

3.1 Introducción

La evaporación es una etapa permanente del ciclo hidrológico. Hay evaporación en todo momento y desde toda superficie húmeda. Considerada como un fenómeno puramente físico, la evaporación es el pasaje del agua al estado de vapor; sin embargo hay otra evaporación, la provocada por la actividad de las plantas y que recibe el nombre de transpiración.

De modo general, la evaporación se puede estudiar por separado, a partir de las superficies libres del agua (lagos, embalses, ríos, charcas), a partir de la nieve, a partir del suelo y a partir de las plantas (transpiración). O bien se puede estudiar la evaporación total en una cuenca, sin tomar en cuenta las formas particulares que adopta; a esta evaporación total se llama evapotranspiración.

Nosotros estudiaremos preferentemente la evaporación en embalses y la evapotranspiración. La primera, porque el ingeniero tiene interés en evaluar la cantidad de agua almacenada que se va a perder por evaporación. La segunda, por sus aplicaciones en los proyectos de irrigación.

El fenómeno de la evaporación a partir de los espejos de agua es complejo, pero podemos esquematizarlo del modo que sigue. Las moléculas de la superficie libre adquieren energía cinética por acción de la energía solar y vencen la retención de la masa de agua, salen al aire y se acumulan formando una capa encima del agua; para que continúe el proceso es necesario remover esta capa de vapor de agua y esto lo hace el viento. El papel de la temperatura es doble: aumenta la energía cinética de las moléculas y disminuye la tensión superficial que trata de retenerlas.

Factores

De todos los factores que intervienen en la evaporación, los principales son los meteorológicos: radiación solar, temperatura del aire, la presión de vapor, el viento y en menor grado la presión atmosférica. Estos factores son los que provocan la evaporación. Debido a que la radiación solar es el factor más importante, la evaporación varía con la latitud, época del año, hora del día y condiciones de nubosidad.

La tasa de evaporación desde un suelo saturado es aproximadamente igual a la evaporación desde una superficie de agua cercana, a la misma temperatura. Al comenzar a secarse el suelo la evaporación disminuye, y finalmente cesa porque no existe un mecanismo que transporte el agua desde una profundidad apreciable.

En cuanto a los efectos de la calidad del agua, puede decirse que la presencia de sales hace disminuir ligeramente la evaporación. En el agua de mar, por ejemplo, es del orden de 2 % menor que en el agua dulce. Quiere decir que los efectos de la salinidad pueden despreciarse en la estimación de la evaporación de un embalse.

3.2 Evaporación en Embalses

La medida directa de la evaporación en el campo no es posible, en el sentido en que se puede medir la profundidad de un río, la precipitación, etc. Debido a esto se han desarrollado una serie de técnicas para estimar la evaporación desde la superficie de un embalse.

3.2.1 Balance Hídrico

Este método consiste en escribir la ecuación de balance hídrico en términos de volúmenes:

$$S_1 + I + P - O - O_g - E = S_2 \quad \dots \quad (3.1)$$

S ... almacenamiento
I ... volumen de entrada
P ... precipitación
O ... volumen de salida
 O_g ... infiltración
E ... evaporación

Se trata de un método simple, en teoría, porque en la práctica rara vez da resultados confiables. La razón está en que los errores en la medición de los volúmenes que intervienen y de los almacenamientos repercuten directamente en el cálculo de la evaporación. De todos los términos que entran en la ecuación, el más difícil de evaluar es la infiltración, porque debe ser estimada indirectamente a partir de niveles de agua subterránea, permeabilidad, etc.

3.2.2 Nomograma de Penman

Penman en 1948 propuso dos formas para calcular la evaporación diaria, E_o , en mm. a partir de una superficie libre de agua. La primera de ellas mediante el uso de un nomograma y la segunda mediante un balance energético.

Para el uso del nomograma (fig. 3.1) se requiere la siguiente información:

t ... temperatura media del aire en °C.

h ... humedad relativa media

u_2 .. velocidad media del viento a 2 m. de altura, en m/sg.

$\frac{n}{D}$.. duración relativa de insolación.

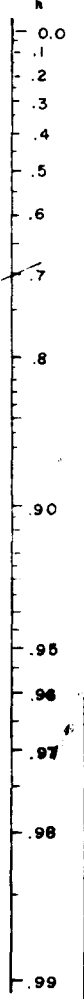
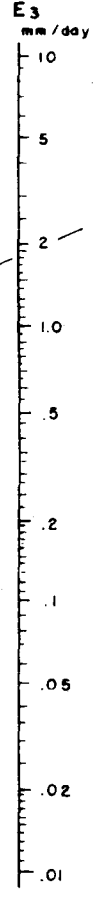
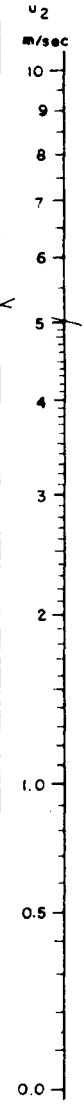
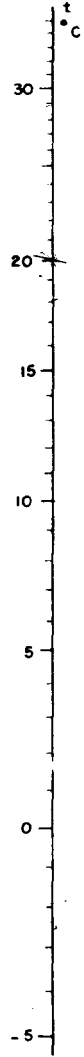
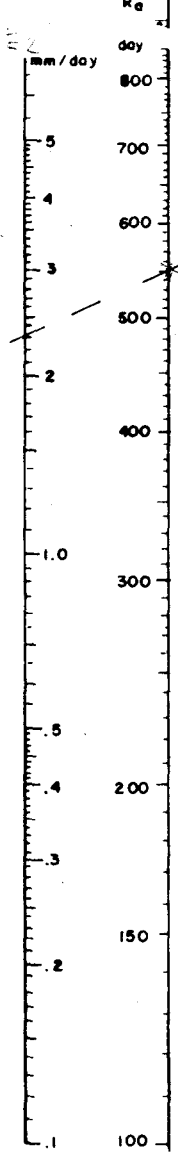
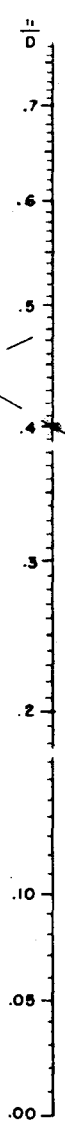
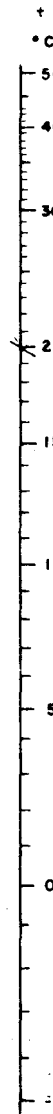
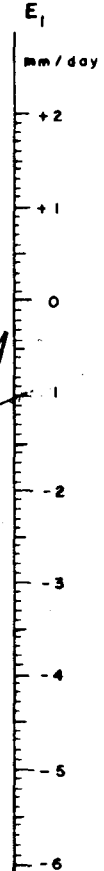
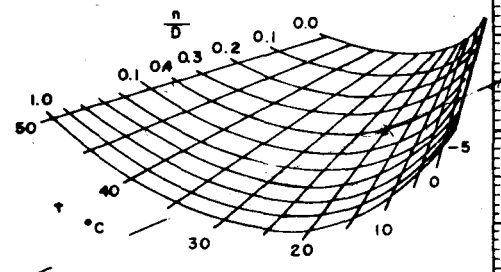
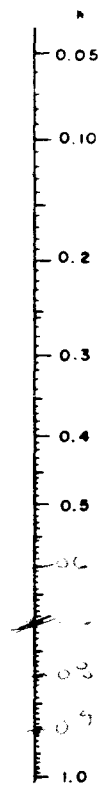
n ... duración de insolación efectiva (medida por un heliógrafo)

D ... duración del día astronómico (desde la salida hasta la puesta del sol).

$\frac{n}{D} = 0$... cielo completamente cubierto

$\frac{n}{D} = 1$... cielo completamente despejado

Fig. 3.1 NOMOGRAMA DE PENMAN



EJEMPLO

h : 0.7
 t : 20°
 $\frac{n}{D}$: 0.4
 R_a : 550
 u_2 : 5

Con el nomograma se encuentran los valores de E_1, E_2, E_3 :

$E_1 = -1.0$ mm/day
 $E_2 = 2.3$ "
 $E_3 = 1.8$ "

Luego : $E_0 = 3.1$ mm/day

RA ... valor de Angot. Es la cantidad de radiación solar, en calorías por día en un plano horizontal de 1 cm²., entrante en los límites exteriores de la atmósfera. Es una función de la posición geográfica y la época del año (tabla 3.1).

TABLA 3.1 VALORES DE R_A EN $\frac{\text{CAL}}{\text{cm}^2 - \text{DIA}}$

Latitud Sur	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0°	885	915	925	900	850	820	830	870	905	910	890	875
10°	965	960	915	840	755	710	730	795	875	935	955	960
20°	1020	975	885	765	650	590	615	705	820	930	1000	1025
30°	1050	965	830	665	525	460	480	595	750	900	1020	1065
40°	1055	925	740	545	390	315	345	465	650	840	995	1080
50°	1035	865	640	415	250	180	205	325	525	760	975	1075

En el nomograma se encuentra E₀ como la suma de tres términos:

$$E_0 = E_1 + E_2 + E_3$$

Ejemplo 3.1

Averiguar el valor de E₀ para los siguientes datos:

$$t = 20 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$h = 0.7$$

$$u_2 = 5 \text{ m/sg}$$

$$\frac{n}{D} = 0.4$$

$$RA = 550 \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 - \text{día}}$$

E₁ se lee en la primera parte del nomograma = -1.0 mm/día

E₂ se lee en la segunda parte del nomograma = +2.3 mm/día

E₃ se lee en la tercera parte del nomograma = +1.8 mm/día

$$\begin{aligned} \text{Luego, } E_0 &= E_1 + E_2 + E_3 \\ &= -1.0 + 2.3 + 1.8 \\ &= 3.1 \text{ mm/día} \end{aligned}$$

En términos de calor, se expresa $E'o = 60 Eo$

$E'o$ calor requerido en $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 - \text{día}}$

Eo evaporación en mm/día

3 Balance Energético de Penman

El método consiste en escribir la ecuación de balance en términos de energías, en la forma que veremos luego.

La cantidad de energía emitida de la superficie radiante está dada por la ley de Stefan - Boltzmann:

$$R_e = \sigma T^4$$

R energía en $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 - \text{día}}$

σ constante = $117.4 \times 10^{-9} \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 - \text{día}}$

T temperatura absoluta = $273^\circ + t$ °C

La cantidad de energía que alcanza los límites de la atmósfera se indica por RA . La cantidad Rc que penetra la atmósfera y alcanza la superficie terrestre es mucho menor que RA . Se puede estimar mediante la fórmula:

$$Rc = RA \left(0.20 + 0.48 \frac{n}{D} \right) \dots\dots (3.2)$$

Una parte de esta energía es reflejada y la cantidad neta RI retenida por la superficie terrestre es:

$$RI = Rc (1 - r) \dots\dots (3.3)$$

donde r es el coeficiente de reflexión. Para superficies de agua su valor es 0.06.

Parte de la radiación neta RI es re-irradiada, día y noche, como radiación RB . La atmósfera misma irradia hacia arriba y hacia abajo, y las nubes interfieren ambos flujos de radiación. Se ha encontrado, empíricamente, que el flujo neto de radiación saliente puede encontrarse con la fórmula:

$$RB = \sigma T^4 \left(0.47 - 0.077 \sqrt{ea} \right) \left(0.20 + 0.80 \frac{n}{D} \right) \dots (3.4)$$

σT^4 ... radiación de Stefan-Boltzmann

ea ... presión de vapor actual en el aire, en mm de Hg

La cantidad neta de energía remanente en la superficie, y disponible para varias pérdidas, es el llamado calor almacenado H :

$$H = RI - RB \quad \dots (3.5)$$

El calor almacenado H de una área dada de agua es usado de cuatro maneras:

$$H = E'o + K + \Delta S + A \quad \dots (3.6)$$

E'o ... calor disponible para la evaporación

K ... suministro de calor por convección desde la superficie de agua hacia el aire

ΔS ... incremento en el calor de la masa de agua

A ... intercambio de calor con el ambiente

La ecuación 3.6 viene a ser la ecuación de balance energético de Penman.

Comentemos cada uno de los términos del segundo miembro.

1° Se conoce como ley de Dalton (1802) a la expresión:

$$E_o = c (e_s - e_a) \cdot f(u)$$

c ... una constante

e_s ... presión de vapor saturado a la temperatura t

e_a ... presión de vapor actual a la temperatura t

f(u) ... una función de la velocidad del viento

En este caso:

$$E_o = c (e's - e_a) \cdot f(u)$$

e's ... presión de vapor saturado a la temperatura t' de la superficie que separa el agua del aire.

En términos de calor:

$$E'o = c'(e's - e_a) \cdot f(u) \quad \dots (3.7)$$

donde c' = 60C

2° De la meteorología dinámica se saca la siguiente expresión de K:

$$K = \gamma c' (t' - t) \cdot f(u) \quad \dots (3.8)$$

γ ... constante sicrométrica (0.49, si t está en °C)

t' ... temperatura de la superficie libre

- 3° Si la temperatura de la masa de agua permanece constante, o el lago es poco profundo, o se consideran períodos cortos de 10 a 20 días, ΔS puede despreciarse.
- 4° El valor de A es negativo cuando un tanque aislado lleno con agua, en un desierto caliente y seco, en adición al calor directo en su superficie recibe también calor en los lados (calor de advección). Se toma como cero cuando el embalse es grande. Estos efectos de borde se pueden pues despreciar.

$$\text{Reemplazando: } H = E'o + K \quad \dots\dots (3.9)$$

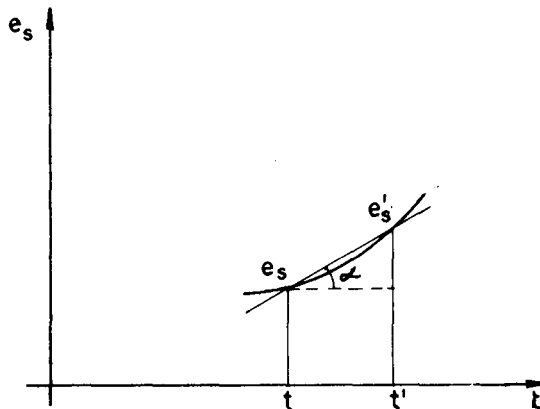
que viene a ser la ecuación de balance energético resumida. A partir de ella Penman derivó una expresión manejable para calcular E_o .

Penman introdujo aquí dos fórmulas: la 3.10 y la 3.11.

$$\Delta = \frac{e's - e_s}{t' - t} \quad \dots\dots (3.10)$$

$e's, e_s$ son las presiones de vapor saturado a las temperaturas t', t , respectivamente.

El valor Δ viene representado por la $tg \alpha$ en la curva de presión de vapor de saturación vs. temperatura:



Puesto que t y t' difieren muy poco entre sí y puesto que t' es desconocido, se puede usar para α la pendiente de la tangente a la curva en la abscisa t . Esto se puede calcular directamente de la tabla estándar de valores e_s (tabla 1.1).

La segunda fórmula es la expresión semiempírica:

$$E_a = 0.35 (e_s - e_a) (0.5 + 0.54 u_2)$$

que da la evaporación desde la superficie del agua para el caso hipotético en que las temperaturas del aire (t) y de la superficie del agua (t') sean iguales. E_a viene expresada en mm/día, e_s y e_a en mm. de Hg.

En términos de calor: $E'a = 60 E_a$

$$E'a = 21 (e's - e_a) (0.5 + 0.54 u_2) \dots (3.11)$$

Resumiendo, tenemos cuatro ecuaciones (3.7, 3.8, 3.9 y 3.10) con cuatro incógnitas ($e's$, t' , $E'o$, K). Hay que eliminar $e's$, t' y K para así despejar $E'o$. Esto se hace como si gue.

Dividiendo 3.8 entre 3.7:

$$\frac{K}{E'o} = \gamma \frac{t' - t}{e's - e_a}, \text{ conocida como relación de Bowen (1926)}$$

En la 3.9:

$$H = E'o + K = E'o + E'o \gamma \frac{t' - t}{e's - e_a}$$

$$E'o = \frac{H}{1 + \gamma \frac{t' - t}{e's - e_a}}$$

Según la 3.10:

$$t' - t = \frac{e's - e_s}{\Delta}$$

Reemplazando:

$$E'o \frac{H}{1 + \gamma \frac{e's - e_s}{\Delta} \cdot \frac{1}{e's - e_a}} = \frac{H}{1 + \frac{\gamma}{\Delta} \cdot \frac{e's - e_s}{e's - e_a}}$$

Escribamos $e's - e_s = (e's - e_a) - (e_s - e_a)$

$$E'o \frac{H}{1 + \frac{\gamma}{\Delta} \frac{(e's - e_a) - (e_s - e_a)}{e's - e_a}}$$

Dividiendo 3.11 entre 3.7:

$$\frac{E'a}{E'o} = \frac{e's - e_a}{e's - e_a}$$

Reemplazando:

$$E'o = \frac{H}{1 + \frac{\gamma}{\Delta} \left(1 - \frac{E'a}{E'o} \right)}$$

De donde, finalmente:

$$E'o = \frac{\Delta H + \gamma E'a}{\Delta + \gamma} \dots\dots (3.12)$$

$E'o$, H , $E'a$ están expresadas en $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 - \text{día}}$

Dividiendo estos valores entre 60 se obtienen E_o , H^* , E_a en mm/día.

Ejemplo 3.2

Averiguar el valor de E_o , por el método del balance energético, para los mismos datos del ejemplo 3.1

$t = 20^\circ\text{C}$

$h = 0.7$

$u_2 = 5 \text{ m/seg.}$

$\frac{n}{D} = 0.4$

$RA = 550 \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 - \text{día}}$

$t = 20^\circ\text{C} \rightarrow es = 17.53 \text{ mm Hg}$

$ea = hes = 0.7 \times 17.53 = 12.27 \text{ mm Hg}$

$es - ea = 17.53 - 12.27 = 5.26 \text{ mm Hg}$

$T = 20 + 273 = 293^\circ\text{K}$

$\Delta = \frac{e's - es}{t' - t} = 1.05 \text{ (con la tabla 1.1)}$

$RA = 550 \text{ cal/cm}^2 - \text{día} \text{ (dato)}$

$RC = 216 \text{ cal/cm}^2 - \text{día} \text{ (con 3.2)}$

$RI = 203 \text{ cal/cm}^2 - \text{día} \text{ (con 3.3)}$

$RB = 91 \text{ cal/cm}^2 - \text{día} \text{ (con 3.4)}$

$H = 112 \text{ cal/cm}^2 - \text{día} \text{ (con 3.5)}$

$E'a = 354 \text{ cal/cm}^2 - \text{día} \text{ (con 3.11)}$

Reemplazando en 3.12:

$$E'o = \frac{1.05 \times 112 + 0.49 \times 354}{1.05 + 0.49} = 189 \text{ cal/cm}^2 - \text{día}$$

$$E'o = \frac{E'o}{60} = 3.15 \text{ mm/día}$$

Ejemplo 3.3

Hallar, adicionalmente al ejercicio 3.2, el valor de t' .

La 3.8 : $K = \gamma c' (t' - t) \cdot f(u)$

$K = H - E'o$ de la 3.9

$\gamma = 0.49$ constante sicrométrica

$c' = 21$ de la 3.11

$f(u) = 0.5 + 0.54 u_2$ de la 3.11

$t = 20 \text{ }^\circ\text{C}$ dato

Resolviendo:

$$112 - 189 = 0.49 \times 21 (t' - 20) (0.5 + 0.54 \times 5)$$

$$t' = 17.7 \text{ }^\circ\text{C}$$

Observamos: $t' < t$, es decir la temperatura en la superficie libre es menor que en el aire. Este es el conocido efecto de enfriamiento de la evaporación.

3.2.4 Fórmulas Empíricas

Han sido deducidas una serie de fórmulas en diferentes países. Presentamos aquí un grupo de ellas, basadas en la ley de Dalton y en función de datos meteorológicos. Han sido tomadas de la referencia 5 manteniendo la misma nomenclatura.

1. Fórmula de Lugeon (Francia)

$$E = 0.398 n(Fe - Fa) \frac{273 + t}{273} \times \frac{760}{B - Fe} \quad \dots (3.13)$$

E ... lámina de agua evaporada, en mm, para el mes de n días

Fe ... tensión saturante del vapor de agua, en mm de Hg, que corresponde a la temperatura máxima media mensual t (tabla 1.1)

Fa ... tensión media mensual real, en mm de Hg, del vapor de agua en el momento de las lecturas de t . Se obtiene con :

$$Fa = h \cdot Fe$$

h = humedad relativa

B ... presión barométrica media mensual, en mm de Hg.

t ... valor medio mensual de las máximas diarias de temperatura, en $^\circ\text{C}$.

2. Fórmula de Meyer (Inglaterra)

$$E_m = C (F_e - F_a) \left(1 + \frac{V}{10} \right) \quad \dots (3.14)$$

- E_m ... evaporación media mensual, en pulgadas
- F_e ... tensión de vapor saturante correspondiente a la temperatura media mensual del aire, en pulgadas de mercurio.
- F_a ... valor medio mensual de la tensión efectiva del vapor de agua en el aire, en pulgadas de mercurio.
- V ... velocidad media mensual del viento, en millas por hora, medida a 25 pies sobre la superficie del agua.
- C ... coeficiente empírico, igual a 15 para los tanques de evaporación o las charcas poco profundas, e igual a 11 para los depósitos y lagos profundos. En el segundo caso es necesario reemplazar en la fórmula F_e por F_n , tensión de vapor saturante correspondiente a la temperatura media mensual del agua.

3. Fórmula de los Servicios Hidrológicos de la URSS

$$E = 0.15 n (F_e - F_a) (1 + 0.072 V_2) \quad \dots (3.15)$$

- E ... evaporación mensual, en mm.
- n ... número de días del mes considerado
- F_e ... presión de vapor saturante, en milibares, correspondiente a la temperatura media del agua en su superficie.
- F_a ... el valor medio de la tensión efectiva, en milibares, del vapor de agua en el aire a 2 m. sobre la superficie del agua.
- V_2 ... velocidad del viento, en m/sg., a 2 m. sobre la superficie del agua.

Todas estas fórmulas tienen validez local o regional. Se deberá precisar el valor de los coeficientes que ellas contienen por medio de observaciones locales.

Más recientemente han sido sugeridas fórmulas en función de la radiación solar, las mismas que no son tratadas aquí.

3.3 Medición Directa de la Evaporación (referencia 5)

Para la confección de proyectos hidráulicos se establecen a menudo, en la zona de interés, estaciones con aparatos que permiten la medida directa, en un largo período, de la evaporación de pequeñas superficies de agua - (tanques de evaporación) o de pequeñas superficies húmedas de papel (evaporímetro Piche) o porcelana porosa (atmómetro Bellani).

Las tasas de evaporación así observadas pueden ser consideradas como máximas y dan una buena aproximación del poder evaporante de la atmósfera. Aplicando a esas tasas máximas diversos coeficientes de reducción, el ingeniero deducirá los valores más probables de las tasas de evaporación - que le interesan (embalses, terrenos desnudos, terrenos cubiertos de vegetación, etc).

Tanques de evaporación.-

Se pueden clasificar en tres grupos, según que estén dispuestos en la superficie del suelo, enterrados en éste o flotando.

Tanques colocados en la superficie del suelo.-

Tienen la ventaja de una instalación sencilla y sus resultados no corren el riesgo de ser falseados por salpicaduras de gotas de lluvia. Son, en cambio, muy sensibles a las variaciones de la temperatura del aire y a los efectos de la insolación.

A este grupo pertenece el tanque llamado Clase A, del U.S. Weather Bureau. Tiene un diámetro de 121.9 cm. y una profundidad de 25.4 cm. Está constituido de hierro galvanizado no pintado y colocado sobre un bastidor de madera a unos 15 cm. del suelo. Es el usado entre nosotros. Para hallar la evaporación en el embalse puede emplearse un coeficiente anual de 0.7. Para períodos menores los coeficientes son variables.

Tanques enterrados.-

Son menos sensibles a las variaciones de la temperatura del aire y a los efectos de la insolación, pero en cambio las gotas de lluvia que caen en su rededor pueden salpicar, y falsear las medidas. Otra dificultad es que no se podría descubrir a tiempo una pequeña fuga.

A este grupo pertenece el tanque llamado Colorado, grandemente extendido en el oeste de los Estados Unidos. Tiene la forma de un prisma cuya base es un cuadrado de lado 0.914 m. y cuya altura es de 0.462 m. Es enterrado en el suelo de manera que sus aristas superiores quedan 0.10 m. sobre la superficie del suelo.

Tanques flotantes.-

Su instalación y operación pueden resultar algo complicadas además de costosas. La tendencia es preferir el tanque Colorado instalado en la orilla del embalse.

Evaporímetro Piche.-

De amplio uso en estaciones evaporimétricas, está constituido por un tubo cilíndrico de vidrio de 25 cm. de largo y 1.5 cm. de diámetro. El tubo está graduado y encerrado en su parte superior, mientras que su cobertura inferior está obturada por una hoja circular de papel filtro normalizado de 30 mm. de diámetro y 0.5 mm. de espesor, fijada por capilaridad y mantenida por un resorte.

Llenado el aparato de agua destilada, ésta se evapora progresivamente a través de la hoja de papel filtro, la disminución del nivel del agua en el tubo permite calcular la tasa de evaporación (en mm. por 24 horas, por ejemplo). El aparato se instala bajo cubierta para mantenerlo alejado de la lluvia.

Reducción de la evaporación.-

A fin de tener una idea del orden de magnitud de la evaporación en embalses, vamos a considerar los valores que alcanzó la evaporación en Huancayo en un par de años (en mm).

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	TOTAL
1956	159	133	136	149	134	151	176	198	186	229	241	249	2,141
1957	197	142	154	143	137	123	207	208	200	189	217	226	2,143

Suponiendo un coeficiente de 0.7, la lámina de evaporación anual desde un embalse viene a ser:

$$0.7 \times 2,142 = 1,500 \text{ mm.}$$

Para un espejo de agua de 1 Km^2 , el volumen de agua evaporada en un año resulta ser $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$, cantidad nada despreciable.

Teniendo presente entonces que son grandes las cantidades de agua que se pierden por evaporación, resultan justificados los intentos que se hacen en el mundo por disminuir el fenómeno. Se busca, por lo pronto, que se leccionar el sitio de un embalse de modo que se produzca un mínimo de área de exposición por unidad de almacenamiento. En algunos casos de embalses pequeños se busca que cubrirlos totalmente. Se ha propuesto también el uso de cubiertas flotantes y de material granular flotante, pero aunque ambos métodos son efectivos su aplicación es todavía demasiado costosa. El uso de rompevientos es efectivo sólo en embalses pequeños.

Al parecer, la esperanza de obtener reducciones significativas en la evaporación en embalses, radica en encontrar un material que permita cubrir parte del espejo de agua a un costo razonable.

3.4 Evapotranspiración

Del agua que una planta absorbe del suelo sólo una parte muy pequeña se queda para formar los tejidos de la planta; el resto regresa a la atmósfera en forma de vapor, configurando la transpiración. Este fenómeno de la transpiración constituye una fase muy importante del ciclo hidrológico, porque es el mecanismo principal por medio del cual el agua precipitada a tierra regresa a la atmósfera.

Al estudiar el balance hídrico de una cuenca, el interés recae en la de terminación de las pérdidas totales de agua, es decir por evaporación y por transpiración. Además, desde el punto de vista práctico es muy difícil evaluar por separado cada pérdida. Las pérdidas totales de agua constituyen la evapotranspiración.

El término "evapotranspiración potencial" fue introducido por Thornthwaite y se define como la pérdida total de agua que ocurriría si en ningún momento existiera deficiencia de agua en el suelo para el uso de la vegetación.

Se define "uso consuntivo" la suma de la evapotranspiración y el agua utilizada directamente para construir los tejidos de las plantas. La dis

tinción entre los términos evapotranspiración potencial y uso consuntivo es más que todo académica, porque las diferencias numéricas caen siempre dentro de los errores de medición y por lo común se tratan como términos sinónimos.

En los proyectos de irrigación interesa hacer un cálculo previo de las necesidades de agua de los cultivos. Estas necesidades de agua, que van a ser satisfechas mediante el riego, vienen a constituir la evapotranspiración o el uso consuntivo. Para el cálculo de estas cantidades de agua se han desarrollado métodos basados en datos meteorológicos, de los cuales los más conocidos son el de Thornthwaite y el de Blaney-Criddle. Ambos se usan entre nosotros.

3.4.1 Método de Thornthwaite

Fue desarrollado en los Estados Unidos, en experimentos realizados entre las latitudes 29° a 43° Norte, en tanques de 4 m² y nivel freático constante a medio metro de profundidad. Se puede aplicar con relativa confianza en regiones de clima similar, es decir en regiones húmedas. El procedimiento a seguir es el siguiente:

Primero.- Calcular
$$e = 16 \left(10 \frac{t}{I} \right)^a \quad (3.16)$$

e evapotranspiración potencial mensual, en mm. por mes de 30 días de 12 horas de duración.

t temperatura media mensual, en °C, en el mes considerado.

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1.514} \quad \dots \quad \text{índice térmico mensual}$$

$$I = \sum i \quad \dots \quad \text{índice térmico anual}$$

$$a = 0.016 I + 0.5 \quad \dots \quad \text{fórmula simplificada de Serra}$$

Segundo.- Corregir el valor calculado de e, según el número real de días del mes considerado y la duración de cada día. Para ello, dicho valor debe multiplicarse por un factor que se obtiene de la tabla 3.2.

TABLA 3.2 FACTORES DE CORRECCION DE e

Latitud Sur	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
5	1.04	0.95	1.04	1.00	1.02	0.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	0.97	1.05	0.99	1.01	0.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	0.98	1.05	0.98	0.98	0.94	0.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	0.97	0.96	0.91	0.95	0.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	0.96	0.94	0.88	0.93	0.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	0.95	0.92	0.85	0.90	0.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	0.94	0.89	0.82	0.87	0.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	0.93	0.86	0.78	0.84	0.92	1.00	1.15	1.20	1.29
45	1.31	1.10	1.07	0.91	0.81	0.71	0.78	0.90	0.99	1.17	1.26	1.36
50	1.37	1.12	1.08	0.89	0.77	0.67	0.74	0.88	0.99	1.19	1.29	1.41

3.4.2 Método de Blaney-Criddle

Fue desarrollado también en los Estados Unidos, pero en experimentos realizados en la región oeste, en parcelas, lisímetros y tanques. Se puede aplicar con relativa confianza en regiones de clima similar, es decir en regiones áridas o semiáridas.

La fórmula obtenida por estos investigadores es la siguiente:

$$u = k \cdot p (8.12 + 0.457 t) = k \cdot f \quad (3.17)$$

u ... uso consuntivo mensual, en mm.

k ... coeficiente empírico mensual, según el tipo de cultivo y su estado de desarrollo.

p ... porcentaje de iluminación mensual con respecto a la anual (tabla 3.3)

t ... temperatura media mensual, en °C.

También obtuvieron una fórmula similar para cubrir todo el período vegetativo de las plantas:

$$U = \sum u = K \cdot \sum f \quad (3.18)$$

U ... uso consuntivo estacional, en mm.

K ... coeficiente empírico estacional.

f ... el mismo significado anterior = $p (8.12 + 0.457 t)$

TABLA 3.3 VALORES DE p

Latitud Sur	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
5	8.68	7.76	8.51	8.15	8.34	8.05	8.33	8.38	8.19	8.56	8.37	8.68
10	8.86	7.87	8.53	8.09	8.18	7.86	8.14	8.27	8.17	8.62	8.53	8.88
15	9.05	7.98	8.55	8.02	8.02	7.65	7.95	8.15	8.15	8.68	8.70	9.10
20	9.24	8.09	8.57	7.94	7.85	7.43	7.76	8.03	8.13	8.76	8.87	9.33
25	9.46	8.21	8.60	7.84	7.66	7.20	7.54	7.90	8.11	8.86	9.04	9.58
30	9.70	8.33	8.62	7.73	7.45	6.96	7.31	7.76	8.07	8.97	9.24	9.85
34	9.92	8.45	8.64	7.64	7.27	6.74	7.10	7.63	8.05	9.06	9.42	10.08
38	10.15	8.57	8.66	7.54	7.08	6.50	6.87	7.49	8.03	9.16	9.61	10.34
42	10.40	8.70	8.68	7.44	6.85	6.23	6.64	7.33	8.01	9.26	9.82	10.64
46	10.69	8.86	8.70	7.32	6.61	5.92	6.37	7.16	7.96	9.37	10.07	10.97

La tabla 3.4 proporciona los valores del coeficiente estacional K para diversos cultivos y el valor máximo del coeficiente mensual k. Los valores individuales de k, mes a mes, dependen del estado de desarrollo del cultivo.

Ejemplo 3.4

Mostrar, en forma tabulada, la manera cómo se efectúan los cálculos en el método de Blaney-Criddle.

TABLA 3.4 VALORES PARA EL OESTE DE EE.UU., SEGUN CRIDDLE

Cultivo	Longitud del período vegetativo	Valor de K	Valor Máx. de k (*)
Alfalfa	Período libre de heladas	0.85	0.95 - 1.25
Algodón	7 meses	0.70	0.75 - 1.10
Arroz	3 - 4 meses	1.00	1.10 - 1.30
Leguminosas para grano	3 meses	0.75	0.85 - 1.00
Frutales de hoja caduca	Período libre de heladas	0.65	0.70 - 0.95
Frutales cítricos	7 meses	0.60	0.65 - 0.75
Judías	3 meses	0.65	0.75 - 0.85
Maíz	4 meses	0.75	0.80 - 1.20
Praderas	Período libre de heladas	0.75	0.85 - 1.15
Remolacha azucarera	5.5 meses	0.70	0.85 - 1.10
Sorgo	5 meses	0.70	0.85 - 1.10

(*) Depende de la temperatura media mensual y del estado vegetativo del cultivo.

TABLA 3.5 DESARROLLO DEL EJEMPLO 3.4

Cultivo : Alfalfa
 Lugar : Valle de Salinas, California

Mes	t °C	p %	f	k(*)	u mm.
Abril	14.39	8.85	130.0	0.6	78.0
Mayo	16.95	9.82	155.7	0.7	109.0
Junio	18.73	9.84	164.2	0.8	131.4
Julio	20.23	10.00	170.3	0.85	111.7
Agosto	19.89	9.41	162.0	0.85	137.7
Setiembre	19.23	8.36	141.3	0.85	120.1
Octubre	16.78	7.84	123.8	0.70	86.6

(*) Valores encontrados para la alfalfa en el valle de San Fernando, California.

3.5 Problemas

Problema 3.1

Hallar la evapotranspiración potencial, utilizando el nomograma de Penman, en el siguiente caso. Campo cultivado en la latitud 40°S , en Setiembre, temperatura media del aire 20°C , humedad relativa media 70 %, insolación relativa 40 %, velocidad media del viento $V_2 = 2.5 \text{ m/sg.}$, valor de la relación evapotranspiración potencial a evaporación potencial 70 %.

Problema 3.2

En una cuenca de tamaño medio, las temperaturas medias mensuales en Noviembre y Diciembre de 1974 fueron 16.1 y 17.9°C , respectivamente. Dado que el índice térmico anual fue 66.9 y las duraciones astronómicas medias mensuales de esos días fueron 15.00 y 16.20 horas/día, respectivamente, hallar la evapotranspiración potencial para cada mes.

Problema 3.3

Un lago tiene una superficie de 500 Km^2 y una cuenca (área de terreno drenando hacia el lago) de $2,800 \text{ Km}^2$. La cuenca total a la salida del lago es por eso $3,300 \text{ Km}^2$.

En promedio, la lluvia anual en la superficie de tierra es 600 mm. y en la superficie del lago 500 mm. La evaporación anual del lago es $1,000 \text{ mm.}$ El caudal a la salida del lago es en promedio $9 \text{ m}^3/\text{sg.}$

¿Cuál es el ingreso anual de agua de la superficie de tierra al lago?

¿Cuál es la evapotranspiración anual en la superficie de tierra?

Problema 3.4

Dos cuencas vecinas, A y B, tienen similar altitud, clima y uso de la tierra. No hay agua subterránea ni hacia ni desde las cuencas. La cuenca B es, sin embargo, más grande y tiene una precipitación anual mayor. Se dispone de la siguiente información:

	A	B
Area en Km ²	200	300
Precipitación anual media (mm)	1,200	1,500
Descarga media anual (m ³ /sg)	4	?

¿Cuál es aproximadamente la descarga anual media de la cuenca B en mm. y en m³/sg.?