



 **fcfm** FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS UNIVERSIDAD DE CHILE

**CI41C
HIDROLOGÍA**

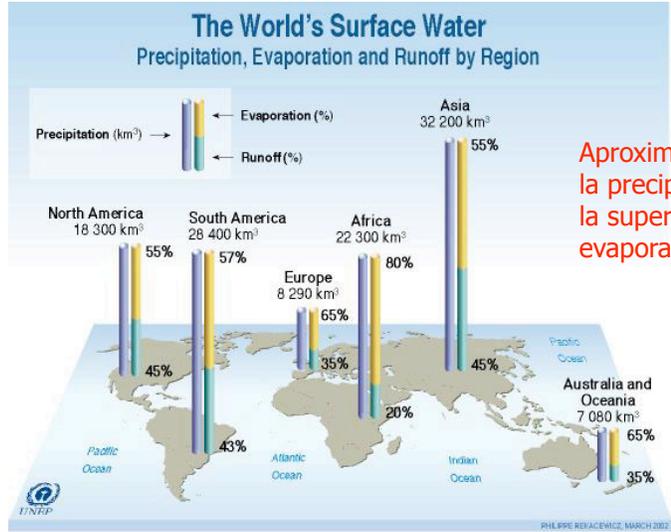
EVAPORACIÓN

 **fcfm** FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS UNIVERSIDAD DE CHILE

Objetivos

- Definir *evaporación* y *evapotranspiración*
- Describir los métodos para estimar esta componente del balance hídrico
- Ilustrar la aplicación de modelos de *ET*

INTRODUCCIÓN



Aproximadamente el 60% de la precipitación que cae sobre la superficie terrestre, se evapora.

Source: Peter H. Gleick, *Water in Crisis*, New York Oxford University Press, 1993.

Evaporación:
Superficies de agua y suelo hacia atmosfera

Transpiración:
Humedad capturada por raíces de vegetación y expulsada a la atmósfera por poros de hojas

EVAPOTRANSPIRACIÓN

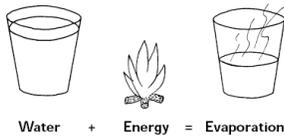
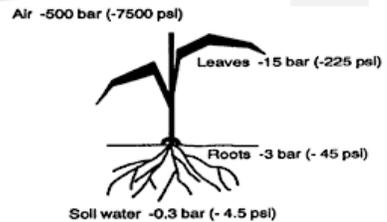


Figure 1. Energy is required for evaporation.



Factores

Factor	Función
Radiación solar	Energía para calor latente de vaporización
Velocidad del viento	Transporte de aire húmedo lejos de fuente evaporante
Temperatura	Influye sobre presión de vapor de saturación
Gradiente de presión de vapor	Tasa de transferencia de vapor
Calidad agua	Resistencia de la superficie evaporante



restricción: humedad disponible en superficie evaporante



— evapotranspiración potencial

Aquella que ocurriría desde una cubierta vegetal, para un PEA (potencial evaporante de la atmósfera dado, cuando la disponibilidad de humedad **no** es limitante.

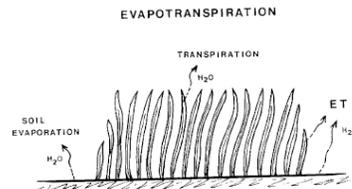


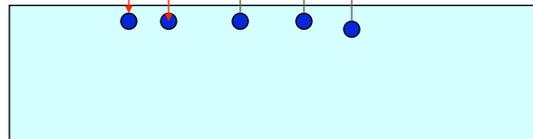
Figure 2. Evapotranspiration (ET) is the loss of water (H_2O) from vegetation through the combined processes of soil evaporation and plant transpiration.

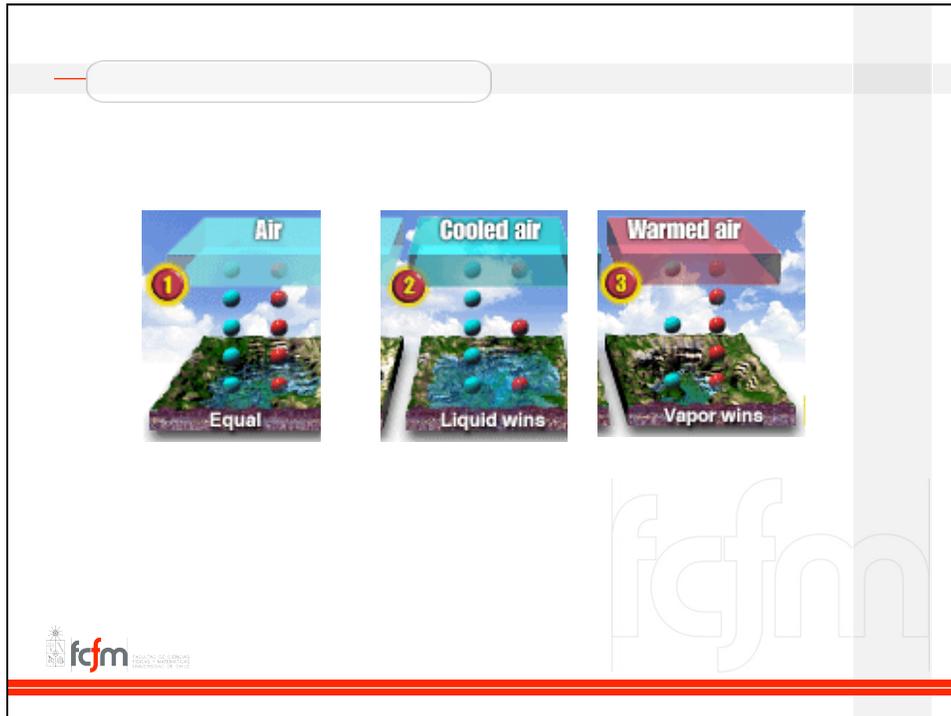
La evapotranspiración real disminuye por bajo el nivel potencial a medida que el suelo se seca.



Condensación

Vaporización





Métodos para estimación

- Balance energía
- Método aerodinámico
- Balance hídrico
- In situ (tanque)

instrumentación y mediciones \$\$\$

Método del Balance de Energía

Flujo de calor sensible

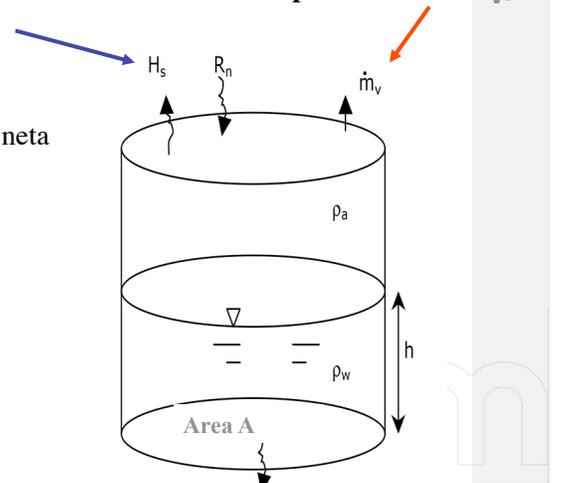
Tasa de masa evaporada = $-dm_v/dt$

R_n = radiación incidente neta

ρ_a = densidad aire

ρ_w = densidad agua

q_v = humedad específica



G: flujo de calor hacia suelo

Fase líquida

$$-\dot{m}_v = \frac{d}{dt} \iiint_{v.c.} \rho_w dV + \iint_{s.c.} \rho_w \mathbf{V} d\mathbf{A}$$

$$-\dot{m}_v = \rho_w A \frac{dh}{dt} = -\rho_w A E$$

Fase gaseosa

$$\dot{m}_v = \frac{d}{dt} \iiint_{v.c.} q_v \rho_a dV + \iint_{s.c.} q_v \rho_a \mathbf{V} d\mathbf{A}$$

$$E = \frac{1}{\rho_w A} \iint_{s.c.} q_v \rho_a \mathbf{V} d\mathbf{A}$$

Balance de energía

trabajo

entrada calor

$$\frac{dH}{dt} - \frac{dW}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{v.c.} \left(e_u + \frac{1}{2} V^2 + gz \right) \rho dV + \iint_{s.c.} \left(e_u + \frac{1}{2} V^2 + gz \right) \rho \mathbf{V} d\mathbf{A}$$

No hay trabajo, velocidad nula en interior V.C., variación z pequeña

$$dH/dt = R_n - H_s - G$$



$$\frac{dH}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{v.c.} e_u \rho_w dV$$

Si no se consideran variaciones temporales de la temperatura en el interior del fluido, la única variación de calor almacenado en el volumen de control corresponde a la variación de energía interna del agua evaporada = $l_v dm_v/dt$

calor latente de vaporización

$$l_v = 2,501 \cdot 10^6 - 2370 \cdot T \quad (\text{Joule/Kg})$$

temperatura en °C



$$R_n - H_s - G = l_v \dot{m}_v$$

$$E = \frac{1}{l_v \rho_w} (R_n - H_s - G)$$

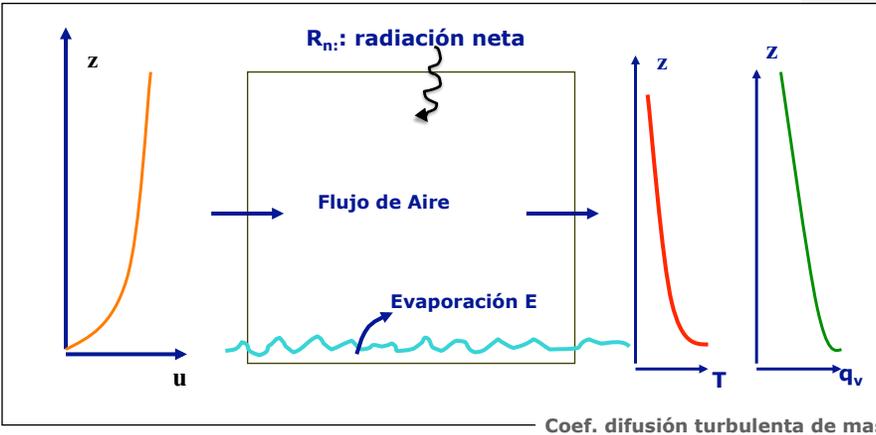
Si
 $H_s = G = 0$

$$E = \frac{R_n}{l_v \rho_w}$$

toda la radiación neta de entrada se absorbe por la evaporación



Método Aerodinámico



flujo de vapor dm_v/dt que asciende por convección y que pasa a través de plano a cota z

$$\dot{m}_v = -\rho_a K_w \frac{dq_v}{dz}$$

— flujo de momentum o esfuerzo de corte a la altura z:

$$\tau = \rho_a K_m \frac{du}{dz}$$

coeficiente de difusión turbulenta de momentum

Escogiendo z_1 y z_2 lo suficientemente cerca como para considerar que no existen variaciones en las tasas de transporte de masa y momentum

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

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



Ver apuntes de Fluidos (capa límite)!!!

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

Ec. de Thornthwaite-Holzman para el transporte de vapor

Cuando no se dispone de 2 medidas, se utiliza la ecuación anterior suponiendo que z_1 coincide con la altura de aspereza z_0 y que en esa posición el aire está saturado

como $q_v = 0,622e/p$ (p es igual a ambas alturas), las medidas de presión de vapor pueden sustituir a las de humedad específica. En z_2 , la presión de vapor es e_a y la presión de vapor en la superficie es la presión de vapor saturado correspondiente a la temperatura del aire, e_{as}

$$\dot{m}_v = \frac{0.622 k^2 \rho_a (e_{as} - e_a) u_2}{p [\ln(z_2 / z_0)]^2}$$

Tasa evaporación
equivalente (L/T)

$$E_a = B(e_{as} - e_a)$$

← Dalton (1802)

$$B = \frac{0.622 k^2 \rho_a u_2}{p \rho_w [\ln(z_2 / z_0)]^2}$$

fcjm

— **Método Balance de Energía: transporte de vapor no es limitante**

$$E_r = \frac{R_n}{l_v \rho_w}$$

Método Aerodinámico: suministro de energía no es limitante

$$E_a = B(e_{as} - e_a)$$



<http://arts.monash.edu.au/ges/research/climate/budgets/flux-tower-close-up.jpg>

fcjm

Método Aerodinámico y de Balance de Energía Combinados.

cuociente de Bowen

$$E = \frac{1}{l_v \rho_w} (R_n - H_s - G)$$

$$\beta = \frac{H_s}{l_v \dot{m}_v}$$

Si $G=0$

$$R_n = l_v \dot{m}_v (1 + \beta)$$

$$H_s = -\rho_a C_p K_h \frac{dT}{dz}$$



Coef. de difusión
turbulento de calor

$$\dot{m}_v = -\rho_a K_w \frac{dq_v}{dz}$$

Coef. de difusión
turbulenta de masa

Suponiendo que la tasa de transporte es constante entre 2 niveles z_1 y z_2

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

$$\beta = \frac{C_p K_h p (T_2 - T_1)}{0.622 l_v K_w (e_2 - e_1)}$$

$$\beta = \gamma \left(\frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \right)$$

constante psicrométrica

Si los niveles 1 y 2 donde se efectúan las mediciones se toman en la superficie evaporante y en el aire

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a$$

$$e_{as} = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right) \quad (\text{Pa}) \quad \Delta = \frac{4098 e_{as}}{(237.3 + T)^2} \quad (\text{Pa}/^\circ\text{C})$$

Hay que tener en cuenta que en el método del balance de energía se supone que existe un flujo permanente de energía y que los **cambios de calor en el interior del sistema son despreciables**, lo que limita la aplicación del método a períodos de tiempo diarios o mayores, y a situaciones que **NO** posean grandes almacenamientos de calor, como son los grandes lagos.





El método combinado es apropiado para aplicarlo en **áreas pequeñas** donde se dispone de medidas de radiación neta, temperatura del aire, humedad, velocidad de viento y presión del aire



— Al estimar la evaporación en **grandes áreas**, donde se reconoce que la tasa de evaporación es dominada por los componentes **radiativos**

$$E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r$$

ecuación de Priestley-Taylor

$$\alpha = 1.3$$



Ejemplo

- Usar Método Combinado para determinar Evaporación

- Elev = 2 m,
- Pres = 101.3 kPa,
- Veloc viento = 3 m/s,
- Radiación Neta= 200 W/m²,
- Temp Aire= 25 °C,
- HR = 40%,

$$I_v = 2.501 \times 10^6 - 2370T$$

$$= (2501 - 2.37 * 25) \times 10^3 = 2441 \text{ kJ/kg}$$

$$E_r = \frac{R_n}{I_v \rho_w} = \frac{200}{2441 \times 10^3 * 997} = 7.10 \text{ mm/día}$$



Ejemplo (Cont.)

- Usar Método Combinado para determinar Evaporación

- Elev = 2 m,
- Pres = 101.3 kPa,
- Veloc viento = 3 m/s,
- Radiación Neta= 200 W/m²,
- Temp Aire= 25 °C,
- HR = 40%,

$$e_{as} = 3167 \text{ Pa}$$

$$e_a = R_h * e_{as} = 0.4 * 3167 = 1267 \text{ Pa}$$

$$B = \frac{0.622 k^2 \rho_a u_2}{P \rho_w [\ln(Z_2/Z_o)]^2} = \frac{0.622 * 0.4^2 * 1.19 * 3}{101.3 * 997 [\ln(2/3 \times 10^{-4})]} = 4.54 \times 10^{-11} \text{ m/Pa} \cdot \text{s}$$

$$E_a = 4.54 \times 10^{-11} (3167 - 1267) * (1000 \text{ mm/1m}) * (86400 \text{ s/1 día})$$

$$= 7.45 \text{ mm/día}$$

Ejemplo (Cont.)

- Usar Método Combinado para determinar Evaporación

- Elev = 2 m,
 - Pres = 101.3 kPa,
 - Veloc viento = 3 m/s,
 - Radiación Neta = 200 W/m²,
 - Temp Aire = 25 °C,
 - HR = 40%,

$$\gamma = \frac{C_p K_h p}{0.622 \sqrt{K_w}} = \frac{1005 * 101.3 \times 10^3}{0.622 * 2441 \times 10^3} = 67.1 \text{ Pa/}^\circ\text{C}$$

$$\Delta = \frac{4098 * 3167}{(237.3 + 25)^2} = 188.7 \text{ Pa/}^\circ\text{C}$$

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} = 0.738$$

$$\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} = 0.262$$

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a = 0.738 * 7.10 + 0.262 * 7.45 = 7.2 \text{ mm/día}$$

Ejemplo

- Usar Método Priestley-Taylor para determinar tasa de Evaporación para un cuerpo de agua

- Radiación Neta = 200 W/m²,
 - Temp Aire = 25 °C,

$$E = 1.3 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r \quad \text{Priestley \& Taylor}$$

$$E_r = 7.10 \text{ mm/día}$$

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} = 0.738$$

$$E = 1.3 * 0.738 * 7.10 = 6.80 \text{ mm/día}$$

– BALANCE HIDROLÓGICO



Conocidos todos los demás términos se despeja la evaporación



– Fórmulas Empíricas en unidades métricas

mediciones a 2m de altura, energía Q_e en [Watt/m₂], presión de vapor e en [mb], temperatura T en [°C], superficie A en [Ha]

Lago Hefner (datos del lago, 1954)

$$Q_e = 3,75 \cdot u_2 \cdot (e_s - e_2)$$

Meyer (estanque pequeño calentado, 1942)

$$Q_e = (7,9 + 2,2u_2) \cdot (e_s - e_2)$$

Para convertir a tasa de evaporación se debe dividir Q_e por el calor latente l_v y la densidad del agua .

Ley de Dalton

$$E = C (e_w - e_a)$$

$e_w = e_a$ \Rightarrow $E = 0$

$e_a > e_w$ \Rightarrow **condensación**

Si $t_{\text{agua}} > t_{\text{aire}}$ \Rightarrow $E = C e_s (1 - HR)$

 **En espejos de agua poco profundos**

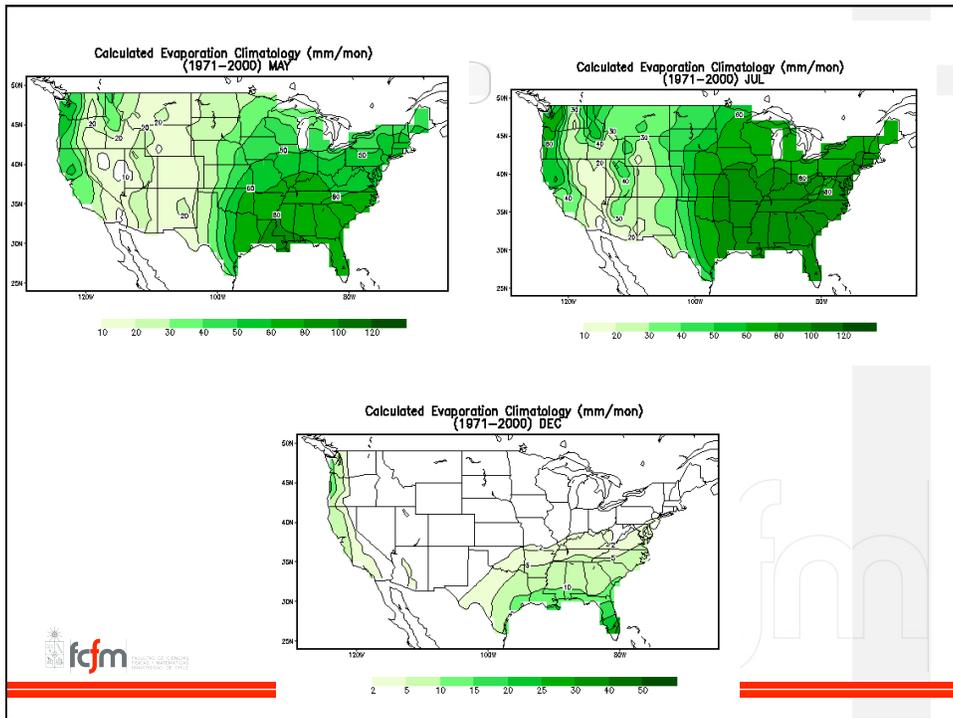
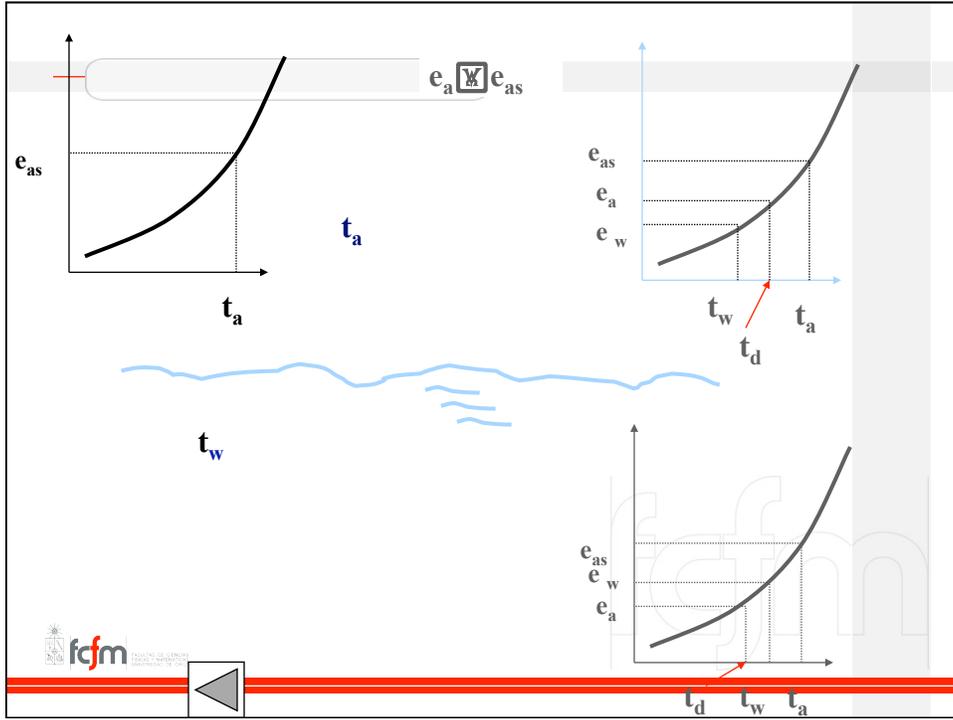
Sólidos disueltos en el agua $E = C (e_w - e_a)$

$>SD$ \Rightarrow $<e_w$ \Rightarrow **Menor E**

Presión Atmosférica: a menor presión se tiene menor interferencia para proceso de evaporación

A mayor altitud se tendría mayor evaporación



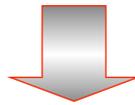




**EVAPORACION MEDIDA REPRESENTA PODER
EVAPORANTE ATMOSFERA**

Coefficiente de Embalse =

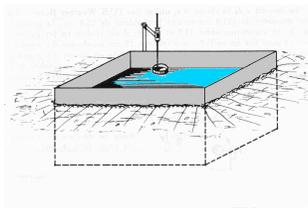
$$\frac{\text{Tasa } E_{\text{real}} \text{ en Superficie Agua Libre}}{\text{Tasa } E_{\text{medida}} \text{ en Evaporímetro en = cond. meteorológica}}$$



Puede variar según el tipo de instalación y época del año

Evaporímetro enterrado Tipo Colorado

10 cm sobre nivel
suelo



Evaporímetro de estanque flotante: agua al mismo nivel que la del lago o embalse. $l=90$ cm; $h=45$ cm, $C_e=0,7$ a $0,82$



Evaporímetro de porcelana porosa o atmómetro: esferas, placas o cilindros de porcelana porosa conectadas a fuentes de agua para mantenerlas saturadas.

Atmómetro de Livingstone: $D=5$ cm, $e=3$ mm conectado a recipiente de agua destilada.



Evaporímetros de papel poroso :de Piche $C_e=0,5$



Evaporímetros de balanza

