

UNIDAD 8: Precipitación, Evaporación y Evapotranspiración

Precipitación:

Si bien el vapor de agua es un componente minoritario de la atmósfera en lo que respecta a su volumen, éste representa el ingreso de agua más importante del ciclo hidrológico. El vapor de agua es el medio por el cual se corrige una gran porción del faltante de masa y energía de la Tierra. Hemos visto que generalmente los océanos son una mayor fuente de humedad, particularmente en las zonas tropicales. De este modo, la transferencia de humedad hacia altas latitudes con la consecuente condensación y liberación de calor latente es un importante mecanismo de redistribución de energía.

Veremos más adelante en este curso que el proceso de condensación pseudo-adiabático y las inestabilidades térmicas de la atmósfera pueden conducir a la condensación. Pero la condensación por sí sola no garantiza precipitación. La discusión de los requerimientos para que se produzca precipitación implica entrar en el campo de la física de nubes y la forma y estructura de la precipitación, los cuales se verán más adelante. En cambio, aquí nos centraremos en temas relacionados con la medición de la precipitación y el manejo de estos datos con fines hidrológicos.

Distribución espacial

El análisis de los mapas de *isoyetas* (líneas que unen puntos de igual precipitación) a escala planetaria permite deducir un patrón general de ubicación de zonas pluviométricas en función de la latitud. Existe una alternancia, resultante de la circulación general de la atmósfera, que arroja, en promedio, 2000 mm anuales en las zonas ecuatoriales, entre 500 y 2000 mm en las zonas tropicales, un descenso en los desiertos subtropicales por debajo de los 250 mm, un ascenso entre 500 y 1.000 mm para las zonas templadas y un nuevo descenso a menos de 250 mm en las zonas polares.

La zonificación latitudinal descrita se ve modificada por las masas continentales y los océanos, los cuales generan anomalías pluviométricas positivas o negativas respecto de la lluvias correspondientes por latitud. Dichas anomalías son asimétricas respecto a los continentes. Por ejemplo, el frente marítimo este de la región patagónica argentina registra una precipitación anual media de 500 mm, mientras que el frente marítimo oeste de Chile, a igual latitud, es de 2000 mm. Hacia el norte, el fenómeno se invierte, observándose valores de 1.000 mm en las costas de Brasil y de 100 mm en Perú.

A escala continental, dos factores cobran importancia; la orografía, dado que las precipitaciones aumentan con la altura (hasta un determinado nivel) generando una disimetría pluviométrica importante: lluvias en la ladera a barlovento y sombra de lluvia en la de sotavento y la continentalidad, como expresión de la lejanía al mar (fuente de vapor de agua), dado que las precipitaciones disminuyen con ella.

Medición de la precipitación en estaciones pluviométricas

El objetivo principal de cualquier método de medición de las precipitaciones es obtener muestras representativas de la precipitación en la zona a que se refiera la medición.

Usualmente, la precipitación se mide en un punto mediante colectores de muy simple construcción denominados pluviómetros. Si bien cualquier receptáculo con una razonable abertura puede servir al propósito de estimar el volumen de lluvia por unidad de área acumulado durante un determinado período de tiempo, existen normas internacionales respecto al lugar de emplazamiento del aparato, las medidas y la forma del mismo, que validan los registros obtenidos. Cada país define sus propios estándares de medida. Por

ejemplo, el Servicio Meteorológico Nacional de EEUU utiliza un medidor de precipitación con una abertura en el colector (o receptor) de 8 pulgadas (20.3 cm) de diámetro. El receptor es como un embudo, que alimenta otro receptáculo con una sección transversal diez veces más pequeña que la del receptor. Esto implica que la profundidad de lluvia es amplificada 10 veces, facilitando la medida e incrementando su precisión. Las medidas son hechas con una varilla calibrada. La lectura mínima es de 0.25mm (0.01 pulg.). El tubo de medida está dentro de otro contenedor que capturaré el flujo en exceso. Esta técnica registra solamente la profundidad total acumulada.

Existen también aparatos registradores que permiten obtener volúmenes e intensidades de lluvia. Los mismos se denominan pluviógrafos y son de tres tipos: de pesada, de cangilones y de flotador. Los valores registrados son volcados en una banda cronológica sujeta a un tambor que efectúa un giro diario, semanal o mensual. El movimiento del flotador, cangilón o balanza puede ser transformado también en una señal eléctrica transmisible por radio o cable a un receptor lejano que centraliza la información.

Aquí no nos detendremos más en la descripción de estos instrumentos. Quizás lo más importante es enfatizar la importancia de la puntualidad y las variaciones espaciales en las mediciones de precipitación. Ignorarlas puede introducir considerable error en el cálculo de la precipitación total sobre una dada área, y falsear la respuesta distribuida de una cuenca.

Medición de la precipitación por radar

El uso del radar para mediciones de precipitación no es una idea nueva. Ha sido considerada desde la invención misma del instrumento. El radar permite detectar la posición y el desplazamiento de las zonas de precipitaciones, y algunos tipos especiales de radar pueden hasta proporcionar una evaluación de la intensidad de las precipitaciones en las zonas comprendidas dentro de su alcance. Para fines hidrológicos, el alcance eficaz del radar es en general de 40 a 200 km. Las ventajas del uso del radar para este propósito pueden resumirse como:

a- Aumento en la resolución espacial (hasta 1 km² de resolución) y temporal (hasta intervalos de 5 minutos). En principio, se podría obtener una descripción prácticamente continua de la precipitación.

b- Habilidad para manejar todo tipo de precipitación.

Operacionalmente, el radar también tiene la conveniencia de que el instrumento se encuentra en un solo sitio.

En la práctica, no se ha logrado aún el uso exclusivo del radar para la medición de la precipitación. Generalmente, se requieren medidores de lluvia u otros sistemas puntuales (por ej., aparatos para medir el tamaño de gota) para calibrar el radar.

Observaciones por satélites

El uso de satélites meteorológicos se incrementa día a día, y seguramente será la técnica dominante en el futuro. Los sensores de los satélites trabajan sobre el principio que la atmósfera transmite la radiación de manera selectiva a varias longitudes de onda. La mayoría de los satélites detectan la radiación en el rango visible (0.77 a 0.91 μm) e infrarrojo. Este último se divide en tres bandas: 8.0 a 9.2 μm , 10.2 a 12.4 μm y 17 a 22 μm . Los satélites producen imágenes digitales a partir de la radiación recibida.

Los satélites meteorológicos existentes son de tipo polar-orbital o geoestacionarios. Los primeros pasan por los polos normalmente dos veces por día a alturas del orden de 1000 km. Los segundos tienen una órbita más alta de alrededor de 36.000 km, tal que su traslación es sincrónica con la rotación de la Tierra alrededor de su eje (son estacionarios respecto de un punto fijo en la superficie). Esto permite la producción frecuente de imágenes (comúnmente cada media hora o menos aún, hasta cada 5 minutos), lo que es ideal para observar, por ejemplo, rápidos desarrollos de patrones de tormenta.

El sistema GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) de EEUU (West, East e Indian Ocean), junto con satélites similares de otros países (GMS de Japón y Meteosat de la CEE) proveen una visión casi continua del tiempo meteorológico global, excepto por serias distorsiones más allá de los 60° de latitud. Los satélites GOES miden albedo (luz visible reflejada) desde 0.5 a 100%, y radiación térmica infrarroja para el rango de temperaturas -93 a 42 °C. Su resolución es de aproximadamente 1 km en el rango visible, y de 8 km en la banda infrarroja.

Con estas resoluciones, los GOES son herramientas potenciales para definir eventos de tormenta en la mesoescala. Han habido considerables esfuerzos para desarrollar herramientas para inferir acumulaciones de precipitación a partir de información remota desde satélites.

Análisis de datos de precipitación

El régimen de precipitaciones quedará caracterizado por la distribución de las precipitaciones en el tiempo y en el espacio. Es decir, dada una cuenca con una serie de estaciones pluviométricas, interesa conocer cómo varían las precipitaciones en el tiempo y en el espacio analizado.

Los datos de precipitación obtenidos en una estación de medición dada, medidos en milímetros o décimas de milímetros, representan el espesor de la lámina de agua acumulada en el período de tiempo considerado. El análisis y manejo de datos de precipitación debe hacerse con conocimiento de la teoría estadística de muestreos, aplicable a cualquier otro tipo de colección de datos experimentales. En el campo de la hidrología se requiere definir suficientemente, tanto espacial como temporalmente, el proceso muestreado, es decir la lluvia caída. La definición de 'suficiente' es función del objetivo y las metas para las cuales se emplea los datos.

Variabilidad temporal

A partir de los datos de precipitación diaria obtenidos en una estación pluviométrica, pueden obtenerse los correspondientes valores acumulados mensuales y anuales. Para una serie de años de datos homogéneos (sin errores sistemáticos), se calcula la precipitación media anual utilizando media aritmética simple. Para valores anuales de precipitación, es habitual en hidrología trabajar con series de datos históricos no inferiores a 30 años.

La Fig. 9 muestra el histograma de precipitaciones anuales de la ciudad de Posadas, Misiones, correspondiente a la serie 1903-1990 (línea gris). Sobre el histograma se trazó el valor promedio anual de la serie considerada (línea roja), que permite determinar los años de excesos y déficits respecto de la media.

En general, salvo condiciones extremas (El Niño), de años muy húmedos o muy secos aislados, se observan períodos de años húmedos y períodos de años secos. Para determinarlos, se utiliza el método de medias móviles, el cual asigna a un año dado, el promedio de precipitación calculado sobre k años antes y después del año considerado. Un la Fig. 9, se graficaron las medias móviles considerando un período de 11 años (línea azul).

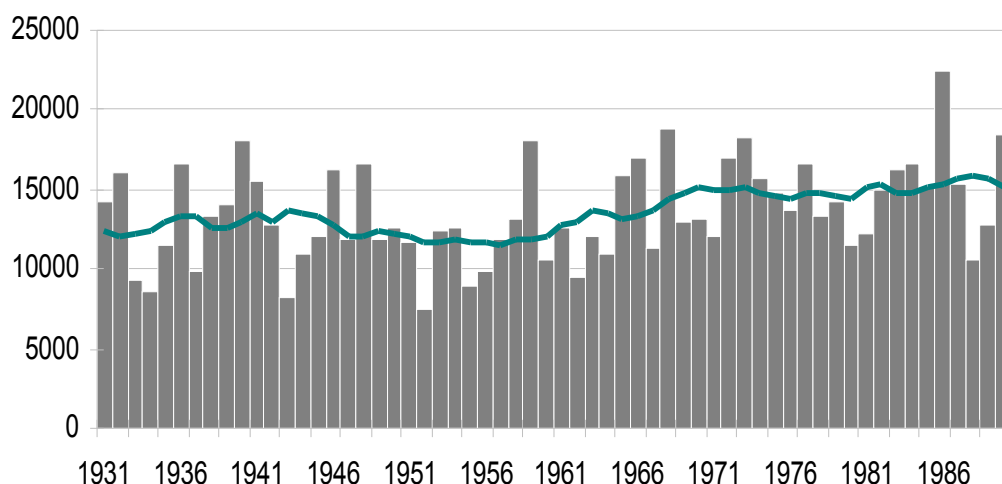


Fig. 9: Distribución de la precipitación, P_a , anual de la ciudad de Posadas, Misiones

Es habitual el cálculo de índices de precipitación anual que caracterizan a la estación analizada. Los mismos se definen como índice de máxima,

$$H_{\max} = P_{a \max} / \bar{P}_a \quad , \quad (8.1)$$

índice de mínima,

$$H_{\min} = P_{a \min} / \bar{P}_a \quad , \quad (8.2)$$

e índice de máxima-mínima

$$H_{\max - \min} = P_{a \min} / P_{a \max} \quad . \quad (8.3)$$

La distribución en el año de las precipitaciones mensuales nos da un histograma que se representa, en general, para un año hidrológico de septiembre a agosto. La Fig. 10 muestra el histograma de precipitaciones mensuales medias obtenido de la serie 1961-1990 para la ciudad de Azul.

Precipitaciones mensuales

La distribución en el año de las precipitaciones mensuales genera un histograma que se representa, en general, para un año hidrológico de septiembre a agosto. La Fig. 10 muestra el histograma de precipitaciones mensuales medias obtenido de la serie 1961-1990 para la ciudad de Azul. El valor asignado a cada mes se corresponde con la media aritmética del mes correspondiente en la serie considerada.

En lo que respecta a la variabilidad estacional, algunas regiones muestran marcadas diferencias, y otras pueden ser muy uniformes a lo largo de año. Las series mensuales quedan caracterizadas por dos índices, a saber, el índice de distribución estacional:

$$I_i = \frac{P_i}{P_a}; \quad i=1, \dots, 4 \quad (8.4)$$

y el índice de concentración:

$$I_c = \frac{\sum 3 \text{ meses consecutivos de mayor precipitación}}{\sum 9 \text{ meses restantes}} \geq 1 \quad . \quad (8.5)$$

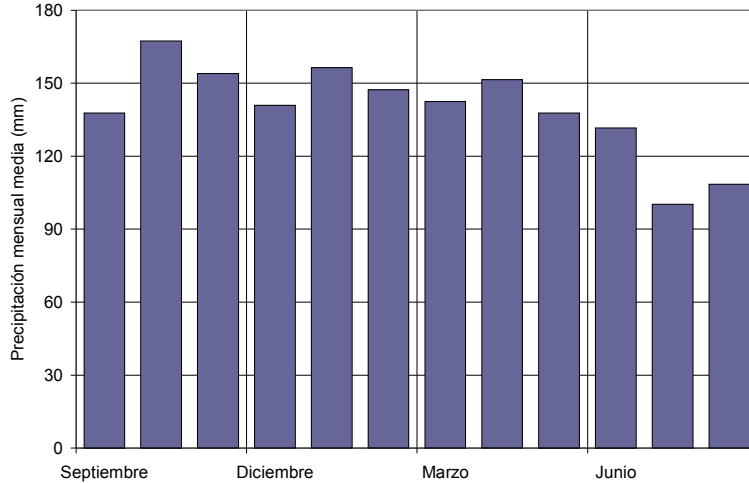


Fig. 10: Histograma de distribución en el año de las precipitaciones medias mensuales de la ciudad de Azul, Pcia. Bs. As.

Precipitación areal media

La precipitación puede tener una gran variabilidad en espacio y en tiempo. En cuanto al primer aspecto, la variabilidad espacial no sólo es notable a escala global (zonas desértica o tropicales, etc.), sino que también puede ser muy importante a escalas más pequeñas, tal como una cuenca de unos pocos cientos de kilómetros cuadrados o aún menores.

Existen dos promedios espaciales comunes en hidrología:

- a) la media areal de precipitación de un evento de tormenta,

$$P_1 = \frac{1}{A} \int f(x) dx \quad , \quad (8.6)$$

donde $f(x)$ es la función que describe la acumulación total de la tormenta en todos los puntos x_i ; y

- b) la media areal de precipitación promediada en el tiempo sobre un dado período,

$$P_2 = \frac{1}{T} \frac{1}{A} \sum_{i=1}^{T \rightarrow \infty} \int f(x, t_i) dx \quad , \quad (8.7)$$

donde $f(x, t_i)$ es una función que describe la precipitación total en x con período t_i .

Puesto que las observaciones de lluvia son generalmente valores en puntos discretos, no conocemos la función $f(x)$. Entonces, la integración espacial se aproxima mediante alguna clase de promedio pesado discreto. Los pesos valdrían $1/N$, con N el número de estaciones, si las éstas estuviesen uniformemente distribuidas y el proceso de lluvia fuese completamente homogéneo en el espacio. Este no es ciertamente el caso real.

Comúnmente, se usan dos métodos diferentes para obtener los promedios areales de los eventos de tormentas. El primer método es el esquema de pesos de Thiessen, ilustrado en la Fig. 6 donde se muestra una región con ocho estaciones de lluvia. El mecanismo de peso es de la forma,

$$\langle P \rangle = \sum_{i=1}^N \rho_i P_i \quad , \quad (8.8)$$

donde ρ_i es el peso aplicado a la observación P_i . En el método de Thiessen, el peso es una medida de la contribución areal del medidor. En el procedimiento, todos los medidores

están conectados (líneas delgadas en la Fig. 6). Estas líneas son bisectadas por otras líneas, las cuales se extienden hasta que intersectan otra bisectriz (líneas gruesas). El resultado es un patrón poligonal. Cada estación queda rodeada por un polígono cerrado de una dada área. Los pesos ρ_i vienen dados por $\rho_i = A_i/A$, donde A_i es el área del polígono que rodea a la estación i , y A es el área total de la zona bajo estudio. El área de cada polígono puede estimarse por planimetría o cualquier otra aproximación válida.

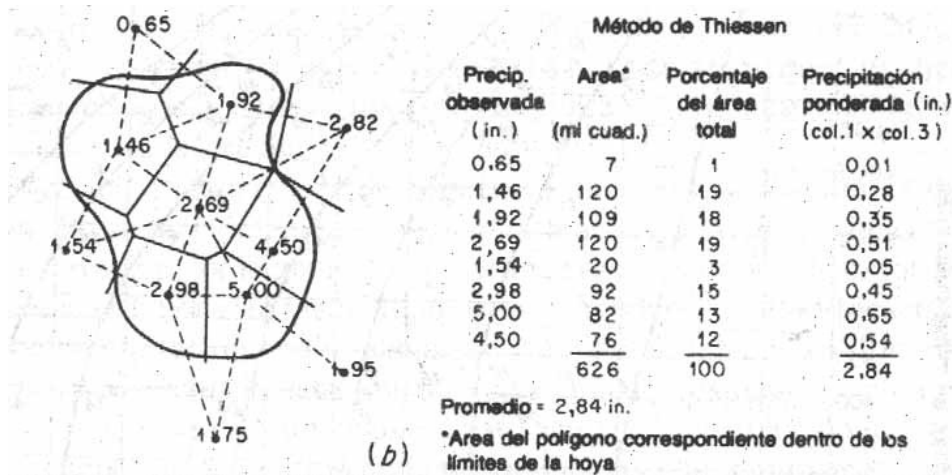


Fig. 11: Promedio espacial de precipitación por el método de Thiessen

El segundo método es el método de las isoyetas. Un mapa de isoyetas muestra líneas de igual precipitación. En este método, los pesos son también $\rho_i = A_i/A$, pero ahora A_i es el área entre isoyetas. Los valores de precipitación pesados son los promedios entre curvas contiguas de igual precipitación. A cada área se le asigna la precipitación media entre las dos isoyetas que forman su frontera.

El método de las isoyetas es preferible y más preciso. Su principal limitación es que requiere suficientes observaciones como para permitir calcular las líneas de igual precipitación.

Evaporación

La evaporación es el proceso físico por el cual el agua cambia de estado líquido a gaseoso, retornando directamente a la atmósfera en forma de vapor. También el agua en estado sólido (nieve o hielo) puede pasar directamente a vapor y el fenómeno se denomina sublimación. A efectos de estimar las pérdidas por evaporación en una zona, el término se entenderá en sentido amplio, incluyendo la sublimación. La radiación solar proporciona a las moléculas de agua la energía necesaria para el cambio de estado.

Todo tipo de agua en la superficie terrestre está expuesta a la evaporación. El fenómeno es tanto más débil cuanto menor es la agitación de las moléculas, y tanto más intenso cuanto mayor es la cantidad de agua con posibilidad de evaporarse. Además, es necesario que el medio que envuelve la superficie evaporante tenga capacidad para admitir el vapor de agua. Esto último se conoce como poder evaporante de la atmósfera.

Considerando la evaporación desde una superficie de agua (lagos, ríos, etc.) como la forma más simple del proceso, éste puede esquematizarse así: Las moléculas de agua están en continuo movimiento. Cuando llegan a la superficie del líquido aumentan su temperatura por efecto de la radiación solar, y en consecuencia su velocidad, creciendo por tanto su energía cinética hasta que algunas consiguen liberarse de la atracción de las moléculas adyacentes y atravesar la interface líquido-gas convirtiéndose en vapor. De esta manera, la capa de aire inmediatamente por encima de la superficie se satura de humedad.

Simultáneamente a la evaporación se desarrolla también el proceso inverso por el cual las moléculas se condensan y vuelven al estado líquido. La diferencia entre la cantidad de moléculas que abandonan el líquido y la cantidad de moléculas que vuelven a él marca el carácter global del fenómeno. Si ésta es positiva se produce evaporación, si es negativa, condensación. El calor absorbido por unidad de masa de agua para realizar el cambio de estado se denomina calor latente de evaporación o de vaporización.

Transpiración

Es el proceso físico-biológico por el cual el agua cambia de estado líquido a gaseoso a través del metabolismo de las plantas y pasa a la atmósfera. Esencialmente es el mismo proceso físico que la evaporación, excepto que la superficie desde la cual se escapan las moléculas del líquido no es de agua libre sino que es la superficie de las hojas. Éstas están compuestas por finas capas de células (mesodermo) y poseen una delgada epidermis de una célula de espesor, la cual posee numerosas estomas. El espacio intercelular en el mesodermo contiene grandes espacios de aire entre cada estoma. La humedad entre los espacios intercelulares se vaporiza y escapa de la hoja a través de estos estomas. El número de estomas por unidad de superficie varía dependiendo de la especie vegetal y las condiciones ambientales. Generalmente se abren con la luz y se cierran con la oscuridad. La temperatura afecta la velocidad de apertura. Contrariamente a lo que se cree, el control que ejercen los estomas sobre las tasas de transpiración es muy limitado. Ellos se cierran cuando la oscuridad o la marchitez comienza. Cuando los estomas están completamente abiertos, la tasa de transpiración está determinada por los mismos factores que controlan la evaporación. Los estomas ejercen una suave regulación solamente cuando están cerrados.

Evapotranspiración

La evapotranspiración es la combinación de los fenómenos de evaporación desde la superficie del suelo y la transpiración de la vegetación. La dificultad de la medición en forma separada de ambos fenómenos (el contenido de humedad del suelo y el desarrollo vegetal de la planta) obliga a introducir el concepto de evapotranspiración como pérdida conjunta de un sistema determinado.

Thornthwaite (1948) introduce un nuevo concepto optimizando ambos, es la llamada **evapotranspiración potencial** o pérdidas por evapotranspiración, en el doble supuesto de un desarrollo vegetal óptimo y una capacidad de campo permanentemente completa. Este autor designa así a la altura de agua que sería efectivamente evaporada si los recursos de agua movilizables en la cuenca fueran en cada instante por lo menos iguales a los que pueden ser transformados en vapor por el juego de los factores hidrometeorológicos y la vegetación.

La cantidad de agua que realmente vuelve a la atmósfera por evaporación y transpiración se conoce con el nombre de **evapotranspiración real**. Ésta es la suma de las cantidades de vapor de agua evaporadas por el suelo y transpiradas por las plantas durante un período determinado, bajo las condiciones meteorológicas y de humedad de suelo existentes.

El principal factor que determina la evapotranspiración real es la humedad del suelo, el cual puede retener agua conforme con la capacidad de retención específica de cada tipo de terreno. La humedad del suelo es generalmente alimentada por la infiltración, y constituye una reserva de agua a ser consumida por la evaporación del suelo y las plantas.

Factores fundamentales de la evaporación

Los factores que condicionan la tasa de evaporación (generalmente se la expresa en mm/día ó mm/mes) son, por un lado, los que caracterizan el estado de la atmósfera en la vecindad de la superficie evaporante y, por el otro, los factores que caracterizan la naturaleza y el estado de la superficie evaporante (agua libre, hielo, suelo desnudo, vegetación).

Como una forma de correlación entre la evaporación y otros factores meteorológicos que influyen en ambos medios (agua y aire), Dalton (1802) propone la siguiente formulación:

$$E=K (p_s - p_v), \quad K=cte. \quad , \quad (8.9)$$

que expresa la tasa de evaporación E en forma directamente proporcional a la diferencia entre la presión de vapor saturado (p_s) a la temperatura del agua, y la presión de vapor (p_v) existente en el aire circundante. La diferencia ($p_s - p_v$) se denomina **déficit higrométrico**.

La presión de vapor p_v , y por ende la evaporación E , depende entonces tanto de la temperatura del agua como del aire. La velocidad y turbulencia del viento ayudan a la renovación de la masa de aire que recibe el vapor, disminuyendo así su presión de vapor. Manteniendo constante los demás factores, la evaporación E es inversamente proporcional a la presión atmosférica. Respecto a la pureza del agua, la presión de vapor p_v (y la evaporación E) decrece con el aumento de sólidos disueltos, manteniendo fija la temperatura. Se estima aproximadamente en un 1% el descenso de evaporación al aumentar la concentración de sales en un 1%. En otras palabras, la variación relativa de evaporación $\Delta E/E$ es inversamente proporcional a la variación relativa $\Delta c/c$ de concentración de sales disueltas.

Otros factores que influyen en la evaporación son aquéllos que consideran la naturaleza y forma de la superficie evaporante. Una superficie de agua libre presenta el mínimo de dificultades a la evaporación, cuya magnitud depende de la extensión y profundidad de la misma. Si ambas son pequeñas, los cambios atmosféricos y el terreno tendrán una gran influencia. En superficies extensas y profundas hay menor influencia del terreno adyacente. La radiación solar calienta las capas superiores de agua, pero no todo este calor se emplea en producir evaporación. Una parte calienta las capas más profundas y en ellas se produce un almacenaje de calor. Cuando cesa la radiación se enfrían las capas superiores, entonces, el calor fluye a ellas desde las capas inferiores más calientes, incrementándose así la evaporación superficial.

La evaporación de la humedad de un suelo sin vegetación se produce en la capa superficial. Al disminuir su humedad se produce un desequilibrio y hay una atracción de humedad subyacente que asciende por capilaridad a la superficie, prosiguiendo la evaporación hasta que este agua capilar se agota. El agua higroscópica en equilibrio con la humedad atmosférica no se evapora. Cuando la subzona capilar alcanza la superficie del terreno, es decir, la superficie freática está muy próxima al suelo, la alimentación de agua capilar está asegurada. Sólo en este caso puede decirse que el agua subterránea propiamente dicha se evapora directamente. El fenómeno continuará mientras no haya un descenso del nivel freático y consiguientemente de la subzona capilar.

Instrumentos utilizados para evaluar el poder evaporante de la atmósfera

La evaporación puede medirse en forma directa desde pequeñas superficies de agua naturales o artificiales (**tanques de evaporación**) o a través de **evaporímetros o lisímetros**. Estos últimos poseen una superficie porosa embebida en agua y se ubican en condiciones

tales que la medición es condicionada por las características meteorológicas de la atmósfera, tales como grado higrométrico, temperatura, insolación, viento, etc.

Las tasas de evaporación así observadas pueden generalmente ser consideradas como máximas y dan una buena aproximación del poder evaporante de la atmósfera. Aplicando a dichos valores máximos diversos coeficientes de reducción y comparando los resultados corregidos con los suministrados por las fórmulas de evaporación, se deducirán los valores más probables de las tasas de evaporación aplicables a la superficie de interés.

El más utilizado de los evaporímetros es el de tipo *Piche*. Está constituido por un tubo cilíndrico de vidrio de 25 cm de largo y 1.5 cm de diámetro. El tubo está graduado y cerrado en su parte superior, mientras que su abertura 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 cada 24 hs, por ejemplo). El proceso de evaporación está ligado esencialmente al déficit higrométrico del aire; sin embargo, el aparato no tiene tal vez en cuenta suficientemente la influencia de la insolación. Este aparato se instala bajo abrigo.

Los depósitos o tanques de evaporación utilizados en distintos países son de formas, dimensiones y características diferentes, pues los especialistas no están de acuerdo sobre el mejor tipo a emplear. Se los puede clasificar en dos categorías, según que estén dispuestos en la superficie del suelo o enterrados en éste:

- a) Los tanques colocados por encima del nivel del suelo tienen la ventaja de una instalación muy sencilla. Además, sus resultados no corren el riesgo de ser falseados por el rebote de las gotas de lluvia que caen en el terreno lindante. En cambio, son muy sensibles a las variaciones de la temperatura del aire y a los efectos de la insolación. Si se aíslan térmicamente las paredes exteriores del tanque para reducir el intercambio de calor con el ambiente, se observan tasas de evaporación más bajas. El tanque *Tipo A* tiene un diámetro de 121.9 cm y una profundidad de 25.4 cm, la profundidad del agua es mantenida entre 17.5 y 20 cm. Está construido de hierro galvanizado no pintado y colocado sobre un enrejado a 15 cm sobre el nivel del terreno.
- b) Los tanques enterrados son menos sensibles a las influencias de la temperatura y la radiación en las paredes, pero las gotas de lluvia que rebotan en el suelo y los detritos que recogen pueden ser la causa de errores de medición. En general, son de más difícil instalación y mantenimiento.

Además del tanque, se emplean los siguientes instrumentos en las estaciones evaporimétricas: un anemógrafo integrado o anemómetro, situado a uno o dos metros por encima del tanque para determinar el movimiento del viento sobre el tanque, un pluviómetro o pluviógrafo, termómetros o termógrafos que proporcionan las temperaturas máxima, mínima y media del agua del tanque, termómetros o termógrafos de máxima y mínima para medir las temperaturas de aire, o un psicrómetro si se desea conocer la temperatura y humedad del aire.

La relación entre valores medidos en una misma estación con tanques flotantes y evaporímetros está comprendida entre 0.45 y 0.6.

Métodos para estimar la evaporación desde superficies libres de agua

La evaporación en lagos y embalses no puede ser medida directamente como la precipitación y el caudal. Es necesario determinarla por uno o más de los diferentes

métodos descriptos: métodos del balance hídrico, del balance energético, aerodinámico y de tanques de evaporación.

Método del balance hídrico

Estos métodos están basados en el principio de conservación de la masa aplicado a una parte del ciclo hidrológico. La evaporación en un cuerpo de agua natural o artificial queda determinada por la diferencia entre las variables de entrada, precipitación P y caudal de entrada I , y las variables de salida: almacenamiento en las orillas V_s , caudal de salida O y la variación en el volumen de almacenamiento ΔS .

$$E = P + I - V_s - O \pm \Delta S \quad (8.10)$$

Este método no es el más recomendado, debido a que los errores en las mediciones de las variables de entrada, salida y almacenamiento son a menudo grandes comparados con la evaporación calculada.

Métodos basados en el balance de energía

Para desarrollar las ecuaciones de continuidad y energía aplicables a la evaporación, se considera la evaporación desde un tanque de evaporación como el que se muestra en la Fig. 1. Es un tanque circular que contiene agua, en el cual la tasa de evaporación se calcula midiendo la tasa de disminución del nivel de la superficie del agua. Se considera una superficie de control alrededor del tanque que incluya el agua en éste y el aire por encima.

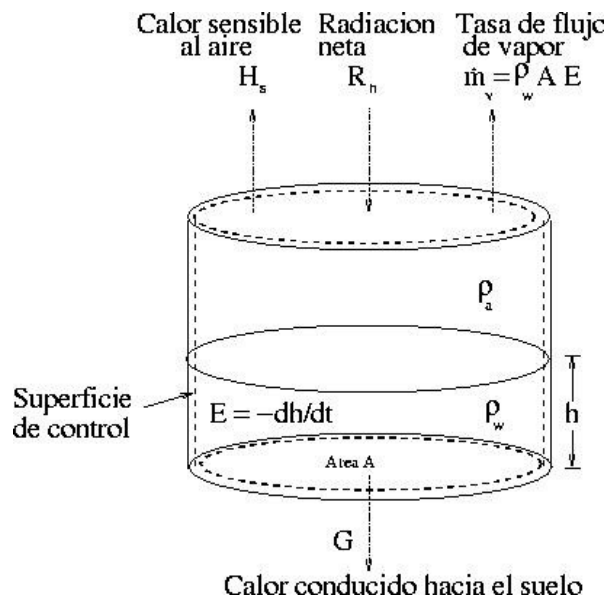


Fig. 1: Definición del volumen de control

Continuidad: Debido a que el volumen de control contiene agua en sus fases líquida y de vapor, la ecuación integral de continuidad debe ser escrita en forma separada. Para la fase líquida la propiedad extensiva es $B = m_w$ (masa de agua líquida); $\beta = 1$, $\rho = \rho_w$ (densidad del agua) y es $dB/dt = \dot{m}_w$ la tasa de flujo de masa de evaporación. La ecuación de continuidad para la fase líquida es:

$$\dot{m}_w = \frac{\partial}{\partial t} \int \rho_w dV + \oint \rho_w \vec{v} \cdot \hat{n} dS \quad (8.11)$$

El tanque tiene lados impermeables, luego no existe flujo de agua líquida a través de la superficie de control y la integral de superficie es nula. La tasa de cambio de almacenamiento dentro del sistema esta dada por la derivada temporal local de la integral de volumen y es igual a $\rho_w A dh/dt$, donde A es el área de la sección transversal del tanque y h es la profundidad del agua dentro de él. Dado que $\dot{m}_w = -\dot{m}_v$, y sustituyendo en la ec. (8.11), tenemos

$$\dot{m}_v = -\rho_w A \frac{dh}{dt} = \rho_w A E \quad (8.12)$$

donde $E = -dh/dt$ es la tasa de evaporación. Para la fase de vapor, $B = m_v$ es la masa de vapor de agua, $\beta = 1$, $\rho = \rho_v$ es la densidad del vapor y $dB/dt = \dot{m}_v$. Luego, la ecuación de continuidad para esta fase es:

$$\dot{m}_v = \frac{\partial}{\partial t} \int \rho_v dV + \oint \rho_v \vec{v} \cdot \hat{n} dS \quad (8.13)$$

En términos de la humedad específica $q_v = \rho_v / \rho_a$, donde ρ_a es la densidad del aire, tenemos:

$$\dot{m}_v = \frac{\partial}{\partial t} \int q_v \rho_a dV + \oint q_v \rho_a \vec{v} \cdot \hat{n} dS \quad (8.14)$$

La derivada temporal del vapor de agua almacenado dentro del volumen de control es cero para un flujo estacionario de aire sobre el tanque de evaporación. Luego, después de sustituir para \dot{m}_v de la ec. (8.12), la ec. (8.14) se convierte en

$$\rho_w A E = \oint q_v \rho_a \vec{v} \cdot \hat{n} dS \quad (8.15)$$

que es la ecuación de continuidad para un tanque de evaporación considerando tanto el agua como el vapor de agua. En un sentido más general, la ec. (8.15) puede usarse para definir las tasas de evaporación o evapotranspiración desde cualquier superficie cuando se escribe en la forma

$$E = \frac{1}{\rho_w A} \oint q_v \rho_a \vec{v} \cdot \hat{n} dS \quad (8.16)$$

donde E es la profundidad equivalente de agua evaporada por unidad de tiempo (mm/día).

Energía: La cantidad de energía del sistema U ($=B$, en el teorema de transporte de Reynolds) estará dada por la suma de la energía interna, la energía cinética y energía potencial,

$$U = E_u + \frac{1}{2} m v^2 + m g z \quad (8.17)$$

Luego, la propiedad intensiva correspondiente es:

$$\beta = e_u + \frac{v^2}{2} + g z \quad (8.18)$$

donde $e_u = E_u/m$ es la energía interna por unidad de masa. Por otro lado, la primera ley de la termodinámica indica que la tasa neta de transferencia de energía hacia el fluido es igual a la diferencia entre la tasa a la cual se transfiere calor al fluido desde fuentes externas, y la tasa a la cual el fluido realiza trabajo sobre el medio, esto es:

$$\frac{dU}{dt} = \frac{dH}{dt} - \frac{dW}{dt} \quad (8.19)$$

Utilizando la ecuación de balance de energía para un flujo no estacionario de densidad variable obtenemos

$$\frac{dH}{dt} - \frac{dW}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} \int_V \left(e_u + \frac{v^2}{2} + gz \right) dV + \oint \left(e_u + \frac{v^2}{2} + gz \right) \rho \vec{v} \cdot \vec{n} dS \quad (8.20)$$

Para el tanque de evaporación considerado, $dW/dt=0$, e_u es la energía calórica específica interna del agua, $v = 0$ (energía cinética cero) y el cambio en z es muy pequeño por lo cual,

$$\frac{dH}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} \int_V e_u \rho_w dV \quad (8.21)$$

Considerando un área unitaria en la superficie de agua, la fuente de energía calórica es el campo de flujo neto de radiación R_n (potencia por unidad de área); el agua suministra un campo de flujo de calor de suelo G a la superficie de suelo, luego

$$\frac{dH}{dt} = R_n - H_s - G \quad (8.22)$$

Si se supone que la temperatura del agua dentro del volumen de control es constante en el tiempo, el único cambio en el calor que se almacena dentro del volumen de control es el que se produce en la energía interna del agua evaporada, el cual es igual a $L_e \dot{m}_v$, donde L_e es el calor latente de vaporización. Luego, la ec. (8.15) puede ser reescrita como:

$$R_n - H_s - G = L_e \dot{m}_v \quad (8.23)$$

Sustituyendo para \dot{m}_v de la ec. (8.12) para área A unitaria, la ec. (8.23) puede resolverse para E como:

$$E = \frac{1}{L_e \rho_w} (R_n - H_s - G) \quad (8.24)$$

que es la ecuación de balance de energía para evaporación. Si el campo de flujo de calor sensible H_s y el campo de flujo de calor de suelo G equivalen a cero, entonces, la tasa de evaporación E_r debida a la radiación puede calcularse como la tasa a la cual toda la radiación neta de entrada se absorbe por la evaporación:

$$E_r = \frac{R_n}{L_e \rho_w} \quad (8.25)$$

Cálculo de la radiación neta R_n

El término de radiación neta se expresa como

$$R_n = S_n + L_n \quad (8.26)$$

donde S_n es el flujo de energía de radiación de onda corta neta (radiación capturada por el suelo) y L_n es corresponde a la radiación de onda larga neta entre radiación absorbida y emitida por la superficie. La radiación de onda corta S_n se calcula como

$$S_n = S_t (1 - \alpha) \quad (8.27)$$

donde S_t es la parte de radiación global de onda corta incidente al tope de la atmósfera (S_o) que realmente llega al suelo y α es el albedo de la superficie (relación entre el flujo de energía que refleja la superficie considerada y el flujo incidente; mide el poder de reflexión de la superficie). La radiación S_o tiene un valor promedio en el ecuador de 1395 W/m^2 ($2 \text{ cal/m}^2 \text{ min}$) y disminuye hacia los polos. Los valores de S_o expresados en mm de agua evaporada por día se detallan en la Tabla 1. En estaciones agrometeorológicas es posible

obtener datos de radiación solar (S_t) a partir de instrumentos llamados radiómetros, pero en general, el valor de S_t es calculado en función de la heliofanía relativa a partir de:

$$S_t = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) S_0 \quad , \quad (8.28)$$

donde n/N es el cociente entre las horas efectivas diarias de insolación (afectada por nubosidad) y las horas teóricas de cielo claro correspondientes a una latitud dada (Tabla 2). Los parámetros a_s y b_s se ajustan por regresión en la región considerada tomando valores de S_t y comparándolos con S_0 en días muy nublados para determinar a_s y días con mucha luz y cielo claro para determinar ambos. Los valores recomendados para usar son $a_s = 0.25$ y $b_s = 0.50$. El valor del coeficiente de reflexión o albedo depende de la dirección de los rayos incidentes, de la diafanidad de la atmósfera, del tipo y altitud de nubes, de la cobertura del suelo, de la hora del día, etc.. No obstante, a los fines prácticos se toman valores medios del mismo, los que se encuentran tabulados para distintas superficies (Tabla 3).

Lat.	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Norte												
90	--	--	--	7.9	14.9	18.1	16.8	11.2	2.6	--	--	--
80	--	--	1.8	7.8	14.6	17.8	16.5	10.6	4.0	0.2	--	--
70	--	1.1	4.3	9.1	13.6	17.0	15.8	11.4	6.8	2.4	0.1	--
60	1.3	3.5	6.8	11.1	14.6	16.5	15.7	12.7	8.5	4.7	1.9	--
50	3.6	5.9	9.1	12.7	15.4	16.7	16.1	13.9	10.5	7.1	4.3	
40	6.0	8.3	11.0	13.9	15.9	16.7	16.3	14.8	12.2	9.3	6.7	
30	8.5	10.5	12.7	14.8	16.0	16.5	16.2	15.3	13.5	11.3	9.1	
20	10.8	12.3	13.9	15.2	15.7	15.8	15.7	15.3	14.4	12.1	11.2	11
10	12.8	13.9	14.8	15.2	15.0	14.8	14.8	15.0	14.9	14.1	13.1	13
0	14.5	15.0	15.2	14.7	13.9	13.4	13.5	14.2	14.9	15.0	14.6	14
Sur												
10	15.8	15.7	15.1	13.8	12.4	11.6	11.9	13.0	14.4	15.3	15.7	15
20	16.8	16.0	14.6	12.5	10.7	9.6	10.0	11.5	13.5	15.3	16.4	16
30	17.3	15.8	13.6	10.8	8.7	7.4	7.8	9.6	12.1	14.8	16.7	17
40	17.3	15.2	12.2	8.0	6.4	5.1	5.6	7.5	10.5	13.8	16.5	17
50	17.1	14.1	10.5	6.6	4.1	2.8	3.3	5.2	8.5	12.5	16.0	17
60	16.6	12.7	8.4	4.3	1.9	0.8	1.2	2.9	6.2	10.7	15.2	17
70	16.5	11.2	6.1	1.9	0.1	--	--	0.8	3.8	8.8	14.5	18
80	17.3	10.5	3.6	--	--	--	--	--	1.3	7.1	15.0	18
90	17.6	10.7	1.9	--	--	--	--	--	--	7.0	15.3	19

Tabla 1: Intensidad de la radiación solar media mensual en milímetros de agua evaporada por día.

Existe también un intercambio de energía entre la superficie de la tierra y la atmósfera en forma de radiación de onda larga. Ambos emiten radiación con un espectro característico de su temperatura. Como la superficie es, en promedio, más caliente que la atmósfera, es usual una pérdida neta de energía desde el suelo, la cual puede ser estimada mediante:

$$L_n = f \varepsilon \sigma (T + 273.2)^4 \quad , \quad (8.29)$$

donde T es la temperatura del aire en $^{\circ}\text{C}$, f es un coeficiente de ajuste por nubosidad, ε es la emisividad neta entre la atmósfera y el suelo, y σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($= 4.903 \times 10^{-9} \text{ Mj m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ d}^{-1}$).

Lat.	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
60°	6.0	9.1	11.8	14.6	17.2	18.7	18.0	15.6	12.7	10.1	7.6	6.
50°	8.6	10.1	11.9	13.8	15.5	16.3	15.9	14.5	12.6	10.8	9.1	8.
40°	9.7	10.6	12.0	13.3	14.4	15.0	14.7	13.7	12.5	11.2	10.0	9.
30°	10.5	11.1	12.0	12.9	13.7	14.1	13.9	13.2	12.4	11.5	10.7	10.
20°	11.1	11.4	12.0	12.6	13.1	13.3	13.2	12.8	12.3	11.7	11.2	10.
10°	11.6	11.0	12.1	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.2	11.9	11.7	11.
0°	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.

Tabla 2: Duración teórica N de la insolación diaria en horas.

Superficie evaporante	Albedo (adim)
Agua libre a temp.< 30°C	0.02 - 0.06
Agua libre a temp.> 30°C	0.06 - 0.40
Arcillas húmedas	0.02 - 0.08
Arcillas secas	0.16
Arenas claras	0.34 - 0.40
Arenas oscuras	0.33
Arenas ribereñas	0.43
Bosques de pináceas	0.10 - 0.14
Bosques frondosos	0.18
Cereales	0.10 - 0.25
Césped verde	0.26
Césped seco	0.19
Hielo	0.36 - 0.50
Lechugas	0.22
Limos	0.16 - 0.23
Nieve	0.40 - 0.90
Papas	0.19
Rocas	0.12 - 0.15
Sabanas	0.05 - 0.22
Zonas Urbanizadas	0.15 - 0.25

Tabla 3: Valores de albedo α para distintas superficies.

Suelo Desnudo (mineral)	0.95 - 0.97
Suelo Desnudo (orgánico)	0.97 - 0.98
Vegetación herbácea	0.97 - 0.98
Vegetación arbórea	0.96 - 0.97
Nieve vieja	0.97
Nieve fresca	0.99

Tabla 4: Emisividad ϵ de superficies naturales.

La emisividad neta ε puede obtenerse de la Tabla 4. El coeficiente de ajuste f se expresa en función de la heliofanía relativa n/N como:

$$f = 0.9 \frac{n}{N} + 0.1 \quad . \quad (8.30)$$

La radiación neta, utilizando datos de horas de sol, temperatura y humedad relativa y las formulaciones dadas, se calcula entonces, en $MJ m^{-2} d^{-1}$, con la siguiente ecuación:

$$R_n = \left(0.25 + 0.5 \frac{n}{N} \right) S_o (1 - \alpha) - \left(0.9 \frac{n}{N} + 0.1 \right) \varepsilon \sigma (T + 273.2)^4 \quad . \quad (8.31)$$

La radiación neta puede expresarse también como lámina de agua evaporada por unidad de tiempo (mm/día) dividiéndola por $\rho_w L_e$.

Cálculo de flujo de calor en el suelo G

Para estimar el flujo de calor hacia el suelo durante un período dado se utiliza la ecuación

$$G = c_s d_s \frac{T_2 - T_1}{\Delta t} \quad , \quad (8.32)$$

donde T_2 y T_1 son las temperaturas al final y al comienzo del período considerado en $^{\circ}C$, Δt es el período de tiempo (en días), c_s es la capacidad calorífica del suelo ($8.1 MJ m^{-3} ^{\circ}C^{-1}$) y d_s la profundidad efectiva estimada del suelo. Para evaluar fluctuaciones diarias de temperatura (con profundidad efectiva de 0.18 m), la expresión de G será:

$$G = 0.14 (T_{dia2} - T_{dia1}) \quad (8.33)$$

en $MJ m^{-2} d^{-1}$. Para fluctuaciones mensuales, la profundidad efectiva se toma a 2.0 m y G será

$$G = 0.14 (T_{mes2} - T_{mes1}) \quad (8.34)$$

en $MJ m^{-2} mes^{-1}$. Los valores de G para períodos superiores a 10 días son pequeños y en general no son tenidos en cuenta en aplicaciones hidrológicas.

Método aerodinámico

Además del suministro de energía calórica, el segundo factor que controla la tasa de evaporación desde una superficie abierta de agua es la habilidad para transportar el vapor lejos de la superficie. La tasa de transporte se determina por el gradiente de humedad en el aire cercano a la superficie y la velocidad del viento a través de dicha superficie, y estos dos procesos pueden analizarse utilizando simultáneamente las ecuaciones de transporte de masa y de cantidad de movimiento en el aire. En el volumen de control que se muestra en la Fig. 2, se puede considerar un plano horizontal de área unitaria localizado a una altura z por encima de la superficie.

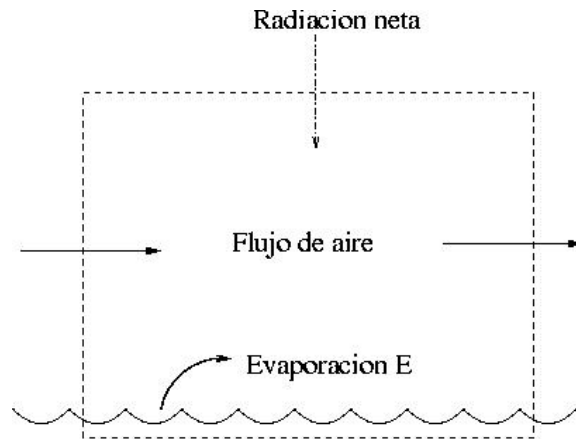


Fig. 2: Evaporación desde una superficie abierta de agua.

El campo de flujo de vapor \dot{m}_v que pasa hacia arriba por convección a través de este plano está dado por la ecuación¹:

$$\dot{m}_v = -\rho_a K_w \frac{dq_v}{dz} \quad (8.35)$$

donde K_w es la difusividad de 'eddy' (remolino) del vapor. El campo de flujo de cantidad de movimiento (esfuerzo de corte promedio) hacia arriba a través del plano está dado por:

$$\tau = -\rho_a K_m \frac{du}{dz} \quad (8.36)$$

Suponiendo que a una elevación z_1 se miden la velocidad del viento u_1 , y la humedad específica q_{v1} , y que a la elevación z_2 se miden u_2 y q_{v2} , y si estas elevaciones están suficientemente cerca una de la otra, las tasas de transporte \dot{m}_v y τ son constantes entre ellas. Luego, las sustituciones $dq_v/dz = (q_{v2} - q_{v1}) / (z_2 - z_1)$ y $du/dz = (u_2 - u_1) / (z_2 - z_1)$ pueden hacerse en (8.29) y (8.30), respectivamente, y dividiendo las ecuaciones resultantes entre sí:

$$\dot{m}_v = \tau \frac{K_w (q_{v1} - q_{v2})}{K_m (u_2 - u_1)} \quad (8.37)$$

La velocidad del viento en la capa límite cercana a la superficie de la Tierra (hasta unos 50 m) está descrita por el perfil logarítmico:

$$u = \frac{u_c}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (8.38)$$

donde $u_c = \sqrt{\tau / \rho_a}$ es la velocidad de corte, k es la constante de von Karman, que usualmente se establece igual a 0.4 y z_0 es la altura de la rugosidad de la superficie. Luego, puede escribirse,

$$u_c = \frac{k (u_2 - u_1)}{\ln(z_2 / z_1)} \quad (8.39)$$

Reemplazando el valor de u_c ,

¹ De ahora en más \dot{m}_v se refiere al área unitaria, es decir $A=1$.

$$\tau = \rho_a \left[\frac{k(u_2 - u_1)}{\ln(z_2/z_1)} \right]^2 \quad (8.40)$$

Al sustituir este resultado en (8.31) y reordenar, se obtiene:

$$\dot{m}_v = \frac{K_w k^2 \rho_a (q_{v1} - q_{v2})(u_2 - u_1)}{K_m [\ln(z_2/z_1)]^2} \quad (8.41)$$

que es la ecuación de *Thornthwaite-Holzman* para transporte de vapor, desarrollada por primera vez por estos autores en 1939. En la práctica usualmente se supone que la relación $K_w/K_m=1$. Estos autores construyeron torres para medir q_v y u a diferentes alturas y calcularon las tasas de evaporación correspondientes. Muchos investigadores posteriores han hecho experimentos similares.

Para aplicaciones operacionales donde no hay posibilidad de tales aparatos y las mediciones de q_v y u se hacen para una sola altura en una estación climática estándar, la ec. (8.35) se simplifica suponiendo que la velocidad del viento u_1 es nula a una altura de rugosidad $z_1=z_0$ y que el aire se satura con humedad en ese punto. Usando la expresión para la humedad específica,

$$q_v = 0.622 \frac{p_v}{p} \quad (8.42)$$

donde p_v es la presión de vapor y p es la presión del aire ambiente (la misma para ambas alturas), pueden sustituirse los valores de q_{v2} y q_{v1} . A la altura z_2 la presión de vapor es p_{v2} , la presión de vapor ambiental en el aire, y la presión de vapor en la superficie se toma como $p_{v1}=p_s$, la presión de saturación del vapor correspondiente a la temperatura ambiental del aire. Bajo estas suposiciones (8.35) se reescribe como

$$\dot{m}_v = \frac{0.622 k^2 \rho_a (p_s - p_{v2}) u_2}{p [\ln(z_2/z_1)]^2} \quad (8.43)$$

Recordando que \dot{m}_v se define para una superficie de área unitaria, una tasa de evaporación equivalente E_a , que se expresa en dimensiones de [L/T], puede establecerse haciendo $\dot{m}_v = \rho_w E_a$ en la ec. (8.37) y reordenando:

$$E_a = B (p_s - p_{v2}) \quad (8.44)$$

donde,

$$B = \frac{0.622 k^2 \rho_a u_2}{p \rho_w [\ln(z_2/z_1)]^2} \quad (8.45)$$

La ec. (8.38) es una base común para muchas ecuaciones de evaporación, en las cuales el coeficiente de transferencia de vapor B varía de un lugar a otro. Este tipo de ecuación fue propuesta por primera vez por Dalton en 1802.

Método combinado aerodinámico y de balance de energía

La evaporación puede calcularse utilizando el método aerodinámico cuando el suministro de energía no es un factor limitante, y aplicando el método de balance de energía cuando el transporte de vapor tampoco es limitante. Pero, normalmente, ninguna

de estas condiciones se cumple, por lo que es necesaria una combinación de los dos métodos. En el método del balance de energía es difícil calcular el campo de flujo de calor sensible H_s . Pero como el calor se transfiere por convección a través del aire que se localiza por encima de la superficie del agua, y el vapor de agua se transfiere por convección en forma similar, puede suponerse que el campo de flujo de calor del vapor

$H_e = L_e \dot{m}_v$, y el campo de flujo de calor sensible H_s son proporcionales, en donde la constante de proporcionalidad se conoce como la relación de Bowen β ,

$$\beta = \frac{H_s}{H_e} = \frac{H_s}{L_e \dot{m}_v} \quad (8.46)$$

La ecuación de balance de energía ec. (8.18) con campo de flujo de calor de suelo $G=0$ puede escribirse como:

$$R_n = L_e \dot{m}_v (1 + \beta) \quad (8.47)$$

La relación de Bowen se calcula utilizando simultáneamente las ecuaciones para transporte de vapor y para calor, lo cual es similar a la unión de las ecuaciones de transporte de vapor y de cantidad de movimiento que se utilizan en el desarrollo de la ecuación de Thornthwaite-Holzman. Las ecuaciones de transporte para vapor y calor son:

$$\dot{m}_v = -\rho_a K_w \frac{dq_v}{dz} \quad (8.48)$$

$$H_s = -\rho_a C_p K_h \frac{dT}{dz} \quad (8.49)$$

donde C_p es el calor específico a presión constante y K_h es la difusividad de calor. Utilizando mediciones de q_v y T hechas en dos niveles z_1 y z_2 y suponiendo que la tasa de transporte es constante entre estos dos niveles, la división de la ec. (8.48) por la ec. (8.49) presenta el siguiente resultado:

$$H_s = \dot{m}_v \frac{C_p K_h p (T_2 - T_1)}{K_w (q_{v1} - q_{v2})} \quad (8.50)$$

Dividiendo la ec. (8.50) por L_e y sustituyendo q_v por la ec. (8.42) se encuentra la expresión para la relación de Bowen:

$$\beta = \frac{C_p K_h p (T_2 - T_1)}{0.622 L_e K_w (p_{v2} - p_{v1})} \quad (8.51)$$

o

$$\beta = \gamma \left(\frac{T_2 - T_1}{p_{v2} - p_{v1}} \right) \quad (8.52)$$

donde γ es la constante psicrométrica,

$$\gamma = \frac{C_p K_h p}{0.622 L_e K_w} \quad (8.53)$$

La relación K_h/K_w entre las difusividades del calor y del vapor, se toma comúnmente igual a la unidad, de modo que $\gamma \approx 0.67 \text{ mb}/^\circ\text{C}$.

Usando la relación de Bowen (ver ecs. (8.46) y (8.52)), y la tasa de evaporación dada por el método aerodinámico, ec. (8.44), el flujo de calor H_s puede escribirse como,

$$H_s = \gamma L_e \rho_w B [T(z_0) - T(z_2)] \quad . \quad (8.54)$$

A efectos de vincular las diferentes temperaturas con las correspondientes variaciones de presión de vapor, se define el gradiente térmico medio de la curva de presión de saturación en la forma,

$$\Delta = \frac{p_s(z_0) - p_s(z_2)}{T(z_0) - T(z_2)} \quad . \quad (8.55)$$

De este modo, el flujo de calor H_s en la ec. (8.48) puede escribirse como,

$$H_s = \frac{\gamma}{\Delta} L_e \rho_w B [p_s(z_0) - p_s(z_2)] \quad . \quad (8.56)$$

Con el objeto de expresar la ecuación en término de deficits higrométricos en el aire, sumamos y restamos $(\gamma L_e \rho_w p_v(z_2)/\Delta)$. Luego, reordenando términos se obtiene,

$$H_s = \frac{\gamma}{\Delta} H_e - \frac{\gamma}{\Delta} L_e \rho_w B [p_s(z_2) - p_v(z_2)] \quad . \quad (8.57)$$

donde hemos empleado la ec. (8.44) y la relación $H_e = L_e \rho_w E_a$.

El balance de energía para $G=0$ es (ver ec. (8.24)):

$$H_e = R_n - H_s \quad , \quad (8.58)$$

de modo que reemplazando aquí la ec. (8.57) obtenemos:

$$H_e = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} L_e \rho_w B [p_s(z_2) - p_v(z_2)] \quad . \quad (8.59)$$

Dividiendo por $L_e \rho_w$ y empleando las ecs. (8.38) y (8.19), nos queda:

$$E = \frac{H_e}{L_e \rho_w} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad . \quad (8.60)$$

Nótese que los factores de ponderación $\Delta/(\Delta + \gamma)$ y $\gamma/(\Delta + \gamma)$ suman la unidad. La ec. (8.54) es la ecuación básica del modelo de combinación para el cálculo de evaporación, y fue desarrollada inicialmente por Penman en 1948. El método de combinación es el más preciso para el cálculo de la evaporación utilizando información meteorológica cuando toda la información requerida se encuentra disponible y todas las suposiciones se satisfacen.

Las principales suposiciones del balance de energía son que prevalezca un flujo constante de energía y que los cambios en el almacenamiento de calor con el tiempo en el cuerpo de agua no sean significativos. Estas suposiciones limitan la aplicación del método a intervalos de tiempo diarios o mayores, y a situaciones que no involucren grandes capacidades de almacenamiento de calor, como las que posee un lago grande.

La principal suposición del método aerodinámico está asociada con la forma del coeficiente de transferencia de vapor B en la ec. (8.45). Se han propuesto muchas formas empíricas de B , ajustadas localmente con información de viento y otras observaciones meteorológicas.

El método de combinación es apropiado para aplicarse en áreas pequeñas con información climatológica detallada. La información requerida incluye la radiación neta, la temperatura del aire, la humedad, la velocidad del viento y la presión del aire. Cuando parte de esta información no está disponible, deben utilizarse las ecuaciones de evaporación más simples que requieren menos variables. En el caso de la evaporación sobre áreas grandes, las consideraciones de balance de energía dominan la tasa de evaporación. Para tales casos Priestley y Taylor (1972) determinaron que el segundo

término de la ecuación de combinación (8.60) es aproximadamente el 30% del primero. Luego, la ec.(8.54) puede reescribirse como la ecuación de evaporación de Priestley-Taylor,

$$E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r \quad (8.61)$$

donde $\alpha = 1.3$. Otros investigadores han confirmado la validez de esta aproximación variando levemente el valor de α de una localidad a otra.

Extrapolación a partir de mediciones de tanques

La evaporación diaria se calcula evaluando la diferencia entre los niveles del agua en el tanque en días sucesivos, teniendo en cuenta las precipitaciones durante el período considerado. El volumen de evaporación entre dos observaciones del nivel del agua en el tanque se determina mediante la fórmula:

$$E = P \pm \Delta d \quad (8.62)$$

donde P es la altura de las precipitaciones producidas durante el período entre las dos mediciones y Δd la altura de agua añadida (+) o sustraída (-) del tanque.

El valor de evaporación diaria obtenido del tanque deberá ajustarse para tener en cuenta las ganancias o pérdidas de calor a través de las paredes y el fondo. En estaciones y climas húmedos, la temperatura del agua en el tanque es superior a la temperatura del aire, y el *coeficiente del tanque* puede ser 0.8 o más. En estaciones secas y zonas áridas, la temperatura del agua en el tanque es menor que la temperatura del aire, y el coeficiente puede ser 0.6 o menos. Un coeficiente de 0.7 se supone que puede aplicarse cuando las temperaturas del agua y el aire son iguales.

Métodos para estimar la evapotranspiración en una cuenca

La evapotranspiración en una cuenca es considerada como la evaporación procedente de la superficie del agua, el suelo, la nieve, el hielo, la vegetación y de otras superficies, más la transpiración. No es posible medir la evapotranspiración directamente de una región de dimensiones importantes en condiciones naturales. Por esta razón, la estimación de la evapotranspiración para períodos largos de tiempo se calcula utilizando el método del balance hídrico y para valores a corto plazo mediante la utilización de relaciones empíricas.

Método del balance hídrico

Estos métodos están basados en el principio de conservación de la masa aplicado a una parte del ciclo hidrológico. Como la evaporación es la incógnita, deben conocerse los demás términos de la ecuación, lo cual no es fácil debido al desconocimiento de la mayoría de los componentes del ciclo hidrológico terrestre.

A nivel de cuenca, la tasa de evapotranspiración puede obtenerse a partir de la ecuación de balance

$$E = P - \left(Q + \frac{dS}{dt} \right) / A \quad , \quad (8.63)$$

donde E y P son las láminas evaporadas y precipitadas expresadas en mm por unidad de tiempo, Q representa los caudales de escurrimiento superficial y subterráneo, S es el almacenamiento de agua y A el área considerada.

Si el balance se realiza para un paso de tiempo anual, puede considerarse que no existen variaciones en el almacenamiento ($dS/dt = 0$), por lo cual la expresión anterior se reduciría a

$$E=P-q \quad , \quad (8.64)$$

donde $q=Q/A$ es valor medido en la sección aforada de cierre de la cuenca considerada.

Si el paso de tiempo considerado es menor que el año, el término de almacenamiento no podrá despreciarse ($dS/dt \neq 0$) y la formulación será

$$E=P-q-\frac{ds}{dt} \quad , \quad (8.65)$$

donde s es el almacenamiento por unidad de área. Para resolver esta ecuación, se estima una relación lineal entre almacenamiento y evapotranspiración,

$$E=E_p \frac{s}{s_0} \quad , \quad (8.66)$$

donde s es el almacenamiento especificado como humedad almacenada en las capas superficiales del suelo y s_0 un valor para el cual $E=E_p$, con E_p la evapotranspiración potencial. Generalmente se acepta s_0 igual a la **capacidad de campo** del perfil del suelo.

Métodos basados en fórmulas empíricas

La estimación de la evapotranspiración potencial utilizando formulaciones empíricas depende de la fuente de datos disponible y del ajuste del método a las condiciones locales. En general, las formulaciones se clasifican en: basadas en temperaturas y basadas en radiación.

Dentro de las primeras se encuentran las ecuaciones de Thornthwaite y de Hargreaves como aquellas más utilizadas. La única justificación para utilizar estas fórmulas en el cálculo de la evapotranspiración es el requerimiento mínimo de datos y el paso de tiempo mínimo recomendado es un mes.

Fórmula de Thornthwaite

Los cálculos de Thornthwaite se basan en determinar la evapotranspiración en función de la latitud (representativa de la extensión de horas-sol por día) y la temperatura media. La relación entre temperatura media mensual y el potencial de evapotranspiración está dada por la relación

$$E_m = 16 \left(10 \frac{T}{I} \right)^a \quad , \quad (8.67)$$

donde E_m es la evapotranspiración mensual en mm , para un mes ficticio de 30 días y una insolación teórica durante 12 de las 24 horas del día, T es la temperatura media mensual en $^{\circ}C$ para el mes considerado, I es el índice calórico anual obtenido como la suma de índices mensuales:

$$I = \sum_1^{12} i, \quad i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514} \quad , \quad (8.62)$$

y el exponente a es una función del índice calórico anual I ;

$$a = 675 \times 10^{-9} I^3 - 771 \times 10^{-7} I^2 + 1792 \times 10^{-5} I + 0.49239 \quad . \quad (8.68)$$

De esta forma se obtiene la evapotranspiración sin corregir. En coordenadas logarítmicas, las curvas representativas de esta ecuación son rectas correspondientes a lugares y climas diferentes. La experiencia muestra que estas rectas concurren en el punto de coordenadas (135 mm, 26.5 $^{\circ}C$). Por dicha razón, la evapotranspiración sin corregir para los meses con valores de temperaturas medias superiores a 26.5 $^{\circ}C$ se toman de la siguiente tabla sin realizar el cálculo previo.

Temp Media	26.5	27.0	27.5	28.0	28.5	29.0	29.5	30.0	30.5	31.0	31.5	32.0
ETP sin ajustar	135.0	139.5	143.7	147.8	151.7	155.4	158.9	162.1	165.2	168.0	170.7	173.1

El valor de evapotranspiración sin ajustar se corrige con un coeficiente de ajuste que tiene en cuenta la duración real del mes y el número máximo de horas de sol según la latitud del lugar,

$$\begin{aligned}
 k_m &= (N/12)(m/30) \\
 N &= 2\arccos(-\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta) \\
 \delta &= 0.4093 \operatorname{sen} \left(\frac{2\pi}{365} J - 1.405 \right)
 \end{aligned} \tag{8.68}$$

siendo m el número de días del mes, N la heliofanía astronómica expresada en horas ($\text{horas} = \text{rad}/2\pi \cdot 24$), φ la latitud, δ la declinación solar y J es el número juliano de días. De esta manera, la evapotranspiración potencial mensual se calcula multiplicando el coeficiente de corrección mensual hallado por la evapotranspiración sin corregir

$$ETP_m = k_m E_m \quad , \tag{8.69}$$

Fórmula de Hargreaves

La ecuación propuesta por Hargreaves mejora la estimación de la evapotranspiración debido a que involucra indirectamente un término de radiación solar (S_0)

$$\begin{aligned}
 E &= 0.0023 S_0 \sqrt{\delta_T} (T + 17.8) \\
 S_0 &= 15.392 d_r (\omega_s \operatorname{sen} \varphi \operatorname{sen} \delta + \cos \varphi \cos \delta \operatorname{sen} \omega_s) \\
 d_r &= 1 + 0.033 \cos \left(\frac{2\pi}{365} J \right) \\
 \omega_s &= \arccos(-\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta)
 \end{aligned} \tag{8.70}$$

donde S_0 es la radiación global incidente al tope de la atmósfera en la ubicación geográfica dada expresada como altura de agua equivalente en mm/día y calculada en función del ángulo de hora solar ω_s (en radianes), la latitud φ , la declinación solar δ y d_r es la distancia relativa entre la tierra y el sol, T es la temperatura media en $^{\circ}\text{C}$, y δ_T es la diferencia entre la temperatura mensual máxima media y la temperatura mensual mínima media.

Fórmula de Turc

La ecuación de Priestley-Taylor (8.61) es utilizada como aproximación para el cálculo de evapotranspiración considerando

$$E = \beta \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \tag{8.71}$$

donde el coeficiente β varía entre valores de 1.26 para zonas húmedas (humedad relativa > 60%) y 1.74 para zonas áridas (humedad relativa < 60%). Los datos necesarios para calcular la evapotranspiración son albedo, heliofanía efectiva mensual, humedad relativa, presión atmosférica y velocidad del viento.

Frente a la dificultad de contar con la información requerida por la formulación de Priestley-Taylor, Turc propone una relación empírica en términos de temperatura y radiación de la forma

$$E = 0.31 \frac{T}{T + 15} (S_n + 2.09) \left(1 + \frac{50 - H_r}{70} \right) \tag{8.72}$$

en *mm/día*, para $H_r < 50\%$ y

$$E = 0.31 \frac{T}{T+15} (S_n + 2.09) \quad (8.73)$$

en *mm/día*, para $H_r > 50\%$, donde T es la temperatura promedio de °C, S_n es la radiación solar neta expresada en *mm/día* y H_r es la humedad relativa.