

Guía Laboratorio 1 GF45A/GF3003 Radiación

Profesor: René Garreaud

1. Antecedentes Teóricos:

Balance de energía radiante en la superficie terrestre:

1.1 Radiación solar (onda corta = OC):

- **Constante Solar:**

Justo antes de entrar a la atmósfera, la densidad de flujo de energía solar en un plano perpendicular a los rayos solares y a la distancia media sol-tierra (d_m) es de $1368 \text{ W m}^{-2} = \text{CS}$ (Constante Solar). Para una distancia cualquiera (d), esta densidad de flujo radiante vale:

$$\text{CS}' = \text{CS} (d/d_m)^2$$

- **OC↓:**

Sin ningún tipo de atenuación de la atmósfera, la radiación solar que incide verticalmente en la superficie terrestre sería:

$$\text{OC}\downarrow = \text{CS}' \cos \chi$$

Aplicando la **ley de Beer** a una atmósfera homogénea, la atenuación de la radiación por reflexión (nubes), absorción (UV e IR cercano) y dispersión (visible) en la atmósfera, se puede representar mediante una “absorción equivalente” con un coeficiente de absorción **K** independiente de la altura y de la longitud de onda. La energía solar que alcanza entonces la superficie por unidad de área y de tiempo OC↓ se puede expresar como:

$$\text{OC}\downarrow = \text{CS}' \cos \chi \exp(-K \bar{\rho} z_T) = \text{CS}' \cos \chi T_N$$

T_N : transmisividad neta

ρ : densidad media del gas absorbente

z_T : espesor efectivo de la atmósfera.

La **transmisividad neta** de la atmósfera se puede estimar mediante expresiones empíricas que incluyen la fracción de cielo con nubosidad alta (f_{sH}), media (f_{sM}) y baja (f_{sL}) (e.g. Stull, 1998):

$$T_N = (0.6 + 0.2 \cos \chi) (1 - 0.4 f_{sH}) (1 - 0.7 f_{sM}) (1 - 0.4 f_{sL})$$

OC↓ se mide con un **piranómetro**, donde la diferencia de temperatura entre los sectores negros (~ 100 % absorbentes) y los blancos (~ 100 % reflectantes) obtenida de termocuplas en serie resulta proporcional a OC↓. La radiación solar difusa se mide con el mismo instrumento pero una huincha en el plano ecuatorial que oculta el disco solar sobre el instrumento.

- **OC↑:**

Una parte de OC↓ es reflejada por la superficie terrestre. La fracción reflejada es entonces:

$$\text{OC}\uparrow = a^* \text{OC}\downarrow$$

Donde a^* es el **albedo superficial**. En consecuencia la superficie absorbe:

$$\text{OC}\downarrow - \text{OC}\uparrow = \text{OC}\downarrow (1 - a^*)$$

1.2 Radiación terrestre (onda larga = OL):

- **OL ↑:**

La superficie terrestre emite radiación infrarroja (banda infrarroja lejana), llamada también de onda larga (OL↑) según la ley de Stefan Boltzmann (cuerpos negros) , que dependerá de la emisividad del tipo de suelo.

$$OL \uparrow = \epsilon_{OL} \sigma T_s^4 \quad [W \, m^{-2}]$$

$$\sigma = \text{cte. de Stefan-Boltzmann} = 5.67 \times 10^{-8} \quad [W \, m^{-2} \, T^{-4}]$$

ϵ_{OL} =emisividad superficial de onda larga.

La temperatura superficial se mide con un **radiómetro IR termal** que calcula una temperatura superficial “equivalente” (T_e) a la de un cuerpo negro ($\epsilon_{OL} = 1.0$), de modo que:

$$OL \uparrow = \epsilon_{OL} \sigma T_s^4 = \sigma T_e^4$$

- **OL ↓:**

La **contrarradiación atmosférica (OL↓)** , equivalente a la radiación emitida hacia abajo por la primera capa completamente absorbente sobre la superficie (OL emitida por la atmósfera hacia la superficie). Esta se estima como residuo de la ecuación de balance de radiación en la superficie:

$$OL \downarrow = RN - OC \downarrow + OL \uparrow + OC \uparrow$$

Alternativamente OL ↓ se puede estimar climatológicamente (promedios mensuales) mediante la fórmula de Brunt, incluyendo el factor que considera la nubosidad fraccional (f) .

$$OL \downarrow = \sigma T_a^4 (a+b \cdot e^{1/2}) (1+k \cdot f)$$

T_a : medición estandar de temperatura del aire

a,b: constantes empíricas que dependen del tipo de clima.

e: presión parcial de vapor de agua.

K: constante empírica que depende de la altura de las nubes, varía entre 0.2(nubes bajas) y 0.04(nubes altas).

En ausencia de valores de f, éstos pueden ser estimados a partir de **heliografos** con los que se determina las horas de sol brillante n (longitud de la traza de papel quemado), de modo que se tiene proximadamente:

$$f = 1 - n/N, \quad \text{en que } N \text{ es la duración astronómica del día: } N = 2 \cos^{-1} (-\tan \phi \tan \delta)$$

Algunos valores de las constantes en fórmula de Brunt (adaptado de Brutsaert, 1991)

Latitud	Altitud[m]	a	b
varias		0.51	0.066
38 N	14	0.66	0.039
36 N	369	0.68	0.036

- **Radiación Neta (RN):**

Corresponde a la suma algebraica de todas las componentes de radiación que llegan (+) y salen (-) perpendicularmente a la superficie:

$$RN = OL \downarrow + OC \downarrow - OL \uparrow - OC \uparrow$$

La radiación neta RN se mide con un **radiómetro neto**. A través de sus placas ennegrecidas que miran hacia arriba y hacia abajo, se establece una diferencia de potencial proporcional a la diferencia de temperatura que resulta de la suma algebraica de los flujos radiativos. Los valores de RN obtenidos de radiómetros netos sin cúpula de polietileno o silicona (deja pasar OC y OL) deben ser corregidos en función de la velocidad del viento o disponer de ventilación forzada permanente (ventilador).

1.3 Fórmulas Útiles:

- **Presión parcial de vapor de agua (e_a):**

Cálculo aproximado de e_a [hPa] para la fórmula de Brunt a partir de las mediciones de temperatura T [°C] y humedad relativa HR [%] en el cobertizo meteorológico.

$$e_a \text{ [hPa]} = (HR/100) \cdot 6.11 \exp \left(-17.27 \frac{T_a}{T_a + 243.5} \right)$$

- **Ángulo cenital χ :**

El ángulo cenital χ en un lugar geográfico, dado por su latitud ϕ para un día del año con declinación solar δ y a una hora del día expresada a través del ángulo horario h , se calcula mediante la expresión:

$$\cos \chi = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h$$

- **Ángulo horario (h):**

$$h = (2\pi/24) * (\text{hora UTC} - 12) - \lambda \cdot 2\pi/360 = \pi/12 * ((\text{hora UTC} - 12) - \lambda/15)$$

en que hora UTC es la hora del meridiano 0 (Greenwich) y λ es la longitud geográfica del meridiano local, positivo hacia el W (ej.: Santiago $\lambda = +70.5$ (W) $\pi/180$ [radianes]).

- **Declinación solar (δ):**

$$\delta = 23.45^\circ \cos(2\pi(d - d_{sv})/365.25)$$

En que d es el día juliano (0-365/366) para el cual se calcula la declinación solar y d_{sv} es el día juliano del solsticio de verano para el hemisferio norte ($d_{sv} = \sim 173$).

- **Insolación Diaria (ID):**

Es la integral de la radiación solar entre la salida y la puesta de sol.

$$ID = \int \text{Radiación Solar} dt = \sum \text{Radiación Solar} \cdot \Delta t$$

Superficie : $\text{Radiación Solar} = OC \downarrow$

Tope de la atmósfera : $\text{Radiación Solar} = CS \cos \chi$

- Otros:

Tipo de Suelo	Albedo (a^*)	Emisividad (ϵ_0)
Tierra/Cemento	0.05-0.40	0.90-0.98
Desierto	0.20-0.45	0.84-0.91
Césped	0.16-0.26	0.90-0.95
Suelo Agrícola	0.15-0.25	0.90-0.99
Bosque	0.15-0.20	0.97-0.98
Agua	0.03-0.10	0.92-0.97
Nieve	0.40-0.95	0.82-0.99
Hielo	0.20-0.45	0.92-0.97

Determinación del tipo de nubosidad presente a partir de la altura de su base medida con el **Nefobasímetro**

Nubosidad	BAJA	MEDIA	ALTA
Altura	< 2 km	2 – 6 km	> 6 km

2. Guía de Trabajo

Objetivo: Medir las densidades de flujo radiativo (OC y OL) y comparar las mediciones en torno al mediodía con fórmulas teóricas. Comparar mediciones bajo distintas condiciones del suelo. Analizar el ciclo anual de radiación solar en el tope de la atmósfera y en la superficie de la tierra.

2.1- Llenar los siguientes datos obtenidos con los instrumentos en la terraza del DGF y con las fórmulas de la parte teórica, para los casos de suelo seco y suelo mojado.

Datos básicos:

Lugar: Terraza edificio DGF

Tipo de superficie:

Emisividad superficial suelo seco (ϵ_0):

Fracción de cielo con nubes (f):

Fracción cielo nubosidad baja:

Fracción cielo nubosidad media:

Fracción cielo nubosidad alta:

Fecha / día juliano (d):

Hora local (UTC - 4):

Emisividad superficial suelo mojado (ϵ_0):

Longitud (λ):

Latitud (ϕ):

Angulo cenital (χ):

Declinación solar (δ):

Registros de la estación meteorológica:

Temperatura del suelo seco (T_s):

Temperatura del suelo mojado (T_s):

Temperatura del aire (T_a):

Humedad relativa del aire (HR):

Datos a calcular teóricamente:

Albedo superficial (a^*) suelo seco:

Albedo superficial (a^*) suelo mojado:

Presión parcial de vapor (e_a) suelo seco:

Presión parcial de vapor (e_a) suelo mojado:

Flujos Radiativos:

	Suelo Seco		Suelo Mojado	
	Medida	Estimada	Medida	Estimada
OC↓ [Wm-2]				
OC↑ [Wm-2]				
OL↓ [Wm-2]				
OL↑ [Wm-2]				
RN [Wm-2]				

2.2 - Discutir las diferencias entre los valores de radiación medidos y los calculados con las fórmulas empíricas.

2.3- Graficar el ciclo anual de:

- la insolación diaria en el tope de la atmósfera ($CS \cos \chi$) y en superficie ($OC \downarrow$) en un mismo gráfico.
- el máximo diario de $OC \downarrow$ y $CS \cos \chi$ en un mismo gráfico.

Comentar las diferencias entre la radiación en el tope de la atmósfera y en superficie.

Para esto se le proporcionarán los siguientes archivos:

- **dgfobs2008.txt:** contiene los datos de radiación obtenidos desde la terraza del DGF el año 2008, cada 30 minutos.
- **dgfcalc2008.txt y dgfout2008.txt:** ambos contienen la radiación solar en el tope de la atmósfera, el primero posee un formato para leerse en Matlab y el segundo para Excel. Estos valores se obtuvieron con el programa SolarCalc.jar) para la latitud 33.5°S, longitud 71°W y altura igual a 500 m. (El programa está disponible en ucursos, es opcional obtener los datos directo desde el programa o utilizar estos archivos). Los datos están cada 1 hora.

Los datos de radiación en los 3 archivos se encuentran en la columna 6.

Se sugiere realizar los cálculos y gráficos en Matlab, donde le será útil el comando:

MatrizDeRadiacion=reshape(VectorDeRadiacion, 24, 366);

Esto le permitirá transformar el vector de 366*24 datos en una matriz de 366 filas y 24 columnas, donde cada fila contiene los datos de ese día. (Lo mismo para el vector de 366*48 datos).