

Balance de Energía Superficial

CI4161 - Hidrología Ambiental
James McPhee & Carolina Meruane

24 de octubre de 2011

Temas

1. Balance de energía superficial.
2. Flujos radiativos.
3. Instrumentos para medir radiación solar.
4. Ejercicio sobre efecto invernadero.

Componentes del balance de energía superficial

Intercambio de calor entre un cuerpo y su medio

El intercambio de calor entre un cuerpo y su medio, siempre que exista una diferencia de temperatura entre ambos, se presenta en tres formas: radiación, conducción y convección.

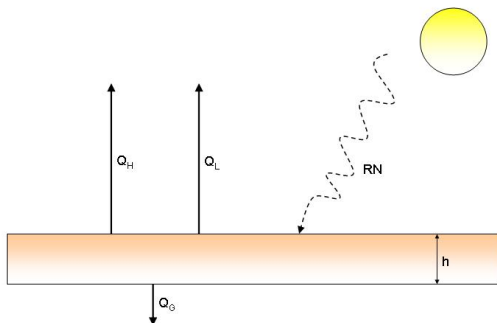
Radiación → transmisión de calor sin contacto de los cuerpos por ondas electromagnéticas o fotones.

Conducción (sólidos y líquidos) → transmisión de calor por un cuerpo sin desplazamiento de sus moléculas.

Convección (líquidos y gases) → movimiento turbulento de un gran número de moléculas.

En el caso de una superficie y la atmósfera, el intercambio de calor puede asociarse también al flujo neto de agua y cambio de fase de ésta. Por ejemplo, la evaporación enfría la superficie por absorción de calor latente y también genera un flujo turbulento de un gran número de moléculas.

Balace de eneráa superficial



$$RN - (Q_H + Q_L + Q_G) = S = \rho c_p h \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

RN : radiación neta sobre la superficie; Q_H : flujo de calor sensible desde la superficie; Q_L : flujo de calor latente desde la superficie; Q_G : flujo de calor molecular dentro de la superficie; S : almacenamiento o pérdida de calor; h : espesor del suelo; ρ : densidad; c_p : calor específico del agua a presión constante; T : temperatura del suelo.

Flujos Radiativos

Radiación neta

La radiación neta sobre la superficie terrestre se puede descomponer en:

$$RN = (RS \downarrow - RS \uparrow) + (ROL \downarrow - ROL \uparrow) \quad (2)$$

donde:

- $RS \downarrow$: radiación solar incidente sobre la superficie (onda corta).
- $RS \uparrow$: radiación solar reflejada por la superficie.
- $ROL \downarrow$: contraradiación atmosférica (onda larga).
- $ROL \uparrow$: emisión de la superficie.

Los términos de radiación solar representan la suma de las componentes directa y difusa.

Estimación de la radiación de onda corta

Radiación solar en superficie:

$$RS \downarrow = \begin{cases} ST_K \text{sen}\psi & \text{durante el día (sen}\psi \text{ es positivo)} \\ 0 & \text{durante la noche (sen}\psi \text{ es negativo)} \end{cases} \quad (3)$$

donde S es la constante solar (1360 W/m^2), T_k es la transmisividad y ψ es el complemento del ángulo cenital.

La transmisividad se puede calcular a partir de la ecuación de Burridge and Gadd (1974):

$$T_K = (0,6 + 0,2\text{sen}\psi)(1 - 0,4\sigma_{C_H})(1 - 0,7\sigma_{C_M})(1 - 0,4\sigma_{C_L}) \quad (4)$$

donde σ_C representa la fracción de cielo cubierto, y los subíndices H, M y L significan nubosidad alta, media y baja, respectivamente.

Estimación de la radiación de onda corta

El ángulo cenital, $\text{sen}\psi$, se obtiene de:

$$\text{sen}\psi = \text{sen}\phi\text{sen}\delta_s - \text{cos}\phi\text{cos}\delta_s\text{cos}\left[\frac{180t_{UTC}}{12} - \lambda_e\right] \quad (5)$$

donde ϕ es la latitud (negativa para el hemisferio Sur) y λ_e es la longitud en *grados*. δ_s es la declinación solar (latitud a la cual lo rayos solares caen verticalmente a mediodía) y t_{UTC} es el tiempo universal coordinado en horas.

La declinación solar (en *grados*) se determina de:

$$\delta_s = 23,46\text{cos}\left[\frac{360(d - 173)}{365,25}\right] \quad (6)$$

donde d es el día del año (por ejemplo 27 de octubre=300).

Se define el albedo, a , como la fracción de la radiación solar incidente que es reflejada.

$$RS \uparrow = -aRS \downarrow \quad (7)$$

Estimación de la radiación de onda larga

La ley de Stefan-Boltzmann nos da:

$$ROL \uparrow = \epsilon_{IR} \sigma_{SB} T_0^4 \quad (8)$$

donde $\sigma_{SB} = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^4$ es la constante de Stefan-Boltzmann. ϵ_{IR} es la emisividad infraroja y T_0 es la temperatura del suelo.

La contraradiación, $ROL \downarrow$, se puede determinar a partir de la formula de Swinbank's (1963) para condiciones de cielo despejado:

$$ROL \downarrow = 0,94 \cdot 10^{-5} \sigma_{SB} T_a^6 \quad (9)$$

donde T_a es la temperatura del aire. Si se asume que $T_0 = T_a$, se tiene la siguiente expresión para la radiación neta de onda larga:

Estimación de la radiación de onda larga

Si se asume que $T_0 = T_a$, se tiene la siguiente expresión para la radiación neta de onda larga:

$$ROL^* = ROL \downarrow - ROL \uparrow = \sigma_{SB} T_a^4 (0,94 \cdot 10^{-5} T_a^2 - 1) \quad (10)$$

Una corrección para cielo cubierto esta dada por la relación de Paltridge y Platt (1976):

$$ROL^* = \sigma_{SB} T_a^4 (0,94 \cdot 10^{-5} T_a^2 - 1) - 0,3 \epsilon_{IR} \sigma_{SB} T_a^4 C \quad (11)$$

donde C es la fracción de cielo cubierto.

Instrumentos para medir radiación solar

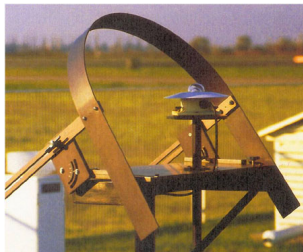
Piranómetro

Mide la radiación solar (directa más difusa) recibida desde todo el hemisferio celeste sobre una superficie horizontal terrestre. Mediante termocuplas se mide la diferencia de temperatura entre las placas blancas y negras, la cual es función de la radiación solar global.



Piranómetro para medir radiación solar difusa

Para medir la radiación difusa, se instala un sistema que evita la radiación solar directa sobre el sensor.



Pirorradiómetro o radiómetro neto

Los sensores son similares a los otros equipos de radiometría. La radiación solar reflejada se mide mediante un piranómetro invertido, con lo cual es posible determinar el albedo del lugar.



Estimación del Efecto Invernadero