seco, o para cobertura muerta del suelo; $K_{cb\ fin} \approx 0,50$ a $0,80$ para cobertura activa y en desarrollo (consultar el Capítulo 11).

²⁰ Referirse a la Ec. 94, 97 o 98 y notas de pie de página 22 y 23 para estimar K_{cb} para sitios con cultivos inmaduros.

²¹ La categoría de las drupas es aplicable a los duraznos, albaricoques, peras, ciruelas y pecanas.

²² Estos valores de K_{cb} pueden ser calculados a partir de la Ec. 98 para $K_{cb\ min} = 0,15$ y $K_{cb\ full} = 0,70$, $0,65$ y $0,70$ para las etapas inicial, mediados y final de la temporada, y $f_{c\ eff} = f_c$ donde f_c = fracción del suelo cubierto por el dosel del árbol (se asume que el sol se encuentra directamente por encima). El valor correspondiente a la etapa de mediados de temporada es menor que los correspondientes a las etapas inicial y final debido a los efectos del cierre estomático durante períodos de máxima ET. Para climas húmedos y sub-húmedos, donde existe un menor control estomático por parte de los cítricos, se pueden aumentar los valores de $K_{cb\ ini}$, $K_{cb\ med}$ y $K_{cb\ fin}$ en un $0,1 - 0,2$, según Rogers *et al.* (1983).

²³ Estos valores de K_{cb} pueden ser calculados como $K_{cb} = f_c K_{cb\ ncs} + (1 - f_c) K_{cb\ cobertura}$ donde $K_{cb\ ncs}$ es el valor de K_c de los cítricos que no poseen cobertura activa del suelo (calculado según la nota a pie de página 22); $K_{cb\ cobertura}$ es el valor de K_{cb} para la cobertura activa del suelo ($0,90$) y f_c se define en la nota a pie de página 22. Alternativamente, el valor de K_{cb} para los cítricos con cobertura activa del suelo puede ser estimado directamente a través de la Ec. 98 considerando $K_{cb\ min} = K_{cb\ cobertura}$. Para climas húmedos y semi-húmedos, donde existe un menor control estomático por parte de los cítricos, se pueden incrementar los valores de $K_{cb\ ini}$, $K_{cb\ med}$ y $K_{cb\ fin}$ en un $0,1 - 0,2$, según Rogers *et al.* (1983).

Para cobertura inactiva o moderadamente activa del suelo (cobertura activa del suelo implica cobertura verde y en crecimiento con un valor del IAF > 2 a 3 , aproximadamente), el valor de K_c deberá ser ponderado entre el valor de K_c correspondiente a la ausencia de cobertura del suelo y el valor de K_c para la cubierta activa del suelo, basando la ponderación en el grado de «verdosidad» y el área foliar aproximada de la cubierta del suelo.

²⁴ Las coníferas presentan un control estomático significativo debido a su reducida resistencia aerodinámica. Los valores de K_c pueden ser fácilmente inferiores a los presentados, los cuales representan condiciones de humedecimiento óptimo en bosques extensos.

²⁵ Estos coeficientes representan un 40 a 60% de cobertura del suelo. Referirse a la Ec. 98, ejemplo 43 y notas a pie de página 22 y 23, para estimar K_{cb} para cultivos inmaduros.

Fuentes Principales: $K_{cb\ ini}$: Doorenbos y Kassam (1979); $K_{cb\ med}$ y $K_{cb\ fin}$: Doorenbos y Pruitt (1977); Pruitt (1986); Wright (1981, 1982), Snyder *et al.* (1989)

CUADRO 18

Guías generales para la derivación de K_{cb} a partir de los valores de K_c incluidos en el Cuadro 12

Etapa de Desarrollo	Condición del suelo, riego y practica cultural	K_{cb}	Ajustes adicionales
Inicial	Cultivo anual - superficie del suelo (casi) desnuda	0,15	-
	Cultivo perenne-superficie del suelo (casi) desnuda	0,15 - 0,20	-
	Pastos, arbustos y árboles – con heladas fuertes	0,30 - 0,40	-
	Cultivo perenne - alguna cobertura del suelo o cobertura foliar		-
	- riego infrecuentemente (olivos, palmas, árboles frutales, ...)	$K_{c\ ini(Cuadro12)} - 0,1$	-
	- riego frecuente (Hortalizas tipo jardín, ...)	$K_{c\ ini(Cuadro12)} - 0,2$	-
Mediados de temporada	Cobertura del suelo mayor a 80%	$K_{c\ med(Cuadro12)} - 0,05$	Clima (Ec. 70)
	Cobertura del suelo menor a 80% (Hortalizas)	$K_{c\ med(Cuadro12)} - 0,10$	Clima (Ec. 70)
Final	Regado o humedecido infrecuentemente durante la etapa final	$\sim K_{c\ fin} - 0,05$	-
	Regado o humedecido frecuentemente durante la etapa final	$K_{c\ fin} - 0,1$	Clima (Ec. 70)

Clima: el ajuste por clima se realiza utilizando la Ec. 70 cuando $K_{cb} > 0,45$ **Determinación de los valores diarios de K_{cb}**

Como se describió en el Capítulo 6, se requieren solamente tres valores para describir y elaborar la curva del coeficiente del cultivo. Después de dividir el período de crecimiento en las cuatro etapas generales y seleccionar y ajustar los valores de K_{cb} correspondientes a la etapa inicial ($K_{cb\ ini}$), de mediados de temporada ($K_{cb\ med}$) y final ($K_{cb\ fin}$), se puede elaborar la curva del coeficiente del cultivo (Figura 37) y determinar los coeficientes K_{cb} (Ejemplo 30).

COMPONENTE DE LA EVAPORACION ($K_e ET_o$)

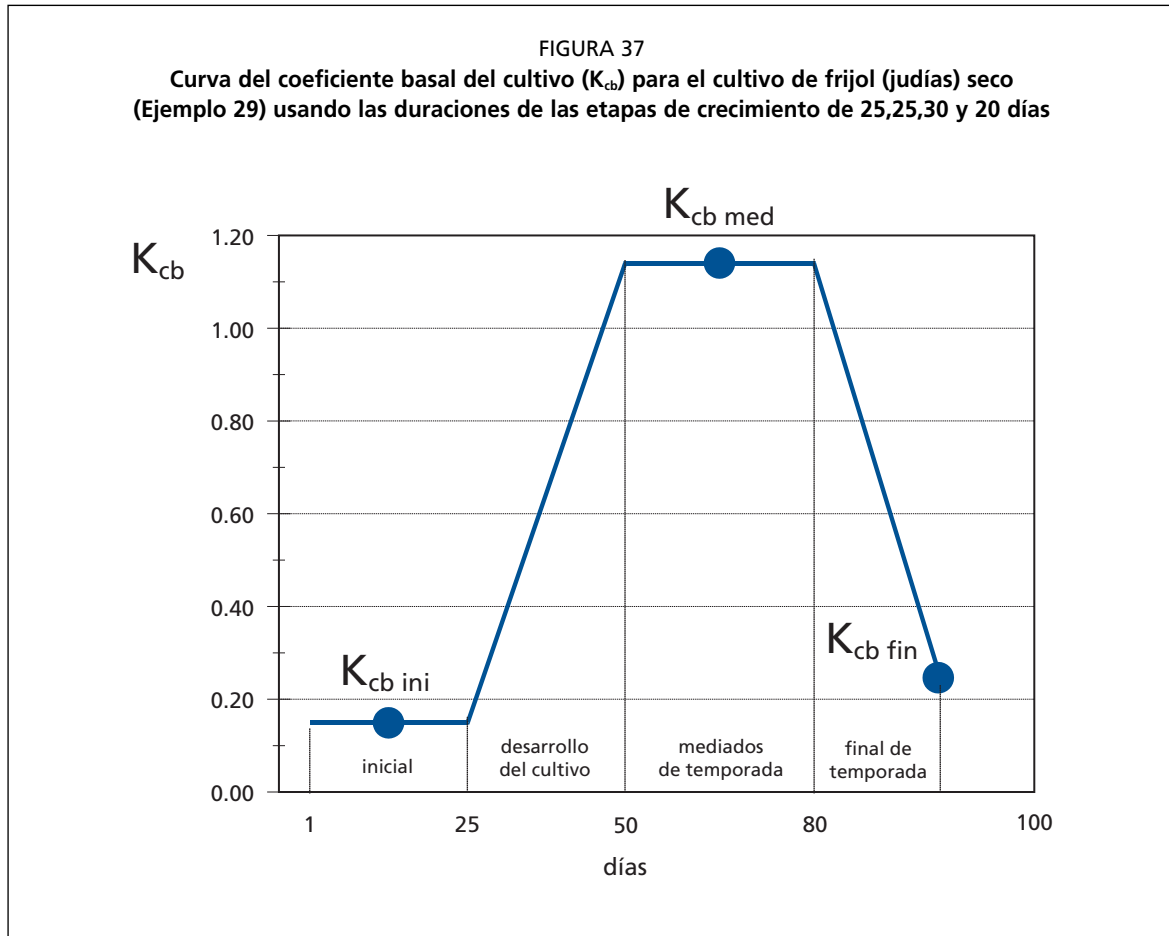
El coeficiente de la evaporación K_e representa al componente de la evaporación en el valor de ET_c . Cuando la superficie del suelo se encuentra húmeda, después del riego o la lluvia, el valor de K_e será máximo. Cuando la superficie del suelo se encuentra seca, K_e será pequeño o incluso cero cuando no exista agua remanente en la superficie del suelo para ser evaporada.

EJEMPLO 30**Determinación de los valores diarios de K_{cb}**

Calcular el coeficiente basal del cultivo de frijoles (judías) secos (Ejemplo 29, Figura 37) para la mitad de cada una de las cuatro etapas de desarrollo.

Etapa Inicial	($L_{ini} = 25$ días), para el día 12 del período de crecimiento: $K_{cb} = K_{cb\ ini} = 0,15$
Etapa de desarrollo del Cultivo	($L_{des} = 25$ días), para el día $(25+25/2=)$ 37 del período de crecimiento, usando Ec. 66: $K_{cb} = 0,15 + [(37 - 25)/25] (1,14 - 0,15) = 0,63$
Etapa de mediados de temporada	($L_{med} = 30$ días), para el día $(25+25+30/2=)$ 65 del período de crecimiento: $K_{cb} = K_{cb\ med} = 1,14$
Etapa Final	($L_{fin} = 20$ días), para el día $(25+25+30+20/2=)$ 90 del período de crecimiento, Ec. 66: $K_{cb} = 1,14 + [(90-(25+25+30))/20] (0,25-1,14) = 0,70$

El coeficiente basal del cultivo, K_{cb} , para los días 12, 37, 65 y 90 del período de crecimiento son 0,15, 0,63, 1,14 y 0,70 respectivamente.



Procedimiento de cálculo

Cuando el suelo se encuentra húmedo, la evaporación en el suelo ocurre a una tasa máxima. Sin embargo, el valor del coeficiente del cultivo ($K_c = K_{cb} + K_e$) no puede exceder a un valor máximo, $K_{c\ max}$. Este valor estará determinado por la cantidad de energía disponible para el proceso de evaporación en la superficie del suelo ($K_{cb} + K_e \leq K_{c\ max}$), o $K_e \leq (K_{c\ max} - K_{cb})$.

A medida que la superficie del suelo se va secando una menor cantidad de humedad estará disponible para la evaporación, por lo que la evaporación comenzará a reducirse en función de la cantidad de agua remanente en la capa superficial del suelo, es decir:

$$K_e = K_r (K_{c\ max} - K_{cb}) \leq f_{ew} K_{c\ max} \quad (71)$$

donde

- K_e coeficiente de la evaporación en el suelo,
- K_{cb} coeficiente basal del cultivo,
- $K_{c\ max}$ valor máximo de K_c después del riego o lluvia,
- K_r coeficiente adimensional de reducción de la evaporación, dependiente de la lámina acumulada de agua agotada (evaporada) de la capa superficial del suelo,
- f_{ew} fracción del suelo que se encuentra simultáneamente expuesto y humedecido, es decir la fracción de la superficie del suelo a partir de la cual ocurre la mayor parte de la evaporación.

En los términos utilizados en programación, la Ecuación 71 se expresa como $K_e = \min(K_r (K_{c \max} - K_{cb}), f_{ew} K_{c \max})$.

Después de la lluvia o el riego el valor de K_r será igual a 1 y la evaporación estará limitada solamente por la cantidad de energía disponible para el proceso de evaporación. A medida que la superficie del suelo se seca, el valor de K_r será menor que la unidad y la evaporación se verá reducida. El valor de K_r será igual a cero cuando no exista agua para ser evaporada en la capa superficial del suelo.

La evaporación ocurre principalmente en la fracción del suelo que se encuentra expuesta. Por lo tanto la evaporación será restringida, en un momento dado, por la cantidad de energía disponible en la fracción expuesta del suelo, es decir K_e no puede exceder a $f_{ew} K_{c \max}$, donde f_{ew} es la fracción del suelo a partir de la cual ocurre la mayor parte de la evaporación o, en otras palabras, la fracción del suelo que no se encuentra cubierta por la vegetación y que al mismo tiempo se encuentra humedecida por el riego o la lluvia.

El procedimiento de cálculo consiste en determinar:

- el límite superior $K_{c \max}$;
- el coeficiente de reducción de la evaporación en el suelo; y
- la fracción expuesta y humedecida del suelo f_{ew} .

La estimación del valor de K_r requiere del cálculo de un balance diario de humedad en la capa superficial del suelo.

Límite superior $K_{c \max}$

El valor de $K_{c \max}$ representa el límite superior de la evaporación y la transpiración que puede ocurrir en una superficie cultivada, valor que es impuesto para reflejar los límites naturales definidos por la cantidad de energía disponible representados en la diferencia del balance de energía $R_n - G - H$ (Ecuación 1). El valor de $K_{c \max}$ tiene un rango que oscila alrededor 1,05 a 1,30, cuando se utiliza la evapotranspiración del pasto de referencia ET_o:

$$K_{c \max} = \max \left\{ \left[1,2 + [0,04(u_2 - 2) - 0,004 (HR_{\min} - 45)] \left(\frac{h}{3} \right)^{0,3} \right], \{K_{cb} + 0,05\} \right\} \quad (72)$$

donde

- h altura máxima promedio de las plantas durante el período de cálculo considerado (etapa inicial, desarrollo, mediados de temporada o final) [m],
- K_{cb} coeficiente basal del cultivo,
- max () valor máximo de los parámetros entre los paréntesis { } que están separados por comas.

La Ecuación 72 asegura que el valor de $K_{c \max}$ sea siempre mayor o igual a la suma de $K_{cb} + 0,05$. Esto significa que la presencia de una superficie húmeda aumentará el valor de K_{cb} en 0,05 después de un humedecimiento completo de la superficie del suelo, aún durante situaciones de completa cobertura vegetal. Se utiliza un valor de 1,2 en lugar de 1, para el cálculo de $K_{c \max}$ en la Ecuación 72, debido al efecto del incremento de la rugosidad aerodinámica de los cultivos circundantes durante las etapas de desarrollo, mediados y final de la temporada de crecimiento, lo cual incrementa la transferencia del vapor por turbulencia a partir de la fracción expuesta del suelo. El coeficiente «1,2» también refleja el impacto de la reducción del albedo en un suelo húmedo, así como la contribución del calor almacenado en el suelo seco antes del evento de humedecimiento. Todos estos factores pueden contribuir al incremento de la evaporación, con relación a la de referencia.

El coeficiente «1,2» en la Ecuación 72 representa el efecto de los intervalos de humedecimiento que son mayores de 3 ó 4 días. Si los eventos de riego o lluvia son más frecuentes, por ejemplo diarios o cada dos días, el suelo tendrá menos oportunidad de absorber calor entre eventos sucesivos, por lo que el valor del coeficiente «1,2» de la Ecuación 72 podrá ser reducido aproximadamente a 1,1. El intervalo de tiempo para el cálculo de $K_{c\max}$ puede variar entre diario a mensual.

Coeficiente de reducción de la evaporación del suelo (K_r)

Se puede asumir que la evaporación que se presenta en la parte expuesta del suelo ocurre en dos etapas: una etapa limitada por la cantidad de energía disponible y una etapa donde la tasa de evaporación se reduce gradualmente. Cuando la superficie del suelo se encuentra húmeda, el valor de K_r es igual a 1. Cuando el contenido de agua en la parte superior del suelo empieza a ser limitante, el valor de K_r disminuye, llegando a cero cuando se agota la totalidad de agua.

Cantidad máxima de agua evaporable

En este procedimiento sencillo de simulación de la evaporación, se asume que el contenido de agua en la capa evaporable corresponde a la capacidad de campo, θ_{FC} , poco tiempo después de un evento importante de humedecimiento y que el suelo puede secarse hasta un contenido de humedad intermedio entre secado al horno (sin agua remanente) y el punto de marchitez permanente, θ_{WP} . Por lo tanto, la cantidad de agua que puede ser agotada mediante evaporación durante un ciclo completo se estima como:

$$AET = 1000 (\theta_{FC} - 0,5 \theta_{WP}) Ze \quad (73)$$

donde

- AET agua evaporable total = lámina máxima de agua que puede ser evaporada en el suelo, cuando la capa superficial del mismo ha sido inicialmente humedecida por completo [mm],
 θ_{FC} contenido de humedad en el suelo a capacidad de campo [$m^3 m^{-3}$],
 θ_{WP} contenido de humedad en el punto de marchitez permanente [$m^3 m^{-3}$],
 Ze profundidad de la capa del suelo que es sujeta al secado a través de la evaporación [0,10-0,15 m].

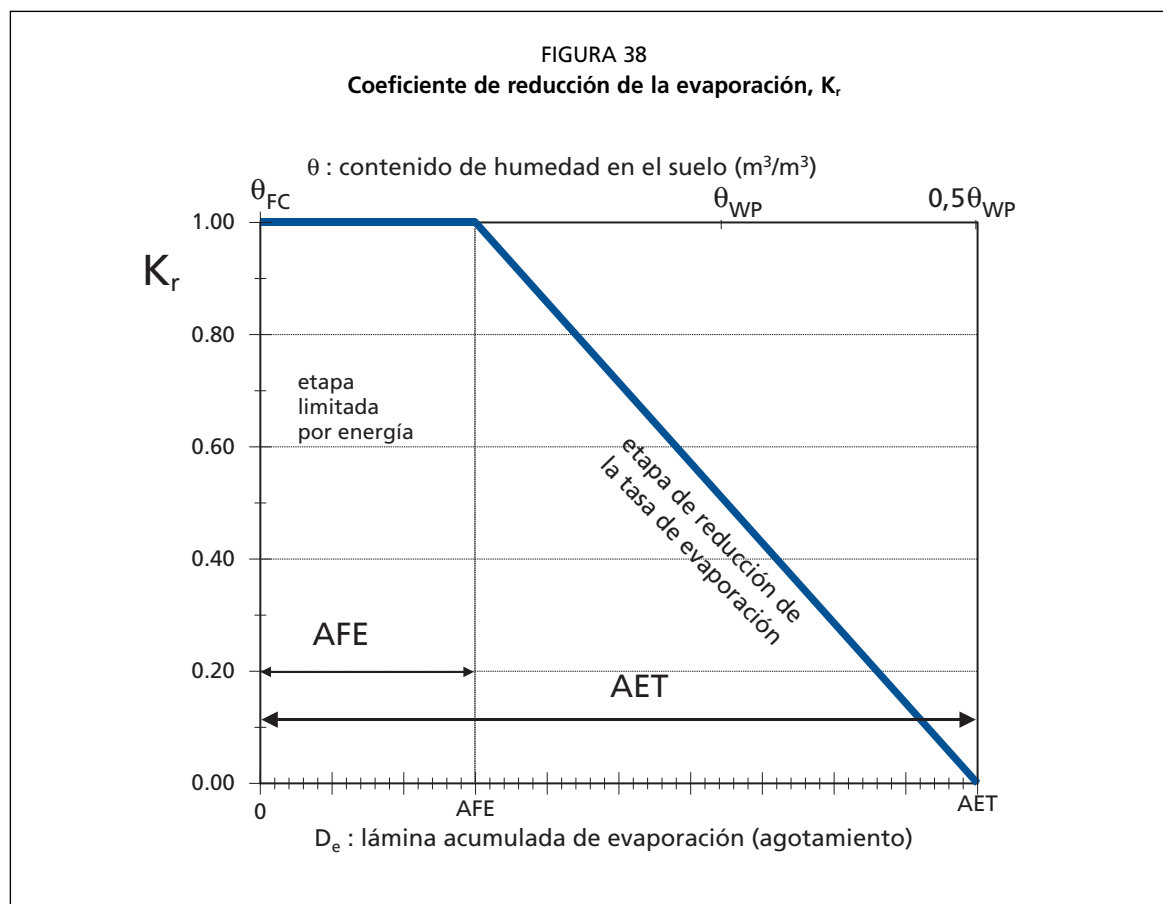
Cuando no se disponga de información apropiada, se recomienda asumir un valor de profundidad efectiva de la capa evaporante del suelo de alrededor 0,10 a 0,15 m. En el Cuadro 19 se presentan valores típicos de θ_{FC} , θ_{WP} y AET.

CUADRO 19

Características típicas de la humedad del suelo para diferentes tipos de suelo

Tipo de Suelo (Clasificación de la textura del Suelo del USDA)	Características de la humedad del suelo			Parámetros de Evaporación	
	θ_{FC}	θ_{WP}	$(\theta_{FC} - \theta_{WP})$	Cantidad de agua que puede ser agotada a través de la evaporación	
				Etapas 1 AFE	Etapas 1 y 2 AET* ($Z_e = 0,10$ m)
m^3/m^3	m^3/m^3	m^3/m^3	mm	mm	
Arenoso	0,07 - 0,17	0,02 - 0,07	0,05 - 0,11	2 - 7	6 - 12
Arenoso Franco	0,11 - 0,19	0,03 - 0,10	0,06 - 0,12	4 - 8	9 - 14
Franco Arenoso	0,18 - 0,28	0,06 - 0,16	0,11 - 0,15	6 - 10	15 - 20
Franco	0,20 - 0,30	0,07 - 0,17	0,13 - 0,18	8 - 10	16 - 22
Franco Limoso	0,22 - 0,36	0,09 - 0,21	0,13 - 0,19	8 - 11	18 - 25
Limoso	0,28 - 0,36	0,12 - 0,22	0,16 - 0,20	8 - 11	22 - 26
Franco Arcillo Limoso	0,30 - 0,37	0,17 - 0,24	0,13 - 0,18	8 - 11	22 - 27
Arcillo Limoso	0,30 - 0,42	0,17 - 0,29	0,13 - 0,19	8 - 12	22 - 28
Arcilloso	0,32 - 0,40	0,20 - 0,24	0,12 - 0,20	8 - 12	22 - 29

*AET = $(\theta_{FC} - 0,5 \theta_{WP}) Z_e$



Etapa 1: etapa limitada por la energía disponible

Al comienzo de un ciclo de secado, después de un evento importante de lluvia o riego, el contenido de humedad en la capa superficial del suelo corresponderá a capacidad de campo y la cantidad de agua agotada por evaporación, D_e , será igual a cero. Durante la etapa 1 del proceso de secado la superficie del suelo permanecerá húmeda y se asume que la evaporación en la superficie expuesta del suelo ocurrirá a una tasa máxima, la cual será limitada solamente por la cantidad de energía disponible en la superficie del suelo. Esta etapa se mantiene hasta que la lámina acumulada de evaporación, D_e , aumente hasta un punto donde las propiedades hidráulicas de la parte superior del suelo comiencen a ser limitantes y la humedad no pueda ser transportada a la superficie del suelo a una tasa que pueda satisfacer la demanda potencial de la evaporación. Durante la etapa 1 de secado, $K_r = 1$.

La lámina acumulada de evaporación, D_e , al final de la etapa 1 de secado será igual a AFE (agua fácilmente evaporable), la cual representa la lámina máxima de agua que puede ser evaporada sin restricciones de la capa superficial del suelo durante la etapa 1. Esta lámina oscila normalmente entre los 5 a 12 mm, siendo en general mayor para suelos de textura media y fina. En el Cuadro 19 se presentan valores típicos de AFE.

Etapa 2: etapa de reducción de la tasa de evaporación

La segunda etapa (donde la tasa de evaporación se va reduciendo paulatinamente) es denominada «etapa de reducción de la tasa de evaporación», la cual se inicia cuando el valor de D_e supera a la AFE. En este punto, la superficie del suelo se encontrará visiblemente seca y la evaporación a partir de la porción expuesta del suelo se reducirá en proporción a la cantidad de agua remanente en la capa superficial del suelo:

$$K_r = \frac{AET - D_{e,i-1}}{AET - AFE} \quad \text{para } D_{e,i-1} > AFE \quad (74)$$

donde

- K_r coeficiente adimensional de reducción de la evaporación, dependiente del agotamiento de la humedad (lámina acumulada de evaporación), en la parte superior del suelo ($K_r = 1$ cuando $D_{e,i-1} \leq AFE$),
- $D_{e,i-1}$ lámina acumulada de evaporación (agotamiento) en la capa superficial del suelo al final del día_{i-1} (el día anterior) [mm],
- AET lámina acumulada máxima de evaporación (agotamiento) en la capa superficial del suelo cuando $K_r = 0$ (AET = agua evaporable total) [mm],
- AFE lámina acumulada de evaporación al final de la etapa 1 (AFE = agua fácilmente evaporable) [mm].

EJEMPLO 31

Determinación de la evapotranspiración en un suelo descubierto

Determinar la evapotranspiración que ocurre en la superficie de un suelo sin cobertura, de textura franca ($K_{cb} \approx 0,15$), durante diez días consecutivos, después de la ocurrencia de una lluvia fuerte. El valor promedio de la evapotranspiración de referencia durante el período de secado del suelo es $ET_o = 4,5 \text{ mm día}^{-1}$, siendo el clima subhúmedo y con vientos ligeros.

Del Cuadro 19
Para lluvia en suelo desnudo
Utilizando la Ec. 72

Para suelo franco: AET $\approx 20 \text{ mm}$ y AFE $\approx 9 \text{ mm}$
 $f_{ew} = 1$
 $K_{c \text{ max}} = 1,20$

(1) día	(2) D_e inicial mm	(3) Etapa	(4) K_r	(5) K_e	(6) $K_e ET_o$ mm día ⁻¹	(7) D_e final mm	(8) ET_c mm día ⁻¹
1	0,00	1	1	1,05	4,73	4,73	5,4
2	4,73	1	1	1,05	4,73	9,45	5,4
3	9,45	2	$(20-9,45)/(20-9)=0,96$	1,01	4,53	13,98	5,2
4	13,98	2	$(20-13,98)/(20-9)=0,55$	0,57	2,59	16,57	3,3
5	16,57	2	$(20-16,57)/(20-9)=0,31$	0,33	1,47	18,04	2,1
6	18,04	2	$(20-18,04)/(20-9)=0,18$	0,19	0,84	18,88	1,5
7	18,88	2	$(20-18,88)/(20-9)=0,10$	0,11	0,48	19,36	1,2
8	19,36	2	$(20-19,36)/(20-9)=0,06$	0,06	0,27	19,64	0,9
9	19,64	2	$(20-19,64)/(20-9)=0,03$	0,03	0,16	19,79	0,8
10	19,79	2	$(20-19,79)/(20-9)=0,02$	0,02	0,09	19,88	0,8

- (1) Número del día.
- (2) Agotamiento al inicio del día (= agotamiento al final del día anterior).
- (3) Etapa de evaporación del suelo (la etapa 2 comienza cuando $D_e > AFE = 9 \text{ mm}$).
- (4) K_r ($K_r = 1$ para la etapa 1. Use Ec. 74 para la etapa 2).
- (5) Utilizando la Ec. 21: $K_e = K_r (K_{c \text{ max}} - K_{cb}) = K_r (1,20 - 0,15) = 1,05$ $K_r \leq 1,20$.
- (6) Componente de la evaporación: $K_e ET_o = K_e (4,5 \text{ mm día}^{-1})$.
- (7) Agotamiento al final del día = (2) - (6).
- (8) $ET_c = (K_{cb} + K_e) ET_o = (0,15 + K_e) ET_o = (0,15 + K_e) 4,5 \text{ mm día}^{-1}$,
donde $K_{cb} ET_o = (0,15 ET_o) \approx 0,7 \text{ mm día}^{-1}$ es la evaporación basal o «difusa» en el suelo, que ocurre posiblemente por debajo de la profundidad Z_e (~ 0,10 a 0,15 m). Debido a que el suelo en este ejemplo se encuentra descubierto, es posible asumir un valor de K_{cb} igual a cero, por lo que el valor máximo de K_e sería $K_{c \text{ max}} = 1,20$. En este caso toda la evaporación sería descontada de la capa superficial del suelo.

Este ejemplo demuestra que para la estimación de K_r se requiere del cálculo del balance diario de humedad del suelo. Este aspecto es desarrollado en mayor profundidad en la sección que trata sobre el cálculo diario de K_e .

Fracción expuesta y humedecida del suelo (f_{ew})

f_{ew} : procedimiento de cálculo

En cultivos que cubren parcialmente la superficie del suelo, la evaporación del agua en el suelo no ocurre uniformemente a lo largo de la totalidad de la superficie, sino que es mayor en la superficie no cubierta por las plantas, donde será mayor la exposición a luz solar y donde se presenta la mayor ventilación del aire, el cual transportará el vapor de agua desde la superficie del suelo hacia arriba de la vegetación. Este hecho es de especial importancia en los casos donde solo una porción del suelo es humedecida a través del riego.

Se reconoce que tanto la ubicación como la fracción del suelo expuesto a la luz solar cambia en cierta medida de acuerdo al momento del día y a la orientación de las hileras del cultivo. El procedimiento que se presenta en esta parte asume una fracción general promedio de la superficie del suelo a partir de la cual ocurrirá la mayor parte de la evaporación. Se asume que la parte de la evaporación que ocurre por difusión, a partir del suelo que se encuentra por debajo de la vegetación, está incluida principalmente en el coeficiente basal K_{cb} .

Cuando toda la superficie del suelo se humedece, como ocurre en los casos de lluvia o riego por aspersión, la fracción de la superficie del suelo a partir de la cual ocurre la mayor parte de la evaporación, f_{ew} , estará definida esencialmente como $(1 - f_c)$; donde f_c es la fracción promedio de la superficie del suelo que está cubierta por la vegetación y $(1 - f_c)$ será la fracción aproximada de la superficie del suelo que se encuentra expuesta. Sin embargo, en los casos de los sistemas de riego que humedecen solo una fracción de la superficie del suelo, f_{ew} deberá limitarse a f_w , la cual representa la fracción de la superficie del suelo que se humedece a través del riego (Figura 39). Por lo tanto f_{ew} se calcula como:

$$f_{ew} = \min(1 - f_c, f_w) \quad (75)$$

donde

- $1 - f_c$ fracción expuesta promedio del suelo, la cual no se encuentra cubierta (o sombreada) por la vegetación [0,01 - 1],
- f_w fracción promedio de la superficie del suelo humedecida por el riego o la lluvia [0,01 - 1].

La función ‘min()’ selecciona el valor menor entre ‘ $1 - f_c$ ’ y ‘ f_w ’. En la Figura 39 se ilustra la relación entre f_{ew} , $(1 - f_c)$ y f_w .

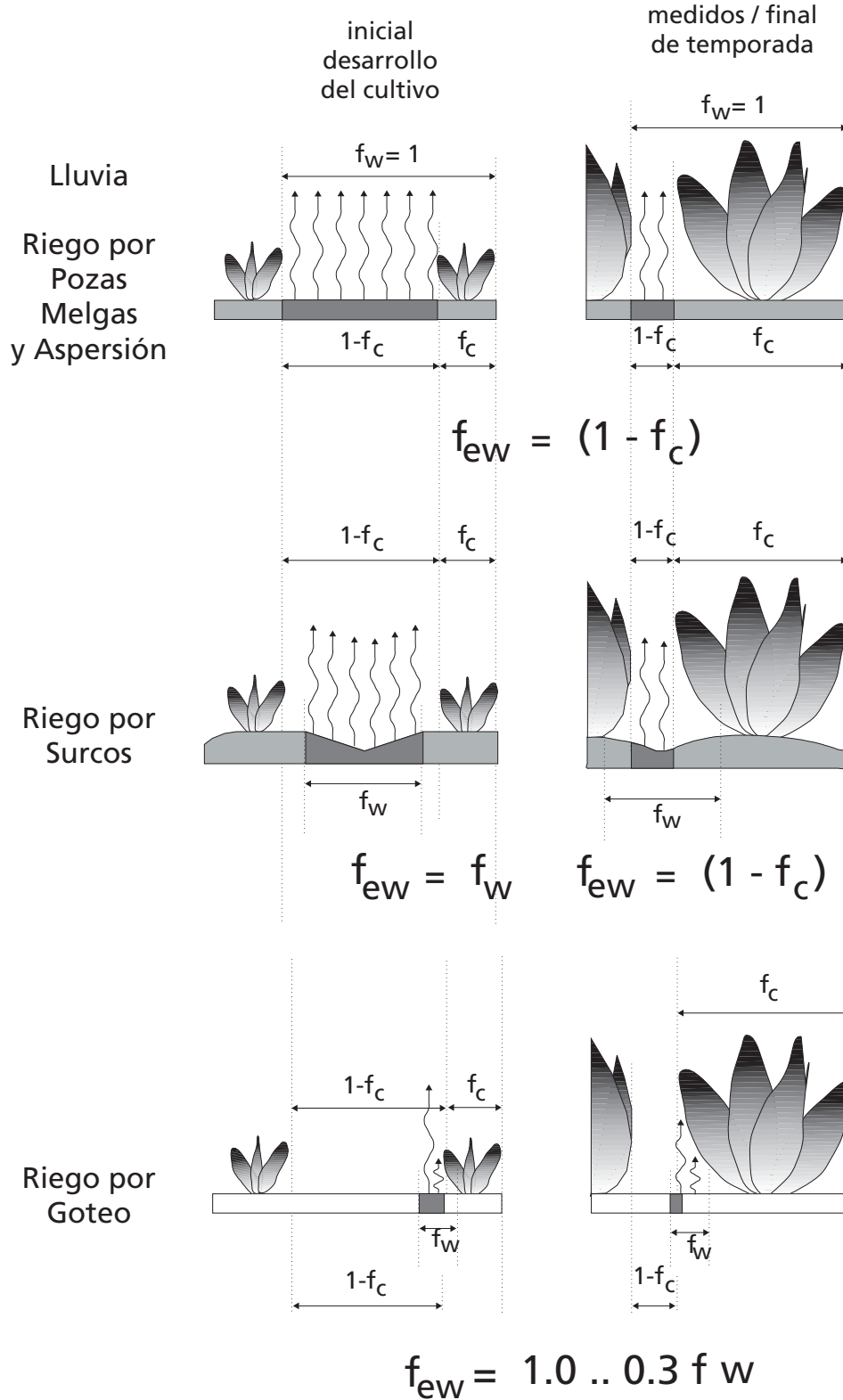
La condición impuesta a través de la Ecuación 75 asume que la fracción del suelo humedecido por el riego se encuentra dentro de la fracción del suelo que esta expuesta a la luz solar y la ventilación del aire. Esto representa el caso general, exceptuando quizás el caso de riego por goteo. (Figura 39)

En el caso del riego por goteo, donde la mayor parte del suelo humedecido por el riego pudiera encontrarse por debajo de la vegetación y estar por lo tanto sombreado por la misma, se requerirán de modelos mas complicados de la superficie del suelo y de los patrones de humedecimiento para la estimación precisa de la evaporación total que ocurre en el suelo. En este caso el valor de f_w pudiera ser reducido aproximadamente de la mitad a un tercio de los valores reportados en el Cuadro 20, para incluir los efectos del sombreado de los emisores por parte de la vegetación en la tasa de evaporación del suelo humedecido (Ejemplo 34). Un procedimiento general podría consistir en multiplicar f_w por $[1 - (2/3) f_c]$ para riego por goteo.

f_w : fracción de la superficie del suelo humedecida por el riego o la lluvia

En el Cuadro 20 se presentan valores típicos de f_w . Cuando se presente una combinación de riego y lluvia dentro del mismo ciclo de secado o en el mismo día, el valor de f_w deberá consistir en un promedio ponderado del valor de f_w correspondiente a la precipitación ($f_w = 1$) y el valor de f_w para el sistema de riego. La ponderación deberá ser proporcional a las láminas infiltradas producidas por cada fuente de humedecimiento.

FIGURA 39
 Determinación de la variable f_{ew} (áreas con flechas), en función de la fracción de cobertura de la superficie del suelo (f_c) y de la fracción humedecida de la superficie (f_w)



CUADRO 20

Valores comunes de la fracción f_w de la superficie humedecida del suelo por riego o lluvia

Evento de humedecimiento	f_w
Precipitación	1,0
Riego por aspersión	1,0
Riego por pozas	1,0
Riego por melgas	1,0
Riego por surcos (cada surco), camas estrechas	0,6 ... 1,0
Riego por surcos (cada surco), camas anchas	0,4 ... 0,6
Riego por surcos (surcos alternados)	0,3 ... 0,5
Riego por goteo	0,3 ... 0,4

Como alternativa para cada día de aplicación del agua considerado, se pueden usar las siguientes reglas para determinar f_w para un día determinado y los días siguientes de una manera más simple:

- Si la superficie es humedecida por riego y lluvia insignificante (< 3 a 4 mm): f_w es igual al f_w para el sistema de riego;
- Si la superficie es humedecida por riego y lluvia significativa (> 3 a 4 mm): f_w es igual a 1 (precipitación);
- Si la superficie es humedecida por riego: f_w es igual al f_w del sistema de riego;
- Si la superficie es humedecida por una lluvia significativa (es decir > 3 a 4 mm), sin la presencia de riego: $f_w = 1$;
- Cuando no existe ni riego ni lluvia significativa: f_w es igual al f_w del día anterior.

1- f_c : fracción expuesta del suelo

La fracción del suelo cubierta por la vegetación se denomina f_c . Por lo tanto el término $(1 - f_c)$ representa la fracción del suelo que se encuentra expuesta a la luz solar y la ventilación del aire, la cual viene a representar el sitio donde ocurre la mayor parte de la evaporación en el suelo humedecido. El valor de f_c debe ser inferior a 0,99. El usuario deberá asumir valores apropiados de f_c para cada una de las etapas de crecimiento. En el Cuadro 21 se presentan valores típicos de f_c y $(1 - f_c)$.

Cuando no se dispone de mediciones del valor de la fracción de cobertura, f_c , se puede estimar f_c de la siguiente forma:

$$f_c = \left(\frac{K_{cb} - K_{c \min}}{K_{c \max} - K_{c \min}} \right)^{(1+0,5h)} \quad (76)$$

donde

- f_c fracción efectiva de la superficie del suelo que se encuentra cubierta por la vegetación [0-0,99],
- K_{cb} valor del coeficiente basal del cultivo para un día o período particular,
- $K_{c \min}$ valor mínimo de K_c para suelo sin cobertura y seco [\approx 0,15 - 0,20],
- $K_{c \max}$ valor máximo de K_c inmediatamente después del humedecimiento (Ecuación 72),
- h altura promedio de la planta [m].

CUADRO 21

Valores comunes de la fracción del suelo cubierta por la vegetación (f_c) y de la expuesta a la luz del sol ($1-f_c$)

Etapas de crecimiento del cultivo	f_c	$1-f_c$
Etapas inicial	0,0 - 0,1	1,0 - 0,9
Etapas de desarrollo del cultivo	0,1 - 0,8	0,9 - 0,2
Etapas de mediados de temporada	0,8 - 1,0	0,2 - 0,0
Etapas de final de temporada	0,8 - 0,2	0,2 - 0,8

Se debe utilizar con precaución la Ecuación 76 y validarla a través de observaciones de campo. El valor de $K_{c\ min}$ representa el valor mínimo del coeficiente del cultivo para suelo seco y desnudo, cuando la transpiración y la evaporación en el suelo son cercanas a sus niveles basales (difusivos). Se recomienda un valor de $K_{c\ min} \approx 0,15 - 0,20$. El valor de $K_{c\ min}$ constituye una parte integral de todos los coeficientes K_{cb} . Generalmente $K_{c\ min}$ tiene el mismo valor que el de $K_{cb\ ini}$ utilizado para cultivos anuales que se encuentran en condiciones de suelo casi descubierto (0,15 - 0,20).

En la Ecuación 76 se asume que el valor de K_{cb} resulta afectado significativamente por la fracción del suelo cubierta por la vegetación. Esta consideración es acertada para la mayoría de condiciones y tipo de vegetación. El exponente '1+0,5h' presente en la ecuación, viene a representar el efecto de la altura de la planta en el sombreado de la superficie del suelo, así como el incremento del valor de K_{cb} para un valor determinado de f_c . El usuario deberá limitar la diferencia $K_{cb} - K_{c\ min}$ a $\geq 0,01$ para mantener la estabilidad numérica. El valor de f_c variará diariamente a medida que cambia el valor de K_{cb} . Por lo tanto la ecuación anterior se aplica diariamente.

La aplicación de la Ecuación 76 predice la reducción del valor de f_c durante la etapa final en proporción al valor de K_{cb} , a pesar de que el suelo pueda permanecer cubierto por la vegetación senescente. Esta predicción ayuda a tomar en cuenta el transporte local de calor sensible desde las hojas senescentes hacia la superficie del suelo que se encuentra por debajo de las mismas.

EJEMPLO 32

Cálculo del coeficiente del cultivo ($K_{cb} + K_e$) bajo riego por aspersión

Un campo de algodón ha sido recientemente regado por aspersión. El valor de K_{cb} para un día determinado (durante la etapa de desarrollo) ha sido calculado utilizando el Cuadro 17 y la Ec. 70 y luego interpolado a partir de la curva de K_{cb} , obteniéndose un valor de 0,9. Se conocen los valores de $ET_0 = 7\text{ mm día}^{-1}$, $u_2 = 3\text{ m s}^{-1}$ y la $HR_{\min} = 20\%$. Estimar el valor del coeficiente del cultivo ($K_{cb} + K_e$).

Asumiendo $h = 1\text{ m}$ y utilizando la Ec. 72, el valor de $K_{c\ max}$ para este clima árido es:

$$K_{c\ max} = \max \left(\left\{ 1,2 + [0,04(3-2) - 0,004(20-45)] \left(\frac{1}{3} \right)^{0,3} \right\}, \{0,9 + 0,05\} \right) = 1,30$$

Utilizando la Ec. 76, donde $K_{c\ min} = 0,15$:

$$\begin{aligned} f_c &= [(K_{cb} - K_{c\ min}) / (K_{c\ max} - K_{c\ min})] (1 + 0,5h) \\ &= [(0,9 - 0,15) / (1,3 - 0,15)] (1 + 0,5(1)) = 0,53. \end{aligned}$$

Como el campo fue regado por riego por aspersión, $f_w = 1,0$ y a través de la Ec. 75:

$$\begin{aligned} f_{ew} &= \min(1 - f_c, f_w) \\ &= \min(1 - 0,53, 1,0) = 0,47. \end{aligned}$$

Asumiendo que el riego fue suficiente para llevar la capa evaporante del suelo a capacidad de campo, por lo que: $Kr = 1$, la evaporación corresponde a la etapa 1.

Usando la Ec. 71: $K_e = 1,00 (1,30 - 0,90) = 0,40$

Este valor debe ser comparado con el límite superior representado por $f_{ew} K_{c\ max}$ para asegurar que es inferior al mismo:

$f_{ew} K_{c\ max} = 0,47 (1,30) = 0,61$, el cual es mayor que el valor de K_e . Por lo tanto, se puede utilizar el valor de K_e sin ninguna restricción.

El valor total de K_c para el campo cultivado, asumiendo que no existe estrés hídrico debido a una ausencia de humedad en el perfil del suelo, es:

$$\begin{aligned} K_c &= K_{cb} + K_e \\ &= 0,9 + 0,40 = 1,30. \end{aligned}$$

Este valor es bastante grande debido a la presencia de una gran humedad en la superficie del suelo, el hecho de que el cultivo es relativamente alto y rugoso, al compararse con el pasto de referencia, así como la aridez del clima ($u_2 = 3\text{ m s}^{-1}$ y $HR_{\min} = 20\%$). En esta situación, el valor de K_c iguala al valor de $K_{c\ max}$ debido a que el campo fue recién humedecido a través del riego por aspersión.

EJEMPLO 33**Cálculo del coeficiente del cultivo ($K_{cb} + K_e$) bajo riego por surcos**

El campo de algodón citado en el ejemplo anterior (Ej. 32) ha sido regado a través de riego por surcos en hileras alternadas en lugar de riego por aspersión, siendo la fracción humedecida del campo a través del riego igual a 0,3.

El valor de f_{ew} es calculado en este caso a través de la Ec. 75:

$$f_{ew} = \min(1-f_c, f_w) = \min(1 - 0,53, 0,3) = 0,3.$$

Asumiendo que el riego fue suficiente para llevar la porción f_{ew} de la capa evaporante a capacidad de campo, por lo que $K_r = 1$ y la evaporación se encuentra en la etapa 1.

Utilizando la Ec. 71:

$$K_e = 1,00 (1,30 - 0,9) = 0,40$$

Se compara este valor con el límite superior representado por $f_{ew} K_{c,max}$ el cual es $0,30 (1,30) = 0,39$. Debido a que $0,40 > 0,39$, el K_e calculado con el área superficial f_{ew} deberá ser restringido a 0,39.

El valor total de K_c para el campo regado por riego por surcos, asumiendo la ausencia de estrés hídrico debido al suelo seco, es $K_c = K_{cb} + K_e = 0,9 + 0,39 = 1,29$. Este valor es esencialmente igual al obtenido en el ejemplo anterior (Ej. 32), debido a que la metodología asume que el suelo entre las hileras alternas representa la porción humedecida a través del riego, por lo que la mayoría de la superficie del suelo tiene cobertura vegetativa o suelo humedecido.

EJEMPLO 34**Cálculo del coeficiente del cultivo ($K_{cb} + K_e$) bajo riego por goteo**

El campo de algodón mencionado en el ejemplo anterior (Ej. 32) ha sido regado a través de riego por goteo, donde los emisores son colocados por debajo de la parte vegetativa del algodón. La fracción humedecida de la superficie del suelo por el sistema de riego es de 0,3.

En este caso el valor de f_{ew} es calculado a través de la Ec. 75 como $f_{ew} = \min(1-f_c, f_w)$. Debido a que los emisores están localizados por debajo de la vegetación, por que existirá una menor cantidad de energía disponible para la evaporación, se reduce el valor de f_w multiplicándolo por $1 - (2/3)f_c$, por lo que:

$$f_{ew} = \min[(1-f_c), (1 - 0,67 f_c) f_w] = \min[(1-0,53), (1 - 0,67(0,53))(0,3)] = 0,19$$

Asumiendo que el riego fue suficiente para llevar la porción f_{ew} de la capa evaporante a capacidad de campo, por lo que $K_r = 1$ y la evaporación se encuentra en la etapa 1.

Utilizando la Ec. 71:

$$K_e = 1,00 (1,30-0,90) = 0,40.$$

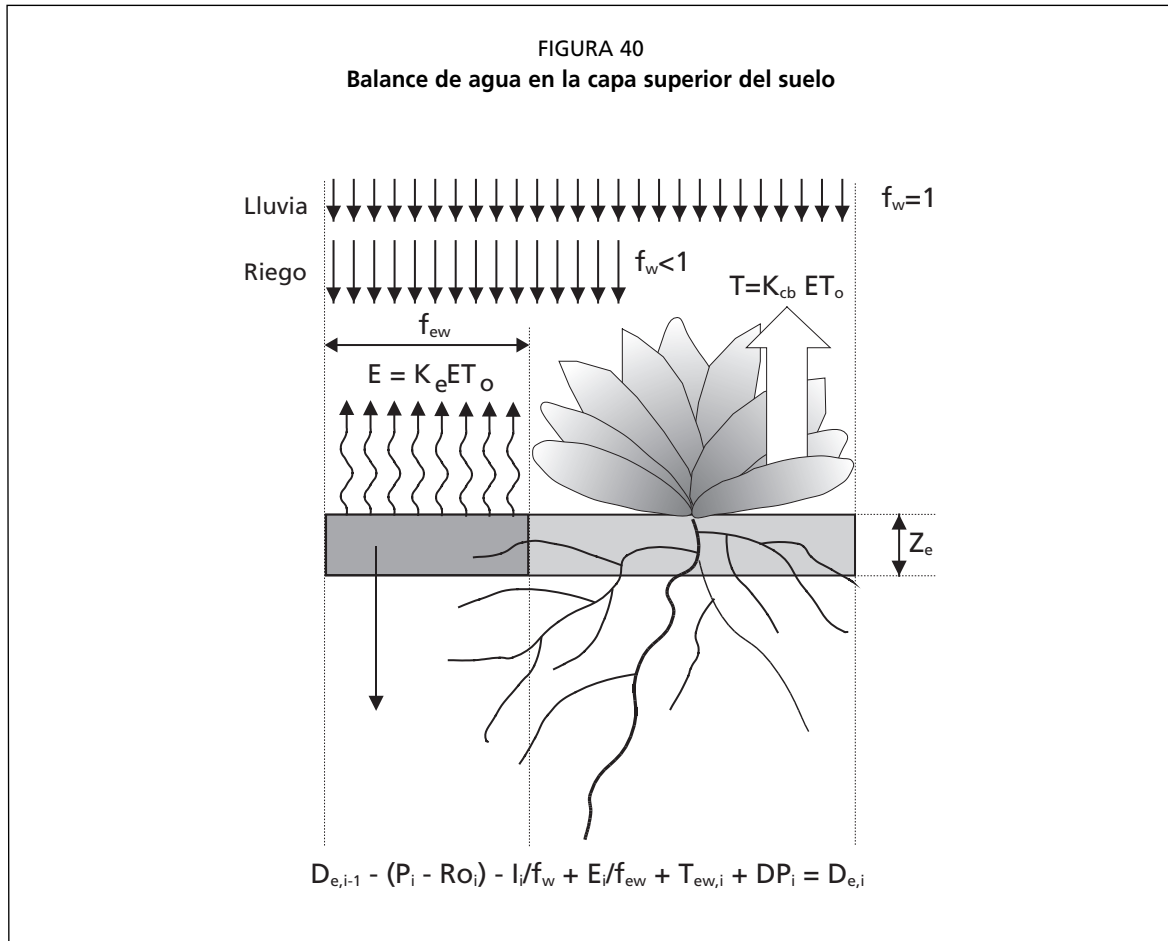
Se compara este valor con el límite superior $f_{ew} K_{c,max} = 0,19 (1,30) = 0,25$. Como $0,25 < 0,40$, el valor de K_e obtenido de la fracción f_w del área superficial estará restringido por la cantidad de energía disponible. Por lo tanto, $K_e = 0,25$.

El valor total de K_c para el campo regado por riego por goteo, asumiendo la ausencia de estrés hídrico debido a la falta de humedad en el suelo, es: $K_c = K_{cb} + K_e = 0,9 + 0,25 = 1,15$. Este valor de K_c es menor que el obtenido para riego por aspersión y para riego por surco (Ejemplos 32 y 33).

Cálculo diario del valor de K_e ***Balance diario de la humedad del suelo***

Para la estimación del valor de K_e se requiere del cálculo de un balance diario del agua presente en la capa superficial del suelo con el objeto de determinar la lámina acumulada de evaporación o agotamiento. La Ecuación para el balance del agua en el suelo, correspondiente a la fracción expuesta y humedecida del mismo, f_{ew} , es la siguiente (Figura 40):

$$D_{e,i} = D_{e,i-1} - (P_i - RO_i) - \frac{I_i}{f_w} + \frac{E_i}{f_{ew}} + T_{ew,i} + DP_{e,i} \quad (77)$$



donde

- $D_{e,i-1}$ lámina acumulada de evaporación (agotamiento), después de un humedecimiento completo, originada a partir de la fracción expuesta y humedecida de la porción superior del suelo, al final del día $i-1$ [mm],
- $D_{e,i}$ lámina acumulada de evaporación (agotamiento) después de un humedecimiento completo al final del día i [mm],
- P_i precipitación en el día i [mm],
- RO_i escurrimiento del agua precipitada en la superficie del suelo en el día i [mm],
- I_i lámina de riego en el día i que infiltra en el suelo [mm],
- E_i evaporación en el día i (ósea, $E_i = K_e ET_o$) [mm],
- $T_{ew,i}$ lámina de transpiración que ocurre en la fracción expuesta y humedecida de la capa superficial del suelo en el día i [mm],
- $D_{pe,i}$ pérdidas por percolación profunda que ocurren a partir de la capa superficial del suelo en el día i , cuando el contenido de humedad en el suelo excede la capacidad de campo [mm],
- f_w fracción de la superficie del suelo humedecida a través del riego [0,01 - 1],
- f_{ew} fracción expuesta y humedecida del suelo [0,01 - 1].

Límites del valor de $D_{e,i}$

Al asumir que la capa superficial del suelo se encuentra a capacidad de campo, después de una lluvia pesada o riego, se asume que el valor mínimo del agotamiento $D_{e,i}$ es igual a cero. A medida que se seca la superficie del suelo aumenta el valor de $D_{e,i}$ y en ausencia de algún evento de humedecimiento, $D_{e,i}$ alcanzará progresivamente su valor

máximo AET (Ecuación 73). En ese momento no existirá agua en la capa superficial del suelo disponible para la evaporación, K_r será igual a cero, y el valor de $D_{e,i}$ se mantendrá igual a AET hasta que la parte superior del suelo sea humedecida nuevamente. En consecuencia, los límites impuestos al valor de $D_{e,i}$ son:

$$0 \leq D_{e,i} \leq AET \quad (78)$$

Agotamiento inicial

Para iniciar el balance de agua en la capa evaporante del suelo, el usuario puede asumir que la capa superficial del suelo se encuentra cerca de capacidad de campo después de una lluvia pesada o riego, es decir, $D_{e,i-1} = 0$. En el caso que haya transcurrido un período largo de tiempo desde el último humedecimiento, el usuario puede asumir que se ha agotado toda el agua evaporable de la capa superficial del suelo al comenzar los cálculos, ósea $D_{e,i-1} = AET = 1000(\theta_{FC} - 0,5 \theta_{WP}) Z_c$.

Precipitación y escurrimiento superficial

El término P_i representa la precipitación ocurrida en un día determinado. En el caso de que la precipitación del día ocurra en láminas menores de alrededor $0,2 ET_o$, se asume que la misma es normalmente evaporada en su totalidad, por lo que puede ser ignorada en el cálculo de K_c y en el balance del agua en el suelo. La cantidad de agua precipitada que se pierde por escurrimiento superficial depende de: la intensidad de la lluvia; la pendiente del terreno; el tipo de suelo, sus condiciones hidráulicas y el contenido de humedad antecedente; y el uso de la tierra y tipo de cobertura. Para situaciones generales, puede asumirse un valor de RO_i igual a cero o el mismo puede ser estimado considerando solamente cierto porcentaje de P_i . En especial esta consideración es válida cuando se considera el balance de agua en la capa superior del suelo, debido a que la mayoría de los eventos de precipitación que tengan intensidades o láminas lo suficientemente grandes como para causar escurrimiento superficial, también llevarán el contenido de humedad en la capa superior del suelo a capacidad de campo. Por lo tanto se podría ignorar el impacto del componente de escurrimiento superficial. Por otra parte, en general los eventos ligeros de precipitación no producirán cantidades apreciables de escurrimiento superficial.

Riego

En general, la lámina de riego I_i se expresa como una lámina de agua que es equivalente a la lámina infiltrada media de riego distribuida sobre la totalidad del campo. Por lo tanto el valor I_i / f_w se utiliza para describir la concentración real del volumen de riego sobre la fracción del suelo que se humedece (Figura 31).

Evaporación

Se asume que la evaporación que ocurre por debajo de la cubierta vegetativa está incluida en el valor de K_{cb} , por lo que no es cuantificada de manera explícita. El cálculo de la evaporación se concentra totalmente en la porción expuesta y humedecida de la capa superficial del suelo. El componente de evaporación E_i se define por el producto $K_e ET_o$. El cociente E_i / f_{ew} representa la concentración real de la evaporación que ocurre sobre la fracción del suelo que se encuentra tanto expuesto como humedecido.

Transpiración

Exceptuando el caso de los cultivos de raíces poco profundas (es decir, donde la profundidad máxima de la zona radicular es $< 0,5$ a $0,6$ m), la cantidad de transpiración que ocurre en la capa evaporante del suelo es pequeña y puede ser ignorada (es decir, $T_{ew} = 0$). Por otra parte, en el caso de cultivos sembrados en hileras, la mayor parte del agua extraída por las raíces de las plantas es extraída por debajo de la cobertura vegetativa. Por lo tanto, se puede asumir que la lámina T_{ew} , que ocurre en la fracción few de la superficie del suelo, es igual a cero en estos casos.

EJEMPLO 35

Estimación de la evapotranspiración del cultivo a través del procedimiento del coeficiente dual del cultivo

Estimar la evapotranspiración del cultivo, ET_c , para diez días consecutivos. Se asume que:

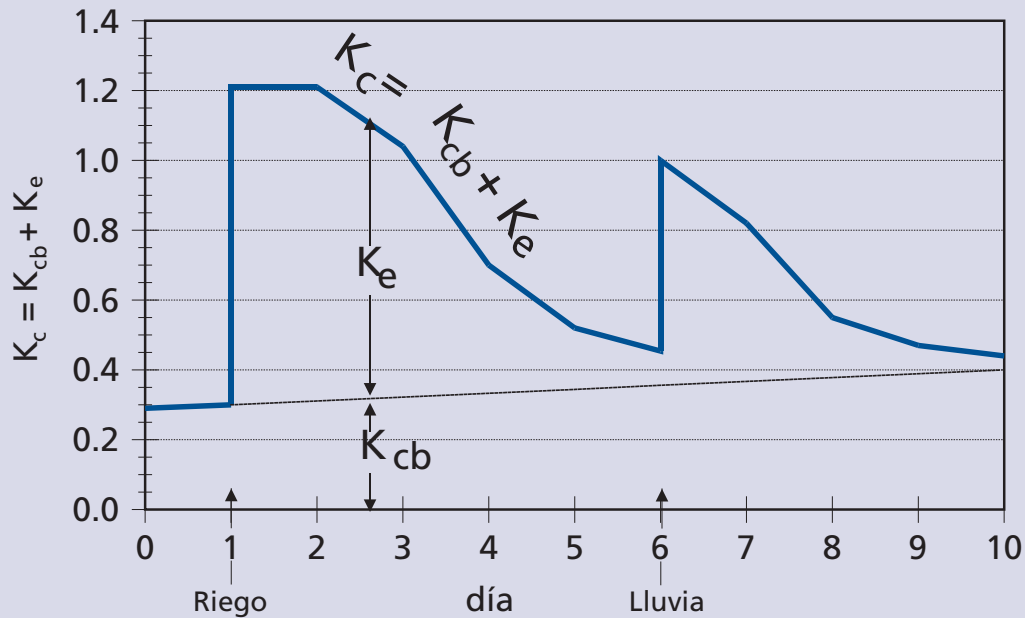
- El suelo es franco arenoso, caracterizado por $\theta_{FC} = 0,23 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ y $\theta_{WP} = 0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$,
- la profundidad de la capa superficial del suelo que está sujeta al proceso de secado a través de la evaporación, Z_e , es de 0,1 m,
- durante el período considerado, la altura de la vegetación es de $h = 0,30 \text{ m}$, la velocidad promedio del viento es de $u_2 = 1,6 \text{ m s}^{-1}$ y la $HR_{\min} = 35\%$,
- el valor de K_{cb} en el día 1 es de 0,30 y se incrementa a 0,40 para el día 10,
- la fracción expuesta del suelo, $(1-f_c)$, disminuye de 0,92 en el día 1 a 0,86 en el día 10,
- toda el agua evaporable en la capa superficial del suelo ha sido agotada para el momento del inicio de los cálculos ($D_{e,i-1} = AET$),
- el riego se produce al inicio del día 1 ($I = 40 \text{ mm}$), siendo la fracción de la superficie del suelo humedecida por el riego, $f_w = 0,8$,
- una lluvia de 6 mm ocurre al inicio del día 6.

de el Cuadro 19 $AFE \approx 8 \text{ mm}$

usando Ec. 73 $AET = 1\,000 (0,23 - 0,5(0,10)) 0,1 = 18 \text{ mm}$

usando Ec. 72 $K_{c_{\max}} = 1,2 + [0,04(1,6-2) - 0,004(35-45)] (0,3/3)^{0,3} = 1,21$

Se asume que se ha agotado la totalidad del agua evaporable para el inicio de los cálculos, por lo que $D_{e,i-1} = AET = 18 \text{ mm}$



(1) Día	(2) ET _o mm/d	(3) P-RO mm	(4) I/f _w mm	(5) 1-f _c	(6) f _w	(7) f _{ew}	(8) K _{cb}	(9) D _{e,i} inicio mm
inicio	-	-	-	-	-	-	-	-
1	4,5	0	50	0,92	0,8	0,80	0,30	0
2	5,0	0	0	0,91	0,8	0,80	0,31	5
3	3,9	0	0	0,91	0,8	0,80	0,32	11
4	4,2	0	0	0,90	0,8	0,80	0,33	14
5	4,8	0	0	0,89	0,8	0,80	0,34	16
6	2,7	6	0	0,89	1	0,89	0,36	11
7	5,8	0	0	0,88	1	0,88	0,37	13
8	5,1	0	0	0,87	1	0,87	0,38	16
9	4,7	0	0	0,87	1	0,87	0,39	17
10	5,2	0	0	0,86	1	0,86	0,40	17
(10) K _r	(11) K _e	(12) E/f _{ew} mm	(13) DP _e mm	(14) D _{e,i} fin mm	(15) E mm/d	(16) K _c	(17) ET _c mm/d	
-	-	-	-	18	-	-	-	
1,00	0,91	5,1	32	5	4,1	1,21	5,5	
1,00	0,90	5,6	0	11	4,5	1,21	6,1	
0,72	0,64	3,1	0	14	2,5	0,97	3,8	
0,41	0,36	1,9	0	16	1,5	0,69	2,9	
0,22	0,19	1,1	0	17	0,9	0,54	2,6	
0,71	0,60	1,8	0	13	1,6	0,96	2,6	
0,52	0,44	2,9	0	16	2,6	0,81	4,7	
0,23	0,19	1,1	0	17	1,0	0,57	2,9	
0,12	0,10	0,5	0	17	0,5	0,49	2,3	
0,07	0,05	0,3	0	18	0,3	0,45	2,4	

- (1) Número del día.
- (2) ET_o es un dato. Nótese que los valores de ET_o serán valores estimados para calendarios de riego en tiempo real, pero serán valores conocidos después de finalizado el día, cuando se estén actualizando los cálculos.
- (3) (P-RO) son valores conocidos después de finalizado el día, cuando se actualicen los cálculos.
- (4) Lámina neta de riego para la parte del suelo que es humedecida por el riego.
- (5) (1-f_c) es un dato conocido (interpolado entre 0,92 m en el día 1 y 0,86 m en el día 10).
- (6) con lluvia significativa: $f_{w,i} = 1,0$ (Cuadro 20)
con riego: $f_{w,i} = 0,8$ (valor dado),
de otra forma: $f_{w,i} = f_{w,i-1}$.
- (7) Ec. 75. Fracción de la superficie del suelo donde ocurre la mayor parte de la evaporación.
- (8) K_{cb} es un valor dado (interpolado entre 0,30 en el día 1 y 0,40 en el día 10).
- (9) D_{e,i inicio} (agotamiento al comienzo del día)
Si la precipitación y el riego ocurren temprano en el día, entonces se deberá actualizar el estado del agotamiento (al comienzo del día) en la capa superficial del suelo:
 $= \text{Max}(D_{e,i-1} - I_n/f_{w,i} - (P-RO)_i, 0)$. donde D_{e,i-1} se obtiene de la columna 14 del día anterior.
Si la precipitación y el riego ocurren tarde en el día, entonces se debe igualar la columna 6 al valor de D_{e,i-1} (columna 14 del día anterior).
- (10) Si $D_{e,i} \leq AFE$ $K_r = 1$ Si $D_{e,i} > AFE$ $K_r = \text{Ec. 74}$.
- (11) Ec. 71 donde $K_e = K_r (K_{c,max} - K_{cb}) \leq f_{ew} K_{c,max}$. (ósea, $K_e = \text{min}(K_r (K_{c,max} - K_{cb}), f_{ew} K_{c,max})$).
- (12) Evaporación que ocurre en la fracción expuesta y húmeda de la superficie del suelo = $(K_e ET_o)/f_{ew}$.
- (13) Ec. 79 donde $DP_e \geq 0$. (Representa la percolación profunda de la capa evaporante).
- (14) D_{e,i} (agotamiento al final del día) calculado con la Ec. 77, donde D_{e,i-1} es el valor en la columna 14 para el día anterior.
- (15) Evaporación media expresada como lámina distribuida sobre la totalidad de la superficie del suelo = $K_e ET_o$.
- (16) $K_c = K_{cb} + K_e$.
- (17) Ec. 69.

El cálculo del balance diario de humedad en la capa superficial del suelo, incluso para el caso de cultivos de raíces poco profundas, es en general insensible al valor de T_{ew} , debido a que T_{ew} representa una parte pequeña del flujo que ocurre en la capa Z_c durante los primeros 3-5 días después de un evento de humedecimiento. Por lo tanto se puede, en general, ignorar el valor de T_{ew} . Alternativamente, una forma de considerar los efectos de la reducción del contenido de humedad en la capa evaporante del suelo debido a T_{ew} , cuando se ha asumido que $T_{ew} = 0$, es mediante la reducción del valor de Z_c , por ejemplo de 0,15 a 0,12 m o de 0,10 a 0,08 m.

Percolación profunda

Después de la ocurrencia de una lluvia intensa o riego, el contenido de humedad en la capa superficial del suelo (capa Z_c) podría exceder al valor de capacidad de campo. Sin embargo, según este procedimiento simple, se asume que el contenido de humedad del suelo será igual a θ_{FC} inmediatamente después de la ocurrencia del evento completo de humedecimiento, por lo que el valor del agotamiento $D_{e,i}$ en la Ecuación 77 será igual a cero. El drenaje (percolación) del agua que se produce a partir de la capa superficial del suelo se calcula de la siguiente forma:

$$DP_{e,i} = (P_i - RO_i) + \frac{I_i}{f_w} - D_{e,i-1} \geq 0 \quad (79)$$

Mientras el contenido de humedad en la capa evaporante del suelo se encuentre por debajo de la capacidad de campo (es decir, $D_{e,i} > 0$), no se habrá drenaje de agua en la capa superficial del suelo y $DP_{e,i} = 0$.

Orden de los cálculos

Cuando se realicen los cálculos correspondientes al procedimiento del $K_{cb} + K_c$, por ejemplo cuando se aplique a través de una hoja de cálculo, los cálculos deberán seguir el siguiente orden: K_{cb} , h , $K_{c \max}$, f_c , f_w , f_{ew} , K_r , K_c , E , DP_e , D_e , I , K_c y ET_c .

CÁLCULO DE ET_c

El procedimiento de cálculo requiere del uso del computador, bien sea en la forma de una hoja de cálculo electrónica (Ejemplo 35) o en la forma de un programa estructurado de programación. El procedimiento de cálculo consiste en determinar lo siguiente:

a. Evaporación de referencia, ET_o :

Estimar ET_o : el procedimiento de cálculo se describe en el Capítulo 4.

b. Etapas de crecimiento:

Determinar las duraciones de las cuatro etapas de desarrollo, ajustadas según la localidad (para información general consultar el Cuadro 11):

- Etapa inicial de crecimiento: L_{ini} ,
- Etapa de desarrollo del cultivo: L_{des} ,
- Etapa de mediados de temporada: L_{med} ,
- Etapa de final de temporada: L_{fin} .

c. Coeficiente basal del cultivo, K_{cb} :

Calcular el coeficiente basal del cultivo para cada día de la temporada de crecimiento:

- seleccionar $K_{cb \ ini}$, $K_{cb \ med}$ y $K_{cb \ fin}$ del Cuadro 17;
- ajustar $K_{cb \ med}$ y $K_{cb \ fin}$ de acuerdo a las condiciones locales del clima (Ecuación 70);
- determinar los valores diarios de K_{cb}

- etapa inicial de crecimiento: $K_{cb} = K_{cb\ ini}$
- etapa de desarrollo del cultivo: desde $K_{cb\ ini}$ hasta $K_{cb\ med}$ (Ecuación 66),
- etapa de mediados de temporada: $K_{cb} = K_{cb\ med}$
- etapa de final de temporada: desde $K_{cb\ med}$ hasta $K_{cb\ fin}$ (Ecuación 66).

d. Coeficiente de evaporación, K_e :

Calcular el valor máximo de K_e , es decir el límite superior $K_{e\ max}$ (Ecuación 72), y determinar para cada día durante la temporada de crecimiento:

- la fracción del suelo cubierta por la vegetación, f_c (Cuadro 21 o Ecuación 76),
- la fracción del suelo humedecida por el riego o la precipitación, f_w (Cuadro 20),
- la fracción de la superficie del suelo a partir de la cual ocurre la mayor parte de la evaporación, f_{ew} (Ecuación 75),
- el agotamiento acumulado en la capa evaporante del suelo, D_e , determinado a través del balance diario del agua presente en la capa superficial del suelo (Ecuación 77),
- el correspondiente coeficiente de reducción de la evaporación, K_r (Ecuación 74), y
- el coeficiente de evaporación del suelo, K_e (Ecuación 71).

e. Evapotranspiración del cultivo, ET_c :

Calcular $ET_c = (K_{cb} + K_e) ET_o$ (Ecuación 69).

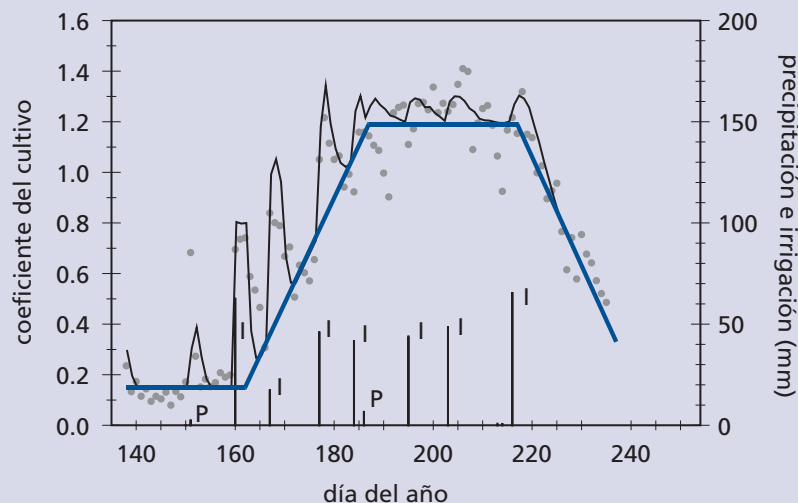
RECUADRO 16

**Caso de estudio de un cultivo de frijol (judías) seco en
Kimberly, Idaho, Estados Unidos (coeficiente dual del cultivo)**

En la figura mostrada abajo se presentan los resultados obtenidos al aplicar el procedimiento de $K_{cb} + K_e$ para un cultivo de frijol (judías) seco cosechado como semilla seca. En este ejemplo se utiliza la misma serie de datos utilizada en el caso de estudio presentado en el Recuadro 15. Los valores de ET_c fueron medidos utilizando un sistema de lisímetro de precisión ubicado en Kimberly, Idaho. Los valores de $K_{cb\ ini}$, $K_{cb\ med}$, y $K_{cb\ fin}$ fueron calculados en el Ejemplo 29 como 0,15, 1,14, y 0,25. Las duraciones de las etapas de crecimiento fueron de 25, 25, 30, y 20 días. En la Fig. 37 se presentan los valores calculados de K_{cb} . El valor promedio de $K_{c\ max}$ calculado a través de la Ec. 72 para la etapa de mediados de temporada fue de 1,24, basado en $u_2 = 2,2\ m\ s^{-1}$ y $HR_{min} = 30\%$ para Kimberly. El suelo de Kimberly presenta una textura franco limosa. Asumiendo que la profundidad de la capa evaporante, Z_e , fue de 0,1 m, se obtuvieron los valores de $AET = 22\ mm$ y $AFE = 9\ mm$, basados en la Ec. 73 y utilizando los datos de suelos del Cuadro 19.

En la figura mostrada abajo se puede observar la ocurrencia y la magnitud de los eventos individuales de humedecimiento. Casi todos los eventos de humedecimiento fueron producto del riego. Debido a que el riego fue aplicado a través de un sistema de riego por surcos con hileras alternas, se considero un valor de f_w de 0,5. Los eventos de humedecimiento ocurrieron alrededor del mediodía o temprano en la tarde.

La concordancia entre los valores diarios estimados de $K_{cb}+K_e$ (línea delgada continua) y las mediciones reales efectuadas cada 24-horas (símbolos) es relativamente buena. Tanto los valores medidos como estimados de $K_{cb}+K_e$ son altos después de la lluvia o el riego, como era de esperarse. Los dos 'picos' de evaporación del suelo húmedo que ocurren tarde en el período inicial y temprano en el período de desarrollo (entre los días 160 y 180) fueron menores que el valor de $K_{c\ max}$, debido a que esta evaporación fue producto del humedecimiento a través del riego por surcos donde $f_w = 0,5$. El valor de f_{cw} fue restringido a f_w según la Ec. 75 durante estos dos eventos, debido a que durante este período, $f_w < 1-f_e$. Por lo tanto, menos que la totalidad de toda la 'energía potencial' fue convertida en evaporación, debido a la limitación de la máxima evaporación por unidad de superficie que es impuesta por la Ec. 71.



Valores medidos (símbolos) y estimados (línea delgada) de los coeficientes diarios ($K_{cb}+K_e$) y la curva basal del cultivo (línea gruesa) para un cultivo de frijol (judías) seco en Kimberly, Idaho. La letra P en la figura señala la presencia de un evento de precipitación y la letra I indica la presencia de un riego (datos suministrados por Wright, 1990).

Parte C

Evapotranspiración del cultivo en condiciones no estándar

En campos bien manejados, las condiciones reales generalmente se asemejan a las condiciones estándar. El valor de ET_c calculado a través de los procedimientos descritos en la Parte B representa la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar de campo.

En los casos donde las condiciones encontradas en el campo difieran de las condiciones estándar se requerirá de correcciones del valor de ET_c . Condiciones de baja fertilidad del suelo, toxicidad salina, suelos inundados, plagas, enfermedades y la presencia de horizontes duros o impenetrables en la zona radicular, pueden generar un crecimiento deficiente de la planta y una reducción de la evapotranspiración. Asimismo, condiciones de falta de agua y salinidad en el suelo pueden reducir la absorción del agua y limitar la evapotranspiración del cultivo. Por otra parte, la evapotranspiración que ocurre en superficies pequeñas y aisladas de vegetación, la que ocurre en áreas donde dos cultivos diferentes se desarrollan conjuntamente o la que ocurre en superficies donde se utiliza el mantillo para reducir la evaporación, puede ser distinta a la evapotranspiración de un cultivo que crece bajo condiciones estándar.

En esta parte se discute el efecto que producen condiciones de manejo y ambientales, diferentes a las condiciones estándar, sobre el valor de ET . Los efectos ambientales se incorporan a través del coeficiente de estrés y ajustando el valor de K_c a las condiciones de campo.

Capítulo 8

ET_c bajo condiciones de estrés hídrico

Las fuerzas que actúan sobre el agua presente en el suelo disminuyen su energía potencial y la hacen menos disponible para su extracción por parte de las raíces de las plantas. Cuando el suelo se encuentra húmedo, el agua presente tiene una energía potencial alta, teniendo libertad de movimiento y pudiendo ser extraída fácilmente por las raíces de las plantas. En suelos secos el agua tiene una energía potencial baja, siendo retenida fuertemente por fuerzas capilares y de adsorción a la matriz del suelo, lo que la hace menos extraíble por el cultivo.

Cuando la energía potencial del agua del suelo cae por debajo de cierto valor umbral, se dice que el cultivo se encuentra estresado. Los efectos del estrés hídrico son incorporados al multiplicar el coeficiente basal del cultivo por el coeficiente de estrés hídrico, K_s :

$$ET_{c,aj} = (K_s K_{cb} + K_c) ET_o \quad (80)$$

Cuando se producen limitaciones debido a la disponibilidad de agua en el suelo, $K_s < 1$. Cuando no existan condiciones de estrés por falta de humedad del suelo, $K_s = 1$.

El coeficiente K_s describe el efecto del estrés hídrico en la transpiración del cultivo. Cuando se utiliza el coeficiente único del cultivo, el efecto del estrés hídrico se incorpora en el valor de K_c de la siguiente forma:

$$ET_{c,aj} = K_s K_c ET_o \quad (81)$$

Debido a que el coeficiente de estrés hídrico afecta solamente a la transpiración del cultivo y no a la evaporación en el suelo, la aplicación del coeficiente K_s utilizando la Ecuación 80 es, en general, de mayor validez que su aplicación a través de la Ecuación 81. Sin embargo, en los casos donde la evaporación en el suelo no sea un componente importante de la ET_c , se obtendrán resultados razonables a través de la Ecuación 81.

DISPONIBILIDAD DE AGUA EN EL SUELO

Agua Disponible Total (ADT)

La disponibilidad de agua en el suelo se refiere a la capacidad de un suelo de retener el agua disponible para las plantas. Después de una lluvia importante o riego, el suelo comenzará a drenar agua hasta alcanzar la capacidad de campo. La capacidad de campo representa la cantidad de agua que un suelo bien drenado retiene en contra de las fuerzas gravitatorias, ósea la cantidad de agua remanente en el suelo cuando el drenaje descendente ha disminuido significativamente.

En ausencia de una fuente de agua, el contenido de humedad en la zona radicular del cultivo se reducirá como resultado del consumo de agua por el cultivo. A medida que aumenta el consumo de agua, el agua remanente será retenida con mayor fuerza por las partículas del suelo, lo que reducirá su energía potencial y hará más difícil su extracción por las plantas. Eventualmente, se alcanzará un punto donde el cultivo no podrá extraer el agua remanente. En este momento la extracción de agua será nula y se habrá alcanzado el punto de marchitez permanente. El punto de marchitez permanente es el contenido de humedad en el suelo en el cual las plantas se marchitan permanentemente.

Debido a que contenidos de humedad por encima de capacidad de campo no pueden ser retenidos en contra de las fuerzas de gravedad y son drenados y debido a que contenidos de humedad por debajo del punto de marchitez permanente no pueden ser extraídos por las raíces de las plantas, el total de agua disponible en la zona radicular será la diferencia entre los contenidos de humedad a capacidad de campo y el punto de marchitez permanente:

$$ADT = 1000 (\theta_{FC} - \theta_{WP}) Z_r \quad (82)$$

donde

ADT total de agua disponible en la zona radicular del suelo [mm],
 θ_{FC} contenido de humedad a capacidad de campo [$m^3 m^{-3}$],
 θ_{WP} contenido de humedad en el punto de marchitez permanente [$m^3 m^{-3}$],
 Z_r profundidad de las raíces [m].

La lámina ADT representa la cantidad de agua que un cultivo puede extraer de su zona radicular y cuya magnitud depende del tipo de suelo y la profundidad radicular. En el Cuadro 19 se presentan valores típicos de capacidad de campo y punto de marchitez permanente para varias texturas de suelos. En el Cuadro 22 se presentan valores máximos de la profundidad radicular para varios cultivos.

Agua fácilmente aprovechable (AFA)

A pesar de que en teoría existe agua disponible hasta alcanzar el punto de marchitez permanente, la cantidad de agua extraída por el cultivo se reducirá significativamente antes de alcanzar el punto de marchitez permanente. Cuando el suelo contiene suficiente humedad, el mismo es capaz de suministrar el agua con suficiente velocidad para satisfacer la demanda atmosférica al cultivo, por lo que la extracción del agua será igual a la ET_c . A medida que disminuya la cantidad de humedad en el suelo, el agua será retenida más fuertemente a la matriz del suelo y será más difícil de extraer. Cuando el contenido de humedad del suelo esté por debajo de cierto valor umbral, el agua del suelo no podrá ser transportada hacia las raíces con la velocidad suficiente para satisfacer la demanda transpiratoria y el cultivo comenzará a sufrir de estrés. La fracción de ADT que un cultivo puede extraer de la zona radicular sin experimentar estrés hídrico es denominada agua fácilmente aprovechable en el suelo:

$$AFA = p ADT \quad (83)$$

donde

AFA agua fácilmente aprovechable (extraíble) de la zona radicular del suelo [mm],
 p fracción promedio del total de agua disponible en el suelo (ADT) que puede ser agotada de la zona radicular antes de presentarse estrés hídrico (reducción de la ET) [0 - 1].

En el Cuadro 22 se presentan los valores de p. El factor p varía de un cultivo a otro. El factor p varía normalmente entre 0,30 para plantas de raíces poco profundas, a tasas altas de ET_c ($> 8 \text{ mm d}^{-1}$), hasta 0,70 para plantas de raíces profundas y tasas bajas de ET_c ($< 3 \text{ mm d}^{-1}$). Un valor de 0,50 para p es utilizado comúnmente para una gran variedad de cultivos.

El valor de p está en función del poder evaporante de la atmósfera. Los valores de p presentados en el Cuadro 22 serán mayores a tasas bajas de ET_c que a tasas altas de ET_c . Para condiciones atmosféricas cálidas y secas, donde el valor de ET_c es alto, p será 10-25% menor que los valores presentados en el Cuadro 22, y el suelo se encontrará

relativamente húmedo aun cuando comiencen a ocurrir situaciones de estrés. Cuando la evapotranspiración del cultivo es baja, el valor de p será hasta 20% mayor que los valores tabulados. Generalmente se utiliza un valor constante de p para cada período específico de desarrollo, en lugar de variar su valor para cada día. Una aproximación numérica para ajustar el valor de p de acuerdo a la tasa de ET_c es $p = p_{\text{Cuadro 22}} + 0,04(5 - ET_c)$ donde el valor ajustado de p es limitado a $0,1 \leq p \leq 0,8$ y el valor de ET_c es en mm día^{-1} . La influencia de este ajuste numérico se ilustra en la Figura 41.

CUADRO 22

Rangos de profundidad máxima efectiva de las raíces (Z) y fracción de agotamiento de la humedad en el suelo (p) para condiciones sin estrés hídrico, para cultivos comunes

Cultivo	Profundidad radicular máxima ¹ (m)	Fracción de agotamiento ² (para $ET \approx 5 \text{ mm día}^{-1}$) p
a. Hortalizas Pequeñas		
Brócoli	0,4-0,6	0,45
Col de Bruselas	0,4-0,6	0,45
Repollo	0,5-0,8	0,45
Zanahorias	0,5-1,0	0,35
Coliflor	0,4-0,7	0,45
Apio (Céleri)	0,3-0,5	0,20
Ajo	0,3-0,5	0,30
Lechuga	0,3-0,5	0,30
Cebolla		
– seca	0,3-0,6	0,30
– verde	0,3-0,6	0,30
– semilla	0,3-0,6	0,35
Espinaca	0,3-0,5	0,20
Rábano	0,3-0,5	0,30
b. Hortalizas – Familia de la Solanáceas		
Berenjena	0,7-1,2	0,45
Pimiento Dulce (campana)	0,5-1,0	0,30
Tomate	0,7-1,5	0,40
c. Hortalizas – Familia de las Cucurbitáceas		
Melón	0,9-1,5	0,45
Pepino		
– cosechado fresco	0,7-1,2	0,50
– cosechado a máquina	0,7-1,2	0,50
Calabaza de Invierno	1,0-1,5	0,35
Calabacín (zucchini)	0,6-1,0	0,50
Melón dulce	0,8-1,5	0,40
Sandía	0,8-1,5	0,40
d. Raíces y Tubérculos		
Remolacha, mesa	0,6-1,0	0,50
Yuca o Mandioca		
– año 1	0,5-0,8	0,35
– año 2	0,7-1,0	0,40
Chirivía	0,5-1,0	0,40
Papa o patata	0,4-0,6	0,35
Camote o Batata	1,0-1,5	0,65
Nabos (y Rutabaga)	0,5-1,0	0,50
Remolacha Azucarera	0,7-1,2	0,55 ³

¹ Los valores mayores de Z, son para suelos que no posean capas u otras características que puedan restringir el desarrollo radicular. Los valores menores de Z, pueden ser usados para calendarios de riego y los valores mayores para simular condiciones de estrés hídrico o para condiciones de cultivos de secano.

² Los valores de p son válidos para $ET_c \approx 5 \text{ mm día}^{-1}$. El valor de p puede ser ajustado para diferentes valores de ET_c de acuerdo a la siguiente expresión:

$$p = p_{\text{Cuadro 22}} + 0,04(5 - ET_c)$$

donde p está expresado como una fracción y ET_c en mm día^{-1} .

³ Con frecuencia la remolacha azucarera experimenta cierto marchitamiento al final de la tarde en climas áridos y con valores de p < 0,55, con poco impacto en la producción de azúcar.

CUADRO 22 (continuación)

Cultivo	Profundidad radicular máxima ¹ (m)	Fracción de agotamiento ² (para ET ₅ 5 mm día ⁻¹) p
e. Leguminosas (Leguminosae)		
Frijoles o judías verdes	0,5-0,7	0,45
Frijoles o judías, secos y legumbres	0,6-0,9	0,45
Frijoles o judías, lima del Perú, vainas largas	0,8-1,2	0,45
Garbanzo (Chick pea)	0,6-1,0	0,50
Habas – Frescas	0,5-0,7	0,45
– Secas/Semilla	0,5-0,7	0,45
Garbanzo hindú	0,6-1,0	0,45
Caupís (cowpeas)	0,6-1,0	0,45
Maní o cacahuete	0,5-1,0	0,50
Lentejas	0,6-0,8	0,50
Guisantes o arveja – Frescos	0,6-1,0	0,35
– Secos/Semilla	0,6-1,0	0,40
Soya o soja	0,6-1,3	0,50
f. Hortalizas perennes (con letargo invernal y suelo inicialmente desnudo o con mantillo)		
Alcachofa	0,6-0,9	0,45
Espárragos	1,2-1,8	0,45
Menta	0,4-0,8	0,40
Fresas	0,2-0,3	0,20
g. Cultivos Textiles		
Algodón	1,0-1,7	0,65
Lino	1,0-1,5	0,50
Sisal	0,5-1,0	0,80
h. Cultivos Oleaginosos		
Ricino	1,0-2,0	0,50
Canola (colza)	1,0-1,5	0,60
Cártamo	1,0-2,0	0,60
Sésamo	1,0-1,5	0,60
Girasol	0,8-1,5	0,45
i. Cereales		
Cebada	1,0-1,5	0,55
Avena	1,0-1,5	0,55
Trigo de Primavera	1,0-1,5	0,55
Trigo de Invierno	1,5-1,8	0,55
Maíz, (grano)	1,0-1,7	0,55
Maíz, (dulce)	0,8-1,2	0,50
Mijo	1,0-2,0	0,55
Sorgo – grano	1,0-2,0	0,55
– dulce	1,0-2,0	0,50
Arroz	0,5-1,0	0,20 ⁴

⁴ El valor de p para el arroz es 0,20 de saturación.

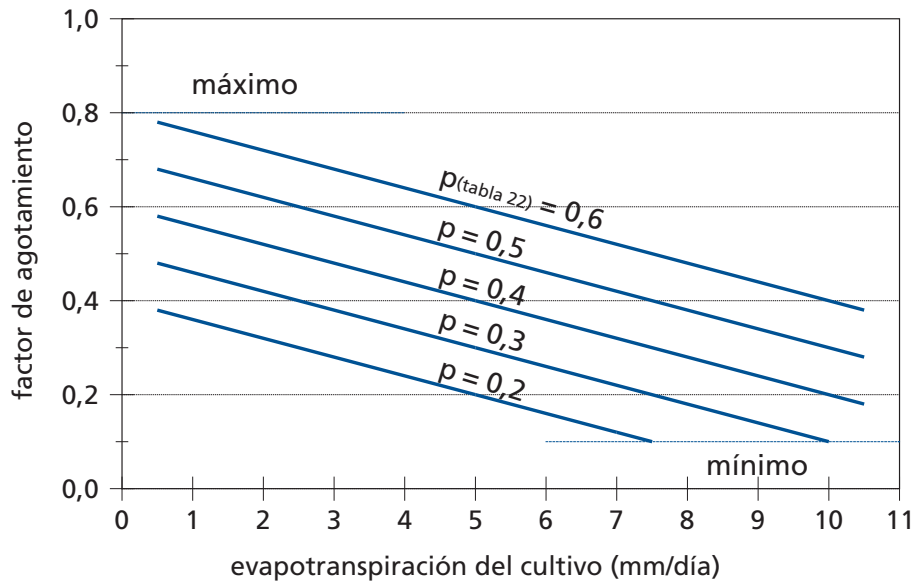
CUADRO 22 (continuación)

Cultivo	Profundidad radicular máxima ¹ (m)	Fracción de agotamiento ² (para $ET \approx 5 \text{ mm día}^{-1}$) p
j. Forrajes		
Alfalfa	– para heno	0,55
	– para semilla	0,60
Bermuda	– para heno	0,55
	– cultivo de primavera para semilla	0,60
Trébol heno, Bersím		0,50
Rye Grass (heno)		0,60
Pasto Sudán, heno (anual)		0,55
Pastos de Pastoreo	– pastos de rotación	0,60
	– pastoreo extensivo	0,60
Pasto (turfgrass, césped)	– época fría ⁵	0,40
	– época caliente ⁵	0,50
k. Caña de Azúcar		
	1,2-2,0	0,65
l. Frutas Tropicales y Árboles		
Banana	– 1 ^{er} año	0,35
	– 2 ^{do} año	0,35
Cacao		0,30
Café		0,40
Dátiles		0,50
Palmas		0,65
Piña		0,50
Árbol del caucho		0,40
Té	– no sombreado	0,40
	– sombreado	0,45
m. Uvas y Moras		
Moras (arbusto)		0,50
Uvas	– Mesa o Secas (pasas)	0,35
	– Vino	0,45
Lúpulo		0,50
n. Árboles Frutales		
Almendras		0,40
Manzanas, Cerezas, Peras		0,50
Albaricoque, Durazno, Drupa (fruta de hueso)		0,50
Aguacates		0,70
Cítricos		
	– 70% de cobertura vegetal	0,50
	– 50% de cobertura vegetal	0,50
	– 20% de cobertura vegetal	0,50
Coníferas		0,70
Kiwi		0,35
Olivos (40 a 60% de cobertura del suelo por el dosel)		0,65
Pistachos		0,40
Nogales		0,50

⁵ Los pastos de épocas frías incluyen bluegrass, ryegrass y fescue (festuca). Las variedades de temporada cálida incluyen pasto bermuda, pasto buffalo y pasto St. Augustine. Los pastos varían en su profundidad radicular. Algunos profundizan por debajo de 1,2 m mientras otros tienen raíces poco profundas. Los valores máximos de profundidad radicular para pastos representan condiciones asociadas a un manejo cuidadoso del agua, permitiendo un mayor agotamiento del agua entre riegos para promover una mayor profundidad de las raíces.

Es necesario mencionar que no es totalmente correcto el expresar la tolerancia de los cultivos al estrés hídrico como una función de la fracción (p). En realidad, la tasa de extracción del agua por parte de las raíces está influenciada más directamente por el nivel de energía potencial del agua del suelo (potencial matricial del suelo y la conductividad hidráulica asociada), que por el contenido de agua. Debido a que

FIGURA 41
Factor de agotamiento (p) para diferentes niveles de evapotranspiración del cultivo



EJEMPLO 36

Determinación del agua fácilmente aprovechable para diferentes cultivos y tipos de suelo

Estimar el valor de AFA para cultivos completamente desarrollados de cebolla, tomate y maíz. Asumir que las plantas se cultivan en suelos arenoso franco, limoso y arcillo limoso.

Del Cuadro 22	Cebolla	$Z_r \approx 0,4 \text{ m}$,	$p = 0,30$
	Tomate	$Z_r \approx 0,8 \text{ m}$,	$p = 0,40$
	Maíz	$Z_r \approx 1,2 \text{ m}$,	$p = 0,55$

Del Cuadro 19 Arenoso Franco $\theta_{FC} \approx 0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $\theta_{WP} \approx 0,06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$
 $1000 (\theta_{FC} - \theta_{WP}) = 90 \text{ mm(agua)/m(profundidad del suelo)}$

Limoso $\theta_{FC} \approx 0,32 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $\theta_{WP} \approx 0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$
 $1000 (\theta_{FC} - \theta_{WP}) = 170 \text{ mm(agua)/m(profundidad del suelo)}$

Arcillo limoso $\theta_{FC} \approx 0,35 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $\theta_{WP} \approx 0,23 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$
 $1000 (\theta_{FC} - \theta_{WP}) = 120 \text{ mm(agua)/m(profundidad del suelo)}$

	Arenoso franco		Limoso		Arcillo limoso	
	ADT (Ec. 82) mm	AFA (Ec. 83) mm	ADT (Ec. 82) mm	AFA (Ec. 83) mm	ADT (Ec. 82) mm	AFA (Ec. 83) mm
Cebolla	36	11	68	20	48	14
Tomate	72	29	136	54	96	38
Maíz	108	59	204	112	144	79

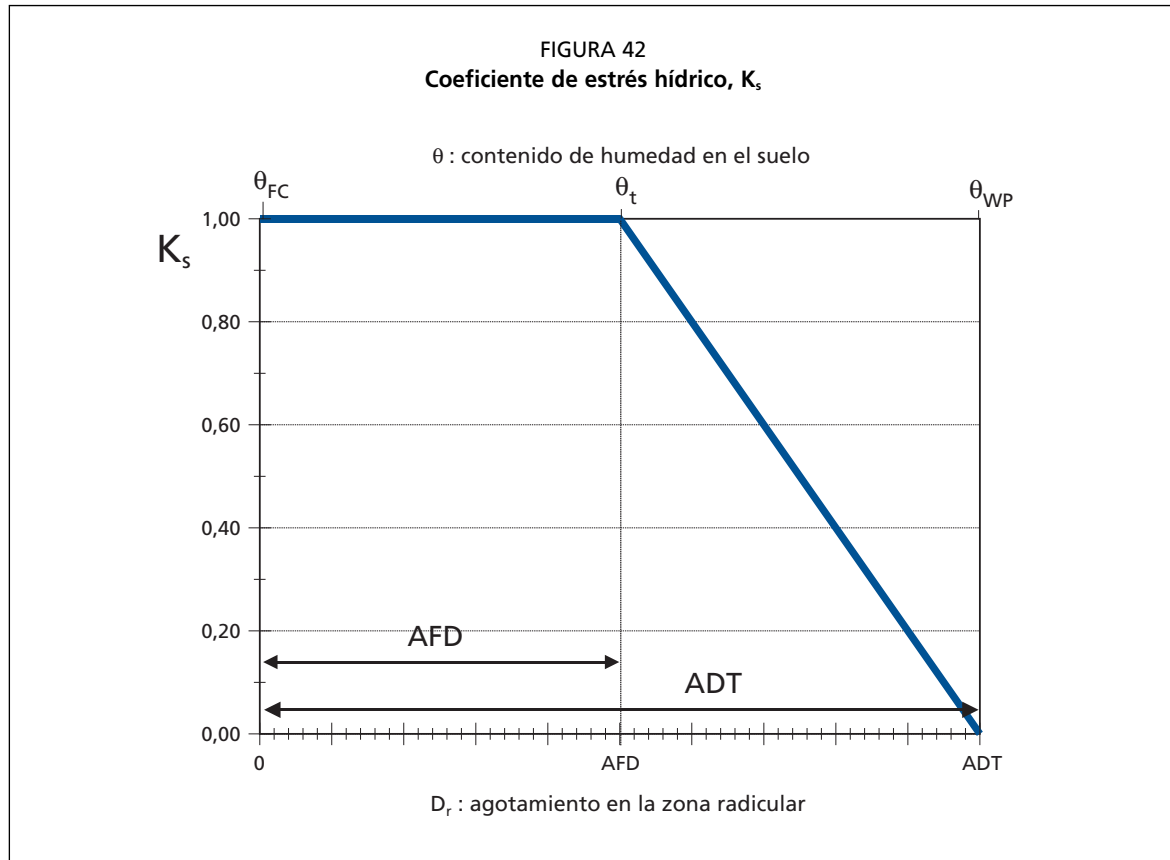
potenciales matriciales similares pueden corresponder a distintos tipos de suelos con diferentes contenidos de humedad, el valor de p es también función del tipo de suelo. En general, se puede establecer que para suelos de textura fina (arcilla) los valores de p indicados en el Cuadro 22 pueden ser reducidos en un 5-10%, mientras para suelos de textura más pesada (arenosos), estos pueden incrementarse en un 5-10%.

El término AFA es similar al término Agotamiento Máximo Permisible (AMP) introducido por Merriam. Sin embargo, los valores del AMP están influenciados por las prácticas de manejo y factores económicos, además de los factores físicos que influyen el valor de p . En general, el valor de $AMP < AFA$ cuando se quiere evitar riesgos o imprevistos y $AMP > AFA$ cuando se utiliza intencionalmente el estrés hídrico como práctica de manejo del agua del suelo.

COEFICIENTE DE ESTRÉS HÍDRICO (K_s)

Los efectos del estrés hídrico sobre el valor la ET del cultivo se reflejan mediante la reducción del valor del coeficiente del cultivo. Esto se logra al multiplicar el valor del coeficiente del cultivo por el coeficiente de estrés hídrico K_s (Ecuaciones 80 y 81).

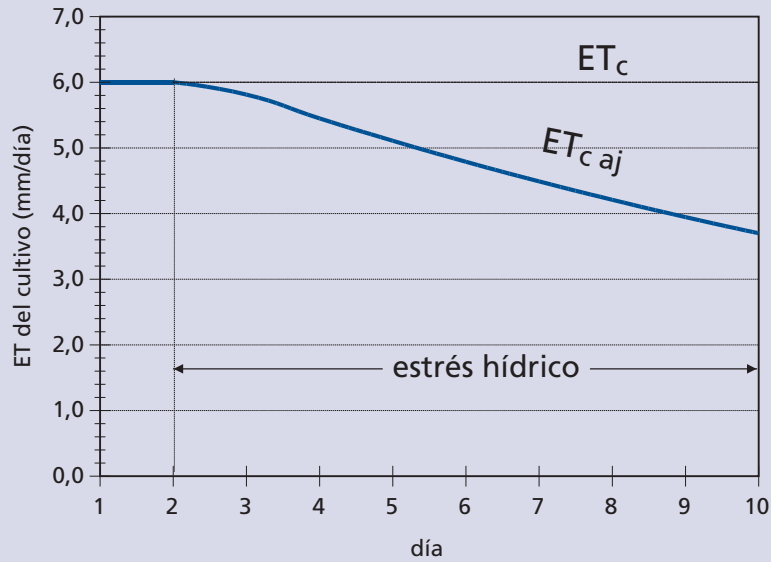
El contenido de humedad en la zona radicular puede ser expresado en función del agotamiento de humedad en la zona radicular, D_r , es decir la cantidad de agua faltante con respecto a la capacidad de campo. En capacidad de campo, el agotamiento en la zona radicular es igual a cero ($D_r = 0$). Cuando se produce la extracción del agua a través de la evapotranspiración, aumentará el agotamiento de humedad y se iniciarán las situaciones de estrés cuando el valor de D_r sea igual a AFA. Después de que el agotamiento en la zona radicular exceda a AFA (o sea, el contenido de agua es menor al valor umbral θ_t), el agotamiento del agua será lo suficientemente alto como para limitar la evapotranspiración a valores menores que su potencial, por lo que la evapotranspiración del cultivo comenzará a disminuir en proporción a la cantidad de agua remanente en la zona radicular (Figura 42).



EJEMPLO 37

Efecto del estrés hídrico en la evapotranspiración del cultivo

Estimar el efecto del estrés hídrico en la evapotranspiración de un cultivo de tomate completamente desarrollado ($Z_r = 0,8$ m y $p = 0,40$), cultivado en un suelo limoso ($\theta_{FC} = 0,32$ y $\theta_{WP} = 0,12$ $m^3 m^{-3}$) para los próximos 10 días, donde el agotamiento inicial de humedad en la zona radicular es de 55 mm y considerando que no se planifican o predicen riegos o lluvias. El valor promedio esperado de ET_o para el período de 10 días es de 5 mm día⁻¹ y el valor de $K_c = 1,2$.

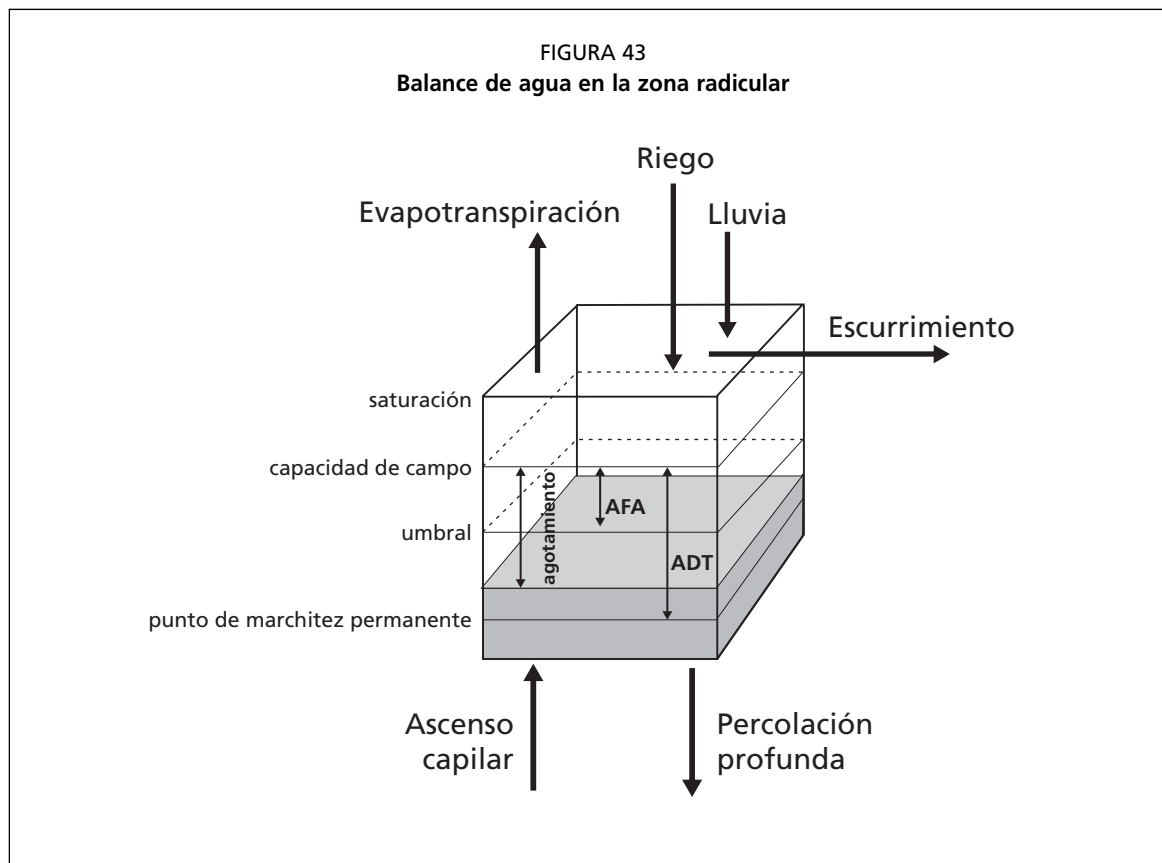


Utilizando Ec. 82 $ADT = 1\ 000 (0,32-0,12) 0,8 = 160$ mm
 Utilizando Ec. 83 $AFA = 0,40 (160) = 64$ mm

(1) día	(2) ET_o mm día ⁻¹	(3) K_c	(4) ET_c mm día ⁻¹	(5) D_{ri} inicial mm	(6) K_c	(7) $ET_{c\ aj}$ mm día ⁻¹	(8) D_{ri} Final mm
inicio	-	-	-	-	-	-	55,0
1	5,0	1,2	6,0	55,0	1,00	6,0	61,0
2	5,0	1,2	6,0	61,0	1,00	6,0	67,0
3	5,0	1,2	6,0	67,0	0,97	5,8	72,8
4	5,0	1,2	6,0	72,8	0,91	5,4	78,3
5	5,0	1,2	6,0	78,3	0,85	5,1	83,4
6	5,0	1,2	6,0	83,4	0,80	4,8	88,2
7	5,0	1,2	6,0	88,2	0,75	4,5	92,6
8	5,0	1,2	6,0	92,6	0,70	4,2	96,9
9	5,0	1,2	6,0	96,9	0,66	3,9	100,8
10	5,0	1,2	6,0	100,8	0,62	3,7	104,5

- (1) Número del día.
- (2) Evapotranspiración del cultivo de referencia.
- (3) Coeficiente del cultivo.
- (4) Ec. 58, ET del cultivo sin estrés hídrico.
- (5) Agotamiento en la zona radicular al inicio del día (columna 8 del día anterior).
- (6) Ec. 84 cuando $K_c = 1$ si $D_{ri} < AFA$.
- (7) Ec. 81, ET del cultivo bajo estrés hídrico.
- (8) Agotamiento al final del día.

Este ejemplo demuestra que la estimación de K_c requiere del cálculo de un balance diario del agua en el suelo. Esto es desarrollado en mayor profundidad en la sección siguiente.



Para $D_r > AFA$, K_s es calculado como:

$$K_s = \frac{ADT - D_r}{ADT - AFA} = \frac{ADT - D_r}{(1 - p) ADT} \quad (84)$$

donde

- K_s es un factor adimensional de reducción de la transpiración que depende de la cantidad de agua disponible en el suelo [0 - 1],
- D_r agotamiento de humedad en la zona radicular [mm],
- ADT agua disponible total en la zona radicular del suelo [mm],
- p fracción de la ADT que un cultivo puede extraer de la zona radicular sin sufrir estrés hídrico [-].

Luego de calcular el valor de K_s , se calcula la evapotranspiración ajustada $ET_{c_{aj}}$ a través de las Ecuaciones 80 ó 81, dependiendo de los coeficientes utilizados para determinar la evapotranspiración. Cuando el agotamiento en la zona radicular sea menor que AFA, $K_s = 1$.

BALANCE DE AGUA DEL SUELO

La estimación de K_s requiere del cálculo de un balance diario de humedad para la zona radicular del suelo. De una manera esquemática (Figura 43), se puede representar la zona radicular como un recipiente en el cual puede fluctuar la cantidad de agua existente. Es útil expresar el contenido de agua en la forma de agotamiento del agua en la zona radicular. Esto hace más sencillo el proceso de añadir y sustraer las pérdidas y ganancias, considerando que los diferentes parámetros del balance de humedad del suelo son expresados generalmente en forma de lámina de agua. La lluvia, el riego y el ascenso capilar del agua subterránea hacia la zona radicular son procesos que añaden

agua a la zona radicular y disminuyen el agotamiento de humedad en la zona radicular. Por otra parte, los procesos de evaporación, transpiración del cultivo y las pérdidas por percolación remueven agua de la zona radicular y aumentan el agotamiento de la humedad del suelo. El balance diario del agua en la zona radicular del suelo, expresado en términos de agotamiento al final del día, es por lo tanto:

$$D_{r,i} = D_{r,i-1} - (P - RO)_i - I_i - CR_i + ET_{c,i} + DP_i \quad (85)$$

donde

$D_{r,i}$	agotamiento de humedad en la zona radicular del suelo al final del día i [mm],
$D_{r,i-1}$	contenido de humedad en la zona radicular al final del día anterior, $i-1$ [mm],
P_i	precipitación en el día i [mm],
RO_i	escurrimiento superficial en el día i [mm],
I_i	lámina neta de riego en el día i que infiltra en el suelo [mm],
CR_i	ascenso capilar proveniente de la mesa de agua subterránea en el día i [mm],
$ET_{c,i}$	evapotranspiración del cultivo en el día i [mm],
DP_i	pérdidas de agua de la zona radicular por percolación profunda en el día i [mm].

Limites de $D_{r,i}$

Se asume en la Figura 43 que el agua puede ser almacenada en la zona radicular hasta que se alcance la capacidad de campo. Aunque el contenido de humedad pudiera estar temporalmente por encima de la capacidad de campo, después de una lluvia intensa o riego, se asume que la totalidad del agua por encima de capacidad de campo se pierde el mismo día a través de percolación profunda, después de descontar cualquier ET que ocurra durante el día. Se asume que cuando el suelo está a capacidad de campo, después de una lluvia significativa o riego, el valor mínimo del agotamiento es igual a cero. Como resultado de la percolación y la evapotranspiración, el contenido de humedad comenzará a disminuir gradualmente por lo que comenzará a aumentar el agotamiento del agua en la zona radicular. Si no se presenta otro evento de humedecimiento, el contenido de humedad alcanzará gradualmente su mínimo valor θ_{wp} . En ese momento no existirá agua disponible para evapotranspiración en la zona radicular, el valor de K_s será igual a cero, y se alcanzará el valor máximo del agotamiento de humedad en la zona radicular, ósea ADT. Por lo tanto, los límites de $D_{r,i}$ serán los siguientes:

$$0 \leq D_{r,i} \leq ADT \quad (86)$$

Agotamiento Inicial

Para iniciar el balance de humedad, es necesario estimar el agotamiento inicial $D_{r,i-1}$. El agotamiento inicial puede ser estimado a través de mediciones del contenido de humedad del suelo de la siguiente forma:

$$D_{r,i-1} = 1000(\theta_{FC} - \theta_{i-1}) Z_r \quad (87)$$

donde θ_{i-1} es el contenido de humedad promedio en la profundidad efectiva de la zona radicular. Después de una lluvia pesada o riego, el usuario puede asumir que el contenido de humedad en la zona radicular esta cerca de la capacidad de campo, ósea, $D_{r,i-1} \approx 0$.

Precipitación (P), Escurrimiento superficial (RO) y Riego (I)

El término P_i representa la precipitación diaria. Cantidades diarias de precipitación

menores a $0,2 ET_o$ son normalmente evaporadas en su totalidad, por lo que pueden ser ignoradas en el cálculo del balance hídrico, especialmente para los casos donde se utilice el coeficiente único del cultivo. I_i es equivalente a la lámina media infiltrada del riego expresada sobre la totalidad de la superficie del campo. El escurrimiento superficial que ocurra producto de la precipitación puede ser estimado utilizando alguno de los procedimientos estándar incluidos en libros de hidrología.

Ascenso capilar (CR)

La cantidad de agua que se mueve hacia arriba por ascenso capilar, desde la capa freática hacia la zona radicular, dependerá del tipo de suelo, la profundidad del nivel freático y el contenido de humedad en la zona radicular. Se asume normalmente que el valor de CR es igual a cero cuando el nivel freático se encuentra a más de 1 m por debajo de la zona radicular. Información acerca del CR fue presentada en la publicación de la FAO No. 24 de la Serie de Riego y Drenaje. El tema del ascenso capilar será tratado en una publicación futura de la FAO.

Evapotranspiración (ET_c)

Cuando el agotamiento del agua del suelo sea menor que AFA, la evapotranspiración del cultivo será $ET_c = K_c ET_o$. Al momento que $D_{r,i}$ sea mayor que AFA, la evapotranspiración del cultivo se verá reducida y ET_c puede ser estimada a través de la Ecuación 80 ó 81.

Percolación profunda (DP)

Después de una lluvia pesada o riego, el contenido de humedad en la zona radicular puede exceder la capacidad de campo. De acuerdo a este procedimiento sencillo, se asume que el contenido de humedad en el suelo será el de capacidad de campo durante el mismo día que ocurra el evento de humedecimiento, por lo que el agotamiento $D_{r,i}$ en la Ecuación 85 será igual a cero. Por lo tanto, luego de una lluvia pesada o riego:

$$DP_i = (P_i - RO_i) + I_i - ET_{c,i} - D_{r,i-1} \geq 0 \quad (88)$$

En el momento que el contenido de humedad en la zona radicular se encuentre por debajo de capacidad de campo (es decir, $D_{r,i} > 0$), no existirá drenaje en el suelo y $DP_i = 0$.

No se debe confundir el término DP_i incluido en las Ecuaciones 85 y 88 con el término $DP_{e,i}$ usado en las Ecuaciones 77 y 79 para la capa evaporante del suelo. Se puede calcular ambos términos de manera simultánea, pero son completamente independientes.

PLANIFICACIÓN DEL RIEGO

Se requiere del riego cuando la cantidad de lluvia sea insuficiente para compensar las pérdidas de agua por evapotranspiración. El objetivo principal del riego es la aplicación del agua en el momento preciso y con la cantidad precisa de agua. Mediante el cálculo del balance diario del agua presente en la zona radicular del suelo (Ecuación 85), se pueden planificar las láminas y los momentos de aplicación del riego. Para evitar el estrés hídrico se debe aplicar el riego antes, o en el momento, de agotarse la lámina de agua fácilmente extraíble del suelo ($D_{r,i} \leq AFA$). Por otra parte, para evitar pérdidas por percolación que puedan producir el lavado de importantes nutrientes de la zona radicular, la lámina neta de riego deberá ser menor o igual que el agotamiento de humedad en la zona radicular del suelo ($I_i \leq D_{r,i}$).

En el ejemplo 38 se ilustra la aplicación del balance de agua en la zona radicular para definir los días de riego y evitar el estrés hídrico. En el ejemplo se utilizan los cálculos de K_c tomados del Ejemplo 35. En el Anexo 8 se presenta una completa hoja de cálculo la cual incluye todos los cálculos necesarios para definir el calendario de riego y para predecir el valor de $K_c = K_{cb} + K_c$ para distintos intervalos de tiempo.

EJEMPLO 38

Calendario de riego para evitar situaciones de estrés hídrico

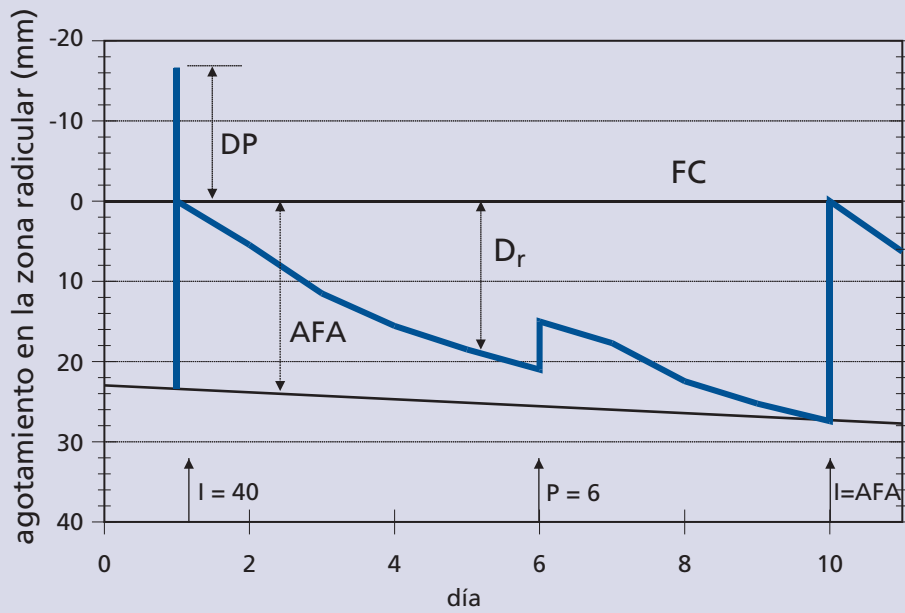
Planificar las aplicaciones de riego para el Ejemplo 35. Se asume lo siguiente:

- se debe aplicar el riego cuando se agote la lámina AFA;
- el factor de agotamiento (p) es de 0,6;
- todos los riegos y lluvias ocurren en horas tempranas del día;
- la profundidad de la zona radicular (Z_r) para el día 1 es 0,3 m y aumenta a 0,36 m para el día 12;
- el agotamiento de humedad en la zona radicular al inicio del día 1 ($D_{r,i-1}$) es igual a AFA.

Utilizando Ec. 82 $ADT = 1\,000 (0,23 - 0,10) Z_{r,i} = 130 Z_{r,i}$ [mm]

Utilizando Ec. 83 $AFA = 0,6 ADT = 78 Z_{r,i}$ [mm]

En el día 1, cuando $Z_r = 0,3$ m: $D_{r,i-1} = AFA = 78 (0,3) = 23$ mm



(1) día	(2) ET_0 mm d ⁻¹	(3) Z_r m	(4) AFA mm	(5) $D_{r,i}$ inicio mm	(6) P-RO mm	(7) I mm	(8) K_s	(9) K_{cb}	(10) K_e	(11) K_c	(12) ET_c mm	(13) DP mm	(14) $D_{r,i}$ final mm
inicio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	23
1	4,5	0,30	23	0	0	40	1	0,30	0,91	1,21	5,5	12	0
2	5,0	0,31	24	0	0	0	1	0,31	0,90	1,21	6,1	0	6
3	3,9	0,31	24	6	0	0	1	0,32	0,64	0,97	3,8	0	10
4	4,2	0,32	25	10	0	0	1	0,33	0,36	0,69	2,9	0	13
5	4,8	0,32	25	13	0	0	1	0,34	0,19	0,54	2,6	0	15
6	2,7	0,33	26	9	6	0	1	0,36	0,60	0,96	2,6	0	12
7	5,8	0,33	26	12	0	0	1	0,37	0,44	0,81	4,7	0	17
8	5,1	0,34	26	17	0	0	1	0,38	0,19	0,57	2,9	0	20
9	4,7	0,34	27	20	0	0	1	0,39	0,10	0,49	2,3	0	22
10	5,2	0,35	27	22	0	0	1	0,40	0,05	0,45	2,4	0	24
11	9,2	0,35	27	24	0	0	1	0,41	0,03	0,44	4,0	0	28
12	6,4	0,36	28	0	0	28	1	0,42	0,79	1,21	7,8	0	8

- (1) Número del día.
- (2) Del Ejemplo 35.
- (3) Z_r es un dato (interpolado entre 0,3 m para el día 1 y 0,36 m para el día 12).
- (4) Ec. 83.
- (5) $D_{r,i,ini}$ (agotamiento en la zona radicular al inicio del día)

Si el riego y la lluvia ocurren temprano en el día, entonces

$$D_{r,i,ini} = \text{Max}(D_{r,i-1,final} - I - (P-RO), \text{ ó } 0)$$

Si el riego y la lluvia ocurren tarde en el día, entonces

$$D_{r,i,ini} = D_{r,i-1,final}$$

donde $D_{r,i-1,final}$ es tomado de la columna 14 del día anterior

Debido a que la profundidad de la zona radicular se incrementa cada día, se debe considerar el contenido de humedad en el subsuelo (θ_{sub}), para actualizar el valor de $D_{r,i}$

$$D_{r,i} = D_{r,i-1} + 1\ 000 (\theta_{FC} - \theta_{sub,i-1}) \Delta Z_{r,i}$$

En el ejemplo se asume que θ_{sub} esta a capacidad de campo (debido a riego o lluvia excesivas durante los días anteriores). Por lo tanto, se puede utilizar una combinación de las ecuaciones para $D_{r,i}$.

- (6) Del ejemplo 35.
- (7) Se requiere del riego cuando $D_{r,i} \geq AFA$.
En el día 1, la lámina de riego (infiltración en el suelo) es dada (del Ejemplo 35: $I = 40$ m). En el día 12 se requiere de una aplicación de una lámina neta de riego de 28 mm para reponer la humedad en la zona radicular y evitar pérdidas por percolación profunda ($DP = 0$ mm).
- (8) Ec. 84, donde $K_s = 1$ para $D_{r,i} \leq AFA$.
- (9) Del Ejemplo 35.
- (10) Día 1 al 10: Del Ejemplo 35. Día 11: $K_r = 0,033$ y $K_e = 0,033(1,21 - 0,41) = 0,03$
Día 12: Después del riego adicional aplicado temprano en el día, la capa superficial del suelo estará húmeda por lo que K_r es 1 o utilizando Ec. 71: $K_e = (1,21 - 0,42) = 0,79$.
- (11) $K_c = K_s K_{cb} + K_e$.
- (12) Ec. 80.
- (13) Ec. 88, donde $D_{r,i-1}$ es tomado de la columna 14 del día anterior.
- (14) $D_{r,i}$ (agotamiento en la zona radicular al final de un día) = el valor inicial de $D_{r,i}$ al inicio del día siguiente (ver nota a pie de página 5). Utilizando Ec. 85, donde $D_{r,i-1}$ se toma de la columna 14 del día anterior.

EFFECTOS DE LA SALINIDAD DEL SUELO

Las sales presentes en la solución del suelo pueden reducir la evapotranspiración al hacer el agua del suelo menos «disponible» para su extracción por las raíces de las plantas. Las sales poseen afinidad por el agua, lo que se traduce en la necesidad del cultivo de aplicar una mayor fuerza para la extracción del agua de un suelo salino. La presencia de sales en el agua del suelo reduce la energía potencial en la solución del agua del suelo. Por otra parte algunas sales generan efectos tóxicos en las plantas, lo que puede producir la reducción del metabolismo y del crecimiento de las plantas. En esta parte se presenta una función para estimar la reducción que ocurre en la evapotranspiración como resultado de la salinidad del agua del suelo. Esta expresión fue derivada al combinar ecuaciones tipo salinidad-ET, presentadas en la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No29, con ecuaciones tipo productividad-ET, presentadas en la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No33. La ecuación resultante provee una aproximación inicial de la reducción que se produciría en la evapotranspiración bajo distintas condiciones de salinidad.

Existen evidencias que tanto la productividad de un cultivo como la transpiración son menos sensibles a un bajo potencial osmótico que a un bajo potencial matricial. Bajo condiciones de salinidad, muchas plantas son capaces de compensar el bajo potencial osmótico del agua del suelo mediante la producción de un mayor contenido interno de solubles. Esto es posible a través de la absorción de iones de la solución del suelo y mediante la síntesis de compuestos orgánicos. Ambas reacciones reducen el impacto del potencial osmótico en la disponibilidad del agua. Sin embargo la síntesis de compuestos orgánicos requiere del uso de energía metabólica. Como resultado, bajo condiciones de salinidad, el crecimiento de la planta se verá frecuentemente reducido. La reducción del crecimiento de la planta tendrá impacto en la transpiración al reducir la cobertura vegetal, siendo además, en algunos casos, un producto del cerrado parcial de los estomas.

Otros impactos de las sales del suelo incluyen toxicidad directa del sodio y cloro, así como deficiencias inducidas de nutrientes. Estas deficiencias reducen el crecimiento de las plantas al reducir el alargamiento de las hojas, así como el crecimiento y la división de las células de las hojas. La modalidad dependerá del método de riego. Con riego por aspersión, la absorción del sodio y del cloro a través de las hojas puede resultar en condiciones de toxicidad para todas las especies cultivadas. Con riego por superficie o riego por goteo, condiciones de toxicidad directa generalmente ocurren solo en viñedos y árboles; sin embargo, niveles altos de sodio pueden inducir deficiencias de calcio para todas las especies cultivadas.

Debido a que la concentración de sales varía a medida que cambia el contenido de agua del suelo, la salinidad del suelo se mide y expresa normalmente en base a la conductividad eléctrica del extracto de saturación del suelo (CE_e). La CE_e se define como la conductividad eléctrica de la solución del agua del suelo después de añadir una cantidad de agua destilada suficiente para llevar el contenido de agua del suelo a punto de saturación. Típicamente, la CE_e se expresa en deciSiemens por metro ($dS\ m^{-1}$). Bajo condiciones óptimas de manejo la productividad de los cultivos permanecerá en sus niveles potenciales hasta alcanzar un valor umbral específico de conductividad eléctrica del extracto de saturación del suelo ($CE_{e\ umbral}$). Si el valor promedio de CE_e en la zona radicular se incrementa por encima de este umbral crítico, se asume que la productividad del cultivo comenzará a disminuir en proporción al incremento de la salinidad. La tasa de reducción de la productividad con el incremento de la salinidad se expresa en forma de una pendiente, b , la cual tiene unidades de porcentaje de reducción de la productividad por cada $dS\ m^{-1}$ de incremento de CE_e .

No todas las plantas responden de la misma manera a la salinidad; algunos cultivos pueden producir aceptablemente bajo niveles de salinidad mucho más altos que otros cultivos. Esto se debe a que algunos cultivos tienen mayor capacidad de realizar los ajustes osmóticos que le permiten extraer mayor cantidad de agua del suelo salino, o los mismos pueden ser más tolerantes a los efectos tóxicos de la salinidad. La tolerancia

de muchos cultivos a la salinidad se encuentra en las publicaciones de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No. 33 y 48. Los valores de $CE_{e\text{ umbral}}$ y de la pendiente b , presentados en las publicaciones mencionadas, se incluyen en el Cuadro 23.

Como se puede observar en el Cuadro 23, existe una amplitud del rango de tolerancia de los cultivos a las sales que varía entre 8 a 10 veces. Por lo tanto se puede decir que el efecto de la salinidad en la productividad es específico de cada cultivo.

Los valores de los parámetros $CE_{e\text{ umbral}}$ y b presentados en el Cuadro 23 fueron determinados principalmente en experimentos de investigación utilizando riego de régimen semi-permanente, donde los contenidos de humedad del suelo fueron mantenidos cerca de la capacidad de campo. Sin embargo, en la mayoría de los calendarios de riego por aspersión y superficie, el contenido de humedad del suelo es agotado bastante por debajo de capacidad de campo, por lo que el valor de CE de la solución del suelo, CE_{sw} , aumenta antes del riego, aunque el valor de CE del extracto de saturación no varía. El incremento de la concentración de sales en la solución del agua del suelo reduce el potencial osmótico del agua del suelo (se convierte en más negativo), por lo que la planta deberá gastar más energía metabólica y emplear una mayor fuerza mecánica para absorber el agua. Por otra parte a medida que el suelo se seca y la concentración aumenta, los efectos en el metabolismo y de la toxicidad pueden ser más pronunciados. Sin embargo, se ha encontrado que la variación en el contenido de humedad durante el intervalo entre riegos no tiene una influencia fuerte en la evapotranspiración del cultivo. Esto es debido que la elevación del contenido de humedad del suelo en los primeros días de un intervalo largo de riego, corresponden a niveles mayores a los experimentados bajo condiciones de riego semi-permanente. Asimismo, para contrarrestar lo anterior, se presenta una reducción del contenido de agua en el suelo en los últimos días de un intervalo largo de riego. Por otra parte, la distribución de las sales en la zona radicular bajo riego de baja frecuencia puede reducir los impactos de la salinidad durante la primera parte del intervalo de riego. Asimismo, bajo riego de alta frecuencia de la superficie del suelo, son mayores las pérdidas por evaporación. Por lo tanto considerando la misma lámina aplicada, se reduce la fracción de lavado. Por estas razones, tanto la longitud del intervalo de riego como el cambio de la CE durante el intervalo entre riegos no han sido generalmente señalados como factores en la reducción de la ET , asumiendo que las mismas láminas de agua infiltran a la zona radicular a lo largo del tiempo.

En algunos casos el incremento de la evaporación bajo riego de alta frecuencia puede contrarrestar las reducciones del valor de K_c causadas por valores altos de CE_e en la zona radicular. Bajo estas condiciones, la magnitud de los valores totales de K_c y ET_c no serán muy diferentes a las correspondientes a condiciones estándar y sin salinidad, bajo riegos de menor frecuencia, aunque se presenta una reducción en la productividad y la transpiración del cultivo. Debido a esto, bajo condiciones de salinidad el factor de reducción de K_s deberá ser aplicado solamente cuando se utiliza el procedimiento del coeficiente dual de cultivo.

En artículos que tratan sobre el impacto de la salinidad en la producción del cultivo, Letey *et al.* (1985) y Shalhevet (1994) concluyen que los efectos de la salinidad en el suelo y el estrés hídrico son aditivos con respecto a su impacto sobre la evapotranspiración del cultivo. Por lo tanto son aplicables las mismas funciones de productividad- ET tanto en los casos del estrés originado por la falta de agua, como para los casos de estrés producido por la presencia de salinidad.

RELACIÓN PRODUCTIVIDAD-SALINIDAD

En la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No29 se describe una metodología que ha sido utilizada ampliamente para la predicción de la reducción de la productividad del cultivo debido a la salinidad. La metodología asume que bajo condiciones óptimas de manejo, la productividad del cultivo permanece a sus niveles potenciales hasta el momento en que aparece el valor umbral específico de

conductividad eléctrica en la solución del agua del suelo. Cuando la salinidad se incrementa por encima de ese valor umbral, la productividad del cultivo disminuirá linealmente en proporción al incremento de la salinidad. La salinidad del suelo es expresada en la forma de conductividad eléctrica en el extracto de saturación, CE_e . En forma de ecuación matemática, el procedimiento utilizado en la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No29 es:

$$\frac{Y_a}{Y_m} = 1 - (CE_e - CE_{e \text{ umbral}}) \frac{b}{100} \quad (89)$$

válida para condiciones donde $CE_e > CE_{e \text{ umbral}}$ donde:

Y_a	productividad real del cultivo
Y_m	productividad máxima esperada del cultivo cuando $CE_e < CE_{e \text{ umbral}}$
CE_e	conductividad eléctrica promedio del extracto de saturación en la zona radicular [$dS m^{-1}$]
$CE_{e \text{ umbral}}$	conductividad eléctrica del extracto de saturación, correspondiente al umbral de CE_e , cuando la productividad del cultivo comienza a reducirse por primera vez por debajo de Y_m [$dS m^{-1}$]
b	reducción de la productividad por incremento de CE [%/ $(dS m^{-1})$]

Los valores de $CE_{e \text{ umbral}}$ y b incluidos en las publicaciones de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No29 y No 48 se presentan en el Cuadro 23 para distintos cultivos agrícolas.

Los datos de la relación salinidad-productividad, presentados en las publicaciones de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No29 y No 48, provienen principalmente de estudios donde el contenido de humedad del suelo fue mantenido a un potencial mayor o igual a -3 m (-30 kPa) aproximadamente, y a una profundidad mayor de 0,3 a 0,6 m, dependiendo del cultivo. Sin embargo en estas publicaciones se indica que, para la mayoría de los cultivos, los datos son transferibles a situaciones típicas de campo donde se agote entre riegos la lámina de agua fácilmente extraíble del suelo (AFA).

RELACIÓN PRODUCTIVIDAD-ESTRÉS HÍDRICO

En la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No 33 se presenta una función linear sencilla para describir la relación entre el uso del agua por el cultivo y la productividad, útil para predecir la reducción en la productividad del cultivo cuando el estrés hídrico es inducido por la falta del agua del suelo:

$$\left(1 - \frac{Y_a}{Y_m}\right) = K_y \left(1 - \frac{ET_{c \text{ aj}}}{ET_c}\right) \quad (90)$$

donde:

K_y	factor de respuesta de la productividad [-]
$ET_{c \text{ aj}}$	evapotranspiración ajustada (real) del cultivo [$mm d^{-1}$]
ET_c	evapotranspiración del cultivo en condiciones estándar (sin estrés hídrico) [$mm d^{-1}$]

El factor K_y describe la reducción relativa de la productividad en función a la reducción de la ET_c generada por la falta de agua. Los valores de K_y presentados en la publicación de la FAO No 33 son específicos de cada cultivo y pueden variar durante la temporada de crecimiento del cultivo. En general, la reducción de la productividad debido al déficit de agua es relativamente pequeña durante los períodos de desarrollo vegetativo y de maduración, siendo mayor durante los períodos de floración y

formación del fruto. En la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No33 se presentan valores de K_y para las etapas individuales de desarrollo, así como para la totalidad de la temporada de crecimiento. En el Cuadro 24 se presentan los valores de K_y correspondientes a la temporada.

RELACIÓN COMBINADA SALINIDAD-REDUCCIÓN DE LA ET

Sin estrés hídrico ($D_r < AFA$)

Cuando el estrés por salinidad ocurre sin la presencia de estrés hídrico, se puede combinar las Ecuaciones 89 y 90 y expresar K_s como un valor equivalente, donde $K_s = ET_{c_{aj}} / ET_c$:

$$K_s = 1 - \frac{b}{K_y 100} (CE_e - CE_{e_{umbral}}) \quad (91)$$

La ecuación 91 es válida para condiciones donde $CE_e > CE_{e_{umbral}}$ y el agotamiento de humedad del suelo es menor a la lámina de agua fácilmente extraíble del suelo ($D_r < AFA$). Los términos D_r y AFA fueron definidos en secciones anteriores de esta publicación.

Con estrés hídrico ($D_r > AFA$)

Cuando el estrés hídrico ocurre simultáneamente con el estrés por salinidad, se puede combinar la Ecuación 84 del Capítulo 8 y las Ecuaciones 89 y 90 para producir la siguiente expresión:

$$K_s = \left(1 - \frac{b}{K_y 100} (EC_e - EC_{umbral}) \right) \left(\frac{ADT - D_r}{ADT - AFA} \right) \quad (92)$$

La Ecuación 92 es válida para las situaciones donde $CE_e > CE_{e_{umbral}}$ y $D_r > AFA$. En la Figura 44 se ilustra el impacto de la reducción de K_s a medida que se incrementa la salinidad. Nótese que la metodología asume que el valor de AFA (y p) no cambia a medida que se incrementa la salinidad. Para algunos cultivos, esta consideración podría ser cuestionable.

Limitaciones

Debido a que el impacto de la salinidad en el crecimiento y productividad de las plantas, así como en la evapotranspiración de los cultivos, es un proceso integrado en el tiempo, en general se utiliza solamente el valor de K_y correspondiente a toda la temporada para predecir la reducción de la evapotranspiración del cultivo. En la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No33 se presentan valores de K_y correspondientes a sólo 23 cultivos. Los valores de K_y para toda la temporada incluidos en la publicación No33 están incluidos en el Cuadro 24. Para una gran cantidad de cultivos, el valor de K_y es alrededor de 1. Para cultivos donde se desconozca el valor de K_y , el usuario puede utilizar $K_y = 1$ en las Ecuaciones 91 y 92 ó seleccionar el valor de K_y correspondiente a un cultivo de características similares.

Se sugiere el uso de las Ecuaciones 91 y 92 solamente para realizar estimaciones aproximadas del impacto de la salinidad en la ET , representando los efectos esperados de la salinidad sobre la evapotranspiración considerando un período largo de tiempo (medido en semanas o meses). No se espera que estas ecuaciones proporcionen resultados confiables para la predicción de ET_c para días individuales. Tampoco se incluyen otros efectos complejos tales como los originados por la toxicidad a determinados iones. Se asume, en la utilización de las ecuaciones 91 y 92, que el valor de CE_e representa un promedio de CE_e para la zona radicular.

CUADRO 23

Tolerancia a las sales de cultivos agrícolas comunes, expresada como la conductividad eléctrica del extracto de saturación del suelo correspondiente al umbral donde la productividad del cultivo se reduce por primera vez por debajo de la productividad potencial total ($CE_{e \text{ umbral}}$), y expresada como la pendiente (b) de reducción en la productividad cuando la salinidad aumenta por encima del $CE_{e \text{ umbral}}$.

Cultivo ¹	$CE_{e \text{ umbral}}$ ² (dS m ⁻¹) ³	b ⁴ (% / dS m ⁻¹)	Clase ⁵
a. Hortalizas pequeñas			
Brócoli	2,8	9,2	MS
Col de Bruselas	1,8	9,7	MS
Repollo	1,0-1,8	9,8-14,0	MS
Zanahorias	1,0	14,0	S
Coliflor	1,8	6,2	MS
Apio (Céleri)	1,8-2,5	6,2-13,0	MS
Lechuga	1,3-1,7	12,0	MS
Cebolla	1,2	16,0	S
Espinaca	2,0-3,2	7,7-16,0	MS
Rábanos	1,2-2,0	7,6-13,0	MS
b. Hortalizas – Familia de la Solanáceas			
Berenjena	-	-	MS
Pimientos	1,5-1,7	12,0-14,0	MS
Tomate	0,9-2,5	9,0	MS
c. Hortalizas – Familia de las Cucurbitáceas			
Pepino	1,1-2,5	7,0-13,0	MS
Melones	-	-	MS
Calabaza de Invierno	1,2	13,0	MS
Calabacín (zucchini)	4,7	10,0	MT
Calabaza	3,2	16,0	MS
Sandía	-	-	MS
d. Raíces y Tubérculos			
Remolachas, rojas	4,0	9,0	MT
Chirivía	-	-	S
Papa o Patata	1,7	12,0	MS
Camote o Batata	1,5-2,5	10,0	MS
Nabos	0,9	9,0	MS
Remolacha Azucarera	7,0	5,9	T
e. Leguminosas (Leguminosae)			
Frijoles o judías	1,0	19,0	S
Habas	1,5-1,6	9,6	MS
Caupís (cowpeas)	4,9	12,0	MT
Maní o cacahuete	3,2	29,0	MS
Guisantes o arveja	1,5	14,0	S
Soya	5,0	20,0	MT

¹ Estos datos son sólo guías generales – La tolerancia varía dependiendo del clima, condiciones del suelo y prácticas culturales. Los cultivos son generalmente menos tolerantes durante las etapas de germinación y formación de la semilla.

² $EC_{e \text{ umbral}}$ representa la salinidad promedio en la zona radicular, a partir de la cual comienza a reducirse la productividad del cultivo.

³ La salinidad en la zona radicular se mide como la conductividad eléctrica en el extracto de saturación del suelo, y se expresa en deciSiemens por metro (dS m⁻¹) a 25°C.

⁴ b es la reducción porcentual de la productividad del cultivo por cada incremento de 1 dS/m por encima del $EC_{e \text{ umbral}}$

⁵ La clasificación es: T = Tolerante, MT = Moderadamente Tolerante, MS = Moderadamente Sensitivo y S = Sensitivo

CUADRO 22 (continuación)

Cultivo	$CE_{e, \text{umbral}}$ ($dS\ m^{-1}$)	b (% / $dS\ m^{-1}$)	Clase
f. Hortalizas perennes (con letargo invernal y suelo inicialmente desnudo o con mantillo)			
Alcachofas	-	-	MT
Espárragos	4,1	2,0	T
Menta	-	-	-
Fresas	1,0-1,5	11,0-33,0	S
g. Cultivos textiles			
Algodón	7,7	5,2	T
Lino	1,7	12,0	MS
h. Cultivos oleaginosos			
Ricino y Girasol	-	-	MS
Cártamo	-	-	MT
i. Cereales			
Cebada	8,0	5,0	T
Avena	-	-	MT
Maíz (grano)	1,7	12,0	MS
Maíz, (dulce)	1,7	12,0	MS
Mijo	-	-	MS
Sorgo	6,8	16,0	MT
Arroz ⁶	3,0	12,0	S
Trigo (<i>Triticum aestivum</i>)	6,0	7,1	MT
Trigo, semi-enano (<i>T. aestivum</i>)	8,6	3,0	T
Trigo, durum (<i>Triticum turgidum</i>)	5,7-5,9	3,8-5,5	T
j. Forrajes			
Alfalfa	2,0	7,3	MS
Cebada (forraje)	6,0	7,1	MT
Bermuda	6,9	6,4	T
Trébol, Bersím	1,5	5,7	MS
Trébol (ladino, rojo, fresa)	1,5	12,0	MS
Caupís (forraje)	2,5	11,0	MS
Festuca (pasto fescue)	3,9	5,3-6,2	MT
Foxtail	1,5	9,6	MS
Pasto Harding	4,6	7,6	MT
Lovegrass	2,0	8,4	MS
Maíz (forraje)	1,8	7,4	MS
Pasto Ovillo (orchard grass)	1,5	6,2	MS
Rye-grass (perenne)	5,6	7,6	MT
Sesbania	2,3	7,0	MS
Sphaerophysa	2,2	7,0	MS
Pasto Sudán	2,8	4,3	MT
Trébol pequeño, hoja estrecha	5,0	10,0	MT
Trébol grande	2,3	19,0	MS
Vetch, común	3,0	11,0	MS
Trigo forrajero, alto	7,5	4,2	T
Trigo forrajero, cresta amplia	7,5	6,9	T
Trigo forrajero, cresta estándar	3,5	4,0	MT
Pasto Wildrye, beardless	2,7	6,0	MT

⁶ Debido a que el arroz se cultiva bajo condiciones de inundación, estos valores se refieren a la conductividad eléctrica del agua del suelo cuando las plantas están sumergidas

CUADRO 22 (continuación)

Cultivo	CE _{e, umbral} (dS m ⁻¹)	b (% / dS m ⁻¹)	Clase
k. Caña de azúcar	1,7	5,9	MS
I. Frutas tropicales y árboles			
Banano o plátano	-	-	MS
Café	-	-	-
Palma datilera	4,0	3,6	T
Árboles de palma	-	-	T
Piña (cultivo multi-anual)	-	-	MT
Té	-	-	-
m. Uvas y Moras			
Mora negra	1,5	22,0	S
Boysenberry	1,5	22,0	S
Uvas	1,5	9,6	MS
Lúpulo	-	-	-
n. Árboles frutales			
Almendras	1,5	19,0	S
Aguacate	-	-	S
Cítricos (Toronja)	1,8	16,0	S
Cítricos (Naranja)	1,7	16,0	S
Cítricos (Limón)	-	-	S
Cítricos (Lima)	-	-	S
Cítricos (Pomelo)	-	-	S
Cítricos (Mandarina)	-	-	S
Coníferas	-	-	MS/MT
Huertos de hoja caduca			
- Manzana	-	-	S
- Durazno o melocotón	1,7	21,0	S
- Cereza	-	-	S
- Pera	-	-	S
- Albaricoque	1,6	24,0	S
- Ciruela	1,5	18,0	S
- Granada	-	-	MT
Olivos	-	-	MT

Fuente principal:

Ayers y Westcot, 1985. Publicación de la FAO N° 29, Serie de Riego y Drenaje. Calidad de agua para la agricultura;
Rhoades, Kandiah y Mashali, 1992. publicación de la FAO N° 48, Serie de Riego y Drenaje. El uso de agua salina para la
producción de los cultivos.

Las ecuaciones presentadas pudieran no ser aplicables para situaciones de alta salinidad, donde pudieran no ser válidas las relaciones lineales entre CE_e, la productividad del cultivo y el valor de K_s. Se debe restringir el uso de las Ecuaciones 91 y 92 a condiciones donde CE_e < CE_{e, umbral} + 50/b. Por otra parte, las ecuaciones predicen que Y_a = 0 antes de que K_s = 0, cuando K_y > 1 y viceversa.

Como se indicó anteriormente, con frecuencia la reducción en la ET_c debida a la presencia de salinidad en el suelo, es causada en forma parcial por la reducción del tamaño de la planta y la reducción de la cobertura del suelo. Estos efectos son incluidos ampliamente en los valores de los coeficientes presentados en el Cuadro 23. Por lo tanto, en los casos donde el crecimiento de la planta está afectado por la salinidad y se utilicen las Ecuaciones 91 y 92, no se requerirá de reducciones adicionales al valor de K_c, por ejemplo a través del IAF o la fracción de cobertura del suelo, tal como se describe en el Capítulo 9.

por ciento de la fracción de lavado. Se pueden utilizar otras ecuaciones de estimación de la fracción de lavado en lugar de la ecuación de la FAO-29, con el objeto de simular mejor las características locales. La Ecuación 93 es válida solo para los casos donde tanto la calidad del agua de riego y la fracción de lavado son constantes a lo largo de la temporada productiva. Se requerirá de tiempo para alcanzar un equilibrio de las sales en el suelo. En los casos donde existan lluvias importantes durante el invierno, con agua de alta calidad, así como lavados frecuentes de excelente calidad, el balance de sales en el suelo será sustancialmente diferente al comienzo de la temporada y con un valor promedio de CE_e menor a los que serían estimados a través de la Ecuación 93. Bajo esas condiciones particulares es aconsejable una calibración apropiada de Ecuación 93 en función de las condiciones locales.

EJEMPLO 39

Efecto de la salinidad del suelo en la evapotranspiración del cultivo

Un campo de frijoles (judías) es cultivado en un suelo franco limoso el cual es regado durante la etapa de mediados de temporada utilizando agua que tiene una salinidad $CE_w = 1 \text{ dS m}^{-1}$. Se emplea una fracción de lavado del 15 por ciento. El valor de $CE_{e \text{ umbral}}$ y de la pendiente b , tomados del Cuadro 23, son $1,0 \text{ dS m}^{-1}$ y $19 \text{ \%}/(\text{dS m}^{-1})$ respectivamente. El valor de K_y para la temporada, según la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No 33 y el Cuadro 24 para los frijoles (judías) es $K_y = 1,15$. Compare el efecto sobre la evapotranspiración del cultivo, para varios niveles de agotamiento de humedad en la zona radicular, bajo condiciones de salinidad y en ausencia de salinidad. Los valores de ADT y AFA para el cultivo de frijoles son de 110 y 44 mm (para $p = 0,4$).

Como la fracción de lavado es de 0,15, CE_e es estimado a través de la Ecuación 93 como $CE_e = 1,5 CE_w = 1,5 (1) = 1,5 \text{ dS m}^{-1}$. El valor de K_s en presencia de estrés por salinidad y ausencia de estrés hídrico es:

$$K_s = \left(1 - \frac{b}{K_y 100} \left(EC_e - EC_{e \text{ umbral}} \right) \right) = \left(1 - \frac{19}{1,15(100)} (1,5 - 1,0) \right) = 0,92$$

El valor de K_s en presencia de estrés hídrico, pero en ausencia de estrés por salinidad es:

$$K_s = \left(\frac{ADT - D_r}{ADT - AFA} \right) = \left(\frac{110 - D_r}{100 - 44} \right) = \left(\frac{110 - D_r}{66} \right)$$

El valor de K_s en presencia de ambos, estrés hídrico y estrés por salinidad, es:

$$K_s = \left(1 - \frac{b}{K_y 100} \left(EC_e - EC_{e \text{ umbral}} \right) \right) \left(\frac{ADT - D_r}{ADT - AFA} \right) = 0,92 \left(\frac{110 - D_r}{66} \right)$$

El efecto sobre la evapotranspiración del cultivo, para varios valores de agotamiento de humedad en la zona radicular (D_r) es:

D_r (mm)	K_s sin estrés por salinidad	K_s con salinidad en el suelo ($CE_e = 1,5 \text{ dS m}^{-1}$) (Ec. 92)	Reducción adicional en el valor potencial de ET, debido a la salinidad
0	1,00	sin reducción en ETc	8%
35	1,00	sin reducción en ETc	8%
40	1,00	sin reducción en ETc	8%
44	1,00	sin reducción en ETc	8%
50	0,91	9% de reducción	8%
60	0,76	24% de reducción	7%
70	0,61	39% de reducción	5%
80	0,45	55% de reducción	3%
90	0,30	70% de reducción	2%
100	0,15	85% de reducción	1%
110	0,00	ETc = 0	--

Capítulo 9

ET_c para vegetación natural, atípica y subóptima

Se define como vegetación atípica las disposiciones de los cultivos agrícolas que no se incluyen o describen en los Cuadros 12 y 17. Se define como vegetación subóptima, según se utiliza en esta publicación, a la vegetación que se desarrolla bajo condiciones imperfectas de crecimiento (es decir, condiciones relativamente pobres de densidad, altura, área foliar, fertilidad o vitalidad), al compararse con las condiciones óptimas.

El enfoque mediante el cual cada cultivo se caracteriza por un coeficiente del cultivo K_c y donde la evapotranspiración del cultivo se obtiene a través del producto de K_c y la evapotranspiración de referencia ET_o , también puede ser utilizado como una manera simple y conveniente para caracterizar la vegetación que se desarrolla en condiciones naturales, así como para aquellos cultivos agrícolas que crecen bajo prácticas culturales atípicas. En este capítulo se presentan procedimientos para estimar los valores de K_c correspondientes a la vegetación natural y para la vegetación agrícola para la cual no se dispone de valores de K_c .

PROCEDIMIENTO DE CÁLCULO

Como se describe en la Figura 27, el primer paso en el procedimiento de K_c ET_o lo constituye la estimación de la duración de las etapas de desarrollo. Esto también es aplicable para los casos de la vegetación natural y otros tipos de vegetación. El siguiente paso lo constituye la elaboración de las curvas del coeficiente del cultivo, las cuales representan el cociente entre los valores de ET_c y ET_o durante las distintas etapas de crecimiento de la vegetación.

Etapa inicial de crecimiento

El procedimiento para estimar el coeficiente del cultivo para la etapa inicial de crecimiento para vegetación natural, atípica y subóptima es idéntico al descrito en el Capítulo 6 (coeficiente único del cultivo $K_{c\ ini}$) o en el Capítulo 7 (coeficiente dual del cultivo, $K_{cb\ ini} + K_c$). El coeficiente del cultivo se determina principalmente en función de la frecuencia bajo la cual el suelo se humedece.

Etapas de mediados y final de la temporada de crecimiento

El valor de K_c durante la etapa de mediados de temporada ($K_{c\ med}$ y $K_{cb\ med}$) y en menor grado el valor de K_c para la etapa final, son distintos a los descritos en capítulos anteriores. Debido a que con frecuencia se presenta una reducción de la cobertura del suelo en los casos de la vegetación natural y la subóptima, el valor de K_c es afectado en gran medida por la frecuencia de las lluvias o el riego, así como por la cantidad de área foliar y la cobertura del suelo.

Procedimiento del coeficiente dual del cultivo

Para la determinación del valor de K_c para vegetación natural, atípica, o subóptima, se deberá seguir en general el procedimiento descrito en el Capítulo 7, donde se utilizan coeficientes separados para la transpiración (K_{cb}) y para la evaporación (K_e). De esta manera se pueden determinar directamente los efectos de la evaporación en la superficie del suelo.

En esta sección se presentan dos procedimientos para ajustar el valor del coeficiente basal del cultivo ($K_{c\ med\ aj}$) para vegetación escasa. Según estos procedimientos, el valor de $K_{cb\ med\ aj}$ es estimado a partir del IAF (Ecuación 97) o considerando la cobertura efectiva del suelo (Ecuación 98). Después de determinar el valor de $K_{cb\ med\ aj}$, se procederá a determinar el coeficiente de evaporación, K_e , para finalmente obtener el coeficiente del cultivo para la etapa de mediados de temporada: $K_{c\ med\ aj} = K_{cb\ med\ aj} + K_e$. En el Capítulo 7 se presentan los procedimientos para el cálculo de K_e .

Aún cuando el valor de $K_{cb\ med\ aj}$ sea pequeño, el valor total de $K_{cb\ aj}$ ($=K_{cb\ aj} + K_e$) después de una lluvia pudiera algunas veces ser tan alto o mayor que el valor de K_c correspondiente a las condiciones óptimas, debido a la evaporación que ocurre en las superficies del suelo entre la vegetación escasa.

Procedimiento del coeficiente único del cultivo

Cuando se utiliza el coeficiente único del cultivo K_c del Capítulo 6, los efectos promedios del humedecimiento del suelo son incorporados en un valor medio general de K_c . En las secciones siguientes se presentan algunas guías generales para la estimación de $K_{c\ aj}$. De igual forma se puede determinar el valor del coeficiente del cultivo a partir del valor ajustado de K_{cb} , considerando la frecuencia de humedecimiento del suelo; ósea que durante la etapa de mediados de temporada $K_{c\ aj} = K_{cb\ aj} + 0,05$ para humedecimiento infrecuente y $K_{cb\ aj} + 0,10$ para humedecimientos de hasta una vez por semana. Para humedecimientos mas frecuentes, se debe utilizar el procedimiento del coeficiente dual del cultivo.

Alternativamente, se pueden utilizar las Ecuaciones 97 y 98 para determinar K_c en lugar de K_{cb} . En esos casos, $K_{c\ min}$ en las Ecuaciones 97 y 98 puede ser asumido como igual a $K_{c\ ini}$, donde $K_{c\ ini}$ es estimado a través de la Figura 29 o 30. El uso del $K_{c\ ini}$ incorpora los efectos de la evaporación del suelo y se constituye por lo tanto en un límite inferior en la estimación de $K_{c\ med}$.

Condiciones de estrés hídrico

Cuando la lluvia o el riego sean insuficientes, se producirán situaciones de estrés hídrico que harán que los valores de evapotranspiración estén por debajo de la evapotranspiración de cultivos en condiciones estándar, ET_c . Para la determinación de la reducción en el valor de K_c bajo condiciones de disponibilidad limitada de agua en el suelo, se utiliza el coeficiente de estrés hídrico K_s tal como se describe en el Capítulo 8.

AJUSTE PARA LA ETAPA DE MEDIADOS DE TEMPORADA PARA VEGETACION ESCASA

Ajuste a partir de observaciones de campo

Como una aproximación burda del valor de K_c durante la etapa de mediados de temporada en cultivos donde la cobertura es reducida debido a enfermedades, estrés, plagas, baja densidad entre plantas (a pesar de que, en condiciones óptimas, generalmente sombrean casi por completo el suelo), se pueden reducir los valores de $K_{c\ med}$ y $K_{cb\ med}$ mediante un factor de ajuste que depende del desarrollo real de la vegetación:

$$K_{c\ aj} = K_c - A_{cm} \quad (94)$$

donde

- K_c valor de K_c del Cuadro 12 ($K_{c\ med}$) ó 17 ($K_{cb\ med}$) después de ajustarlo por el efecto de clima (Ecuación 62 o 70),
- $K_{c\ aj}$ valor ajustado de K_c ($K_{c\ med\ aj}$ o $K_{cb\ med\ aj}$).

El ajuste del valor de K_c a través de la Ecuación 94 no es válido para los casos donde los cultivos sean frecuentemente humedecidos y donde el incremento de la evaporación contrarreste la reducción de la cobertura del suelo. Bajo esas condiciones, se debe aplicar la Ecuación 94 sólo al coeficiente K_{cb} .

El coeficiente de ajuste, A_{cm} , se estima como:

$$A_{cm} = 1 - \left[\frac{IAF}{IAF_{denso}} \right]^{0,5} \quad (95)$$

donde IAF es el índice real de área foliar (Recuadro 17) y IAF_{denso} es el índice de área foliar que se espera en el mismo cultivo bajo condiciones normales y prácticas de manejo estándar. Se pueden reemplazar los valores de IAF en la Ecuación 95 por los valores correspondientes de la fracción de cobertura del suelo (f_c):

$$A_{cm} = 1 - \left[\frac{f_c}{f_{c \text{ denso}}} \right]^{0,5} \quad (96)$$

EJEMPLO 40

Aproximación inicial del coeficiente del cultivo para la etapa de mediados de temporada para vegetación escasa

Un cultivo de tomate fue cultivado en Davis, California, Estados Unidos en 1980 y solamente desarrolló un 50% de cobertura del suelo durante la etapa de mediados de temporada (Pruitt *et al.*, 1984). La altura del cultivo de tomate fue de 0,75 m. El porcentaje típico de cobertura del suelo para tomates con cobertura completa en Davis es de 85 a 90% y corresponde al valor de $K_{cb \text{ med}}$ incluido en el Cuadro 17 para el tomate. Los valores medios de velocidad del viento y humedad relativa media durante la etapa de mediados de temporada fueron $u_2 = 1,1 \text{ m s}^{-1}$ y $HR_{min} = 30\%$. La latitud de Davis es $38,5^\circ \text{ N}$ y el punto medio de esta etapa ocurre en Julio 20. ¿Cuál es el valor de un ajuste de $K_{cb \text{ med}}$ para tomates que reflejaría las condiciones del 50% de la cobertura del suelo?

De los Cuadros 12 y 17, $K_{c \text{ med}} = 1,2$ y $K_{cb \text{ med}} = 1,15$.

Realizando los ajustes por clima (Ec. 62 y Ec. 70), donde $u_2 = 1,1 \text{ m s}^{-1}$, $HR_{min} = 30\%$ y la altura promedio del cultivo = 0,75 m,

$$K_c = K_{c \text{ Cuadro}} + [0,04(1,1-2)-0,004(30-45)](0,75/3)0,30 = K_{c \text{ Cuadro}} + 0,02$$

resulta, $K_{c \text{ med}} = 1,22$ y $K_{cb \text{ med}} = 1,17$.

La fracción de cobertura del suelo, considerada en los valores tabulados, correspondiente a tomates desarrollados en condiciones óptimas es de aproximadamente 85% ($f_{c \text{ denso}} = 0,85$). En el caso del cultivo esparcido de tomates donde $f_c = 0,50$,

Utilizando la Ec. 96 $A_{cm} = 1 - (0,50/0,85)0,5 = 0,23$

Los valores de $K_{cb \text{ med aj}}$ y $K_{c \text{ med aj}}$ para un 50% de cobertura del suelo son:

(usando la Ec. 94) $K_{cb \text{ med aj}} = 1,17 - 0,23 = 0,94$

$$K_{c \text{ med aj}} = 1,22 - 0,23 = 0,99$$

Compárese estos resultados con los obtenidos en el Ejemplo 42, donde se realizó una estimación mas precisa del valor de $K_{cb \text{ med aj}}$.

Como una primera estimación, se espera que el valor del coeficiente del cultivo se reduzca en un 20% con respecto al valor correspondiente a condiciones óptimas.

Estimación de $K_{cb \text{ med}}$ a partir del índice de área foliar (IAF)

Típicamente, la vegetación natural posee área foliar menor o fracción de cobertura del suelo menor que en el caso de la vegetación agrícola, la cual ha sido desarrollada para condiciones de completa cobertura y en condiciones de humedad del suelo que favorecen un crecimiento vigoroso. Esto es especialmente cierto para los casos de climas áridos y semiáridos. Cuando la densidad entre plantas o el área foliar sea menor que las asociadas a condiciones de completa cobertura (definidas generalmente como $IAF \geq 3$), se debe reducir el valor de $K_{cb \text{ med}}$ para los casos de la vegetación natural o

subóptima. En los casos donde el valor de IAF pueda medirse o aproximarse, se puede estimar un valor máximo de $K_{cb\ med}$ para la vegetación natural, atípica, o subóptima, con un procedimiento similar al presentado por Ritchie como:

$$K_{cb\ med\ aj} = K_{c\ min} + (K_{cb\ full} - K_{c\ min})(1 - \exp[-0,7\ IAF]) \quad (97)$$

donde

$K_{cb\ med\ aj}$	valor estimado de K_{cb} durante la etapa de mediados de temporada cuando la densidad entre plantas o área foliar son menores que las correspondientes a condiciones de cobertura completa,
$K_{cb\ full}$	valor estimado de K_{cb} durante la etapa de mediados de temporada (en el máximo del tamaño o la altura de la planta) para vegetación que cubre completamente el suelo o con $IAF > 3$ (Ecuaciones 99 y 100),
$K_{c\ min}$	valor mínimo de K_c para suelo descubierto ($K_{c\ min} \approx 0,15 - 0,20$),
IAF	índice real de área foliar, definido como el área de las hojas dividido entre el área del suelo por debajo de las plantas, promediado sobre una área grande. Solamente se considera un lado de las hojas [$m^2\ m^{-2}$].

RECUADRO 17

Medición y estimación del IAF

Se puede medir directamente el IAF a través de la cosecha de todas las hojas verdes y sanas de la vegetación que se encuentran en un área determinada, por ejemplo 1 m² ó 10 m², y luego midiendo y sumando el área de cada hoja a través de métodos fotométricos; o bien midiendo áreas de algunas hojas representativas, promediar las áreas, y luego multiplicar por el número total de hojas contadas.

En la ausencia de mediciones del IAF, se puede estimar IAF para vegetación anual y escasa como:

$$IAF = IAF_{denso} \left[\frac{\text{Población}}{\text{Población}_{denso}} \right]^a$$

donde

IAF_{denso}	Valor del IAF para especies particulares de plantas, bajo condiciones de crecimiento normales, 'densas' u óptimas. LAI_{denso} puede ser obtenido de fuentes bibliográficas que traten acerca de cultivos y vegetación.
Población	número de plantas por área unitaria de superficie del suelo bajo las condiciones reales de crecimiento [$No. m^{-2}$].
$Población_{denso}$	número de plantas por unidad de área de superficie del suelo bajo condiciones 'densas' u óptimas de crecimiento [$No. m^{-2}$].
a	a = 0,5 cuando la población esta formada por plantas de crecimiento vigoroso; a = 1 cuando las plantas son menos vigorosas

El exponente 0,5 de la ecuación anterior simula la tendencia de la vegetación a compensar por la baja densidad de las plantas mediante el incremento del tamaño y el número total de las hojas de cada planta individual. Por lo tanto, en realidad el valor de IAF no disminuye en proporción directa a la población de plantas. En los casos donde no se incremente el tamaño de las plantas en condiciones de baja densidad, el exponente 'a' deberá ser considerado como 1 ($a = 1$). Se puede presentar estos últimos casos cuando la fertilidad del suelo sea pobre o cuando la salinidad del suelo, estrés hídrico, o mal drenaje inhiban tanto el crecimiento como la densidad entre plantas, lo que retardará el crecimiento de plantas individuales.

Se recomienda la Ecuación 97 para tipos de vegetación anual que sean naturales o que se encuentran en condiciones subóptimas debido a la baja densidad entre plantas, o bajo los efectos de algún tipo de estrés ambiental que afecte su crecimiento.

La relación expresada en la Ecuación 97 produce resultados similares a los sugeridos por Ritchie (1974). Para $IAF > 3$, $K_{cb\ med} \approx K_{cb\ full}$. El valor de IAF utilizado en la Ecuación 97 debe representar el IAF «verde», donde se considera solamente las hojas sanas que son activas para la transferencia de vapor de agua.

Estimación de $K_{cb\ med}$ a partir de la cobertura efectiva del suelo ($f_{c\ eff}$)

Cuando solo se disponga de valores estimados de la fracción efectiva de la superficie del suelo cubierta por la vegetación, se puede aproximar el valor $K_{cb\ med\ aj}$ a través de la siguiente expresión:

$$K_{cb\ med\ aj} = K_{c\ min} + (K_{cb\ full} - K_{c\ min}) \left(\min \left(1, 2f_c, (f_{c\ eff})^{\left(\frac{1}{1+h}\right)} \right) \right) \quad (98)$$

donde

$K_{cb\ med\ aj}$	valor estimado de K_{cb} durante la etapa de mediados de temporada cuando la densidad entre plantas o área foliar son menores a las correspondientes a condiciones de cobertura completa,
$K_{cb\ full}$	valor estimado de K_{cb} durante la etapa de mediados de temporada (en el máximo del tamaño o altura de la planta) para vegetación que cubre completamente el suelo o con $IAF > 3$ (ver Ecuaciones 99 y 100),
$K_{c\ min}$	valor mínimo de K_c para suelo descubierto (con presencia de vegetación) ($K_{c\ min} \approx 0,15 - 0,20$),

RECUADRO 18

Medición y estimación de $f_{c\ eff}$

Normalmente el término $f_{c\ eff}$ debe representar la fracción de la superficie del suelo que sombreada por la vegetación. En general este valor es mayor a f_c , la fracción real de cobertura de la superficie del suelo observada verticalmente por encima de la vegetación. La cantidad de sombreado esta asociada con la cantidad de radiación solar que es interceptada por las plantas y que puede ser convertida potencialmente en evapotranspiración. La fracción total de sombreado es función del ángulo solar, así como de la extensión horizontal y forma de las plantas individuales (o hileras) con relación a su altura.

El valor de $f_{c\ eff}$ para vegetación de forma 'rectangular', tal como es el caso de la mayoría de los cultivos agrícolas sembrados en hileras, puede ser aproximado como:

$$f_{c\ eff} = f_c \left[1 + \frac{HWR}{\tan(\eta)} \right] \leq 1$$

donde:

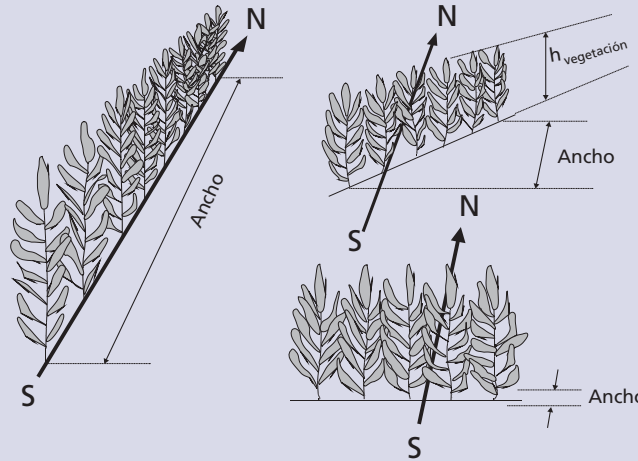
f_c	fracción observada de la superficie del suelo que se encuentra cubierta por la vegetación, observada desde la posición «nadir» (desde arriba, mirando verticalmente hacia abajo) [0,01 - 1],
HWR	cociente entre la altura y el ancho de las plantas individuales o grupos de ellas, cuando son observadas desde el este o desde el oeste [],
$\tan(\eta)$	tangente del ángulo medio del sol por encima del horizonte, η , durante el período de máxima evapotranspiración (generalmente entre las horas 11:00 y 15:00) []. En la mayoría de los casos η puede ser calculado para el mediodía solar (12:00 horas).

El valor de HWR se calcula como:

$$\text{HWR} = \frac{h_{\text{vegetación}} (\cos(\Gamma))}{\text{Ancho}}$$

donde

- $h_{\text{vegetación}}$ altura vertical promedio del dosel de la planta [m],
 Ancho ancho medio del dosel de una planta o grupo de ellas (ósea, la hilera) [m]
 Γ ángulo de la hilera de plantas desde la dirección este-oeste [rad] (para hileras orientadas este-oeste, $\Gamma = 0$; para hileras orientadas norte-sur, $\Gamma = \pi/2$)



Para hileras orientadas norte-sur, el valor de HWR sería igual a cero, como $\cos(\pi/2) = 0$. Esto implica que las hileras de plantas orientadas desde el norte al sur tienen $f_{c \text{ eff}} \approx f_c$, debido a que el suelo se encuentra expuesto al sol durante varias veces al día y debido a que el área sombreada es la misma que la fracción de cobertura de la vegetación que ocurre a la mitad del día.

En el caso de los árboles o de la vegetación cuyo dosel no se extienda hasta el suelo, el valor de $h_{\text{vegetación}}$ no incluirá la longitud de la porción inferior del tronco, sino solamente la vegetación activa. Por lo tanto, en estas situaciones $h_{\text{vegetación}} < h$ donde h es la altura media de la planta.

Para vegetación de forma circular o esférica, tal como en el caso de los árboles, se puede estimar el valor de $f_{c \text{ eff}}$ como:

$$f_{c \text{ eff}} = \frac{f_c}{\sin(\eta)} \leq 1$$

donde $\sin(\eta)$ es el seno del ángulo medio del sol sobre el horizonte, η , durante el período de máxima evapotranspiración (generalmente entre 11:00 y 15:00) []

Ángulo solar medio sobre el horizonte durante el período de máxima evapotranspiración (η)

Se puede calcular el valor del seno de η para un determinado momento del día, como:

$$\sin(\eta) = \sin(\varphi)\sin(\delta) + \cos(\varphi)\cos(\delta)\cos(\omega) \quad (\text{Ec. 22})$$

donde

- φ latitud [rad] (negativa para latitud sur) (Ec. 22)
 δ declinación solar [rad] (Ec. 24)
 ω ángulo del tiempo solar [rad] (Ec. 31)

Generalmente, $f_{c \text{ eff}}$ puede ser calculado al mediodía solar (12:00), por lo que $\omega = 0$ y la ecuación anterior se reduce a lo siguiente:

$$\sin(\eta) = \sin(\varphi)\sin(\delta) + \cos(\varphi)\cos(\delta)$$

El valor de η puede ser obtenido calculando el arco seno de la ecuación anterior.

f_c	fracción observada de la superficie del suelo que se encuentra cubierta por la vegetación, observada desde arriba verticalmente hacia abajo (nadir) [0,01 - 1],
$f_{c\text{ eff}}$	fracción efectiva de la superficie del suelo cubierta o sombreada por la vegetación [0,01-1] (ver Recuadro 18),
h	altura de la planta [m].

La conductancia de los estomas y el transporte del agua a través de las plantas pueden limitar los valores de ET para condiciones de vegetación escasa y de gran altura. Bajo estas condiciones, el valor de $K_{cb\text{ med}}$ es limitado por el término « $2 f_c$ » en la Ecuación 98. La Ecuación 98 se aplica satisfactoriamente a los casos de árboles y arbustos.

Estimación de $K_{cb\text{ full}}$

Cultivos agrícolas:

Los cultivos agrícolas que se desarrollan bajo condiciones subóptimas son aquellos cultivos que no se han alcanzado su potencial, debido al estrés ambiental causado por la falta de agua en el suelo, baja fertilidad, enfermedades, daños debido a malezas o insectos, o debido a una baja densidad entre plantas. El valor de $K_{cb\text{ full}}$, en las Ecuaciones 97 y 98, puede tomarse como igual al valor de $K_{cb\text{ med}}$ indicado para cualquier cultivo de «cobertura completa» ($f_{c\text{ eff}} \sim 1$) del Cuadro 17, después de ajustarlo para las condiciones climáticas (Ecuación 70):

$$K_{cb\text{ full}} = K_{cb\text{ med, Tabla}} + [0,04(u_2 - 2) - 0,004(HR_{\text{min}} - 45)] \left(\frac{h}{3}\right)^{0,3} \quad (99)$$

donde

u_2	velocidad promedio del viento medida a 2 m de altura durante la etapa de mediados de temporada [$m\ s^{-1}$],
HR_{min}	valor promedio de la humedad relativa mínima diaria durante la etapa de mediados de temporada [%],
h	altura máxima media de la planta [m].

Vegetación natural y cultivos no incluidos en el Cuadro 17:

Para vegetación natural, cultivos de cobertura incompleta, o para cultivos no incluidos en el Cuadro 17, se puede aproximar el valor de $K_{cb\text{ full}}$ en función del clima y la altura media de la planta, para áreas de vegetación que son mayores de unas pocas hectáreas:

$$K_{cb\text{ full}} = K_{cb,h} + [0,04(u_2 - 2) - 0,004(HR_{\text{min}} - 45)] \left(\frac{h}{3}\right)^{0,3} \quad (100)$$

donde

$K_{cb,h}$	corresponde al $K_{cb\text{ med}}$ para vegetación con cobertura completa ($IAF > 3$), en condiciones sub-húmedas y vientos suaves ($HR_{\text{min}} = 45\%$ y $u_2 = 2\ m\ s^{-1}$), (Ecuación 101),
u_2	velocidad promedio del viento a 2 m de altura durante la etapa de mediados de temporada [$m\ s^{-1}$],
HR_{min}	valor promedio de humedad relativa mínima diaria durante la etapa de mediados de temporada [%],
h	altura máxima promedio de la planta [m].

Se puede estimar el valor de $K_{cb,h}$ de la siguiente forma:

$$K_{cb,h} = 1.0 + 0.1 h \quad \text{para } h \leq 2\ m \quad (101)$$

donde $K_{cb,h}$ está limitado a $\leq 1,20$ cuando $h > 2$ m. El valor de 1,2 representa un límite superior general de $K_{cb,med}$ para vegetación alta que cubre completamente el suelo y con $IAF > 3$ bajo condiciones sub-húmedas y vientos suaves. Este límite de 1,2 se ajusta para otras condiciones climáticas en la Ecuación 100. Las Ecuaciones 100 y 101 representan aproximaciones generales del incremento en el valor de $K_{cb,full}$ con la altura de la planta y el clima. La forma de estas ecuaciones corresponde a la tendencia general representada por la Ecuación 70.

Para áreas pequeñas y aisladas con vegetación, se podría presentar la necesidad de incrementar el valor de $K_{cb,full}$ por encima del valor estimado a través de la Ecuación 99 o la 100, tal como se presenta en el Capítulo 10.

Conclusión

Se pueden utilizar las Ecuaciones 97 y 98 para estimar o para reducir el valor de K_{cb} para vegetación agrícola subóptima. Los exponentes incluidos en las ecuaciones 97 y 98 reflejan los efectos de la advección a micro-escala (transferencia) de calor sensible desde las superficies secas del suelo entre plantas hacia las hojas, lo que incrementa el valor de ET por unidad de área foliar; así como los efectos del incremento de la rugosidad aerodinámica a medida que aumenta el valor del IAF. La Ecuación 98 sugiere que a medida que aumenta h , aumenta el área foliar total y se incrementa la rugosidad efectiva de la vegetación, lo que incrementa el coeficiente del cultivo. Además, a medida que aumenta h , existirá una mayor oportunidad para la producción de micro-advección de calor desde el suelo a la vegetación, incrementando el intercambio turbulento dentro de la vegetación para la misma cantidad de cobertura del suelo. Todas estos factores afectan la magnitud relativa de $K_{cb,med}$.

Se deben utilizar con precaución las Ecuaciones 97 y 98, debido a que ellas sólo proporcionan estimaciones del valor máximo esperado de K_{cb} durante el máximo del crecimiento de las plantas, para vegetación con hojas transpirantes sanas y con una

EJEMPLO 41

Estimación del coeficiente del cultivo para la etapa de mediados de temporada

Estimar el valor de $K_{cb,med}$ y $K_{c,med}$ para vegetación de 2 m de altura de forma rectangular que posee igual alto y ancho, donde un 30% del terreno está cubierto por la vegetación ($f_c = 0,3$) para el día 19 de Julio (día 200 del año) y a una latitud de 40°N. Durante la etapa de mediados de temporada $HR_{min} = 55\%$ y $u_2 = 1,5$ m s⁻¹.

En el día $J = 200$, a una latitud $\varphi = 40$ ($\pi/180$) = 0,70 radianes (40°N) y utilizando la Ec. 24, se tiene que la declinación solar es de $\delta = 0,36$ radianes.

Al mediodía solar ($\omega = 0$):

$$\sin(\eta) = \sin(\varphi)\sin(\delta) + \cos(\varphi)\cos(\delta) = 0,94$$

El valor de η , calculando el arcoseno del valor anterior, es de 1,24 radianes y la $\tan(\eta) = 2,8$. Si $f_c = 0,3$ y el valor de HWR para la vegetación es de 1, entonces $f_{c,eff}$ del Recuadro 18 es: $0,3(1+1/2,8) = 0,41$.

Usando Ec. 101 $K_{cb,h} = 1,0 + 0,1(2) = 1,20$ ($\leq 1,20$, OK)

Usando Ec. 100 $K_{cb,full} = 1,20 + (0,04(1,5-2) - 0,004(55-45)) (2/3)0,3 = 1,15$

Por lo tanto, el valor de $K_{cb,med}$ estimado a través de la Ec. 98 para un $K_{c,min} = 0,15$ es:

$$\begin{aligned} K_{cb,med} &= K_{c,med} + (K_{cb,full} - K_{c,min}) \min[1, 2f_{c,eff} (f_{c,eff})^{1/(1+h)}] \\ &= 0,15 + (1,15 - 0,15) \min[1, 2(0,3), (0,4)^{1/(1+2)}] = 0,75 \end{aligned}$$

Este valor no necesita de ajustes adicionales por clima.

$K_{c,med}$ (donde $K_{c,med}$ incluye los efectos promedio del humedecimiento) puede ser derivado del $K_{cb,med}$ utilizando las indicaciones presentadas en los procedimientos de cálculo al inicio de este Capítulo:

$$K_{c,med} = K_{cb,med} + (0,05 \dots 0,10) = 0,80 \dots 0,85$$

dependiendo de la frecuencia del humedecimiento del suelo.

Los valores estimados del coeficiente del cultivo para la etapa de mediados de temporada son $K_{cb,med} = 0,75$ y $K_{c,med} = 0,80$ a $0,85$.

EJEMPLO 42

Estimación del coeficiente del cultivo para la etapa de mediados de temporada para una cobertura reducida del suelo

Se puede estimar con mayor precisión el valor de $K_{cb,med}$ para el cultivo de tomates del Ejemplo 40, que solo desarrolló un 50% de cobertura del suelo en Davis, California, Estados Unidos, si uno conoce que el cultivo de tomate fue plantado en hileras de 1,52 m orientadas este-oeste; que el cultivo alcanzó una altura de 0,75 m y que el radio entre la altura y el ancho del cultivo de tomate puede ser estimado como de 1,0 aproximadamente, para hileras orientadas este-oeste. La latitud es de 38,5°N y el punto medio de la etapa de mediados del período ocurre el 20 de Julio. ¿Cuál es el valor de $K_{cb,med}$ para tomates que reflejaría la condición del 50% de cobertura del suelo?

En el día $J = 201$ (20 de Julio), a una latitud $\varphi = 38,5$ ($\pi/180$) = 0,67 radianes (38,5°N) y utilizando la Ec. 24, la declinación solar es $\delta = 0,36$ radianes. Al mediodía solar ($\omega = 0$):

$$\sin(\eta) = \sin(\varphi)\sin(\delta) + \cos(\varphi)\cos(\delta) = 0,95$$

El valor de η , calculando el arcoseno del valor anterior, es de 1,26 radianes. Por lo tanto, para el valor observado de $HWR = 1$ y $f_c = 0,5$, se puede calcular la cobertura efectiva del suelo para las hileras orientadas este-oeste como (ver Recuadro18):

$$f_{c,eff} = 0,5 [1 + 1/\tan(1,26)] = 0,66$$

El valor de $K_{cb,med}$ en el Cuadro 17 correspondiente a un cultivo de tomate de cobertura completa, es de 1,15 y el valor promedio de h para tomates completamente desarrollados (esta variedad) es de 0,75 aproximadamente. Aplicando el ajuste por clima (usando Ec. 99):

$$K_{cb,full} = 1,15 + [0,04(1,1-2) - 0,004(30-45)] (0,75/3)0,30 = 1,17$$

Utilizando la Ec. 98 y considerando $K_{c,min} = 0,15$, el valor ajustado de $K_{cb,med}$ para un 50% de cobertura del suelo:

$$K_{cb,med,aj} = 0,15 + (1,17 - 0,15) \min(1, 2(0,5), 0,661/(1+0,76)) = 0,95$$

El valor de $K_{cb,med,aj} = 0,95$ para un 50% de cobertura del suelo, es similar a la primera estimación calculada en el Ejemplo 40 y ambos son comparables a los valores medidos de $K_{cb,med} \sim 0,90$ a 1,00, determinados a través de un lisímetro de precisión por Pruitt *et al.* (1984).

superficie seca del suelo. Cuando el control de los estomas sea mayor que en el caso de la vegetación agrícola típica, entonces el valor de K_{cb} deberá ser reducido adicionalmente utilizando las recomendaciones establecidas en la sección próxima (Ecuación 102).

ETAPA DE MEDIADOS DE TEMPORADA- AJUSTE POR CONTROL ESTOMÁTICO

En los casos de vegetación que presente un alto grado de control estomático, se podría requerir una reducción del valor de $K_{cb,full}$ en la Ecuaciones 97 y 98. Para los casos de algunos tipos de vegetación de desiertos o árboles que posean una resistencia foliar significativamente mayor que la mayoría de los cultivos agrícolas (donde el valor de r_l esta comúnmente alrededor de los 100 $s\ m^{-1}$), se puede modificar el valor de $K_{cb,med}$ estimado a través de las Ecuaciones 97 y 98, multiplicándolo por un factor de corrección de la resistencia estomática, F_r . Este factor de resistencia se desarrolla en base en la ecuación de FAO Penman-Monteith:

$$F_r \approx \frac{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)}{\Delta + \gamma\left(1 + 0,34u_2 \frac{r_l}{100}\right)} \quad (102)$$

donde r_l es la resistencia foliar media de la vegetación considerada [$s\ m^{-1}$].

El valor medio de la resistencia foliar r_l para el pasto de referencia utilizado en ET_c es de 100 $s\ m^{-1}$, al igual que para una variedad de cultivos agrícolas. Valores de r_l para varios cultivos agrícolas se muestran en Körner *et al.* (1978) y Allen *et al.* (1996). La Ecuación 102 usa el valor fijo de la rugosidad aerodinámica del pasto, en lugar de la rugosidad de la vegetación considerada, debido a que el valor ajustado de K_c es multiplicado por la ET_c del pasto y éste K_c ya incluye los efectos de la rugosidad aerodinámica de la vegetación considerada.

EJEMPLO 43

Estimación de $K_{cb, med}$ utilizando la cobertura del suelo y considerando la reducción por control estomático

Un huerto de árboles de olivo tiene un espaciamiento entre plantas de 10 m. El diámetro horizontal de los árboles, visto desde arriba, es de 5 m. La altura de los árboles es de 5 m. La porción inferior de los árboles no presenta vegetación hasta una altura de 1,5 m. El suelo entre árboles se encuentra descubierto. El valor promedio de u_2 durante la etapa de mediados de temporada es de 2 m s^{-1} y el valor promedio de $HR_{min} = 25\%$. El punto medio de la etapa de mediados de temporada ocurre el 29 de Junio (ósea, el día 180 del año). La latitud del sitio es de 30°N .

Estimar el valor de $K_{cb, med}$ utilizando la Ec. 98 para un espaciamiento de $10 \times 10 \text{ m}$ y para $5 \times 10 \text{ m}$.

En el día $J = 180$ (29 de Junio), a una latitud de $\varphi = 30$ ($\pi/180$) = 0,52 radianes (30°N) y utilizando la Ec. 24, la declinación solar es de $\delta = 0,405$ radianes. Al mediodía solar ($\omega = 0$):

$$\sin(\eta) = \sin(\varphi)\sin(\delta) + \cos(\varphi)\cos(\delta) = 0,99$$

Como los árboles de olivo tienen una forma aproximadamente circular, la fracción efectiva de cobertura del suelo (Recuadro 18) puede ser estimada como $f_{c, eff} = f_c / (\sin(\eta))$.

$$f_c = \text{área del dosel} / \text{área de influencia del árbol} = (\pi(5)^2/4) / (10)(10) = 0,196$$

$$f_{c, eff} = 0,196/0,99 = 0,20$$

Usando Ec. 101: $K_{cb, h} = 1,0 + 0,1(5) > 1,2$ o $K_{cb, h} = 1,2$

Usando Ec. 100: $K_{cb, full} = 1,2 + [0 - 0,004(25 - 45)] (5/3)^{0,3} = 1,29$

Usando Ec. 98 y considerando $K_{c, min} = 0,15$:

$$K_{cb, med} = 0,15 + (1,29 - 0,15) \min(1, 2(0,196), (0,20)^{1/(1+5)}) = 0,60$$

Körner *et al.* (1979) señala que los olivos (*Olea europaea*) tienen un r_1 de alrededor 420 s m^{-1} . Por lo tanto, asumiendo $T_{media} = 25^\circ\text{C}$ y que la elevación del huerto es de 0 m (nivel del mar), por lo que $\Delta = 0,189 \text{ kPa}$ (Ec. 13) y $\gamma = 0,0676 \text{ kPa}$ (Ec. 8), F_r es estimado a través de la Ec. 102 como:

$$F_r \approx \frac{0,189 + 0,0676(1 + 0,34(2))}{0,189 + 0,0676 \left(1 + 0,34(2) \left(\frac{420}{100} \right) \right)} = 0,67$$

El valor de $K_{cb, med, r}$ ajustado por el mayor control estomático utilizando F_r , será por lo tanto:

$$K_{cb, med, aj} = F_r K_{cb, med} = 0,67(0,60) = 0,40$$

El valor de $K_{cb, med, aj} = 0,40$, estimado a partir de $f_c = 0,20$, es menor que el valor de $K_{cb, med}$ reportado en el Cuadro 17 para los olivos con $f_c = 0,40$ a $0,67$, debido a las diferencias en el valor de f_c . El valor reportado en el Cuadro 17 es de $0,70$, el cual después de ajustes climáticos utilizando la Ec. 70 es igual a $0,79$.

Si los olivos hubieran sido plantados con un espaciamiento de $5 \times 10 \text{ m}$, como es común en California, Estados Unidos, lo cual es considerado en el valor de K_{cb} para los olivos indicados en el Cuadro 17, entonces $f_c = 0,39$, $f_{c, eff} = 0,40$, y $K_{cb, med}$ usando la Ec. 98 es $K_{cb, med} = 1,04$, por lo que el valor estimado de $K_{cb, med}$ ajustado por control estomático utilizando $F_r = 0,67$ sería $K_{cb, med, aj} = 0,67(1,04) = 0,70$. Este valor se ajusta mejor al valor de $0,79$ indicado en el Cuadro 17 para el caso de árboles maduros, después de realizar el ajuste climático.

El coeficiente basal del cultivo, $K_{cb, med, r}$ considerando la baja densidad, condición climática y control estomático es de $0,40$. Este valor se incrementa a $0,70$ para el espaciamiento de $5 \times 10 \text{ m}$.

La ecuación anterior subestimaría el valor de F_r (sobreestimando la reducción en el K_{cb}), si se utiliza la rugosidad real de la vegetación, para los casos donde $r_1 > 100 \text{ s m}^{-1}$, debido a que la Ecuación 102 ignora los efectos de retroalimentación que el valor reducido de ET_c tiene en la temperatura y el déficit de presión de vapor sobre el cultivo. En general estos parámetros se incrementan al disminuir el valor de ET_c , lo que amortiguará la magnitud de la reducción de ET_c .

ETAPA DE FINAL DE TEMPORADA

Durante la etapa de final de temporada, el valor de K_{cb} comienza a reducirse hasta alcanzar el valor de $K_{cb, fin}$ al final del período de crecimiento. Los valores de $K_{cb, fin}$ pueden ser determinados a partir de $K_{cb, med}$ en proporción al estado de salud y la condición de las hojas de la vegetación al término de la temporada de crecimiento

y de acuerdo a la longitud de la etapa final de desarrollo (o sea, si las hojas fenecen lentamente o mueren por causa de heladas). De la misma forma se pueden estimar los valores de $K_{c_{fin}}$ a partir de $K_{c_{med}}$; sin embargo, la reducción en el valor de $K_{c_{fin}}$ se verá afectada por la frecuencia del humedecimiento a través del riego o la lluvia, por lo que $K_{c_{fin}}$ pudiera ser proporcionalmente menor.

En los casos donde $K_{cb_{fin}}$ sea estimado a través de las Ecuaciones 97 y 98, se deberá reducir el valor de $K_{cb_{fin}}$ si se quiere que éste represente el valor de K_c para las plantas que posean un mayor control estomático que la vegetación agrícola (donde $r_1 \approx 100 \text{ s m}^{-1}$) o para considerar los efectos del envejecimiento y la senescencia en el control estomático. En estos casos, el valor estimado de $K_{cb_{fin}}$ deberá ser multiplicado por el valor de F_r calculado con la Ecuación 102. Como alternativa, estos valores pueden ser reducidos en alrededor 10% cuando el valor de r_1 se duplique por encima de 100 s m^{-1} y la temperatura media diaria del aire (T_{media}) sea alrededor de 30° C ; y pueden ser reducidos alrededor de un 20% cuando el valor de r_1 se duplique por encima de 100 s m^{-1} y la temperatura media diaria del aire (T_{media}) sea alrededor de 15° C .

Como otra alternativa, se puede reducir relativamente el valor de $K_{cb_{fin}}$ con respecto al valor de $K_{cb_{med}}$, en proporción a la fracción de hojas verdes saludables que se conservan al final de la etapa final con relación a las presentes en la etapa de mediados de temporada. Esto puede ser estimado generalmente en forma visual en el campo, pudiendo constituir por lo tanto una observación subjetiva.

Los parámetros f_c y h representan quizás los índices más sencillos para ser estimados en el campo. Es bueno recalcar que las Ecuaciones 97 y 98 deberán ser usadas solamente como una estimación inicial o preliminar del valor del $K_{cb_{fin}}$.

ESTIMACIÓN DE $ET_{c_{aj}}$ CONSIDERANDO LA PRODUCTIVIDAD DEL CULTIVO

En la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No. 33 se presenta una función de producción simple y lineal de la relación cultivo-agua, que permite estimar la reducción en la productividad causada por el estrés generado en el cultivo debido a la falta de agua en el suelo. Esta función fue presentada anteriormente en la Ecuación 90:

$$\left(1 - \frac{Y_a}{Y_m}\right) = K_y \left(1 - \frac{ET_{c_{aj}}}{ET_c}\right) \quad (90)$$

donde

$Y_a =$	productividad real del cultivo [kg ha^{-1}]
$Y_m =$	productividad máxima (esperada) del cultivo en ausencia de estrés ambiental o hídrico
$K_y =$	factor de respuesta de la productividad []
$ET_c =$	evapotranspiración potencial (esperada) en ausencia de estrés ambiental o hídrico
$ET_{c_{aj}} =$	evapotranspiración real (ajustada) como resultado del estrés ambiental o hídrico

En la publicación de la FAO No. 33 se indican valores de K_y para un rango amplio de cultivos, con el objeto de predecir el efecto del estrés hídrico y la correspondiente reducción en el valor de $ET_{c_{aj}}$ en la productividad del cultivo. En la publicación mencionada se presentan factores que permiten la estimación de la reducción de la productividad para los casos donde el estrés ocurra durante una sola etapa de crecimiento del cultivo, o en los casos donde el estrés se distribuya a lo largo del período de crecimiento. Las funciones de respuesta de la productividad para la temporada completa han sido incluidas en el Cuadro 24.

La presencia de factores ambientales tales como la falta de agua, salinidad, baja fertilidad y enfermedades, impactan la productividad y reducen la magnitud de $ET_{c_{aj}}$

en relación con la magnitud potencial de ET_c . Lo mismo puede considerarse para los casos donde la productividad es reducida debido a la utilización de bajas densidades de población de las plantas. Por lo tanto, para estimaciones muy generales del valor de $ET_{c,aj}$, se puede invertir la Ecuación 90, resolviéndola para estimar el factor de estrés, K_s :

$$K_s = 1 - \frac{1}{K_y} \left(1 - \frac{Y_a}{Y_m} \right) \quad (103)$$

donde K_s es multiplicado por K_{cb} o por K_c en las Ecuaciones 80 y 81 para estimar el valor de $ET_{c,aj}$ en presencia de estrés hídrico o ambiental o para los casos de baja densidad en la población de las plantas o baja vitalidad. El valor de $ET_{c,aj}$ estimado utilizando el K_s de la Ecuación 103, representa solamente una aproximación muy general de la evapotranspiración a nivel mensual o incluso de toda la temporada productiva. La Ecuación 103 es de mayor validez para los casos de cultivos forrajeros y otros cultivos donde el valor de K_y permanece relativamente constante durante toda la temporada.

En general, la Ecuación 103 es válida solamente para la estimación de la evapotranspiración real del cultivo a ser utilizada en estudios del balance de agua a nivel regional, para estudios del agotamiento y recarga del agua subterránea o para estimar el uso histórico del agua. Este procedimiento no es válido para la predicción de ET_c para periodos de tiempo diarios o semanales, debido a la naturaleza muy general del coeficiente K_y y la escala de tiempo (toda la temporada) de la productividad del cultivo. Se recomienda el uso de los procedimientos presentados anteriormente para ajustar ET_c mediante el balance diario del agua del suelo, las funciones de salinidad, o las reducciones del valor de K_c basados en el área foliar o la fracción de cobertura del suelo, en lugar de la utilización de la Ecuación 103.

EJEMPLO 44

Estimación aproximada de K_s a partir de los datos de productividad del cultivo

En una zona de riego (proyecto) se cultivan frijoles (judías) comestibles secos. Se conoce que existe un déficit de agua de riego, con la correspondiente reducción en la productividad del cultivo. La productividad estimada en el proyecto es de 1100 kg ha⁻¹. La productividad potencial para la región y la variedad de frijoles (judías) considerada, en ausencia de estrés hídrico o ambiental y con una buena fertilidad del suelo, es de 1800 kg ha⁻¹.

Según la publicación de la Serie de Riego y Drenaje de la FAO No. 33 o el Cuadro 24, el valor de K_y para los frijoles (judías) secos, asumiendo que las situaciones de estrés se distribuyan uniformemente a lo largo de la temporada de crecimiento, es de 1,15. Por lo tanto, según la Ecuación 103, el valor estimado de K_s para ser aplicado en la Ecuación 80 para la temporada de crecimiento es:

$$K_s = 1 - \frac{1}{1,15} \left(1 - \frac{1100}{1800} \right) = 0,66$$

Por lo tanto, se estima que el valor de $ET_{c,aj}$ para la temporada es de solamente 0,66 de la ET_c máxima bajo condiciones óptimas de crecimiento.

El valor estimado de $ET_{c,aj}$ es de $ET_{c,aj} = 0,66 ET_c$, donde ET_c es estimado como $ET_c = K_c ET_c$.

Capítulo 10

ET_c bajo distintas prácticas de manejo

En este capítulo se describen varios tipos de factores que pueden causar que los valores de K_c y ET_c sean diferentes a los correspondientes a los valores estándar descritos en los Capítulos 6 y 7. Estos factores se refieren a los efectos generados por la presencia de mantillo (mulch) en la superficie, la práctica de cultivos intercalados, la presencia de vegetación en áreas reducidas y otras prácticas específicas de cultivo.

La intención de este capítulo es de servir como una fuente de información para situaciones donde se conoce que las prácticas de cultivo son diferentes a las consideradas en los Cuadros 12 y 17, pero donde se necesite realizar estimaciones de K_c y ET_c . Los procedimientos presentados en este capítulo no son de ninguna forma exhaustivos. La intención es demostrar el uso de algunos procedimientos que pueden ser utilizados para realizar ajustes del valor de K_c con el objeto de considerar las diferencias o desviaciones con respecto a las condiciones estándar.

EFECTO DEL MANTILLO SOBRE LA SUPERFICIE

El uso del mantillo sobre la superficie es una práctica utilizada con frecuencia en la producción vegetal para reducir las pérdidas por evaporación en la superficie del suelo, para acelerar el desarrollo del cultivo en climas fríos al incrementar la temperatura del suelo, para reducir la erosión, ó para ayudar en el control de las malezas. El mantillo puede consistir de material orgánico vegetal o mantillo sintético compuesto de láminas de plástico.

Cobertura con plástico

La cobertura plástica consiste generalmente de láminas delgadas de polietileno o materiales similares colocadas encima de la superficie del suelo, especialmente a lo largo de las hileras de las plantas. Se cortan agujeros en la lámina de plástico de acuerdo al espaciamiento entre plantas para permitir la emergencia de las mismas. Las coberturas de plástico pueden ser transparentes, blancas o negras. El color del plástico influye en el valor del albedo, principalmente durante las etapas tempranas del cultivo. Sin embargo, debido a que la intención en este capítulo es presentar un procedimiento sencillo para ajustar el valor de K_c en cultivos con cobertura de plástico, no se hace distinción entre los distintos tipos de plásticos.

La cobertura de plástico produce una reducción significativa de la evaporación del agua en la superficie del suelo, especialmente bajo sistemas de riego por goteo. Asociada con la reducción de la evaporación existirá un incremento general de la transpiración de la vegetación, debido a la transferencia de calor sensible y radiactivo desde la superficie de la cobertura de plástico hacia las adyacencias de la vegetación. Aunque la tasa de transpiración de cultivos bajo plástico puede incrementarse en un promedio de 10-30% a lo largo de la temporada, comparado con la ausencia de la cobertura plástica, el valor de K_c disminuye en un promedio de 10-30% debido a la reducción de la evaporación en el suelo, estimada en un 50-80%. En el Cuadro 25 se presenta un resumen de las reducciones observadas del valor de K_c en la evaporación, así como los incrementos en la transpiración a lo largo de la temporada de crecimiento, para cinco cultivos hortícolas. Generalmente, tanto la tasa de crecimiento del cultivo como la productividad vegetal se incrementan por el uso de la cobertura de plástico.

CUADRO 25

Reducción aproximada del valor de K_c y de la evaporación en la superficie e incrementos en la transpiración para varios cultivos hortícolas bajo una cobertura completa de plástico, en comparación con condiciones sin cobertura utilizando riego por goteo

Cultivo	Reduccion ¹ en K_c (%)	Reduccion ¹ de la evaporación (%)	Incremento ¹ de la transpiración (%)	Fuente
Calabacín (Squash)	5-15	40-70	10-30	Safadi (1991)
Pepino	15-20	40-60	15-30	Safadi (1991)
Melón	5-10	80	35	Battikhi y Hill (1988)
Sandía	25-30	90	-10	Battikhi y Hill (1986), Ghawi y Battikhi (1986)
Tomate	35	no disponible	no disponible	Haddadin y Ghawi (1983)
Promedio	10-30	50-80	10-30	

¹ Relativo a la no-utilización de cobertura plástica

Coefficiente único del cultivo, K_c

Para considerar los efectos de la cobertura de plástico en el valor de ET_c , se pueden reducir los valores de $K_{c\ med}$ y $K_{c\ fin}$ en un 10-30% para los cultivos hortícolas incluidos en el Cuadro 12, dependiendo de la frecuencia de riego (use el valor mayor para riego por goteo frecuente). Con frecuencia, el valor de $K_{c\ ini}$ bajo plástico puede ser tan bajo como 0,10. Cuando la cobertura plástica no cubra completamente el área humedecida por los emisores de goteo, o en los casos donde se presenten lluvias importantes, se producirá una reducción menor de los valores de $K_{c\ med}$ o $K_{c\ fin}$, en proporción a la fracción humedecida del suelo cubierta por el plástico.

Coefficiente dual del cultivo, $K_{cb} + K_e$

En el caso de la estimación de K_{cb} para cultivos con cobertura plástica, normalmente se necesitan ajustes menores a la curva de K_{cb} , los cuales estarán en el orden de un 5-15% de reducción del valor de K_{cb} debido a que se entiende que, aunque la presencia del plástico reduce la evaporación 'basal' del agua en la superficie del suelo, la transpiración se incrementa. En ciertas situaciones, tal como en el caso de algunos cultivos de baja densidad de plantación, el efecto en el valor de K_{cb} podría ser mayor. Se recomienda la calibración local de K_{cb} (y K_c) para su uso con prácticas de cobertura plástica.

Cuando se calcule el coeficiente de evaporación K_e con cobertura de plástico, el valor de f_w deberá representar una fracción relativa equivalente de la superficie del suelo que puede contribuir tanto a la evaporación, a través de los agujeros de ventilación en la cobertura plástica, como a la fracción humedecida del suelo que no se encuentre cubierto por el plástico. El área efectiva de los agujeros de ventilación será normalmente de dos a cuatro veces el área física de las ventilaciones (o aún mayor), para considerar la transferencia de vapor que ocurre por debajo de la lámina plástica.

Cobertura orgánica (mantillo)

Con frecuencia se utiliza el mantillo en la producción de huertos y en cultivos en hilera bajo prácticas reducidas de labranza. La cobertura orgánica puede consistir de residuos vegetales no incorporados o material traído al sitio, tal como la paja. Tanto la profundidad del mantillo orgánico como la fracción de la superficie cubierta del suelo es variable. Estos dos parámetros afectarán la magnitud de la reducción de la evaporación en la superficie del suelo.

Coefficiente único del cultivo, K_c

Una regla general cuando se considere el valor del Cuadro 12, consiste en reducir la cantidad de agua evaporada en el suelo en aproximadamente un 5% por cada 10% de la superficie del suelo que es cubierta efectivamente por la cobertura orgánica.

EJEMPLO 45**Efectos de la cobertura plástica sobre la superficie**

Se coloca una cobertura plástica sobre pepinos bajo riego por goteo. El plástico es transparente y cubre la totalidad de la superficie del campo, con pequeños orificios en cada planta. Ajustar tanto el valor medio de K_c como el K_{cb} basal para este cultivo con el objeto de reflejar la presencia de la cobertura plástica.

Según el Cuadro 12, los valores de $K_{c\text{ ini}}$, $K_{c\text{ med}}$ y $K_{c\text{ fin}}$ para el caso de pepinos comercializados en fresco son de 0,4; 1,0 y 0,75 respectivamente.

Como la cobertura plástica es continua, con sólo pequeños orificios de ventilación en cada planta, se asume un valor de $K_{c\text{ ini}}$ de sólo 0,10 (este valor deberá ser incrementado si ocurren precipitaciones).

Los valores de $K_{c\text{ med}}$ y $K_{c\text{ fin}}$ son estimados como:

$$K_{c\text{ med}} = 0,85 (1,0) = 0,85$$

$$K_{c\text{ fin}} = 0,85 (0,75) = 0,64$$

donde el multiplicador 0,85 es derivado del Cuadro 25 y refleja una reducción asumida del 15% en el valor de ET_c debido a la presencia del plástico, considerando una frecuencia semanal de riego.

En el Cuadro 17 los valores de $K_{cb\text{ ini}}$, $K_{cb\text{ med}}$ y $K_{cb\text{ fin}}$ son de 0,15, 0,95 y 0,7 para el mismo cultivo de pepino. Se asume que el valor de $K_{cb\text{ ini}}$ es similar al valor de $K_{c\text{ ini}}$ para cobertura plástica, por lo que se asume como igual a 0,10. Se estima que los valores de $K_{cb\text{ med}}$ y $K_{cb\text{ fin}}$ son reducidos en un 10%, por lo que:

$$K_{cb\text{ med}} = 0,9 (0,95) = 0,86$$

$$K_{cb\text{ fin}} = 0,9 (0,7) = 0,63$$

Estos valores basales son similares a los valores ajustados de K_c . Esto es esperable debido a que se puede ignorar la evaporación que ocurre en la superficie cubierta por el plástico. Se necesitan ajustes adicionales de los valores de K_c para considerar los efectos del clima, utilizando las Ec. 62 y 70.

Los valores de K_c y K_{cb} son similares, con valores de 0,10 para la etapa inicial, 0,85 y 0,86 para la etapa de mediados de temporada y 0,64 y 0,63 para la etapa final de desarrollo.

Por ejemplo, si un 50% de la superficie del suelo se encontrara cubierta por un mantillo orgánico de residuos de cultivo, entonces se reduciría la evaporación en el suelo en alrededor un 25%.

- En el caso del valor de $K_{c\text{ ini}}$, el cual representa principalmente la evaporación en el suelo, se debe reducir el valor de $K_{c\text{ ini}}$ en un 25% aproximadamente.
- En los casos de $K_{c\text{ med}}$ y $K_{c\text{ fin}}$, se podría reducir estos valores en un 25% de la diferencia entre $(K_{c\text{ med}} - K_{cb\text{ med}})$ y $(K_{c\text{ fin}} - K_{cb\text{ fin}})$ de los Cuadros 12 y 17. En general, las diferencias entre los valores presentados en los Cuadros 12 y 17 son solamente de 5-10%, por lo que podría ser pequeño el ajuste de $K_{c\text{ med}}$ y $K_{c\text{ fin}}$ para considerar la presencia del mantillo orgánico.

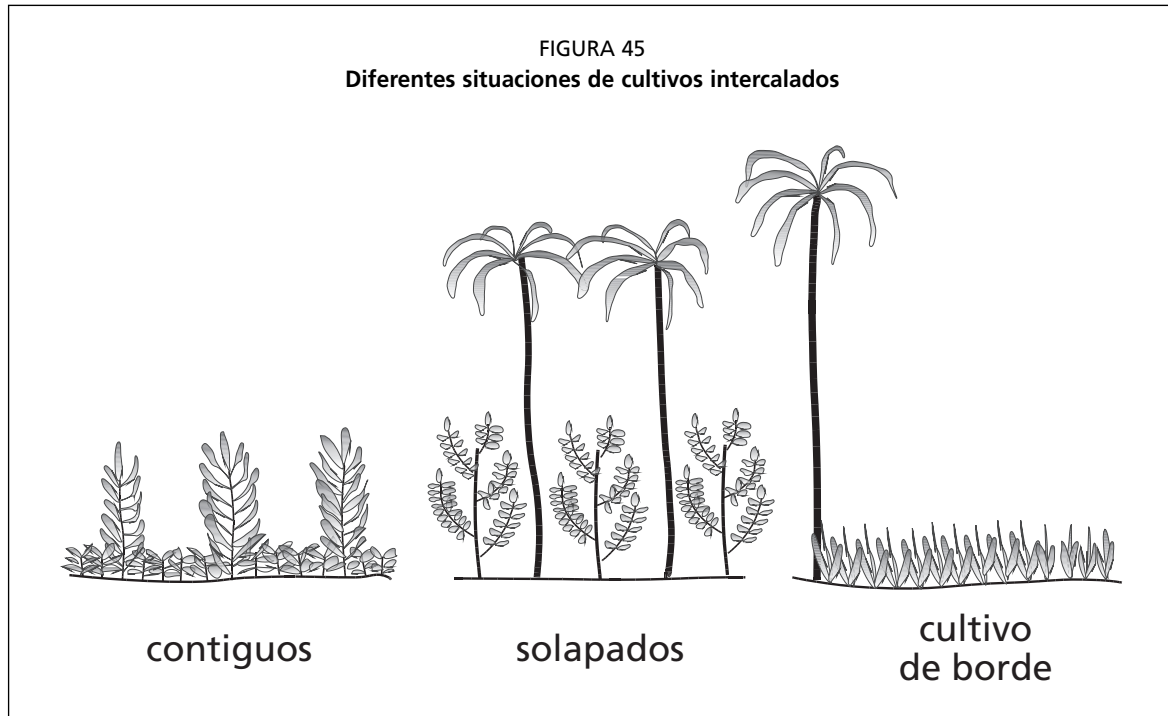
Coefficiente dual del cultivo, $K_{cb} + K_e$

Cuando se aplica el procedimiento del coeficiente dual, el cual considera un balance separado del agua en la capa superficial del suelo, se deberá reducir la magnitud del componente de evaporación ($K_e ET_o$) en alrededor un 5% por cada 10% de la superficie del suelo cubierta por el mantillo orgánico. No se debe cambiar el valor de K_{cb} .

Estas son solo recomendaciones aproximadas y su intención es considerar los efectos de la reflexión parcial de la radiación solar por parte del mantillo, la micro-advención de calor desde el residuo hacia el suelo, el movimiento lateral del agua del suelo por debajo del residuo hacia la superficie expuesta, así como el efecto aislante de la cobertura orgánica. Como estos parámetros varían ampliamente, se requerirán observaciones locales cuando sea necesario contar con estimaciones de cierta precisión.

CULTIVOS INTERCALADOS

Se refiere por cultivos intercalados a los casos donde dos cultivos diferentes se desarrollan juntos en el mismo campo. Con fines de estimar el coeficiente del cultivo, se distinguen los siguientes casos (Figura 45):



- Vegetación contigua, donde los doseles de los dos cultivos se mezclan a cierta altura (por ejemplo, maíz y frijoles intercalados);
- Cultivos solapados, donde el dosel de un cultivo se encuentra bien arriba del otro cultivo, por lo que no se puede considerar que las vegetaciones son contiguas (por ejemplo, árboles de dátiles que solapan árboles de granada en un oasis); y
- Cultivos de borde, donde vegetación alta tal como la usada como barrera rompavientos, bordean campos de cultivos de menor altura, o árboles altos que bordean un campo cultivado.

Existe un límite superior de la cantidad de energía disponible para la evaporación del agua. Este es representado por $K_{c \max}$ (Ecuación 72 del Capítulo 7) para todos los cultivos que se cultivan en campos mayores de 3-5 ha:

$$K_{c \max} = \max \left\{ \left[1,2 + [0,04(u_2 - 2) - 0,004 (HR_{\min} - 45)] \left(\frac{h}{3} \right)^{0,3} \right], \{K_{cb} + 0,05\} \right\} \quad (72)$$

donde h es la altura del cultivo de mayor altura. En todas las condiciones donde se combinen coeficientes de cultivo para cultivos múltiples, se deberá limitar el valor de K_c de acuerdo a éste límite superior ($K_c \leq K_{c \max}$).

Vegetación contigua

Se considera como vegetación contigua los casos donde un cultivo de mayor altura tenga un follaje que se extienda hacia abajo hasta la misma elevación que el tope del follaje del cultivo de menor altura. Por ejemplo en África y América del Sur frecuentemente el maíz y los frijoles (judías) se cultivan intercalados como vegetación contigua, plantando una hilera de maíz por cada una ó más hileras de frijoles. Otro ejemplo es el cultivo de cinco a siete hileras de trigo intercaladas con tres hileras de maíz en muchas áreas de China.

Cobertura similar del suelo

Cuando el área foliar o la fracción de cobertura del suelo (f_c) sean similares para cada uno de los cultivos, se puede asumir que el valor de K_c de los Cuadros 12 y 17 correspondiente

al cultivo de mayor altura es representativo del campo en su totalidad. El cultivo de mayor altura actúa de cierta forma como una línea de ropa tendida» por lo que se incrementa el valor de K_c (y ET_c), por unidad de área, para el cultivo de mayor altura sobre los valores indicados en el Cuadro 12 o 17. Sin embargo, el valor de K_c (y ET_c) para el cultivo de menor altura se reducirá debido al efecto cortaviento del cultivo de mayor altura. Como resultado, el valor integral de K_c para el campo podría ser similar al promedio ponderado de los valores de K_c para los dos cultivos, tomados de los Cuadros 12 y 17, o el valor total de K_c podría estar más cerca del valor estimado de K_c correspondiente a un campo cultivado por completo con el cultivo de mayor altura ($K_{c \text{ campo}} \approx K_{c \text{ cultivo alto}}$). La productividad del cultivo de menor altura podría ser menor que la correspondiente a la producción de mono-cultivo, debido a los efectos originados por el sombreado producido por el cultivo más alto, así como la competencia por el agua del suelo.

Cobertura diferente del suelo

Cuando sean distintas las fracciones del suelo cubiertas por cada uno de los cultivos, el valor de K_c para un campo con cultivos intercalados puede ser estimado mediante la ponderación de los valores de K_c correspondientes a cada cultivo individual, de acuerdo a la fracción de la superficie cubierta por cada cultivo, así como la altura de cada cultivo:

$$K_{c \text{ campo}} = \frac{f_1 h_1 K_{c1} + f_2 h_2 K_{c2}}{f_1 h_1 + f_2 h_2} \quad (104)$$

donde f_1 y f_2 son las fracciones de la superficie del suelo plantadas con los cultivos 1 y 2, h_1 y h_2 son las alturas de los cultivos 1 y 2, y K_{c1} y K_{c2} son los valores de K_c para los cultivos 1 y 2.

Vegetación solapada

Cuando el intercalado de los cultivos produce el solapamiento de los espaciamientos entre las plantas, se considera que el dosel de un cultivo se encuentra bien por encima del otro. Este es el caso que ocurre por ejemplo al Sur de California, donde árboles de cítricos se plantan en huertos de palmas datileras. Cuando se utiliza el espaciamiento normal tanto para los árboles como para los dátiles, se podría incrementar el valor de K_c a medida que se incrementa la densidad de la vegetación combinada, en proporción al incremento del índice de área foliar, IAF, (Ejemplo 47), con el valor máximo de K_c limitado ya sea por el valor de $K_{c \text{ max}}$ (Ecuación 72) o por el valor de $K_{cb \text{ full}}$ (Ecuaciones 99 y 100), a menos que la extensión del campo sea pequeña lo que originaría un efecto adicional de «ropa tendida» u «oasis», tal como se discute en la sección siguiente.

Cultivos de borde

Cuando vegetación alta, tal como en los casos de rompevientos o palmas datileras, bordee campos de vegetación de menor altura, la parte alta del dosel del cultivo de mayor altura puede interceptar cantidades extras de calor sensible presentes en las corrientes de aire. Bajo estas condiciones se debe ponderar el valor de K_c de acuerdo a las áreas de cada cultivo. Sin embargo antes de realizar la ponderación, el valor de K_c para el cultivo que bordea el campo, siendo este de mayor altura que el cultivo del interior del campo, deberá ser ajustado por el posible efecto de «ropa tendida» (sección siguiente).

ÁREAS REDUCIDAS DE VEGETACION

La vegetación natural, así como algunos cultivos de subsistencia, se presentan con frecuencia en pequeños grupos o áreas reducidas de plantas. El valor de K_c para estas áreas reducidas va a depender del tipo y la condición de la vegetación que rodee a estas pequeñas áreas.

EJEMPLO 46**Cultivo intercalado de maíz y calabacín (zucchini).**

Determinar el valor representativo de $K_{c,med}$ en una situación donde se cultiva una hilera sencilla de maíz de 1 m de ancho por cada 2 m de calabacín (squash), donde $HR_{min} \approx 45\%$ y $u_2 \approx 2 \text{ m s}^{-1}$.

Según el Cuadro 12, los valores de $K_{c,med}$ y h para el maíz son de 1,20 y 2 m y los de $K_{c,med}$ y h para el calabacín son de 0,95 y 0,3 m. No se requiere de corrección por clima. En este caso se puede obtener el valor representativo de $K_{c,med}$ ponderando los valores individuales de $K_{c,med}$ de acuerdo a la fracción de la superficie del suelo cubierta por cada cultivo ($f_1 \approx 0,3$ para maíz y $f_2 \approx 0,7$ para el calabacín) y de acuerdo a la altura de cada cultivo (Ec. 104):

$$K_{c,med} = \frac{0,30(2)(1,20) + 0,70(0,3)(0,95)}{0,30(2) + 0,70(0,3)} = 1,14$$

De la misma manera pueden obtenerse los valores diarios de K_c construyendo las curvas individuales de K_c y luego ponderando los valores interpolados para cada día obtenidos de cada una de las curvas de K_c , utilizando la Ec. 104.

El coeficiente del cultivo para la etapa de mediados de temporada para todo el campo cultivado es de 1,14.

Áreas rodeadas por vegetación con características similares de rugosidad y de humedad

En la mayoría de los casos de vegetación natural ó vegetación agrícola en condiciones no-prístinas, el valor de K_c deberá adherirse a los límites superiores de K_c de aproximadamente 1,20-1,40 cuando la extensión de la superficie sea mayor a 2000 m² aproximadamente. Esta condición es necesaria debido a que la ET en áreas grandes de vegetación está determinada por los principios de intercambio unidimensional de energía y por el principio de conservación de la energía. El valor de ET para áreas reducidas (< 2000 m²) se regirá por esos mismos principios y limitaciones solamente en los casos donde la altura de la vegetación, área foliar, y disponibilidad de agua sean similar a aquellos de la vegetación circundante.

Efectos de «oasis» y «ropa tendida»

Bajo el efecto denominado de «ropa tendida», donde la altura de la vegetación es mayor que la existente en áreas circunvecinas (condiciones diferentes de rugosidad), ó bajo el efecto de oasis, donde la vegetación tiene una mayor disponibilidad de agua que las áreas circunvecinas (condiciones diferentes de humedad), el valor máximo de K_c puede exceder a los límites de 1,20-1,40. El usuario deberá ser precavido a la hora de extrapolar mediciones de ET tomadas en vegetación localizada en este tipo de áreas, hacia áreas mayores o regiones donde podría ocurrir una sobreestimación del valor de ET para la región.

El efecto de «ropa tendida» puede producirse en superficies pequeñas con vegetación alta que se encuentren rodeadas por superficies con cobertura vegetal de menor altura. Esto ocurre cuando tanto el transporte turbulento de calor sensible en el dosel de la vegetación alta y se incrementa el transporte de vapor de agua fuera de la vegetación debido a la mayor extensión horizontal del viento dentro de la vegetación más alta. Además la capa límite interna por encima de la vegetación podría estar en condiciones de no-equilibrio con la nueva superficie. Por lo tanto el valor de ET en las áreas aisladas, por unidad de superficie, podría ser significativamente mayor que el valor correspondiente de ET_0 calculado para el pasto de referencia. Ejemplo de estos efectos de «ropa tendida» u oasis sería la ET que ocurre en una hilera sencilla de árboles rodeada de vegetación de corta altura o rodeada de un cultivo no cosechado y seco; ó el caso de la ET que se produce en una línea estrecha de anea (Typha, una vegetación hidrófila) a lo largo de un curso de agua. En estas condiciones se han registrado valores de K_c tan altos o mayores que dos.

EJEMPLO 47

Vegetación solapada

Un terreno de 20 ha de palma datileras en Palm Desert, California, Estados Unidos, tiene un espaciamiento entre árboles de 6 m. Intercalados entre las hileras de palma, se encuentran hileras de árboles pequeños de naranja (50% de cobertura), con un espaciamiento de 6 m. Las palmas y los árboles de cítricos están separados 3 metros unos de los otros en las hileras. La altura de las palmas es de 10 m y la altura de los cítricos es de 3 m. El follaje de las palmas se encuentra bastante por encima del follaje de los cítricos, por lo que no se pueden considerar los cultivos como contiguos. El valor promedio de HR_{min} durante la etapa de mediados de temporada es de 20% y u₂ = 2 m s⁻¹. El valor de K_{c med} en el Cuadro 12 para los dátiles es de 0,95 que al ajustarlo por humedad y viento utilizando la Ec. 62 resulta en K_{c med} = 1,09. El valor de K_{c med} en el Cuadro 12 para cítricos que poseen un 50% de cobertura vegetativa es de 0,60, que al ajustarlo por humedad y viento utilizando la Ec. 62 resulta un K_{c med} = 0,70.

El intercalado de los cítricos entre las palmas datileras incrementa el área total del huerto por lo que el valor de ET_c para el cultivo combinado (palmas y cítricos juntos) será mayor que el correspondiente a las plantas individuales. Se puede estimar el valor combinado de K_{c med} como una función del incremento del valor total del índice de área foliar IAF. Primero, se estiman los valores de IAF para cada una de los cultivos, invirtiendo la Ec. 97 y resolviendo en función del IAF:

$$IAF = -1,4 \ln \left[1 - \frac{K_{cb} - K_{c \min}}{K_{cb \text{ full}} - K_{c \min}} \right]$$

donde K_{c min} es el valor mínimo del K_c basal para suelo descubierto (≈ 0,15 a 0,20) y K_{cb full} es el valor máximo de K_c para la etapa de mediados de temporada, esperado para el cultivo si existiera completa cobertura del suelo, calculado a través de la Ec. 99. Basados en la Ec. 99, con h = 10 m para las palmas datileras y h = 3 m para los cítricos, los valores de K_{cb full} para los dos cultivos, asumiendo una cobertura completa del suelo para cada uno, son K_{cb full} = 1,34 para las palmas y K_{cb full} = 1,30 para los cítricos (utilizando HR_{min} = 20% y u₂ = 2 m s⁻¹). Estos valores estimados no toman en cuenta los efectos de cualquier valor individual de control estomacético. Por lo tanto, utilizando la ecuación anterior, se estima que los valores efectivos de IAF para las palmas datileras y los cítricos son aproximadamente:

$$IAF_{\text{palmas}} = -1,4 \ln[1-(1,09-0,15)/(1,34-0,15)] = 2,2$$

$$IAF_{\text{cítricos}} = -1,4 \ln[1-(0,70-0,15)/(1,30-0,15)] = 0,9$$

Por lo tanto se estima que el valor efectivo del IAF para la combinación de palmas-cítricos es de aproximadamente IAF_{combinado} = IAF_{palmas} + IAF_{cítricos} = 2,2 + 0,9 = 3,1.

El incremento del valor de K_{c med} para el huerto de palmas datileras, como resultado del incremento en IAF por el intercalado de los cítricos, se estima utilizando el cociente de las funciones basadas en IAF incluidas en la Ec. 97. Como resultado se tiene la relación:

$$K_{c \text{ med}} = K_{c \text{ med cultivo único}} \left[\frac{1 - \exp(-0,7IAF_{\text{combinado}})}{1 - \exp(-0,7IAF_{\text{cultivo único}})} \right]$$

donde IAF_{combinado} es el IAF para la combinación de los dos cultivos y IAF_{cultivo único} es el IAF para el cultivo más alto. K_{c med cultivo único} es el valor de K_c para la etapa de mediados de temporada del cultivo más alto (en este caso las palmas datileras). En este ejemplo, se resuelve la ecuación anterior como:

$$K_{c \text{ med}} = 1,09 \left[\frac{1 - \exp(-0,7(3,1))}{1 - \exp(-0,7(2,2))} \right] = 1,23$$

Por lo tanto, el valor estimado de K_{c med} para la combinación de palmas datileras y cítricos es de 1,23. Este valor es comparable al valor máximo esperado de K_c basado en limitaciones de la energía disponible, representado por el K_{c max} de la Ec. 72, el cual en este caso para h=10 m es K_{c max} = 1,34. Debido a que K_{c med} < K_{c max} (o sea, 1,23 < 1,34), se acepta el valor de K_{c med} = 1,23 como una estimación aproximada del valor de K_{c med} para el cultivo intercalado.

Quando se necesiten estimaciones de ET para esas pequeñas extensiones aisladas de superficies con vegetación, rodeadas de vegetación de menor altura (efecto de ropa tendida) o de tierras secas (efecto oasis), el valor de K_c podría exceder en un 100% o más la referencia del pasto. La estimación de los valores de K_c para estas extensiones de vegetación deberá considerar los parámetros u₂, HR_{min} y h con el objeto de ajustar los valores de K_c, así como parámetros que representen las condiciones de aridez del área circundante, el ancho general de la superficie con vegetación y la capacidad del viento para penetrar la vegetación. La ecuación deberá considerar el valor del IAF de la vegetación para tomar en cuenta la capacidad de la misma de conducir y transpirar la cantidad de agua demandada por las condiciones climáticas y el efecto de ropa tendida.

Se asume generalmente un valor límite de K_c de 2,5 para considerar un límite superior de la capacidad de los estomas de la vegetación para suministrar el vapor de agua a la corriente de aire bajo el efecto de ropa tendida o el efecto de oasis. Para vegetación que posea una gran resistencia foliar, como por ejemplo algunos tipos de árboles o vegetación de desiertos, este límite superior deberá ser multiplicado por un factor de corrección de la resistencia, F_r , calculado en el Capítulo 9 a través de la Ecuación 102.

En la Figura 46 se presentan ejemplos de curvas de K_c para áreas reducidas de vegetación, con relación al ancho de la superficie con vegetación, para situaciones donde $u_2 = 2 \text{ m s}^{-1}$, $HR_{\min} = 30\%$, la altura de la vegetación = 2 m y $IAF = 3$. La curva superior representa condiciones donde la vegetación considerada está rodeada por vegetación muerta, suelo descubierto y seco o incluso grava o asfalto. En esta situación se generan cantidades grandes de calor sensible en las áreas circunvecinas debido a la falta de ET. Una parte de este calor sensible es transportado por advección hacia la vegetación que se encuentra en el sentido del viento. La curva inferior representa condiciones donde la vegetación esta rodeada por pasto bien regado. En esta situación se producirá una cantidad mucho menor de calor sensible en el área circundante para incrementar el valor de ET (y K_c) de la vegetación que se encuentra en la dirección del viento. Es clara la influencia de la aridez de las áreas circunvecinas en el valor de K_c de una superficie reducida. Las dos curvas mostradas cambiarán al variar los valores de u_2 , HR_{\min} , h y IAF . El usuario deberá considerar que la Figura 46 solo proporciona un estimado general del valor de K_c bajo condiciones de ropa tendida y oasis. Estas estimaciones deberán ser verificadas en lo posible con mediciones locales.

Los valores estimados de ET para superficies extensas con vegetación, o para áreas reducidas de vegetación que están rodeadas por una combinación de vegetación que posee una rugosidad y condiciones de humedad similares, por lo general deberán ser menores o iguales a $1,4 ET_0$ incluso bajo condiciones de aridez.

Para el caso de rompevientos altos, como el caso de una hilera simple de árboles, un valor aproximado de K_c es:

$$K_c = \min \left(1,2 + \frac{F_r h_{\text{vegetación}}}{\text{Ancho}}, 2,5 \right) \quad (105)$$

donde

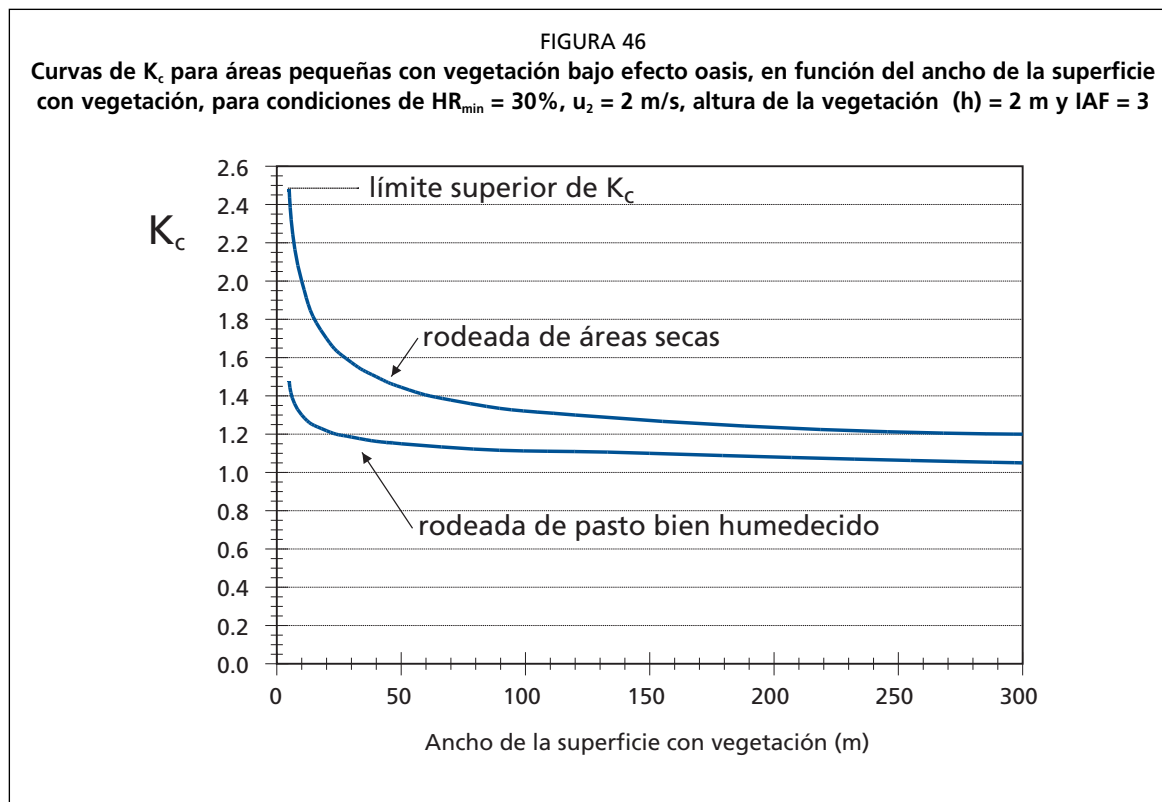
F_r	factor de corrección estomática (Ecuación 102)
$h_{\text{vegetación}}$	altura vertical media del área del dosel [m]
Ancho	ancho (espesor horizontal) del rompevientos [m]

El valor límite de $K_c = 2,5$ considerado en la Ecuación 105, representa un valor aproximado del límite superior de la ET_c de los árboles, por área unitaria de superficie. Sin embargo este valor es bastante incierto. Debido a que la disponibilidad del agua en el suelo podría limitar la evapotranspiración en los rompevientos, se deberá realizar un balance del agua del suelo y el cálculo del factor de estrés hídrico K_s .

ESTRÉS AMBIENTAL INDUCIDO COMO PRÁCTICA DE MANEJO

En muchos cultivos agrícolas se genera intencionalmente un estrés hídrico reduciendo la disponibilidad de agua durante períodos específicos de su desarrollo para promover ciertas características del cultivo. El estrés hídrico se induce a través de la aplicación retardada ó la reducción del riego. En los casos donde se practique este tipo de manejo del cultivo, el valor de K_c deberá reducirse para considerar la reducción de la evapotranspiración.

El estrés ambiental ocasionado por la falta de agua, baja fertilidad o salinidad del suelo, puede causar el aceleramiento del ciclo reproductivo de algunas plantas. En estas situaciones se podría reducir la duración del período de crecimiento, particularmente



la etapa de mediados de temporada del cultivo. El estrés durante la etapa de desarrollo puede incrementar la duración de esta etapa. Por lo tanto, tanto la duración de la etapa de mediados de temporada, L_{med} , como quizás las duraciones de las etapas de desarrollo y final, pueden requerir de ajustes debido a la presencia del estrés ambiental o el daño a la vegetación. La disponibilidad de investigaciones y observaciones locales es crítica para la identificación de las magnitudes y extensión de estos ajustes. A continuación se describen algunos ejemplos de modificaciones del valor de K_c y de las longitudes de las etapas de crecimiento.

Semilla de alfalfa

Algunos cultivos forrajeros como la alfalfa, cuando se cultivan para la producción de semilla, se someten intencionalmente al estrés hídrico para reducir la cantidad de vegetación y para promover el incremento de la producción de flores y semillas. En áreas sujetas a inviernos fríos, la reducción en el valor de K_c para cultivos de raíces profundas, tales como la alfalfa, va a depender de la cantidad de agua de lluvia disponible durante la temporada de letargo (invierno) y va a depender de la cantidad de lluvia y del riego limitado durante la temporada de crecimiento. Por lo tanto, los efectos del estrés hídrico intencional en los valores de K_c deberán ser calculados a través del procedimiento del coeficiente basal del cultivo presentado en el Capítulo 7, así como el procedimiento del factor de estrés K_s y el balance de agua presentado en el Capítulo 8.

Algodón

En la producción del algodón se debe iniciar el estrés hídrico durante la etapa de desarrollo para retardar el desarrollo de las flores y para promover el desarrollo de la parte útil del mismo. Con esta práctica se retarda la tasa de crecimiento de la planta de algodón y se retarda la fecha de la cobertura completa. Para el algodón, el logro de la cobertura completa y el inicio de la etapa de mediados de temporada generalmente ocurre cuando el valor de IAF es aproximadamente tres. Cuando se practica la inducción del estrés hídrico y el retardo del crecimiento, la condición de cobertura

completa puede ocurrir al inicio de la floración. Puede incluirse el efecto del estrés hídrico durante la etapa de desarrollo en el valor de la ET_c mediante la extensión de la duración de la etapa de desarrollo dentro de la etapa de mediados de temporada. La duración de la temporada total permanecerá la misma.

Remolacha azucarera

Frecuentemente el cultivo de la remolacha azucarera se maneja de tal forma que se produzca un ligero estrés hídrico durante la etapa final de desarrollo para deshidratar las raíces y promover la concentración del azúcar. Se puede necesitar una aplicación final de riego justo antes de la cosecha para facilitar la extracción (cosecha) de las raíces. Cuando se practica este tipo de estrés hídrico, el valor de $K_{c\text{ fin}}$ se reduce de 1,0 a 0,6 (Cuadro 12, Nota a pie de página 5).

Café

Las plantas de café se exponen intencionalmente a condiciones de estrés hídrico para reducir el crecimiento de la vegetación y para promover el desarrollo de los frutos. Bajo estas condiciones, se deberán reducir los valores de K_c incluidos en el Cuadro 12. Por otra parte, los campos de café están frecuentemente bordeados por árboles que sirven de barreras rompevientos. El efecto de la barrera rompevientos es el de reducir el valor de K_c de las plantas de café debido a la reducción del viento y la radiación solar sobre las plantas. Esta reducción del valor de K_c puede ser significativa en los casos donde los rompevientos son altos y numerosos. Sin embargo debido a la presencia de los árboles, podría incrementarse el valor de K_c para todo el área del campo incluyendo los rompevientos, con relación a los valores de K_c presentados en el Cuadro 12, debido al aumento del área foliar total de la combinación café-árbol y el incremento de la rugosidad aerodinámica.

Té

La aparición y desarrollo de hojas nuevas en plantas de té ocurre después del inicio de la temporada de lluvias. Durante la época seca, la aparición de hojas nuevas es lenta o inexistente. La transpiración que ocurre en las hojas viejas es menor que en el caso de las hojas jóvenes, debido al efecto de la edad de la hoja en la conductancia de los estomas. Por lo tanto el valor de K_c será un 10-20% menor a los indicados en los Cuadros 12 y 17 cuando las hojas han envejecido (más de 2-3 meses de edad). Como en el caso del café, los campos de té pueden estar bordeados por árboles que sirven como barreras rompevientos. El efecto de los rompevientos es reducir el valor de K_c de las plantas de té, pero incrementando potencialmente el valor de K_c para la plantación en general, tal como se describió en el caso de café.

Olivos

Los productores de aceitunas suelen incrementar el espaciamiento entre árboles de olivo en condiciones de secano, en áreas con lluvias escasas. Esta práctica se realiza para incrementar el área de terreno por árbol que puede infiltrar lluvia y contribuir a la transpiración del árbol. Por ejemplo en Túnez, el espaciamiento entre árboles de olivo cambia desde el norte al sur, en proporción con la cantidad de lluvia anual. El espaciamiento entre plantas influye en el valor de K_c para el cultivo (Ejemplo 43).

Capítulo 11

ET_c durante los periodos improductivos

En este capítulo se describen algunos procedimientos para la predicción del valor de ET_c durante periodos fuera de la temporada productiva. Estos periodos se definen como aquellos durante los cuales no se plantan cultivos agrícolas. En climas templados estos periodos incluyen los periodos de heladas y condiciones de congelamiento continuo.

TIPOS DE CONDICIONES DE LA SUPERFICIE DEL TERRENO

El tipo y la condición de la superficie durante los periodos sin desarrollo vegetativo son los factores que van a determinar el rango de los valores de ET_c. Cuando la superficie del suelo se encuentre descubierta, el valor de K_c será bastante parecido al valor de K_{c ini} presentado en el Capítulo 6. Cuando la superficie se encuentra cubierta por vegetación casi muerta o por algún tipo de mantillo orgánico o residuos de cultivo, el valor de K_c será parecido al usado para agricultura donde se utiliza el mantillo superficial. Cuando la superficie se encuentra cubierta debido al crecimiento de malezas ó de vegetación «espontánea», entonces el valor de K_c variará de acuerdo al área foliar o la fracción cubierta del suelo, así como por la disponibilidad de agua en el suelo. En los casos donde la superficie se encuentre cubierta por nieve, es difícil realizar una estimación del valor de K_c, lo que podría obligar a asumir un valor constante de ET_c.

Suelo descubierta

Coficiente único del cultivo

En los casos donde la superficie del suelo se deje prácticamente descubierta después de la cosecha, el valor de K_c después de la cosecha estará fuertemente influenciado por la frecuencia y la cantidad de precipitación. Se puede calcular el valor de K_c para un suelo descubierta como $K_c = K_{c ini}$, donde K_{c ini} se calcula a través del procedimiento del Capítulo 6.

Coficiente dual del cultivo

En los casos donde es factible aplicar un balance diario del agua del suelo, el usuario puede preferir la utilización del procedimiento del K_c dual del Capítulo 7. En estas situaciones la capa superior del suelo pudiera secarse hasta alcanzar contenidos de humedad muy bajos durante los periodos sin lluvias. Por consiguiente, se deberá considerar los valores de K_{cb} y K_{c min} en las Ecuaciones 71 y 76 como igual a cero. Esto permite predecir ET_c = 0 durante los periodos largos donde no se presenten lluvias. Esto es necesario para preservar el balance de agua en la capa evaporante del suelo y en la totalidad de la zona radicular. El balance diario de agua en el suelo considerando K_{cb} = 0 producirá la mejor estimación de ET_c durante estos periodos no-productivos.

Superficie cubierta por vegetación muerta

Coficiente único del cultivo

En los casos donde la superficie del suelo se encuentre cubierta de residuos de plantas u otra cobertura orgánica muerta, o cuando partes no cosechadas del cultivo permanezcan encima de la superficie en condiciones sin vida o de senescencia, entonces la superficie responderá en forma parecida a la de una superficie cubierta por mantillo. En este caso, se puede asumir el valor de K_c igual a K_{c ini}, tal como se estima en las Figuras 29 y 30; sin

embargo el valor de $K_{c\text{ ini}}$ puede ser reducido en un 5% por cada 10% de la superficie del suelo que está cubierta efectivamente por un mantillo orgánico.

Coficiente dual del cultivo

La evaporación que ocurre en la vegetación muerta y húmeda puede ser significativa por unos pocos días después de un evento de lluvia. Por lo tanto, en el procedimiento del coeficiente dual del cultivo se deberá asumir un valor de f_c igual a cero para reflejar la falta de cobertura verde y se deberá considerar un valor de f_w como igual a 1,0 para reflejar el humedecimiento tanto del suelo como de la cobertura del mantillo por parte de la precipitación.

Tanto el mantillo como la vegetación muerta se secará con mayor rapidez que el suelo que se encuentra por debajo de ellos si éste se encontrara descubierto. Por otra parte, la vegetación o la cubierta muerta del mantillo protegerá de alguna forma al suelo de la evaporación. Por lo tanto las pérdidas totales por evaporación serán menores que el valor de AET estimado a través de la Ecuación 73. Esto puede ser considerado a través de la reducción del valor de AET en un 5% por cada 10% de la superficie del suelo que se encuentre efectivamente cubierta por el mantillo orgánico. Se deberá limitar el valor de AFE a valores menores o iguales a AET.

Superficie cubierta por vegetación viva

Durante los períodos libres de heladas después de la cosecha, las malezas pudieran comenzar a germinar y crecer. Esta vegetación se mantiene por el agua que se encuentra almacenada en el perfil del suelo, así como por cualquier lluvia. Por otra parte, las semillas del cultivo que se hayan perdido durante la cosecha podrían germinar después de un evento de lluvia, incrementando la cobertura del suelo. La cantidad de la superficie del suelo que será cubierta por la vegetación dependerá de la severidad de la aparición de las malezas, la densidad de las plantas agrícolas que broten espontáneamente, la frecuencia y extensión de la labranza del suelo, la disponibilidad de agua en el suelo y lluvias, así como por los daños ocasionados por la ocurrencia de las heladas.

El valor de K_{cb} durante períodos fuera de la temporada productiva puede ser estimado a lo largo del tiempo de acuerdo a la cantidad de vegetación que cubra el suelo. Esto puede realizarse a través de estimaciones del IAF, utilizando la Ecuación 97, ó con estimaciones de la fracción de cobertura del suelo, f_c , utilizando la Ecuación 98.

Coficiente único del cultivo

De acuerdo al procedimiento del coeficiente único del cultivo, se puede transformar el valor de K_{cb} determinado a través de los procedimientos incluidos en el Capítulo 9, en un valor equivalente de K_c al sumarle un valor entre 0,05 a 0,15, de acuerdo a la frecuencia de las lluvias y el humedecimiento del suelo.

Es importante limitar el valor de K_c para la vegetación, durante períodos no-productivos, de acuerdo a la cantidad de agua disponible en el suelo para satisfacer la demanda evapotranspiratoria. De lo contrario se violará la ley de la conservación de la masa. Considerando lo expuesto, la integración de $K_c ET_o$ a lo largo del período no-productivo no podrá exceder en ningún caso la suma de la precipitación que ocurre durante el período mencionado más cualquier humedad residual en la zona radicular del suelo que exista después de la cosecha, la cual puede ser aprovechada por la vegetación que se desarrolle posteriormente. En este caso la zona radicular estará definida por las raíces de las malezas o de la vegetación agrícola espontánea. A través del balance del agua en el suelo se logrará la mejor estimación del estrés hídrico inducido y de la consecuente reducción de los valores de K_c y ET_c .

Coficiente dual del cultivo

De acuerdo al procedimiento del coeficiente dual del cultivo, se puede estimar el valor de K_{cb} de acuerdo a la porción de la superficie que se encuentre cubierta por la vegetación,

utilizando la Ecuación 97 ó 98. Posteriormente se puede aplicar un balance de agua en la capa superior del suelo, conjuntamente con un balance diario completo del agua en la zona radicular del suelo, tal como se describe en el Capítulo 7. Este balance se ajustará automáticamente a la ley de conservación de la masa, por lo que no se sobreestimaré el valor total de ET_c de la maleza o del cultivo espontáneo. Nuevamente, debido a que la capa superficial del suelo podría secarse hasta contenidos de humedad por debajo de punto de marchitez permanente bajo condiciones de lluvias escasas, los valores de K_{cb} y $K_{c\ min}$ utilizados en las Ecuaciones 71 y 76 deberán ser igualados a cero. De esta manera el balance diario de agua en el suelo, realizado a través de los cálculos del K_c dual, puede continuarse a lo largo del período no-productivo con buenos resultados.

Superficies congeladas o cubiertas de nieve

Cuando la superficie del terreno se encuentra congelada o cubierta por nieve cualquier tipo de vegetación tendrá una actividad prácticamente nula, siendo casi nula su contribución al valor de ET_c , por lo que la cantidad de ET_c estará estrechamente relacionada a la disponibilidad de agua libre en la superficie y al valor del albedo de la superficie.

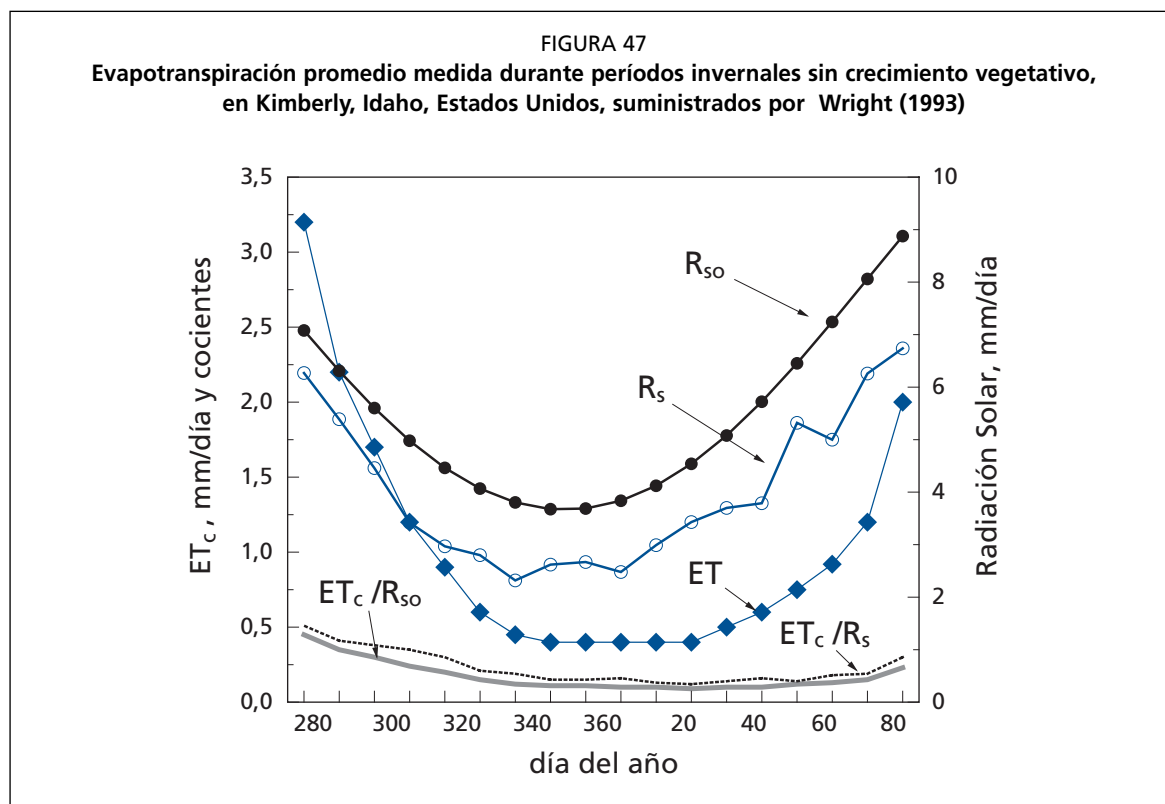
El albedo de las superficies cubiertas por nieve puede variar entre 0,40 para cobertura de nieve vieja y sucia hasta 0,90 para nieve fresca y seca. Por lo tanto el valor de ET_c para la cobertura de nieve será menor que el correspondiente a la ET_o del pasto, debido a que dispone de un 25-85% menos de energía de onda corta. Además, parte de la energía deberá ser usada para derretir la nieve antes de iniciar la evaporación.

Bajo tales condiciones la utilización de ET_o tendrá un valor limitado, debido a que se violan las condiciones que asumen la existencia de una cobertura verde de pasto. Se pudieran obtener incluso valores negativos de ET_o en algunos días de invierno en los casos donde sea grande la radiación de onda larga proveniente de la superficie y donde el déficit de presión de vapor sea reducido. Es bajo estas condiciones cuando es posible la producción de una condensación neta del agua de la atmósfera. Esto sería equivalente a una evaporación negativa.

Debido a lo limitado del valor de ET_o (e incluso ET_p) para condiciones de superficies congeladas o cubiertas con nieve, podría ser mejor estimar ET_c considerando un valor único promedio. Wright (1993) encontró un valor promedio de ET_c de 1 mm día⁻¹ durante períodos de invierno, en Kimberly, Idaho, Estados Unidos, que duraron 6 meses (1 Octubre al 30 de Marzo). La latitud de Kimberly es de 42°N y su altitud es de alrededor 1 200 m. A lo largo del período de estudio de 6 años, un 50 % del suelo estuvo cubierto por nieve durante el 25% del tiempo entre el 1 Octubre y el 30 de Marzo. El suelo, cuando se encontraba expuesto, se encontraba congelado alrededor de un 50% del tiempo. El valor de K_c promedió 0,25 durante los períodos donde el suelo no se encontraba congelado pero donde ocurrían heladas (Octubre y comienzos de Noviembre). Cuando el suelo estaba cubierto de nieve por lo menos en un 50% de su superficie, el valor promedio de ET_c fue de sólo 0,4 mm día⁻¹. Wright encontró que a lo largo del período de seis meses de no-crecimiento, el valor total acumulado de ET_c excedió la precipitación en alrededor de 50 mm.

En la Figura 47 se presentan los valores promedios obtenidos de las mediciones de ET_c durante el período de estudio 1985-1991. Las mediciones se corresponden altamente con el valor total de energía disponible de radiación de onda corta para un día despejado, R_{so} , estimado como 0,75 R_a . Se presenta un desfase entre el valor de ET_c y los valores de R_{so} y R_s , causado por la presencia de temperaturas mas bajas en los meses de Enero – Marzo, que las correspondientes al período de Octubre – Diciembre. El cociente ET_c / R_s promedió solamente 0,17 a lo largo del período de seis meses, y promedió 0,11 desde el 1 Diciembre al 10 Marzo. El cociente entre ET_c / R_s tuvo un promedio de 0,23 a lo largo del período de seis meses, y de 0,15 desde 1 Diciembre al 10 Marzo.

Un estudio similar llevado a cabo en Logan, Utah, Estados Unidos (latitud 41,6°N, altitud 1 350 m), durante un período de ocho años, demostró que la ET_c



varió ampliamente en función de la humedad de la superficie del suelo, así como de la temperatura del aire durante los meses de invierno. El valor 'promedio' de K_c desde Noviembre a Marzo fue de 0,5 para los días donde no existía cobertura de nieve. Para los días con cobertura de nieve, 'ET_c' osciló entre 0 a 1,5 mm día⁻¹. De una forma similar, se encontró un valor de K_c de alrededor 0,4 para trigo de invierno durante períodos de congelamiento en la región de China del Norte (latitud cercana a 39°N).

Coefficiente único del Cultivo

Los procedimientos presentados anteriormente pueden ser útiles para la estimación del coeficiente único K_c durante períodos fuera de la temporada productiva, cuando se presenten condiciones de congelamiento de la superficie o cobertura de nieve. Sin embargo se sabe que el valor real de K_c varía ampliamente y será menor en los casos donde la disponibilidad de agua en la superficie del suelo es limitada.

Coefficiente dual del cultivo

Se requiere un balance diario del agua del suelo, a través del procedimiento del coeficiente dual del cultivo, para estimar con cierta precisión el valor de ET_c en superficies bajo condiciones de congelamiento o cobertura de nieve. De acuerdo al método del coeficiente dual, se calcula un balance diario del agua en la capa superior del suelo lo que permite la reducción del valor de K_c en función de la cantidad de agua disponible. Sin embargo, además de la limitada validez del concepto de ET₀ bajo condiciones de congelamiento o cobertura de nieve, el valor del coeficiente de evaporación, K_e , puede reducirse cuando la superficie del suelo se encuentre congelada, debido a que el agua en este estado es menos disponible para el proceso de evaporación.

Otros modelos más complicados para predecir ET_c en períodos fuera de la temporada productiva con cobertura de nieve y con congelamiento de la superficie, se encuentran disponibles en la literatura y deberán ser consultados y quizás aplicados cuando se requiera de estimaciones precisas de ET_c. Algunas de estas publicaciones fueron incluidas en la sección K de las Referencias.

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 (μ)	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 (m s^{-1})

kilómetro por día (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 (ft s^{-1})	$1 \text{ ft/s} = 0,3048 \text{ m s}^{-1}$

RADIACIÓN

**Unidad estándar: mega joule por metro cuadrado por día ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)
o como evaporación equivalente en mm por día (mm día^{-1})**

evaporación equivalente (mm día^{-1})	$1 \text{ mm día}^{-1} = 2,45 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
joule por cm^2 por día ($\text{J cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$)	$1 \text{ J cm}^{-2} \text{ día}^{-1} = 0,01 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
caloría por cm^2 por día ($\text{cal cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$)	$1 \text{ cal} = 4,1868 \text{ J} = 4,1868 \cdot 10^{-6} \text{ MJ}$ $1 \text{ cal cm}^{-2} \text{ día}^{-1} = 4,1868 \cdot 10^{-2} \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
watt por m^2 (W m^{-2})	$1 \text{ W} = 1 \text{ J s}^{-1}$ $1 \text{ W m}^{-2} = 0,0864 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$

EVAPOTRANSPIRACIÓN

Unidad estándar: milímetro por día (mm día^{-1})

m^3 por hectárea por día ($\text{m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ día}^{-1}$)	$1 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ día}^{-1} = 0,1 \text{ mm día}^{-1}$
litro por segundo por hectárea ($\text{l s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$)	$1 \text{ l s}^{-1} \text{ ha}^{-1} = 8,640 \text{ mm día}^{-1}$
radiación equivalente en mega joules por metro cuadrado por día ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)	$1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1} = 0,408 \text{ mm día}^{-1}$

Anexo 2

Cuadros meteorológicos

- A2.1 Presión atmosférica (P) para diferentes elevaciones sobre el nivel del mar (z)
 A2.2 Constante psicrométrica (γ) 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 (Δ) para diferentes temperaturas (T)
 A2.5 Número de día en el año (J)
 A2.6 Radiación extraterrestre diaria (R_a) para diferentes latitudes
 A2.7 Duración media de la insolación máxima en horas (N) para diferentes latitudes
 A2.8 σ_{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 (γ) para diferentes altitudes (z)

$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} = 0,665 * 10^{-3} \quad (\text{Ec. 8})$							
z (m)	γ kPa/°C	z (m)	γ kPa/°C	z (m)	γ kPa/°C	z (m)	γ 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 (Δ) 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	Δ kPa/°C	T °C	Δ kPa/°C	T °C	Δ kPa/°C	T °C	Δ 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

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

SI (M < 3)

$$\text{ENTONCES } J = J + 2$$

ó también,

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

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 A2.7

Insolación máxima diaria (N) para diferentes latitudes para el día 15^{vo} del mes¹

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

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	17,6	12,8	8,3	2,3	0,0	70	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	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	19,9	24,0
3,9	7,8	11,2	14,9	18,7	22,0	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	18,8	22,1
5,0	8,2	11,2	14,7	17,9	20,3	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	18,0	20,3
5,7	8,5	11,3	14,4	17,3	19,2	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	17,4	19,2
6,4	8,8	11,4	14,2	16,8	18,4	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	16,9	18,4
6,9	9,1	11,4	14,1	16,4	17,8	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	17,8
7,3	9,3	11,5	13,9	16,0	17,3	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	16,1	17,3
7,7	9,5	11,5	13,8	15,7	16,8	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	15,8	16,9
8,0	9,7	11,5	13,6	15,4	16,5	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	15,5	16,5
8,3	9,8	11,6	13,5	15,2	16,1	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	15,3	16,1
8,6	10,0	11,6	13,4	15,0	15,8	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	15,0	15,8
8,8	10,1	11,6	13,3	14,8	15,5	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	15,5
9,1	10,3	11,6	13,2	14,6	15,3	15,0	13,8	12,3	10,7	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	15,3
9,3	10,4	11,7	13,2	14,4	15,0	14,8	13,7	12,3	10,8	9,6	9,0	42	14,7	13,6	12,3	10,8	9,6	9,0	9,2	10,3	11,7	13,2	14,4	15,0
9,5	10,5	11,7	13,1	14,2	14,8	14,6	13,6	12,2	10,9	9,7	9,2	40	14,5	13,5	12,3	10,9	9,8	9,2	9,4	10,4	11,8	13,1	14,3	14,8
9,6	10,6	11,7	13,0	14,1	14,6	14,4	13,5	12,2	11,0	9,9	9,4	38	14,4	13,4	12,3	11,0	9,9	9,4	9,6	10,5	11,8	13,0	14,1	14,6
9,8	10,7	11,7	12,9	13,9	14,4	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	13,9	14,4
10,0	10,8	11,8	12,9	13,8	14,3	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	13,8	14,3
10,1	10,9	11,8	12,8	13,6	14,1	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	13,7	14,1
10,3	11,0	11,8	12,7	13,5	13,9	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	13,5	13,9
10,4	11,0	11,8	12,7	13,4	13,8	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	13,8
10,5	11,1	11,8	12,6	13,3	13,6	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	13,6
10,7	11,2	11,8	12,6	13,2	13,5	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	13,2	13,5
10,8	11,3	11,9	12,5	13,1	13,3	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	13,3
10,9	11,3	11,9	12,5	12,9	13,2	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	13,2
11,0	11,4	11,9	12,4	12,8	13,1	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	13,1
11,1	11,5	11,9	12,4	12,7	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	12,8	12,9
11,3	11,6	11,9	12,3	12,6	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	12,7	12,8
11,4	11,6	11,9	12,3	12,6	12,7	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	12,6	12,7
11,5	11,7	11,9	12,2	12,5	12,6	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	12,6
11,6	11,7	11,9	12,2	12,4	12,5	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	12,0	12,2	12,4	12,5
11,7	11,8	12,0	12,1	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	12,1	12,3	12,3
11,8	11,9	12,0	12,1	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	12,2
11,9	11,9	12,0	12,0	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	12,1
12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0

¹ Los valores de N durante el día 15^{avo} 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) y durante los meses invernales, las desviaciones podrían ser mayores al 1 %.

CUADRO A2.8

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

Con $\sigma = 4,903 \cdot 10^{-8} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ y $T_k = T[^\circ\text{C}] + 273,16$					
T (°C)	σ_{TK^4} (MJ m ⁻² d ⁻¹)	T (°C)	σ_{TK^4} (MJ m ⁻² d ⁻¹)	T (°C)	σ_{TK^4} (MJ m ⁻² d ⁻¹)
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

$\text{factor de conversión} = u_z \frac{4,87}{\ln(67,8 z - 5,42)}$ (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 (λ)¹

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

donde:

λ	calor latente de vaporización [MJ kg ⁻¹]
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⁻¹.

Presión Atmosférica (P)²

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

donde:

P	presión atmosférica a la elevación z [kPa]
P _o	presión atmosférica al nivel del mar = 101,3 [kPa]
z	elevación [m]
z _o	elevación en el nivel de referencia [m]
g	aceleración de la gravedad = 9,807 [m s ⁻²]
R	constante específica de los gases = 287 [J kg ⁻¹ K ⁻¹]
α_1	tasa constante de aire húmedo = 0,0065 [K m ⁻¹]
T _{K_o}	temperatura de referencia [K] en la elevación z _o dada por

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

donde:

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

¹ Referencias: Harrison (1963)

² 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 (ρ)³

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

donde:

ρ	densidad atmosférica [kg m ⁻³]
R	constante específica de los gases = 287 [J kg ⁻¹ K ⁻¹]
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)⁴

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

donde:

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

³ Referencias: Smith *et al.* (1991)

⁴ Referencias: Tetens (1930)

Pendiente de la Curva de Presión de Vapor (Δ)⁵

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

donde:

- Δ pendiente de la curva de presión de vapor [kPa °C⁻¹]
- 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, Δ 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 (γ)⁶

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

donde:

- γ constante psicrométrica [kPa °C⁻¹]
- c_p calor específico del aire = 1,013 [kJ kg⁻¹ °C⁻¹]
- P presión atmosférica [kPa]: Ecuaciones 3-2 ó 3-4
- ε relación del peso molecular del vapor de agua / aire seco = 0,622
- λ calor latente de vaporización [MJ kg⁻¹]

Temperatura del Punto de Rocío ($T_{rocío}$)⁷

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:

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

⁵ Referencias: Tetens (1930), Murray (1967)

⁶ Referencias: Brunt (1952)

⁷ Referencias: Bosen (1958); Jensen *et al.* (1990)

Radiación de Onda Corta en un día despejado (R_{so})⁸

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° .

En áreas de alta turbidez causada por polución o en regiones donde el ángulo de la posición solar es significativamente menor de 50° 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]
 ϕ 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 ϕ se calcula como:

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

donde:

φ latitud [rad]
 δ declinación solar [rad] (Ecuación 24 en el Capítulo 3)
 ω 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:

⁸ 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:

- ϕ_{24} ϕ promedio durante el periodo de radiación solar, valorada en función a R_a [rad]
- φ latitud [rad]
- J día del año []

La variable ϕ_{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 ϕ_{24} en la Ecuación 3-16 debe limitarse a valores ≥ 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)⁹

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

donde:

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

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

⁹ 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 ϕ_{24} de la Ecuación 3-16 se usa para ϕ 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 climáticos¹

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 :

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

¹ 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 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 azar².

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

² Para generar valores al azar, se puede añadir a \hat{y}_k (Ecuación 4-9) los residuales ϵ_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 homogéneo³. 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 α y β . Las magnitudes α y β dependen de la longitud del registro, de la desviación estándar de la muestra que está siendo analizada y de la probabilidad p usada⁴.

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

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

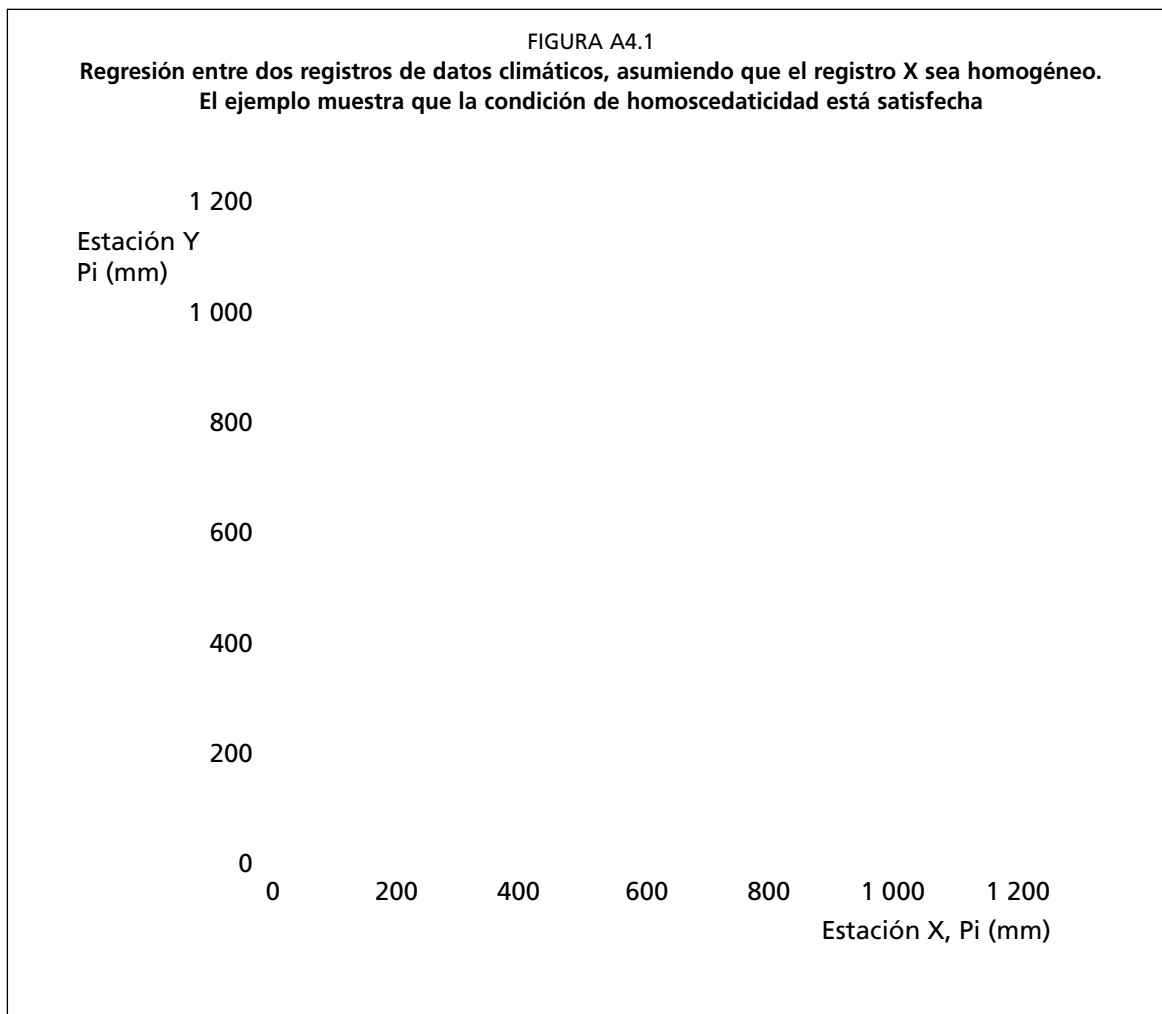
donde el subíndice f se refiere al sistema completo. Siempre que sea posible, se debe trazar el diagrama x_i , y_i y la línea de regresión para verificar visualmente si la hipótesis de homoscedaticidad⁵ puede ser aceptada (Figura A4.1)⁶.

³ 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.

⁴ 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).

⁵ La hipótesis de homoscedaticidad se acepta cuando los residuales ϵ_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 .

⁶ 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:

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

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

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

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 θ [rad] variando de 0 a 2π .

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).

- Los residuales acumulados E_i se trazan con respecto al tiempo usando la escala temporal de la variable bajo análisis (Figura A4.2).
- 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).
- 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 $k = i$.
- 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

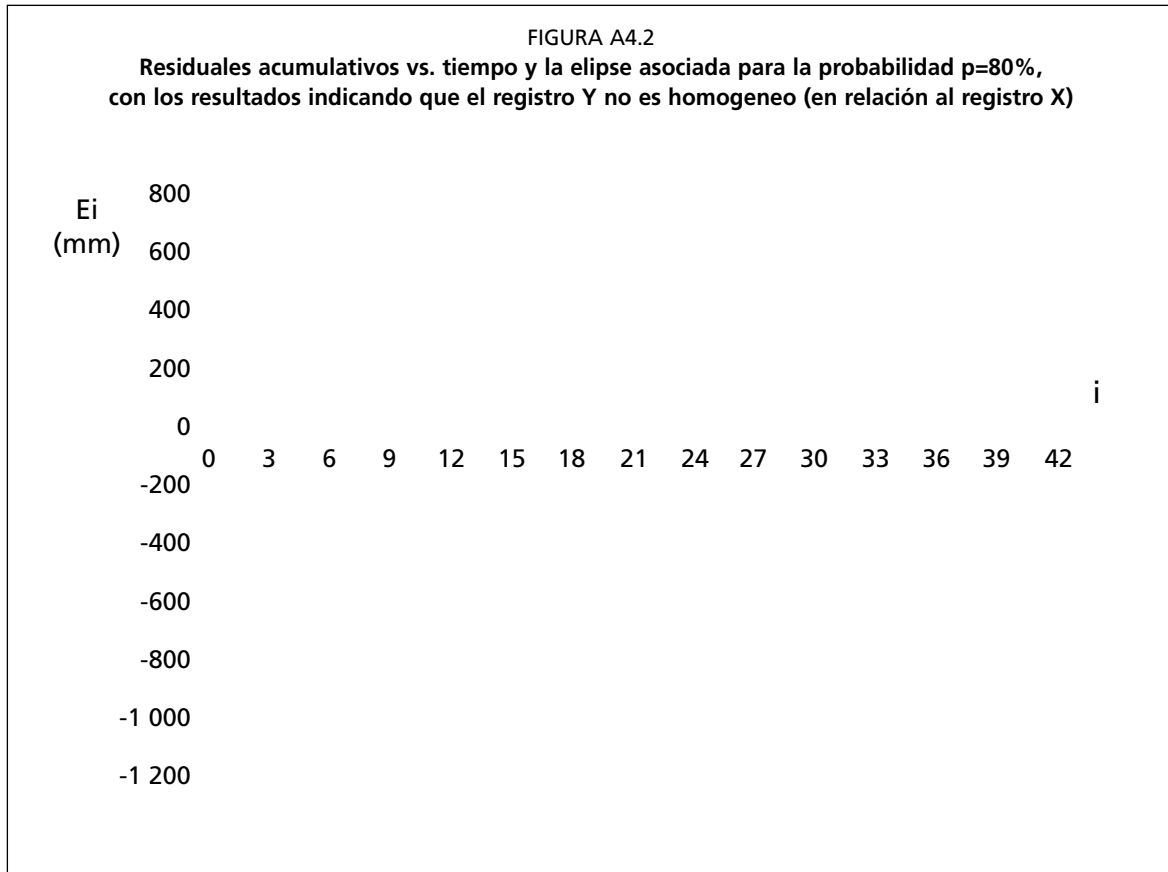
$$\hat{y}_i = a_h + b_h x_i \quad (i = k + 1, k + 2, \dots, n) \quad (4-19)$$

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

- 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

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

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

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

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

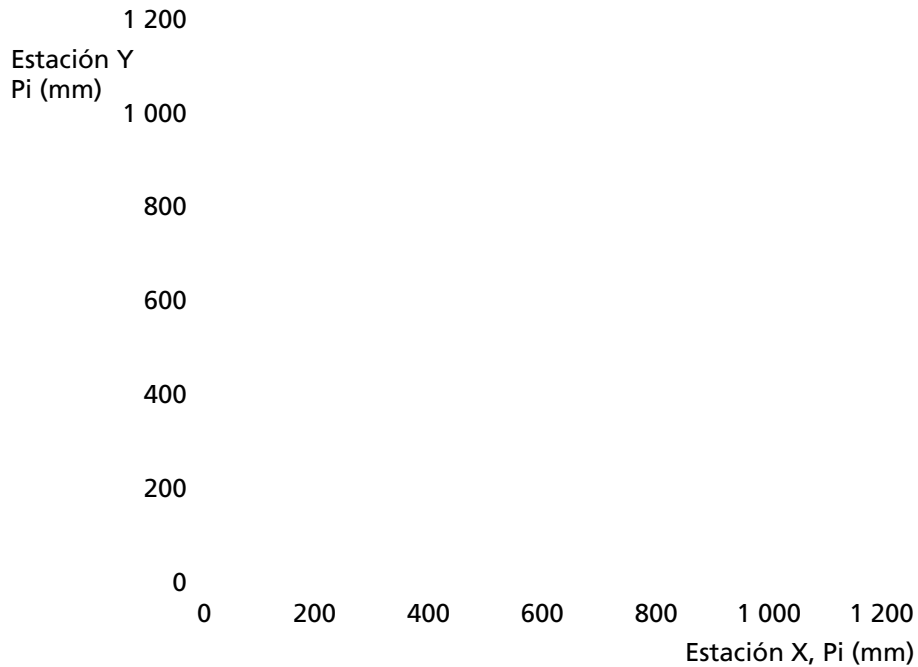
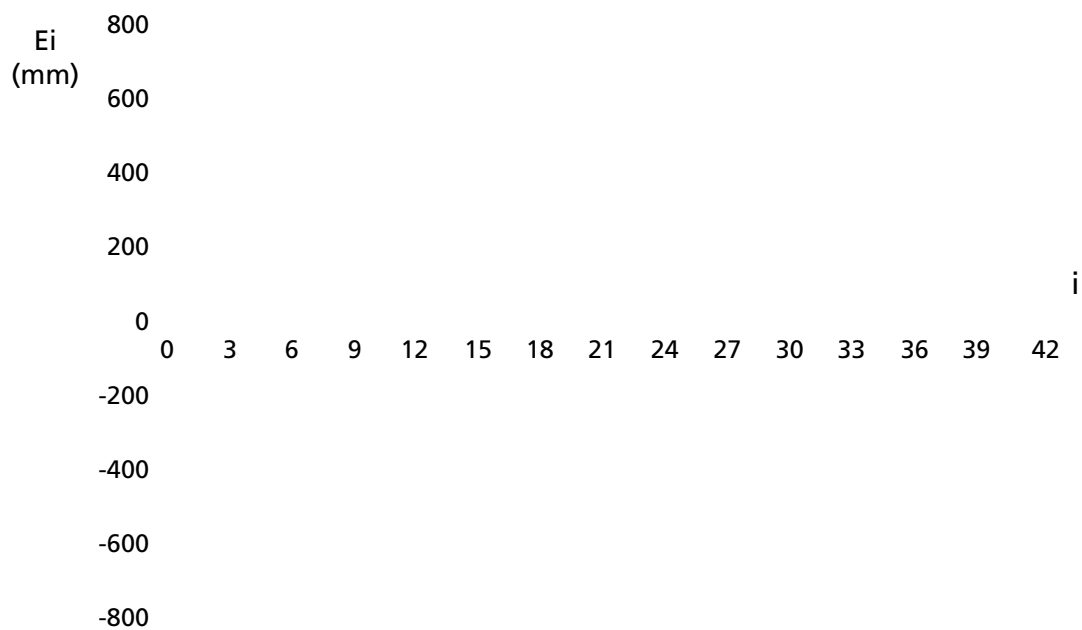


FIGURA A4.4

Gráfico de los residuales acumulativos 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.

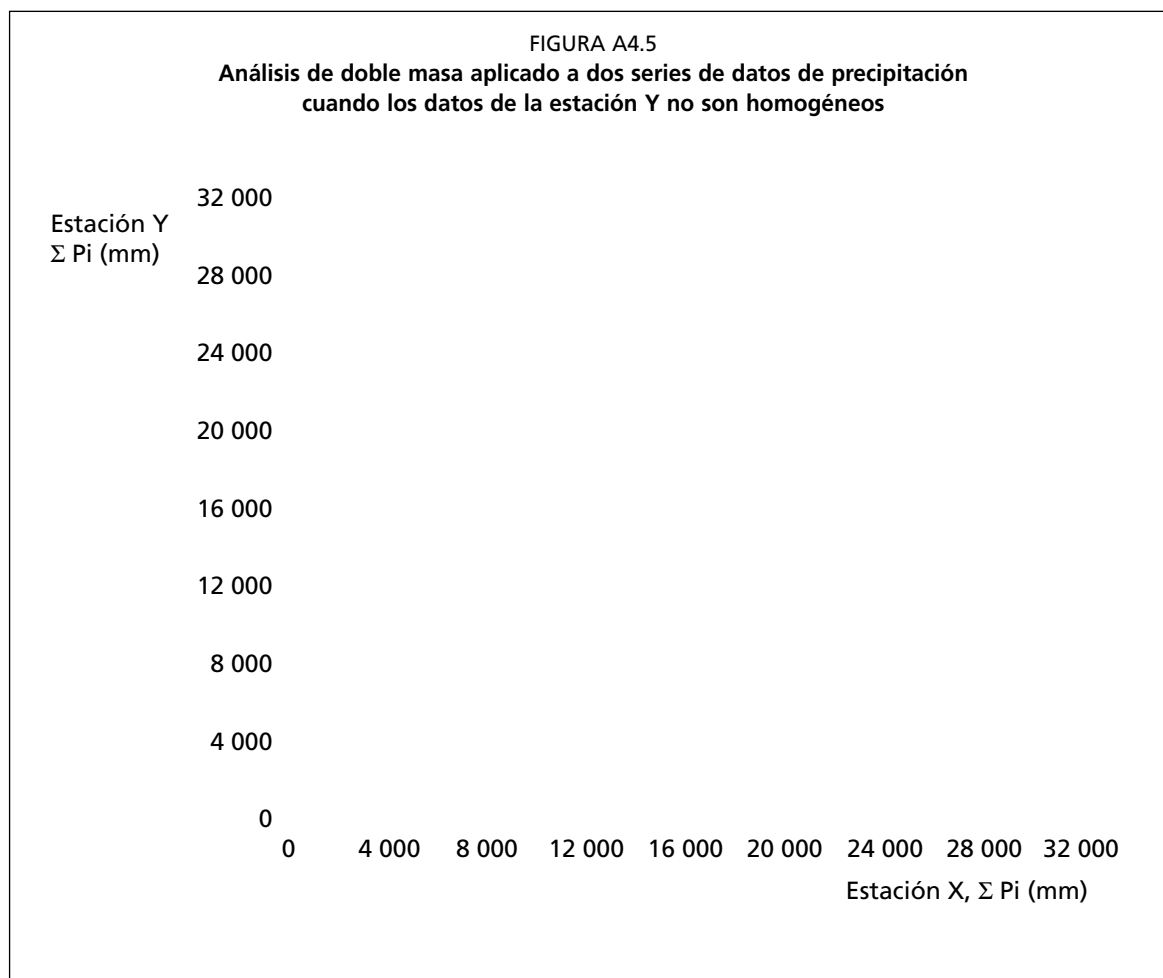
La aplicación gráfica del análisis de doble-masa se realiza trazando todos los puntos x_i y y_i . El diagrama entonces se analiza visualmente para determinar si los puntos sucesivos x_i y y_i siguen una única línea recta, lo cual indica la homogeneidad del registro Y_i relativa al registro X_i . Si aparece 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

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

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



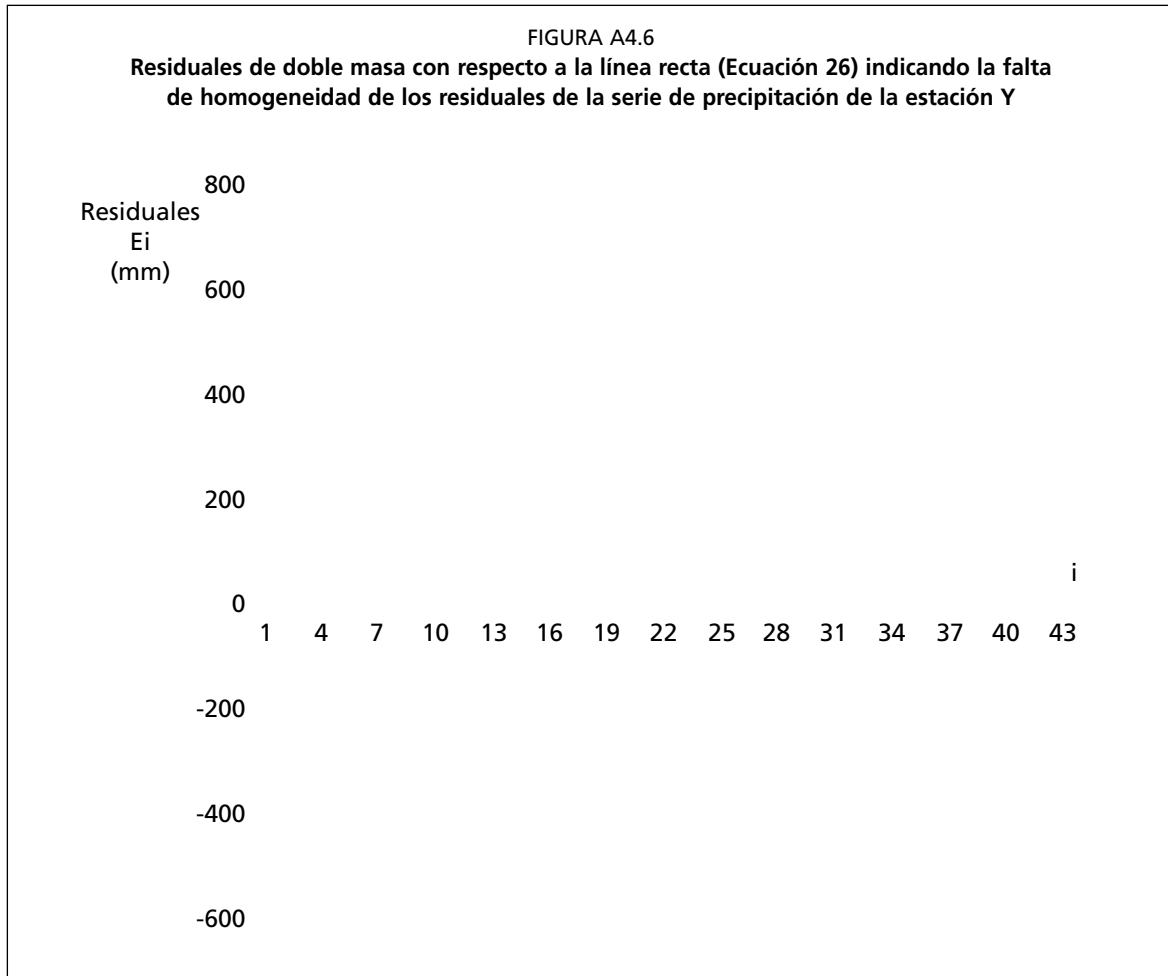
2. Cálculo de los residuales con respecto a la línea de regresión

$$\varepsilon_i = y_i - b x_i \quad (4-26)$$

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 (ε_i, i) . El ejemplo de la Figura A4.6 muestra que los residuales siguen una tendencia negativa de ε_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:

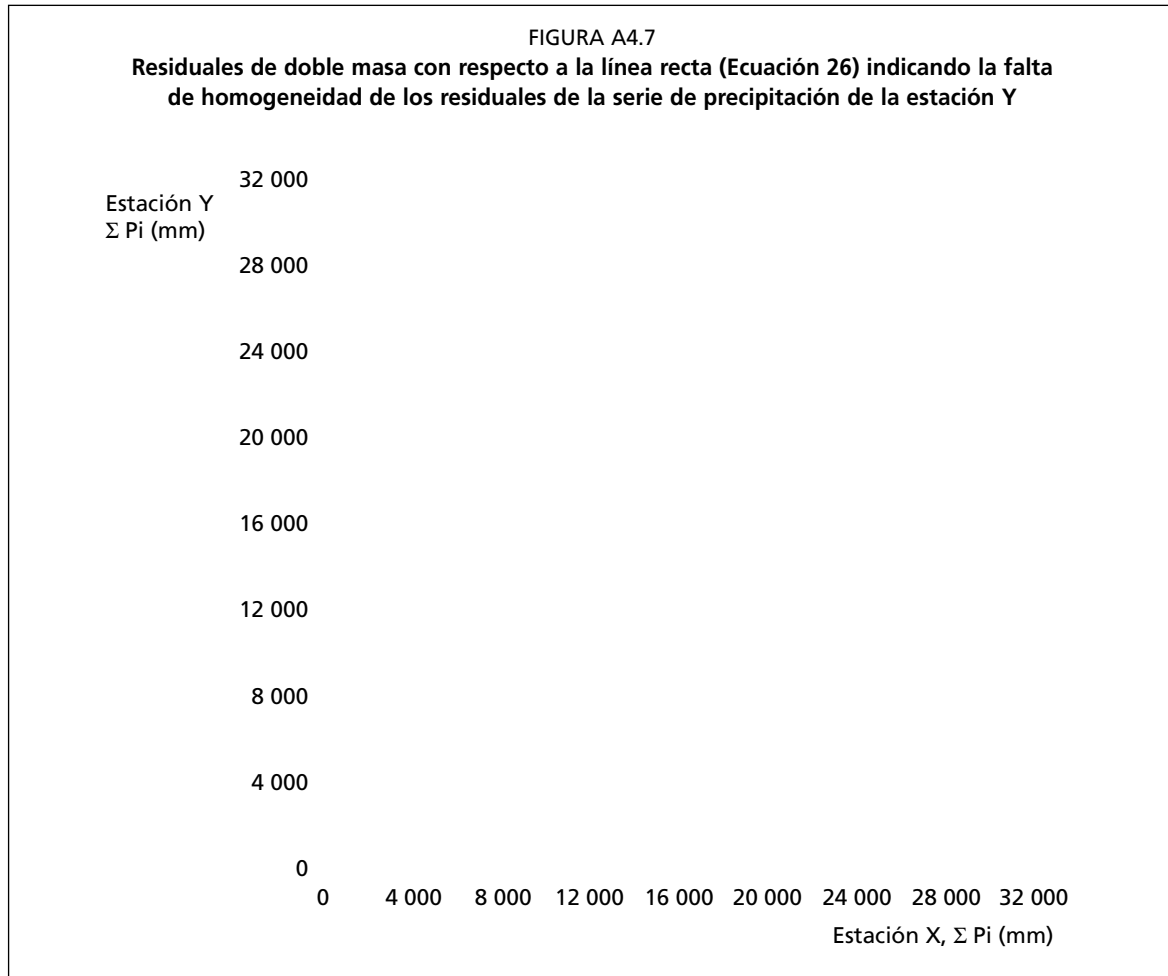
a) Se computa la línea de regresión para el subconjunto homogéneo ($i = k + 1, k + 2, \dots, n$) después de corregir las coordenadas (x_i, y_i) usando las coordenadas del punto de discontinuidad (x_k, y_k) , es decir moviendo el origen de coordenadas desde $(0, 0)$ a (x_k, y_k) . Esta regresión es por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

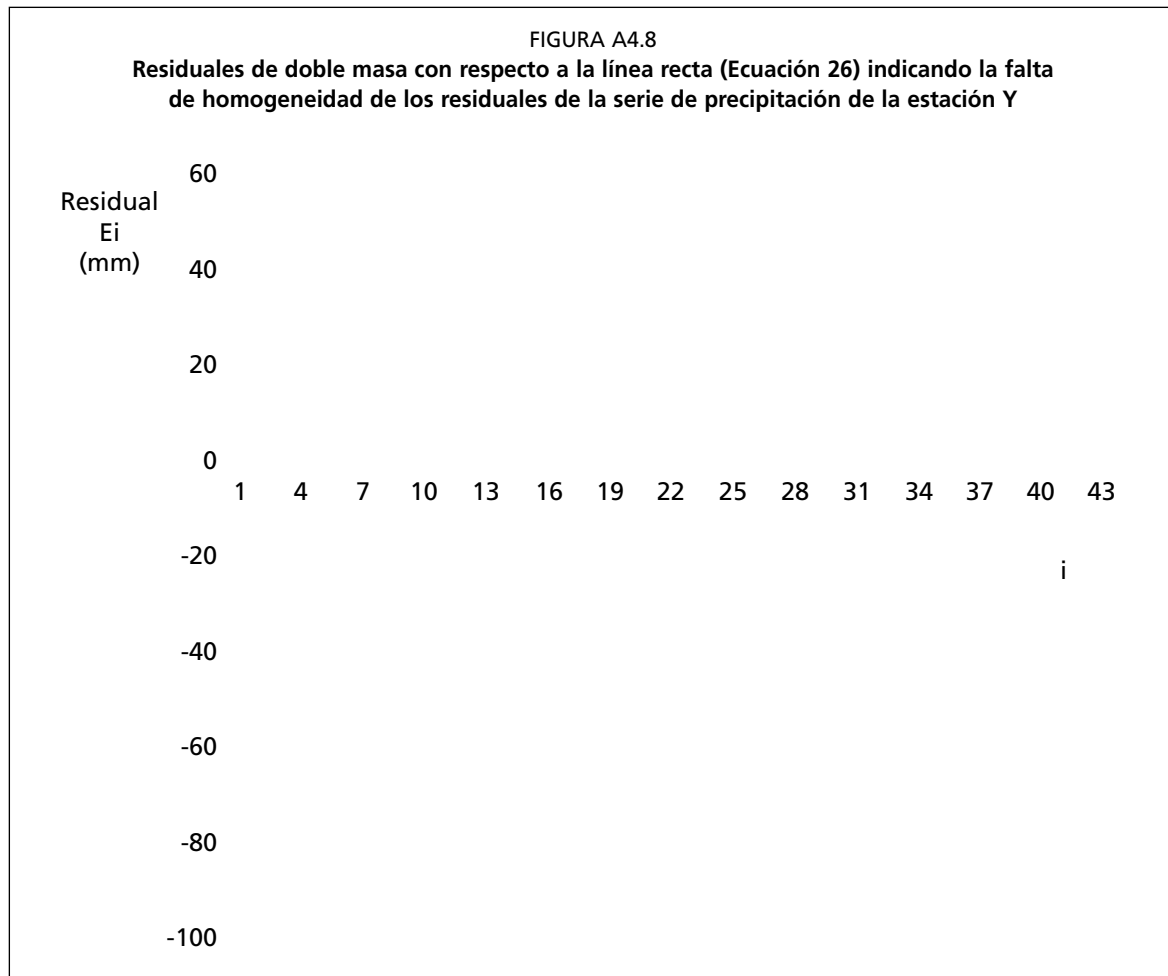
$$y_{c,i} = y_i + \Delta \hat{y}_i \quad (4-34)$$

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
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
ϵ_i	residuales de y estimados de la regresión
μ	media de una población
σ	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 CLIMATICAS¹

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.

¹ 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 abrigo 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 (abrigo) que tienen ventilación natural. De vez en cuando los protectores o los abrigo 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 CLIMATICOS²

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 extraterrestre³ y K_T es un índice de claridad o de transmisión.

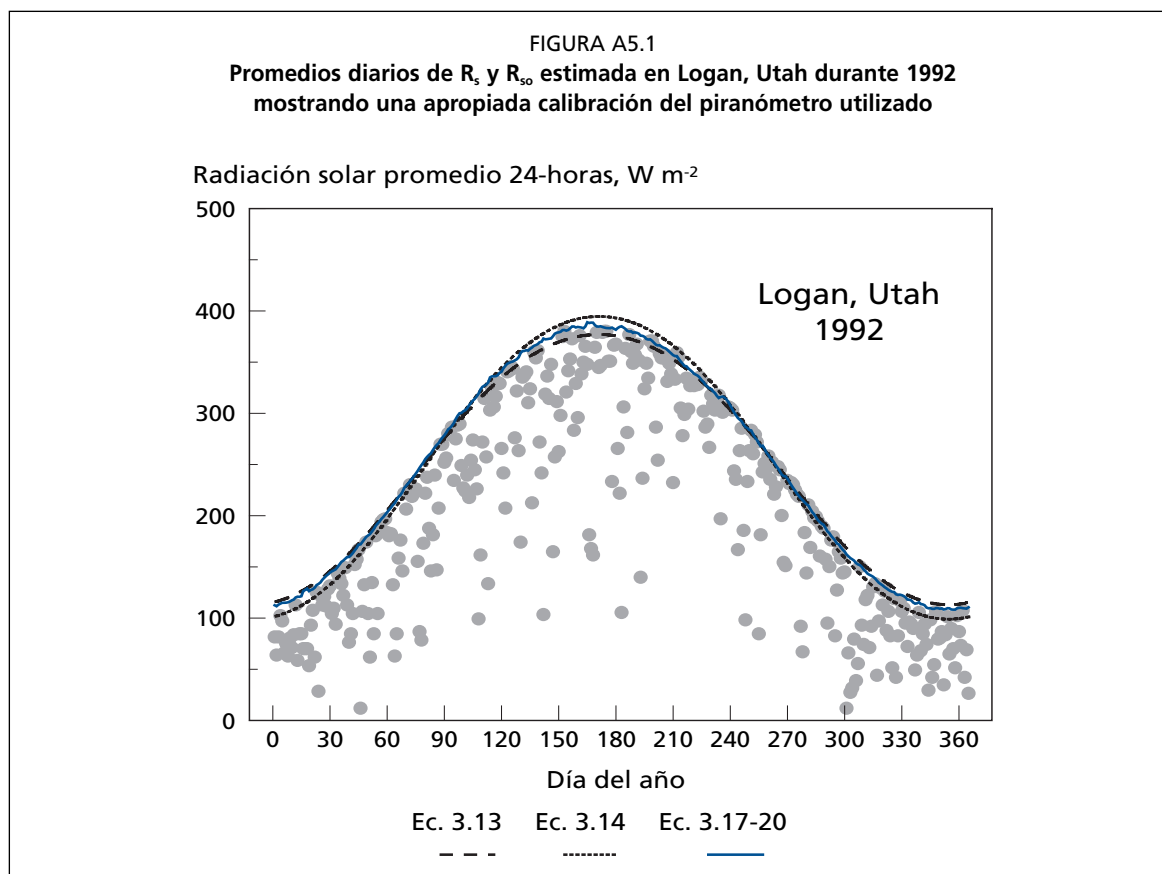
R_{so} calculado con la Ecuación 5-1 debería notarse como una línea superior que cubra el conjunto de datos de la R_s medida y es útil para comprobar la calibración de los piranómetros. Las Ecuaciones 3-13, 3-14, o 3-17 a 3-20 del Anexo 3 se pueden utilizar para predecir K_T para condiciones de aire 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°.

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

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

³ Para cálculos diarios de R_s 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.



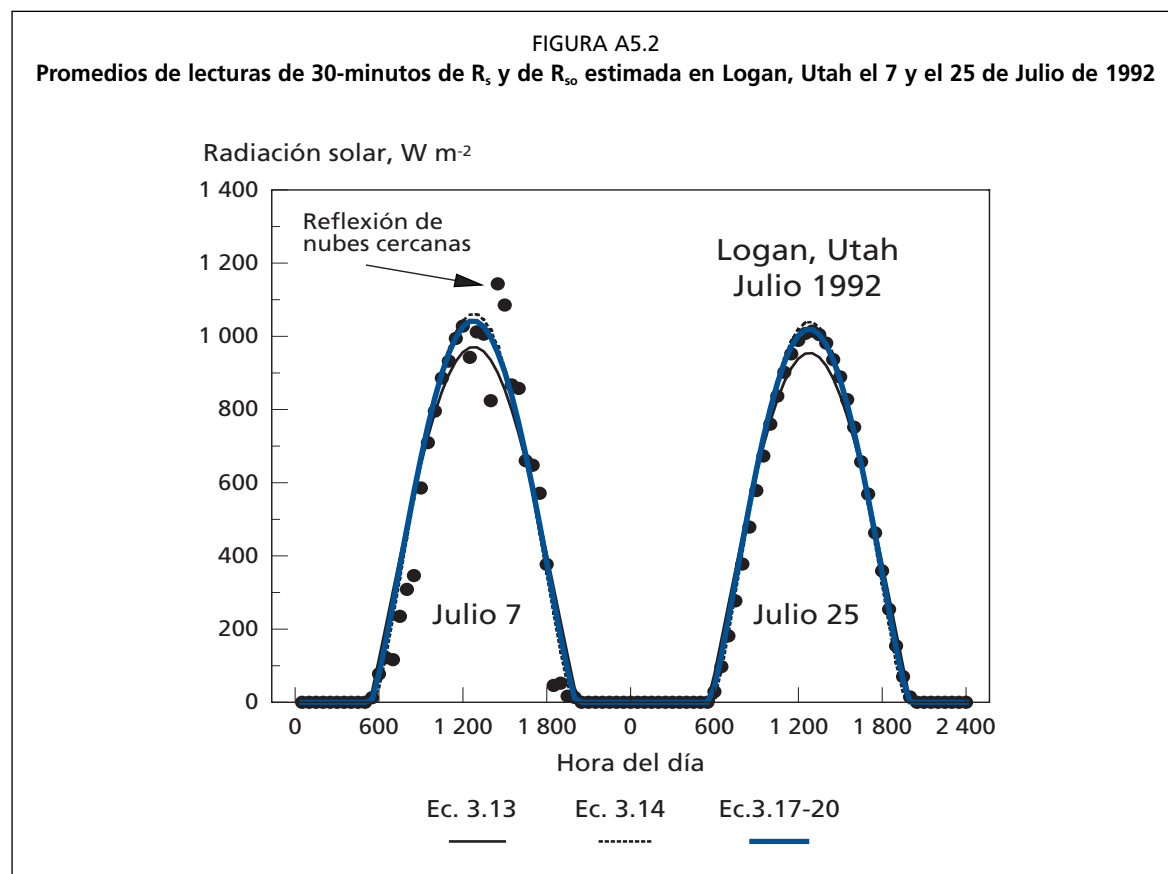
correctamente calculada. La exactitud de la línea de R_{s0} puede necesitar ser confirmada en una región usando las mediciones exactas de radiación obtenidas de un piranómetro de calibración que tenga un coeficiente de calibración que esté considerado dentro del estándar internacional. El piranómetro 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 ecuaciones⁴ basadas en R_s medida, temperatura del aire y presión del vapor. El valor para el albedo (α) 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.

⁴ 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.

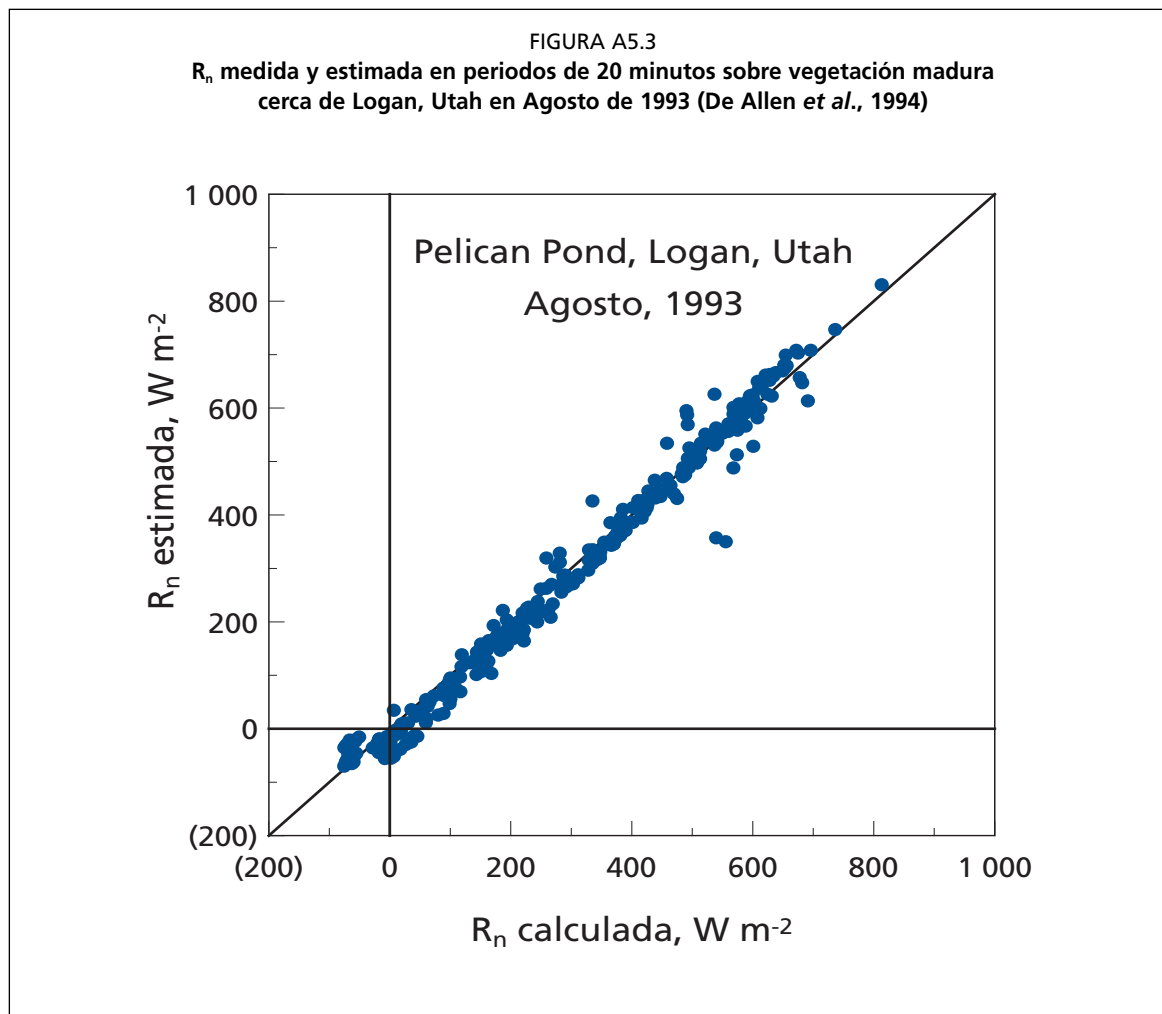
El tipo, la densidad y la altura de la vegetación que se encuentra debajo del radiómetro neto y el contenido de agua del suelo se deben registrar y anotar con los datos de radiación. Se debe tener cuidado al colocar el radiómetro para evitar provocar sombra sobre las superficies debajo de los radiómetros 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 día⁵:

⁵ 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.



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

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_n.

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_n. 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⁻¹ 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 anemómetro⁶ 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 ≤ 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

⁶ 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.

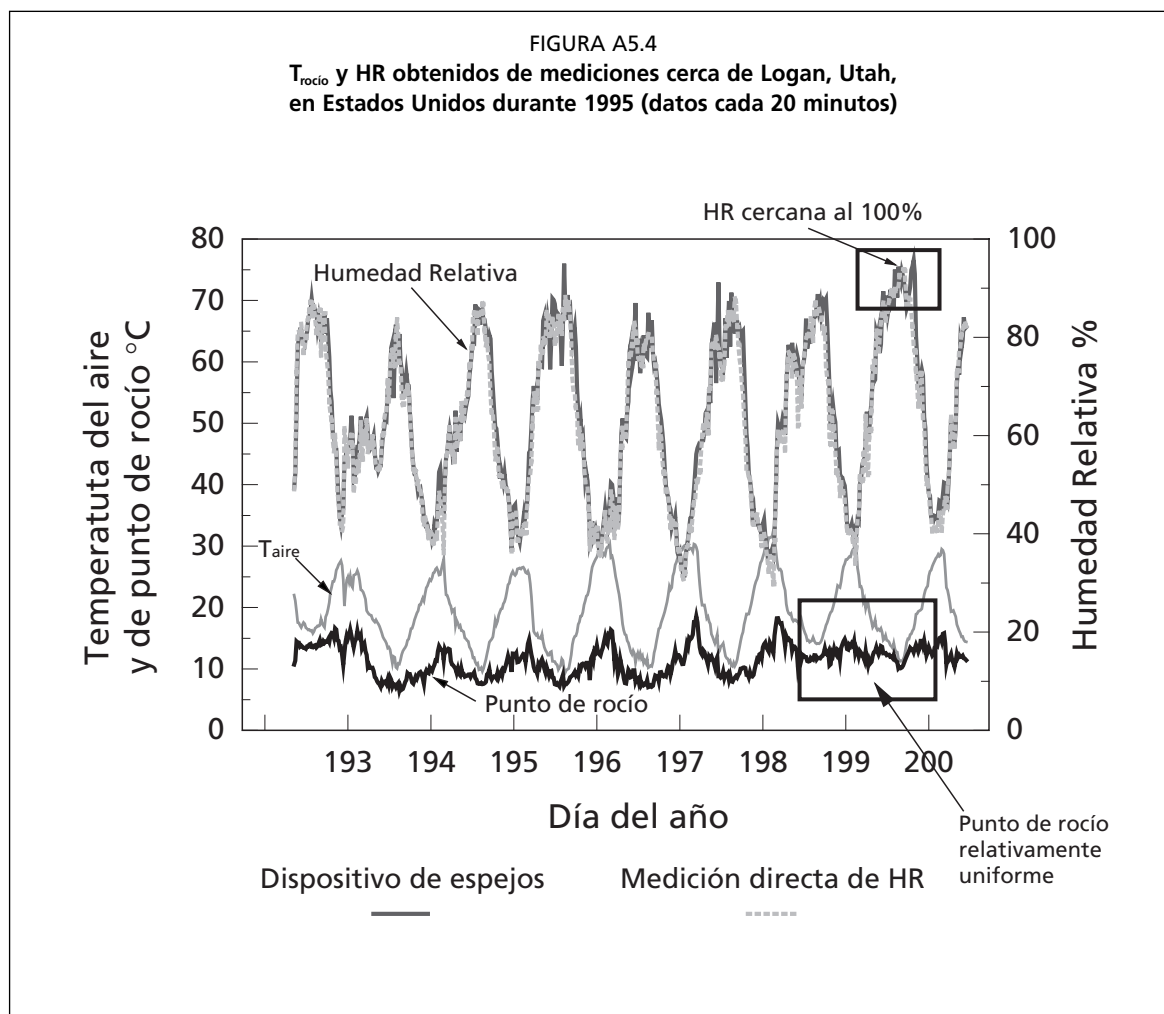
En la Figura A5.4 se puede notar que la humedad relativa se acercó al 100% el día N° 200, el cual pudo haber sido un día con bastante riego. La diferencia entre la temperatura mínima diaria y el $T_{\text{rocío}}$ estuvo generalmente entre 1 y 2°C durante el periodo considerado. Esto es normal en ambientes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

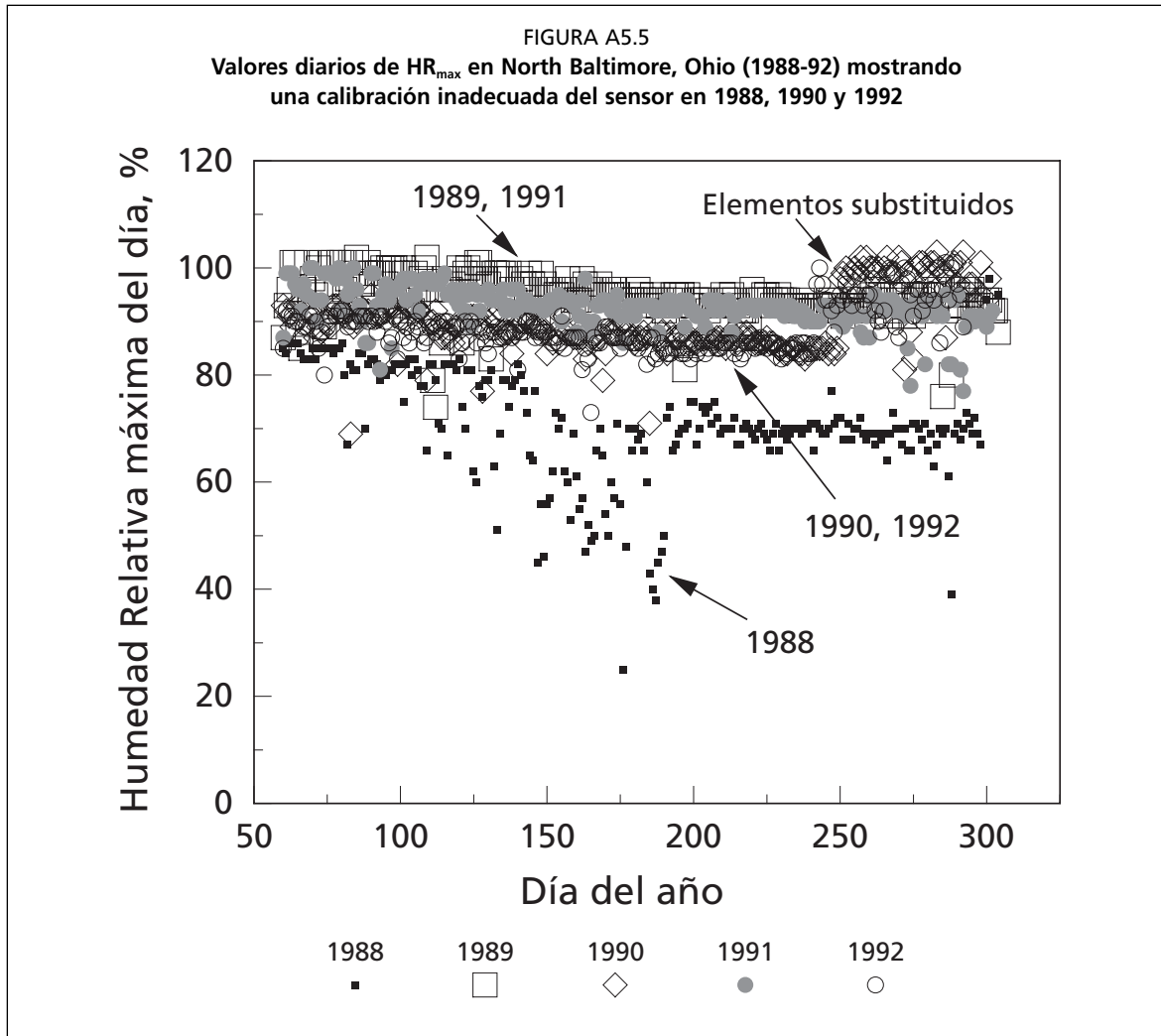
Humedad relativa máxima diaria

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_{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_o .

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 agua¹. 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 λE , 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_o usando estimaciones estándar de $R_n - G$, r_a y r_s , entonces la ET_o 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.

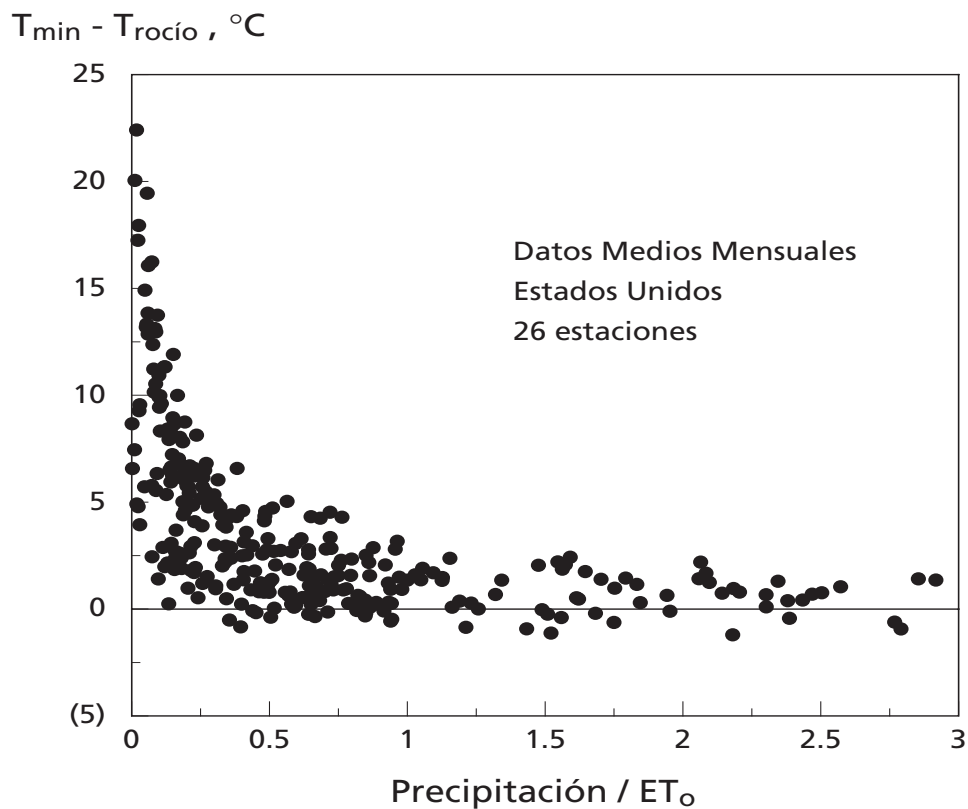
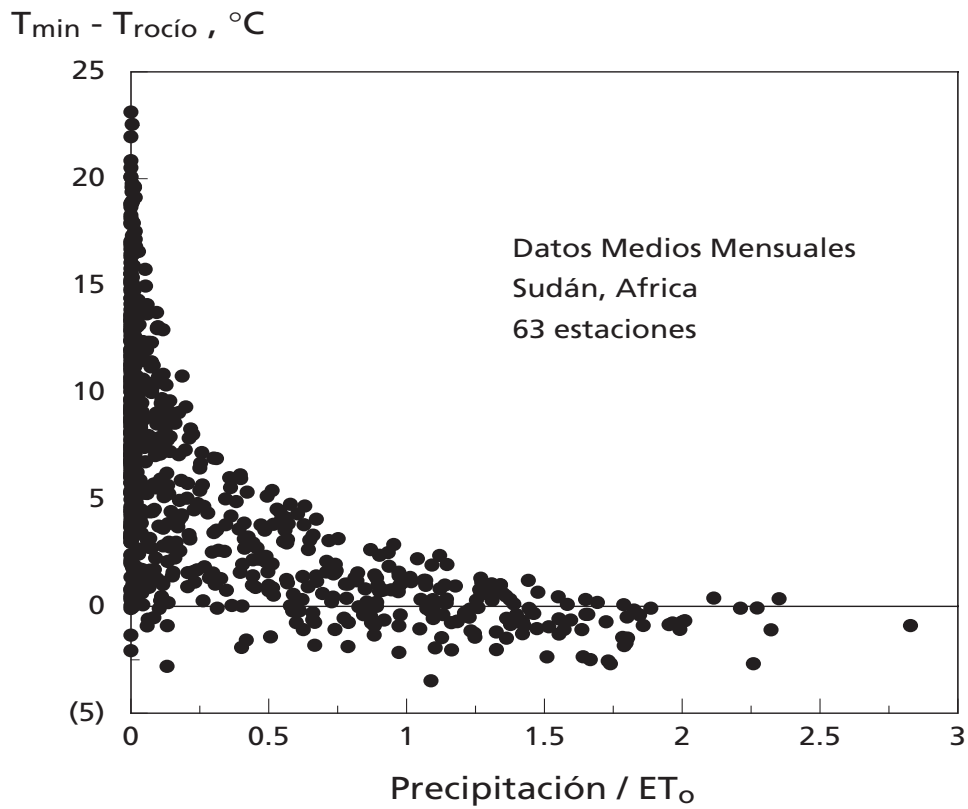
En un ambiente con vegetación saludable y adecuada humedad del suelo (condiciones de referencia), la temperatura mínima del aire T_{min} comúnmente tiene valores cercanos a los de la temperatura del punto de rocío (ver Figura A6.2 para Kimberly, Idaho, Estados Unidos)². Esto ocurre especialmente si la velocidad del viento es baja en la mañana y cuando la humedad del suelo es alta (mostrado por la relación Precipitación/ ET_o 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.

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

² 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.

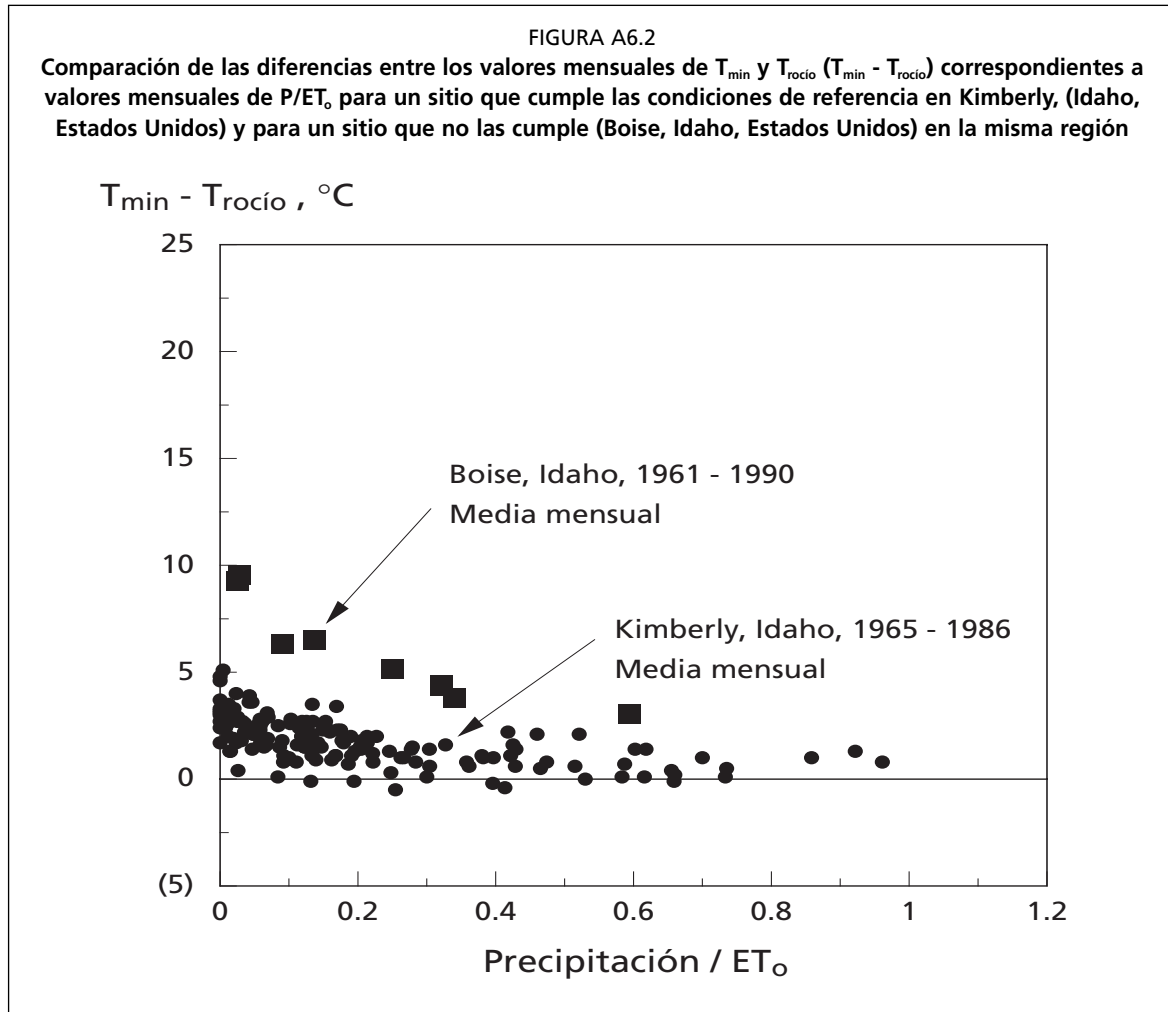
Ajustes de T_{max} , T_{min} y $T_{rocío}$

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, ΔT 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°C cuando la estación que no cumple las condiciones de referencia no se compara con una estación considerada de referencia (ΔT se obtiene de la Ecuación 6-1), asumiendo 2°C como el máximo valor de $T_{\min} - T_{\text{rocío}}$ en el sitio referencial. En cambio, $K_o = 0$ cuando ΔT 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_{max} , T_{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_{max} y T_{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_{min} medida podría ser muy alta comparada con la T_{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_{min} como un estimador de $T_{\text{rocío}}$. Si no hay una diferencia muy grande entre T_{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_o), 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_{so}), que, al mismo tiempo es determinado por la disponibilidad de energía en la superficie del suelo. En este caso, E_{so} se estima de:

$$E_{so} = 1,15 ET_o \quad (7-1)$$

donde E_{so} es el índice potencial de evaporación [mm día^{-1}] y ET_o es la ET_o media durante el período inicial [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.

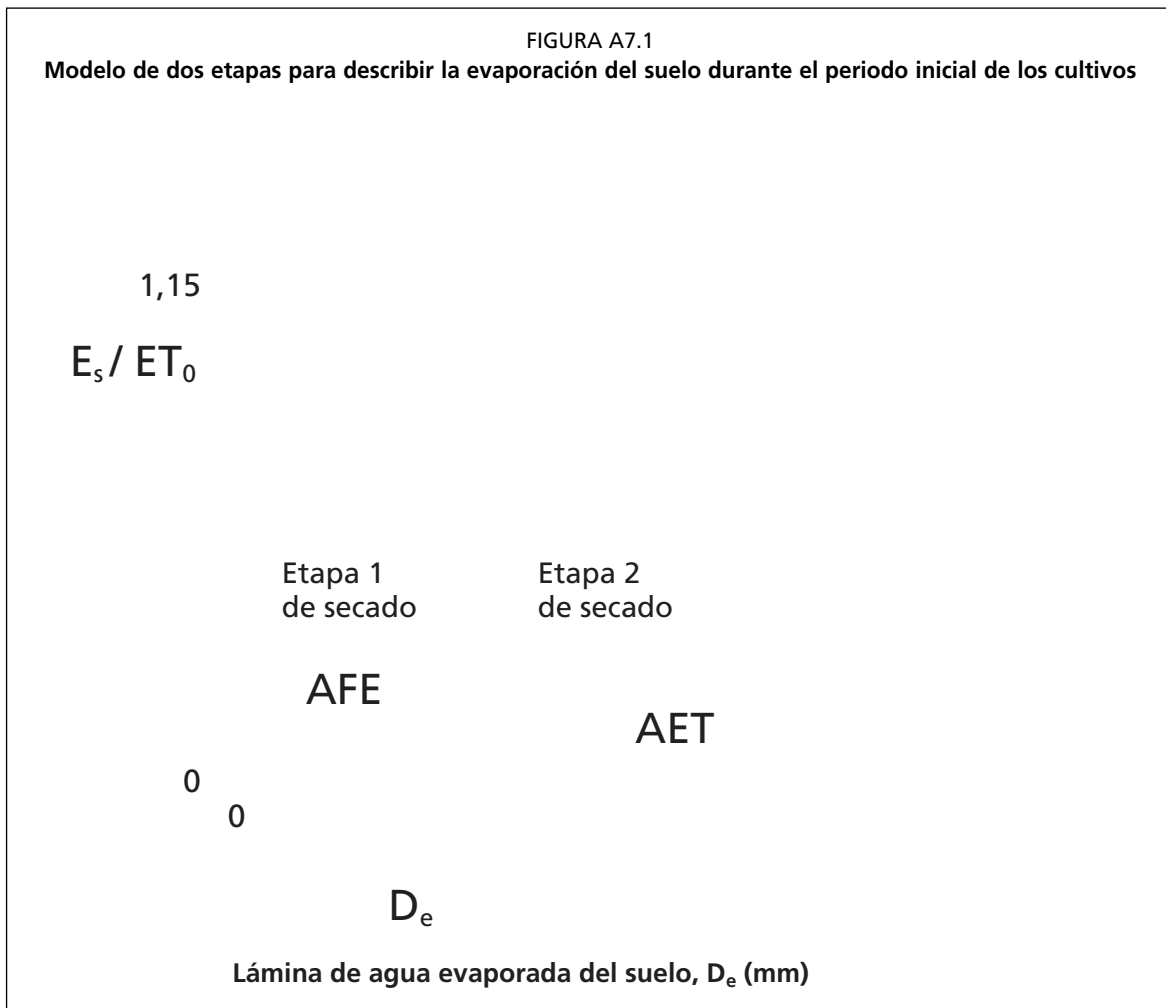
Si se asume que la cantidad de evaporación durante la segunda etapa es linealmente proporcional a la lámina equivalente de agua remanente en la capa de evaporación, como se muestra en la Figura A7.1, entonces la tasa evaporativa media de agua del suelo durante la segunda etapa se puede estimar, en forma 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 [mm día^{-1}] en cualquier momento, en particular cuando la reducción de agua de la capa superficial iguala a D_e . D_e es la reducción de agua de la superficie del suelo [mm] y AFE es la cantidad de agua fácilmente evaporable en la superficie [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:

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

donde AET se expresa en mm, θ_{CC} es el contenido de agua en el suelo a Capacidad de Campo [$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$], θ_{PMP} es el contenido de agua en el suelo en el Punto de Marchitez Permanente [$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$], y Z_c 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 θ_{CC} y θ_{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 $ET_0 < 5$ mm día⁻¹, el valor de AET para utilizar en la Ecuación 7-3 se estima por:

$$AET = 1000 (\theta_{CC} - 0,5 \theta_{PMP}) Z_e \sqrt{\frac{ET_0}{5}} \quad (7-6)$$

donde ET_0 es la evapotranspiración de referencia en mm día⁻¹. 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 $0,2 \times ET_0$ 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 lámina 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 (≥ 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 (≥ 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⁻¹. Estimar la evapotranspiración del cultivo durante este periodo.

	$t_w = 7/2 =$ $ET_o =$ $E_{so} = 1,15 ET_o = 1,15 (5) =$	3,5 5 5,75	día mm día ⁻¹ mm día ⁻¹
Para la Fig. 29:	$AET_{cor} =$ $AFE_{cor} = \min(\max(2,5, 6/(5^{0,5}), 7) =$ $t_1 = AFE/E_{so} = 2,7/5,75 =$ 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:	$AET_{cor} = \min(15, 7(5^{0,5})) =$ $AFE_{cor} = \min(6, 15-0,001) =$ $t_1 = AFE/E_{so} = 6/5,75 =$ 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 ⁻¹

La evapotranspiración promedio durante el estado inicial de crecimiento para pequeñas hortalizas es de 3,0 mm día⁻¹. 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⁻¹ 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 θ_{CC} y θ_{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).

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

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	
1	<i>Ejemplo de hoja de cálculo para determinar $ET_c = (K_{cb} + K_e)ET_o$ y el calendario de riego</i>														
2												<i>Para un nuevo cultivo, cambie los valores de las celdas</i>			
3	Cultivo:	Frijoles (judías) secos				Cuadro 11:			Cuadro 17:		Ajustes:				
4					L_{ini}	25		$K_{cb\ ini}$	0,15	0,15		$K_{cb\ min}$	0,15		
5	Siembra:	Mes	5		L_{des}	25		$K_{cb\ med}$	1,10	1,13		Alt. Max.	0,4	m	
6		Día	22		L_{med}	30		$K_{cb\ fin}$	0,25	0,23					
7					L_{fin}	20									
8															
9	Las columnas subrayadas con línea doble (abajo) deben ser entradas por el usuario											Vel. del viento media: 1,98 ms ⁻¹		<-----	Valores calculados automáticamente del Lookup en las columnas AO y AP
10	Las columnas subrayadas con línea simple, las calcula la hoja de cálculo											Humedad Relativa mínima media: 29%		<-----	
11												<----- utilizados para ajustar K_{cb} ----->			
12					T_{max}	a 2m	T_{rocio}	ET_o	$e^o(T_{rocio})$	$e^o(T_{max})$	HR_{min}	P-RO			
13	Mes	Día	Año	J	C	m s ⁻¹	C	mm día ⁻¹	kPa	kPa	%	mm			
14	5	15	74	135	10	5,8	0,0	3,4	0,61	1,23	50				
15	5	16	74	136	13,3	2,2	-5,0	4,1	0,42	1,53	28				
16	5	17	74	137	13,3	3,8	-1,1	3,7	0,56	1,53	37				
17	5	18	74	138	13,3	3,1	-2,8	3,8	0,50	1,53	33				
18	5	19	74	139	13,3	4,5	-0,6	3,1	0,58	1,53	38	2,5			
19	5	20	74	140	12,8	8,4	3,3	2,8	0,77	1,48	52	0,8			
20	5	21	74	141	17,2	3,5	-0,6	4,8	0,58	1,96	30				
21	5	22	74	142	22,8	2,2	1,7	4,9	0,69	2,78	25				
22	5	23	74	143	24,4	2,5	5,6	5,2	0,91	3,06	30				
23	5	24	74	144	24,4	2,7	6,7	5,4	0,98	3,06	32				
24	5	25	74	145	25,6	2,2	8,3	5,2	1,09	3,28	33				
25	5	26	74	146	27,8	1,9	10,0	5,4	1,23	3,74	33				
26	5	27	74	147	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 $ET_c = (K_{cb} + K_e)ET_o$ y el calendario de riego (I)

	AE	AF	AG	AH	AI	AJ	AK	AL	AM	AN	AO	AP
1												
2												
3												
4												
5												
6												
7												
8												
9												
10												
11												
12												
13												
14												
15												
16												
17												
18												
19												
20												
21												
22												
23												
24												
25												
26												

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

(Utilizado para calcular U_2 , HR_{min} durante período medio de la temporada)

Acumulado	
Viento	Hum. Rel. mínima
m s ⁻¹	%
5,8	49,7
8,0	77,3
11,8	114,2
14,9	146,7
19,4	185,0
27,9	237,4
31,4	267,1
33,6	292,0
36,1	321,8
38,9	353,9
41,1	387,2
42,9	420,1
46,6	461,9

FIGURA A8.1 (continuación)
Ejemplo de hoja de cálculo para determinar $ET_c = (K_{cb} + K_s)ET_o$ 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 style="width: 100%; border: none;"> <tr> <td style="width: 40%;">J_{siem} 142</td> <td style="width: 20%;">f_w (irrig.):</td> <td style="width: 10%; border: 1px solid black; text-align: center;">0,5</td> <td style="width: 30%;"></td> </tr> <tr> <td>J_{des} 167</td> <td>AFA:</td> <td style="border: 1px solid black; text-align: center;">8</td> <td>mm</td> </tr> <tr> <td>J_{med} 192</td> <td>ADT:</td> <td style="border: 1px solid black; text-align: center;">22</td> <td>mm</td> </tr> <tr> <td>J_{tardio} 222</td> <td>D_e inicial</td> <td style="border: 1px solid black; text-align: center;">18</td> <td>mm</td> </tr> <tr> <td>$J_{cosecha}$ 242</td> <td>f_w inicial</td> <td style="border: 1px solid black; text-align: center;">1</td> <td></td> </tr> </table>															J_{siem} 142	f_w (irrig.):	0,5		J_{des} 167	AFA:	8	mm	J_{med} 192	ADT:	22	mm	J_{tardio} 222	D_e inicial	18	mm	$J_{cosecha}$ 242	f_w inicial	1	
J_{siem} 142	f_w (irrig.):	0,5																																
J_{des} 167	AFA:	8	mm																															
J_{med} 192	ADT:	22	mm																															
J_{tardio} 222	D_e inicial	18	mm																															
$J_{cosecha}$ 242	f_w inicial	1																																
<----- Cálculo de la evaporación ----->																																		
<p>Req. neto de riego/f_w (← del calendario de riego, día anterior)</p>																																		
K_{cb}	altura m	$K_{c\ max}$	mm	f_c	f_w	f_{ew}	$D_{e,j}$ inicio mm	K_r	K_e	E mm día ⁻¹	DPe mm día ⁻¹	$D_{e,j}$ final mm	K_c	ET_c mm día ⁻¹																				
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)

Ecuación en texto o nota de pie	Celda	Texto, valor, o fórmula
	A1:	Ejemplo de cálculo de $ET_c = (K_{cb} + K_e)ET_o$ 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 _{min}
	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 _{max}
	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_c 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(2)	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:	<u>5</u>
	B15:	<u>16</u>
	C15:	<u>74</u>
Cuadro 2.5	D15:	=TRUNCAR(275*A15/9-30+B15)+SI(A15>2,-2,0)+SI(MOD(C15,4)= 0,+1,0)
	E15:	<u>13,3</u>
	F15:	<u>2,2175</u>
	G15:	<u>-5</u>
	H15:	<u>4,1</u>
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:	<u>0</u>
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)

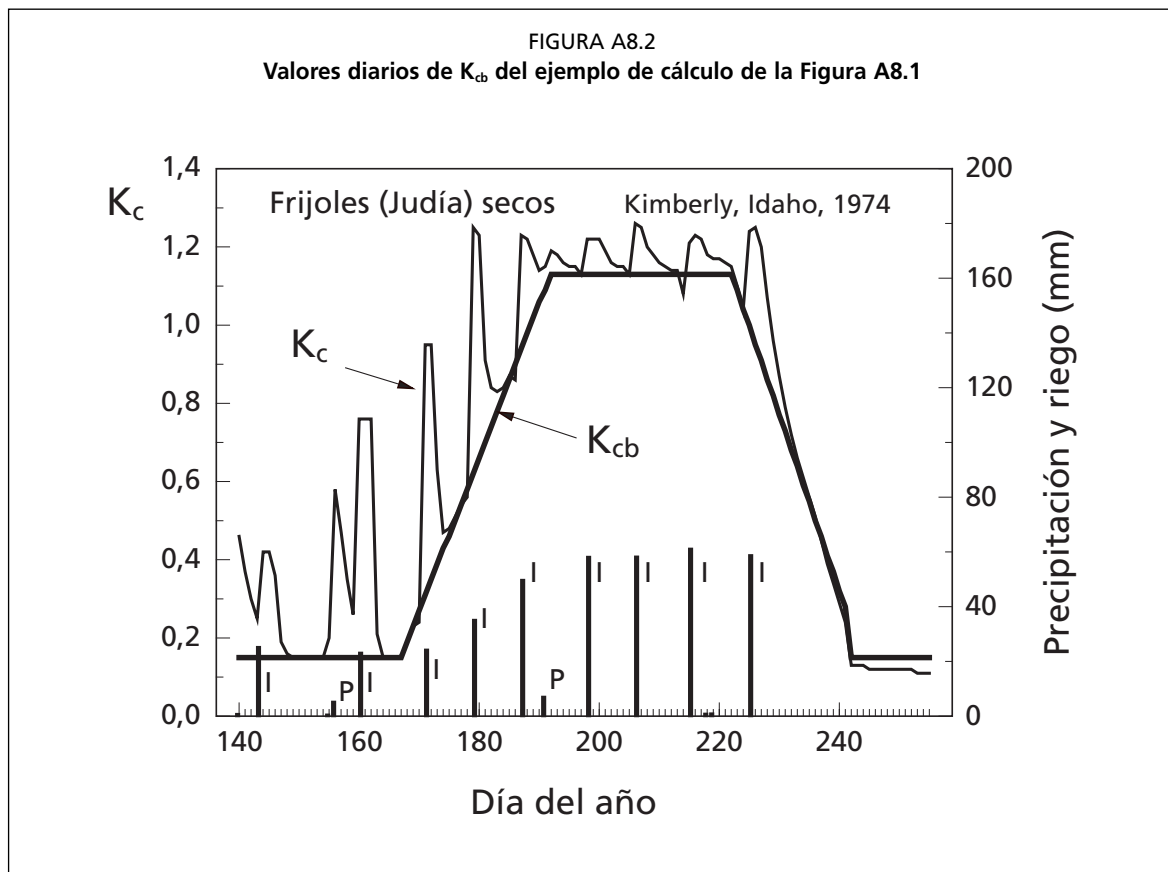
Notas de Pie:

- (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 $K_{cb\ med5}$ 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 ≥ 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 [-]
$J_{tardío}$	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

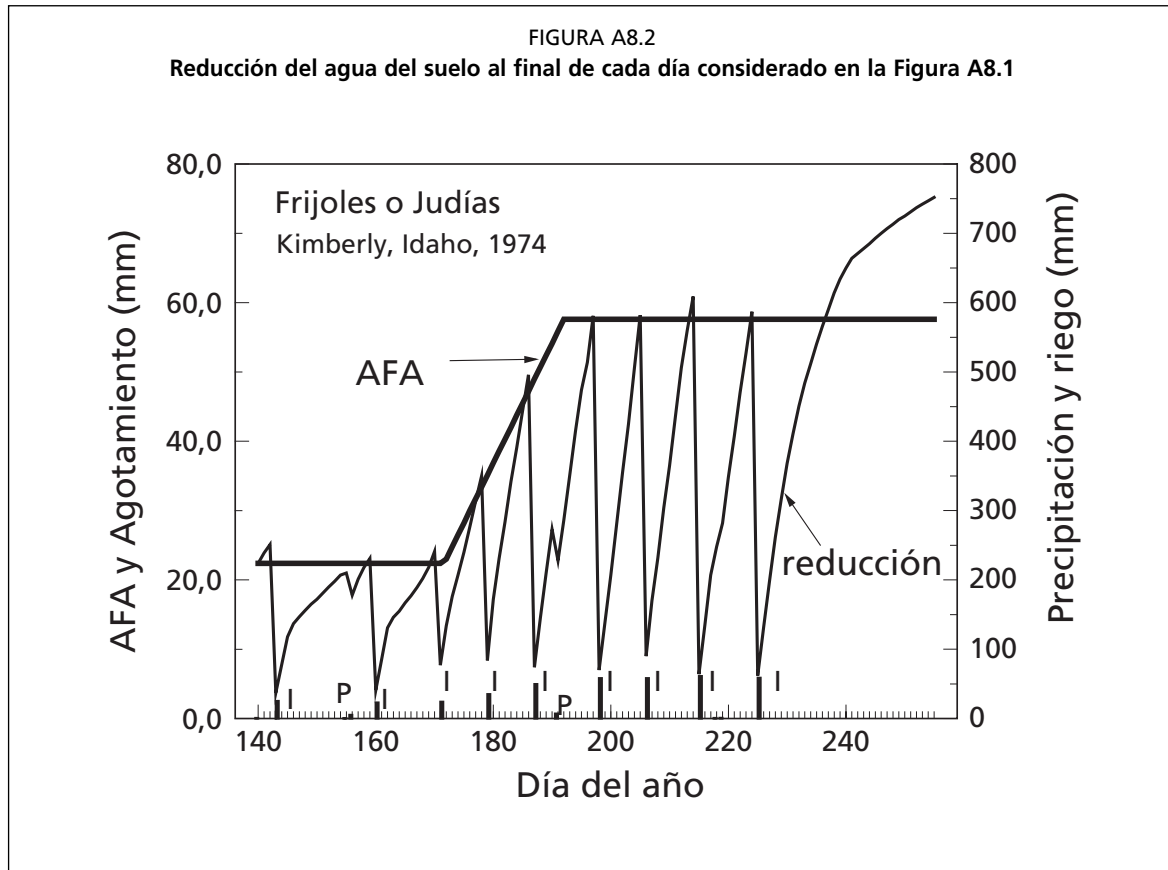
$Z_{r\ \min}$ para cultivos anuales debería representar la profundidad donde se encuentra la semilla mas una profundidad adicional que contribuiría con humedad a la semilla a medida que ésta extiende sus primeras raíces hacia abajo después de la germinación. Para muchos cultivos anuales, $Z_{r\ \min}$ 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^{da} 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^e *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., 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.* 71: 211-255.
- Itier, B.** 1996. Measurement and estimation of evapotranspiration. In: Pereira, L.S., Feddes, R.A., Gilley, J.R., Lesaffre, 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. Modélisation 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 METEOROLOGICAS

- 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.
- Carrijo, 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*. 2nd 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*, 2nd 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_o). 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*, 2nd 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 Schmutge, 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_o). Apendix II en FAO Riego y Dranaje 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. 2nd. 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_o) and crop coefficients to estimate crop evapotranspiration (ET_c) 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_o) and crop coefficients to estimate crop evapotranspiration (ET_c) 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 CO₂-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_o) and crop coefficients to estimate crop evapotranspiration (ET_c) 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_o) and crop coefficients to estimate crop evapotranspiration (ET_c) 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. Jobs, 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_c

- Allen, I.H., Jones, P. y Jones, J. W.** 1985. Rising atmospheric CO₂ 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 _ Índice, 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.

