

RADIACION TERRESTRE

Se llama también radiación de *onda larga* (**OL**) para diferenciarla de la radiación solar o de *onda corta*: (**OC**). Esta diferenciación se puede hacer debido al mínimo traslapo entre ambas distribuciones espectrales (ver figura abajo).

- Banda espectral **OL**: 3 - 100 [μm]
- Absorción de **OL**: debida principalmente al vapor de agua (componente variable) y dióxido de carbono (componente "fija"). También O_2 y O_3 (ver figura abajo).
- Ventana radiativa **OL**: Mínima absorción en la atmósfera entre 8 y 11 [μm]. Aplicación en determinación de temperaturas superficiales (mar, tierra, tope nubes) mediante satélites.
- **Efecto invernadero**. Consideremos una atmósfera formada por tres ($n = 3$) capas gaseosas cada una de las cuales es completamente absorbente para la **OL** y transparente para la **OC**. Las correspondientes temperaturas medias para **equilibrio radiativo** son (de abajo hacia arriba) T_1, T_2 y T_3 , Balance de energía radiante para cada capa: radiación absorbida = radiación emitida. La temperatura superficial (T_0) resulta ser : $T_0 = \sqrt[4]{3+1} T_3$. Para n capas $T_0 = \sqrt[4]{n+1} T_n$

- Radiación emitida por la superficie $OL\uparrow = \epsilon \sigma T_0^4$. Valores de **emisividad superficial de onda larga** ϵ : agua: 0.92-0.96 ; desierto 0.90-0.91 ; bosque 0.90 ; suelo húmedo 0.95-0.98 ; arena seca 0.89-0.90 ; vidrio 0.87-0.94 ; lámina Al 0.01-0.05. La **temperatura superficial** (T_0) se mide con un radiómetro IR termal que calcula la temperatura superficial "equivalente" (T_e) a la de un cuerpo negro. Por tanto $OL\uparrow = \epsilon \sigma T_0^4 = \sigma T_e^4$.

$OL\downarrow$ equivale a la emisión de la primera capa completamente absorbente (capa 1) en el modelo que acabamos de ver.

- La **contrarradiación atmosférica** ($OL\downarrow$) se calcula en general como residuo de la ecuación de balance de radiación en la superficie:

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

donde **RN** es la **radiación neta** (medible mediante radiómetro neto), equivalente a la suma algebraica (positiva hacia abajo) de todas las componentes de radiación que llegan (+) y salen (-) perpendicularmente a la superficie.

Para estimar $OL\downarrow$ se puede utilizar **fórmula de Brunt** (empírica): se basa en que en climas templados cerca del 25% de la contrarradiación, $OL\downarrow$ se origina en los 2 primeros metros sobre la superficie, (45% bajo los 20 m y 90% entre la superficie y 800-1600 m). Luego, $OL\downarrow$ se puede correlacionar con mediciones standard de temperatura T_a y humedad relativa HR a 2 m sobre la superficie (cobertizo meteorológico). Para cielos despejados:

$$OL_{o\downarrow} = \sigma T_a^4 (a + b \sqrt{e})$$

El término entre paréntesis corresponde a una "emisividad aparente" de la atmósfera hacia la superficie terrestre. a y b son constantes (ver Tabla) y e es la presión parcial del vapor de agua (hPa) calculable a partir de T_a y HR

$$e_a[hPa] = \left(\frac{HR}{100}\right) * 6.11 * \exp\left(\frac{17.27 * T}{T + 243.5}\right)$$

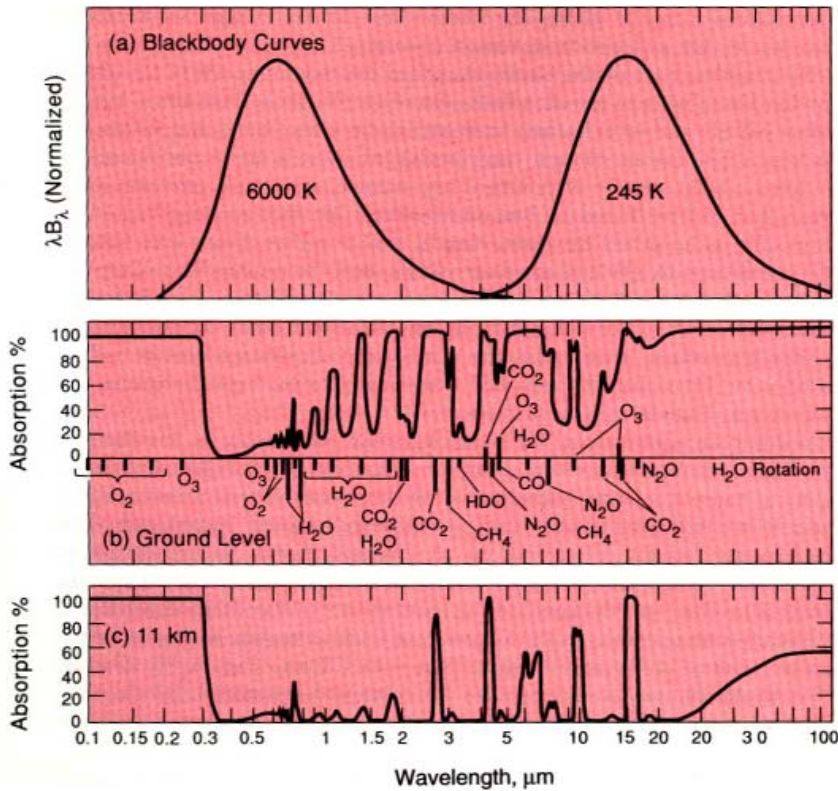
Latitud	altitud (m)	a	b	Correlación	Período
52 N	6	0.52	0.065	0.97	mes
varias		0.51	0.066		mes
38 N (*)	14	0.66	0.039	0.89	mes
36 N	369	0.68	0.036	0.92	mes

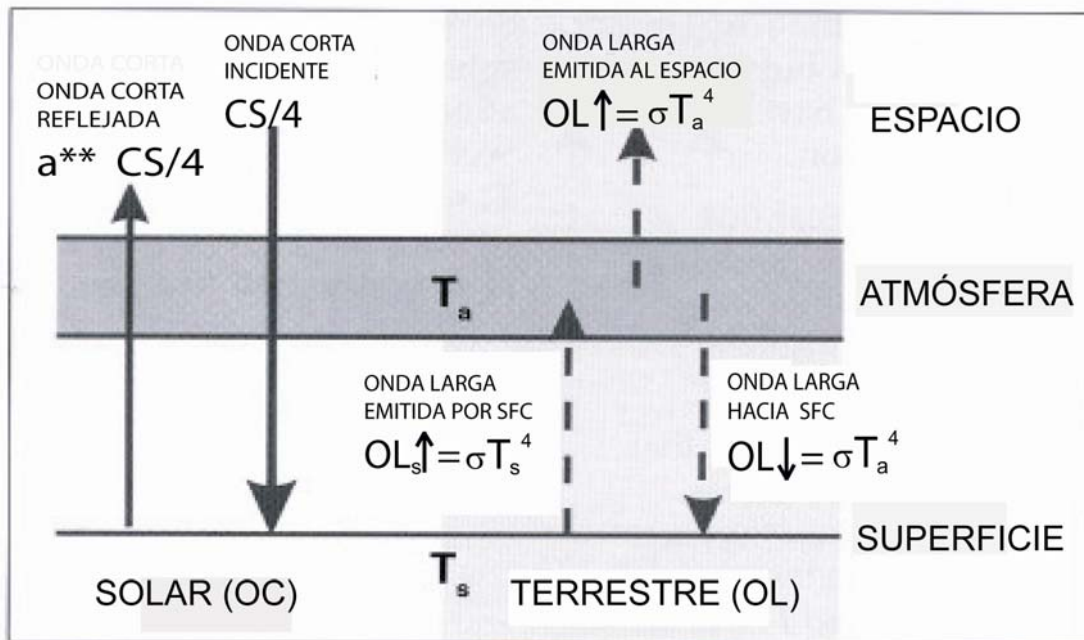
(*) Davis, valle central de California. Las constantes a y b son con e [hPa] (adaptado de Brutsaert, 1991):

En presencia de nubosidad fraccional f se puede utilizar: $OL\downarrow = OL_o\downarrow (1 + k f^2)$
 en que k es un valor empírico que varía entre 0.2 (nubes bajas) y 0.04 (nubes altas). En ausencia de valores de f , éstos pueden ser estimados a partir de **heliofanógrafos** con los que se determina las horas de sol brillante n (longitud de la traza de papel quemado), de modo que se tiene aproximadamente:

$$f = 1 - n / N$$

en que N es la duración astronómica del día: $N = 2 \cos^{-1} (-\text{tg } \varphi \text{ tg } \delta)$.





Efecto invernadero simple: La columna atmosférica está representada por una sola capa isotérmica a temperatura T_a ; es completamente transparente a la radiación solar (en promedio cada m^2 de la superficie terrestre recibe $CS/4$) y completamente opaca la radiación terrestre (cuerpo negro para OL). En este caso el albedo planetario a^{**} se confunde con el albedo superficial a^* . La superficie emite como cuerpo negro a T_s .

Si el planeta (sistema tierra-atmósfera) está en equilibrio radiativo:

$$CS/4 - a^{**} CS/4 = CS(1 - a^{**}) - \sigma T_a^4 = 0; \text{ de donde } T_a = (CS(1-a^{**})/\sigma)^{1/4}.$$

Si la superficie terrestre está también en equilibrio radiativo:

$$CS/4 - a^{**} CS/4 = CS(1 - a^{**}) + \sigma T_a^4 = \sigma T_s^4$$

σT_a^4 es la "Contrarradiación atmosférica" en este modelo simple.

De aquí resulta $T_s = (2 CS(1 - a^{**})/\sigma)^{1/4}$. Por tanto $T_s = T_a (2)^{1/4}$

Para N capas atmosféricas completamente absorbentes a la OL tendremos $T_s = T_a (N+1)^{1/4}$

Cada una de estas capas tiene suficiente concentración de gases absorbentes en OL como para que salga una pequeñísima fracción de lo que entra.