

## II. Microclimatología

Andrew S. Kowalski  
Catedrático de Universidad  
Departamento de Física Aplicada  
Universidad de Granada  
[andyk@ugr.es](mailto:andyk@ugr.es)

# Bibliografía

- Arya, S. P., Introduction to Micrometeorology, Academic Press, 1988, San Diego
  - Capítulos 2-4 de particular relevancia
- Roland B. Stull, An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, 1989, ISBN 90-277-2769-4

# **MICROCLIMATOLOGÍA: ENERGÍA EN SUPERFICIE (3h)**

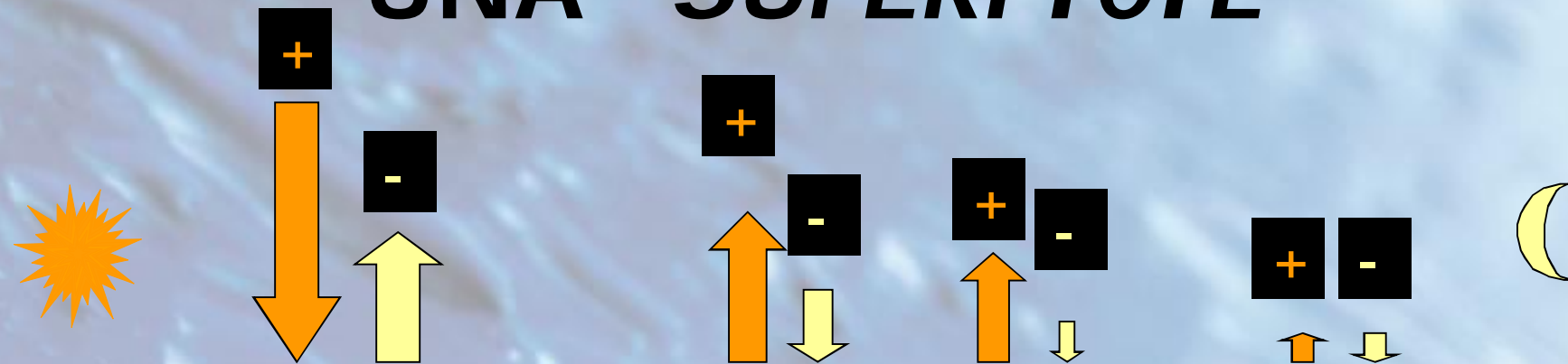
- **La ecuación de balance de energía**
- **La radiación neta ( $R_n$ )**
  - **Papel, capa límite (condición de entorno)**
  - **Radiación solar**
  - **Radiación Térmica**
  - **Propiedades radiativas de la superficie**
    - **Albedo**
    - **Emisividad**
- **La transferencia de energía al suelo**
  - **Temperaturas superficiales y subterráneas**
  - **Propiedades Térmicas de los suelos**
  - **El flujo de calor al suelo ( $G$ )**



# MICROCLIMATOLOGÍA: ENERGÍA EN SUPERFICIE (3h)

- **La ecuación de balance de energía**
- **La radiación neta ( $R_n$ )**
  - Papel, capa límite (condición de entorno)
  - Radiación solar
  - Radiación Térmica
  - Propiedades radiativas de la superficie
    - Albedo
    - Emisividad
- **La transferencia de energía al suelo**
  - Temperaturas superficiales y subterráneas
  - Propiedades Térmicas de los suelos
  - El flujo de calor al suelo ( $G$ )

# BALANCE DE ENERGÍA DE UNA "SUPERFICIE"

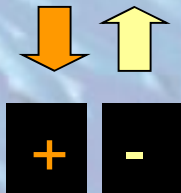


Superficie  
ideal

$$\underline{R_n} = \underline{G + H + LE + Misc}$$

Hacia la superficie

$R_n$  = Radiación neta



Desde la superficie

G = Calor al suelo

H = Calor (sensible) a la atmósfera

LE = Calor latente a la atmósfera

Misc = a investigar (!)

¡Signos arbitrarios!

# "ENERGÍA DISPONIBLE"

$$R_n = G + H + LE + Misc$$

$$H + LE = R_n - G$$

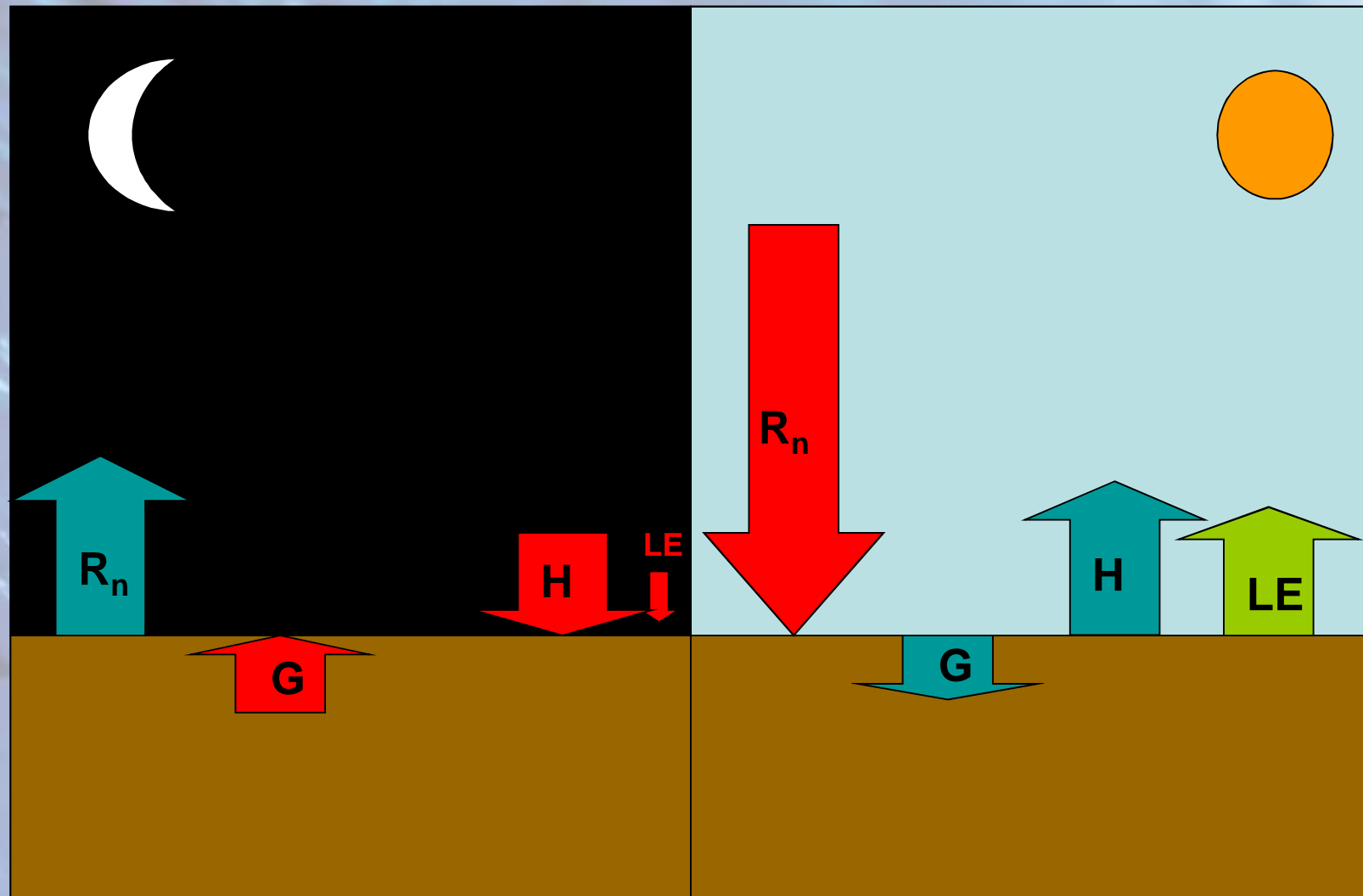
Micrometeorología (Temas 3+)

Asuntos de Tema 2

Flujos turbulentos de  
calor sensible y latente  
 $H_2O(g)$

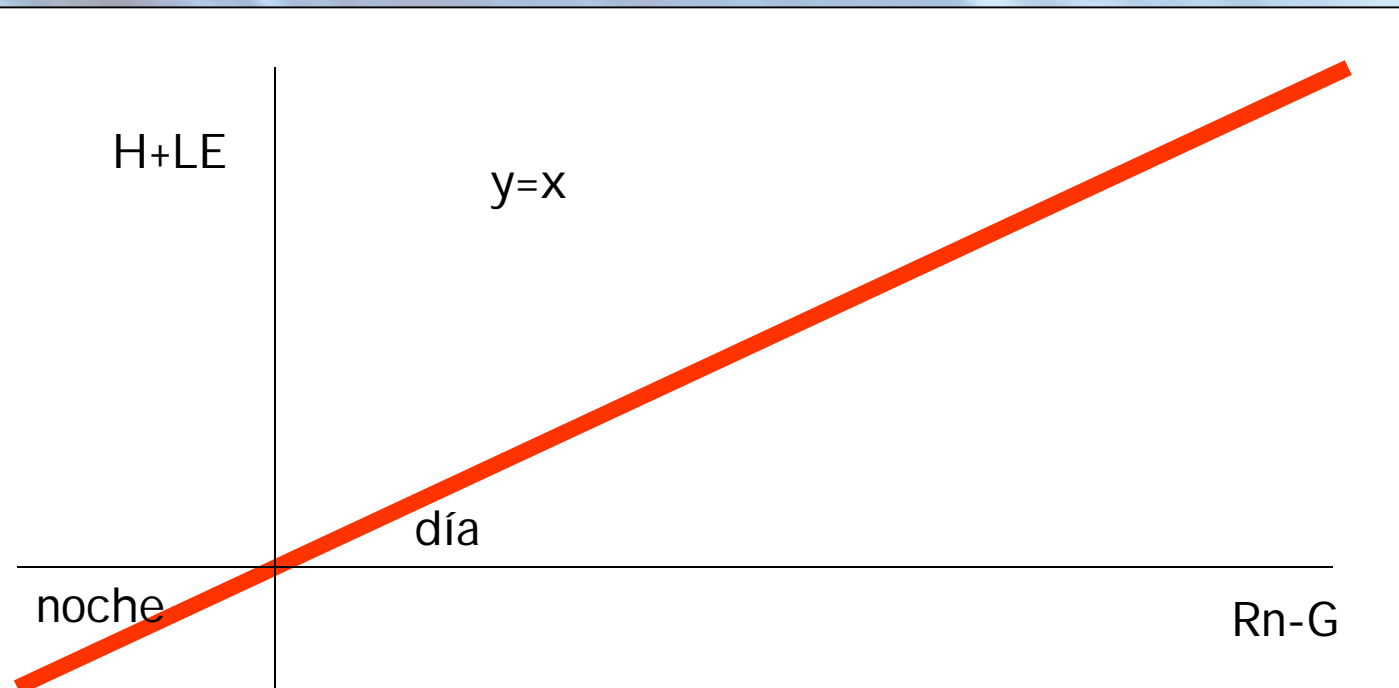
Antes de empezar:  
Un poco de contexto sobre  
las posibilidades de  
investigar en este ámbito

# Balance de Energía en Superficie



# BALANCE DE ENERGÍA TEORÉTICO

$$H + LE = R_n - G$$

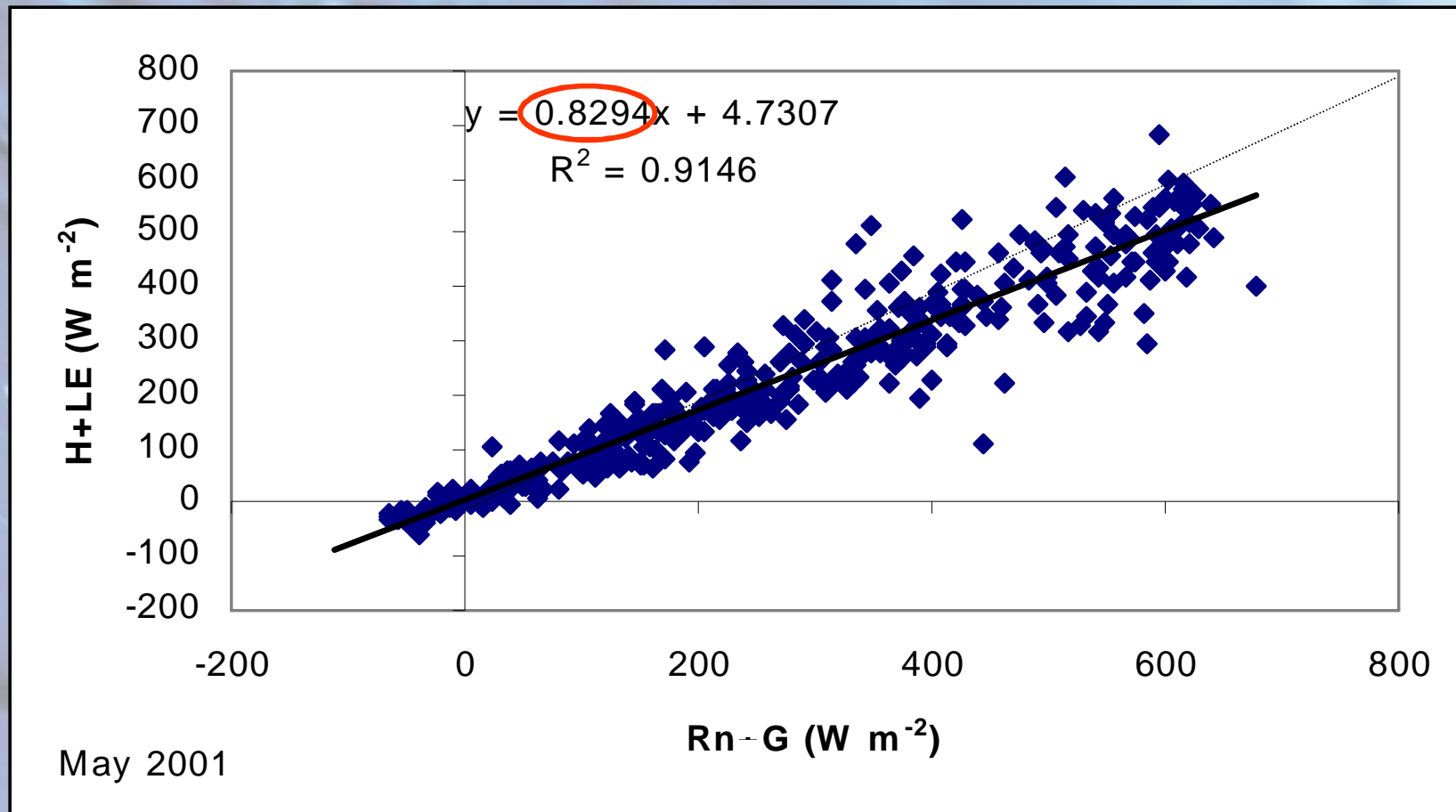


Según la 1ª Ley de la Termodinámica



# ¿Se cierra el balance?

- Ejm: bosque recién talado cerca de Burdeos



Reto: Demostrar concordancia con la 1<sup>a</sup> Ley de la Termodinámica

# Un análisis de 59 sitios/años

3-hourly data, such as the ten-  
sitive fluxes during the day  
ve fluxes at night (Blanken  
).

nce closure

of  $LE + H$  against  $R_n - G -$   
alf-hour data for each of the  
n Table 2. The slope was less  
ranging from 0.53 to 0.99,  
1. The intercept ranged from  
h a mean of  $3.7 \pm 2.0 \text{ W m}^{-2}$ .  
(31) than negative intercepts  
nt of determination ( $r^2$ ) was  
o 0.96.

oach, which accounted for  
able energy, increased the  
0.01. The increase in slope  
r 43 of the 50 site-years (not  
even site-years increased by  
ne site increasing by 25%.  
t increase in slope using the  
quest correlation ( $r^2$ ) values

Table 2  
Ordinary linear regression (OLR) coefficients for energy balance  
closure for all site-years<sup>a</sup>

n	Intercept	Slope	$r^2$	EBR
5129	3.5	0.55	0.80	0.56
3771	7.1	0.58	0.87	0.70
3324	16.8	0.60	0.64	0.77
3495	20.9	0.62	0.74	<sup>b</sup>
6197	29.7	0.64	0.74	0.82
6144	-10.1	0.65	0.83	1.00
8738	-0.8	0.68	0.85	0.68
14418	-0.7	0.69	0.85	1.20
11459	2.5	0.70	0.84	0.72
10227	6.0	0.70	0.83	0.74
9267	-12.3	0.71	0.87	1.03
7952	-18.3	0.72	0.86	0.59
9621	-6.9	0.72	0.86	0.66
3918	12.7	0.73	0.92	0.84
10712	-32.9	0.73	0.80	0.39
11267	7.7	0.74	0.88	0.82
12727	36.9	0.74	0.76	1.00
13834	11.3	0.75	0.84	0.86
14468	9.6	0.75	0.85	0.88
11561	8.4	0.75	0.86	0.83
9649	31.1	0.75	0.89	1.16
12016	3.1	0.75	0.88	0.78
9005	16.6	0.76	0.92	0.88
11789	-6.0	0.77	0.83	0.76
11058	-16.2	0.78	0.81	0.53
4032	2.6	0.78	0.87	0.81
4039	-5.4	0.79	0.85	0.62
4181	4.5	0.80	0.88	0.87

Comparar con el  
pendiente teórico=1.0

6848	-8.7	0.82	0.83	0.69
3846	16.3	0.83	0.92	0.93
4370	5.0	0.83	0.89	0.79
4896	7.4	0.84	0.96	0.93
14760	6.4	0.85	0.92	0.97
4150	4.1	0.85	0.85	0.92
12751	-1.2	0.85	0.90	0.84
5193	-12.5	0.85	0.95	0.73
15638	-5.3	0.85	0.87	0.69
2594	-2.1	0.85	0.94	0.83
13891	2.6	0.86	0.90	0.89
14198	-7.7	0.86	0.91	1.00
6357	28.6	0.87	0.86	1.09
3850	3.6	0.89	0.90	0.93
3864	6.6	0.89	0.87	0.34
14324	8.9	0.90	0.91	1.69
7993	-18.7	0.90	0.89	0.79
12064	31.5	0.91	0.91	1.17
14545	-15.2	0.92	0.92	0.77
13655	7.1	0.95	0.91	0.89
4670	-23.8	0.97	0.90	0.71
1883	32.6	0.99	0.79	<sup>b</sup>

# Un problema general de la micrometeorología/microclimatología

$$H + LE = (R_n - G) + \varepsilon$$

- En cientos de sitios en el mundo, se encuentra:
  - $H+LE = \alpha (R_n - G)$ ;  $\alpha \sim (80 \pm 15)\%$
  - (Baldocchi, 2003, *Global Change Biology*, **9**, 479-492)
- ¿Qué se puede concluir de este problema?

# Un problema general de la micrometeorología/microclimatología

- Posibles conclusiones:
  - 1. No sabemos bien medir los flujos turbulentos
    - Hace falta corregirlos por un factor de 1.25
    - También cualquier flujo turbulento (CO<sub>2</sub>, aerosoles, etc.)



ELSEVIER

Agricultural and Forest Meteorology 103 (2000) 279–300

AGRICULTURAL  
AND  
FOREST  
METEOROLOGY

[www.elsevier.com/locate/agrformet](http://www.elsevier.com/locate/agrformet)

## Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland

T.E. Twine<sup>a,\*</sup>, W.P. Kustas<sup>b</sup>, J.M. Norman<sup>c</sup>, D.R. Cook<sup>d</sup>, P.R. Houser<sup>e</sup>, T.P. Meyers<sup>f</sup>,  
J.H. Prueger<sup>g</sup>, P.J. Starks<sup>h</sup>, M.L. Wesely<sup>d</sup>

<sup>a</sup> Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, 1225 West Dayton St., University of Wisconsin-Madison, Madison, WI 53706, USA

<sup>b</sup> USDA-ARS Hydrology Laboratory, Beltsville, MD 20705, USA

<sup>c</sup> Department of Soil Science, University of Wisconsin-Madison, Madison, WI 53706, USA

<sup>d</sup> Argonne National Laboratory, Argonne, IL 60439, USA

<sup>e</sup> Hydrological Sciences Branch, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD 20771, USA

<sup>f</sup> NOAA Atmospheric Turbulence and Diffusion, Oak Ridge National Laboratory, Oakridge, TN 37831, USA

<sup>g</sup> USDA-ARS National Soil Tilth Laboratory, Ames, IA 50011, USA

<sup>h</sup> USDA-ARS Grazinglands Research Laboratory, El Reno, OK 73036, USA

Received 9 April 1999; received in revised form 28 January 2000; accepted 28 January 2000



# Un problema general de la micrometeorología/microclimatología

- Posibles conclusiones:
  - 2. No estimamos bien la energía disponible, porque
    - A. No sabemos bien medir  $R_n$  y  $G$ ;
    - B. No debemos despreciar los términos en  $\varepsilon$  ("Misc")

$$H + LE = (R_n - G) + \varepsilon$$

Una oportunidad para investigar

# "ENERGÍA DISPONIBLE"

$$R_n = G + H + LE$$

$$H + LE = R_n - G$$

Asuntos de Tema 2

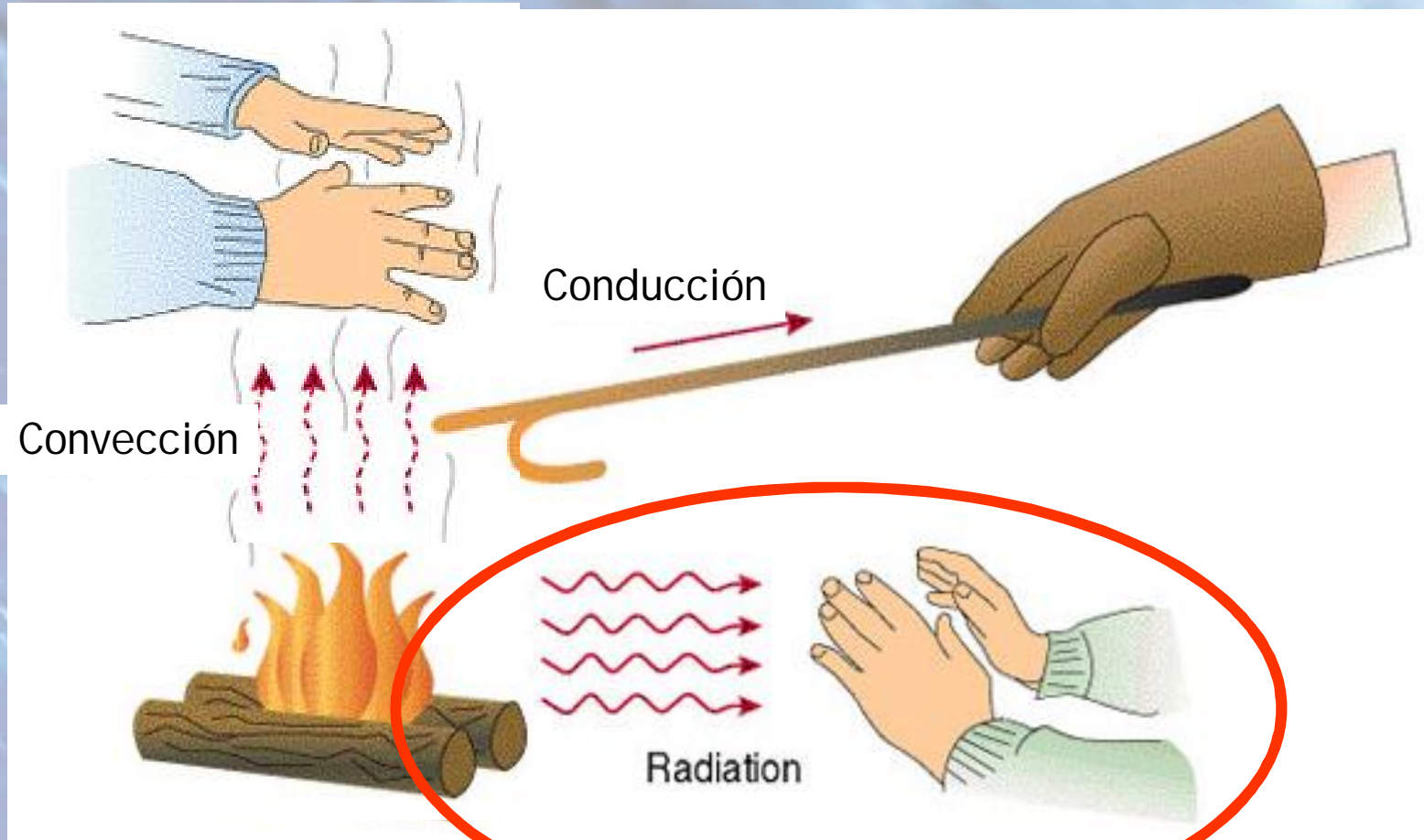
# MICROCLIMATOLOGÍA: ENERGÍA EN SUPERFICIE (3h)

- La ecuación de balance de energía
- **La radiación neta ( $R_n$ )**
  - **Introducción a la radiación**
  - Radiación solar
  - Radiación Térmica
  - Propiedades radiativas de la superficie
    - Albedo
    - Emisividad
- **La transferencia de energía al suelo**
  - Temperaturas superficiales y subterráneas
  - Propiedades Térmicas de los suelos
  - El flujo de calor al suelo (G)

Agradecimiento:  
Richard L. Snyder  
Atmospheric Science  
University of California  
Davis, California



# Transferencia de calor: Tres Mecanismos





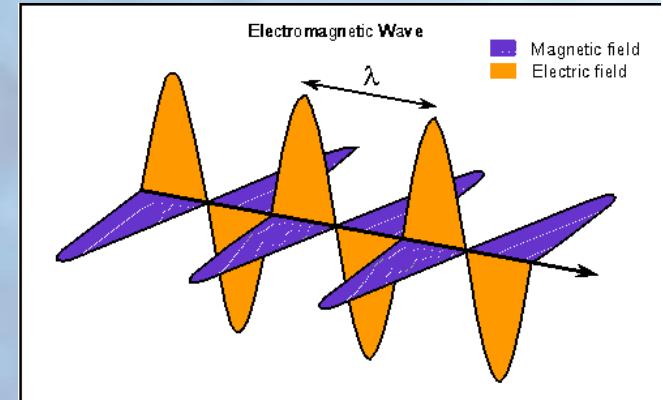
# Radiación

- Asignatura  "Transferencia Radiativa"
  - Aquí, solo un vistazo general
    - Principios básicos de la radiación
    - Relevancia en Micrometeorología
    - Enfoque en la radiación en superficie
      - Balance de energía
      - Importancia para otros intercambios superficie-atmósfera

# Radiación

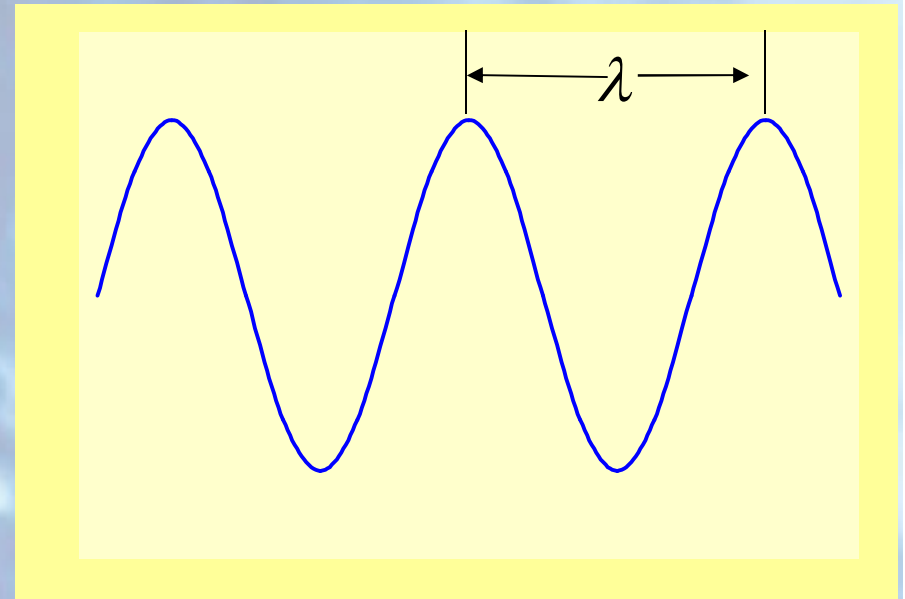
- La radiación electromagnética
  - Se comporta como una onda
    - Transferencia de energía
    - Propiedades de frecuencia ( $\nu$ ) y longitud de onda ( $\lambda$ )
  - Pero sin necesidad de un medio (puede propagar en el espacio vacío)
- La energía radiativa depende de la frecuencia ( $\nu$ ) o longitud de onda ( $\lambda$ ), lo cual depende de la temperatura del emisor
- La velocidad de luz = frecuencia \* longitud

$$c = \lambda \nu = 3.0 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$$



# Relaciones básicas de ondas

- $\lambda$  - **longitud de onda (m)**  
Distancia de cresta a cresta  
(o valle a valle)
- $\nu$  - **frecuencia ( $s^{-1}$ )**  
Número de ondas por segundo
- $c$  - **velocidad de la luz**  
 $c = 3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$



$$c = \lambda \nu$$

Velocidad de luz  $\rightarrow$   $c$        $\uparrow$  Longitud de onda       $\leftarrow$  frecuencia

$$\lambda = \frac{c}{\nu}$$

$c = 3.0 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$



# Onda o partícula, según conviene

- Concepto introducido por Planck
- Radiación electromagnética - un flujo de partículas (quantos, fotones)
- Cada fotón con su energía

$$E = h\nu$$

$$h = 6.626 \times 10^{-34} \text{ J s}$$

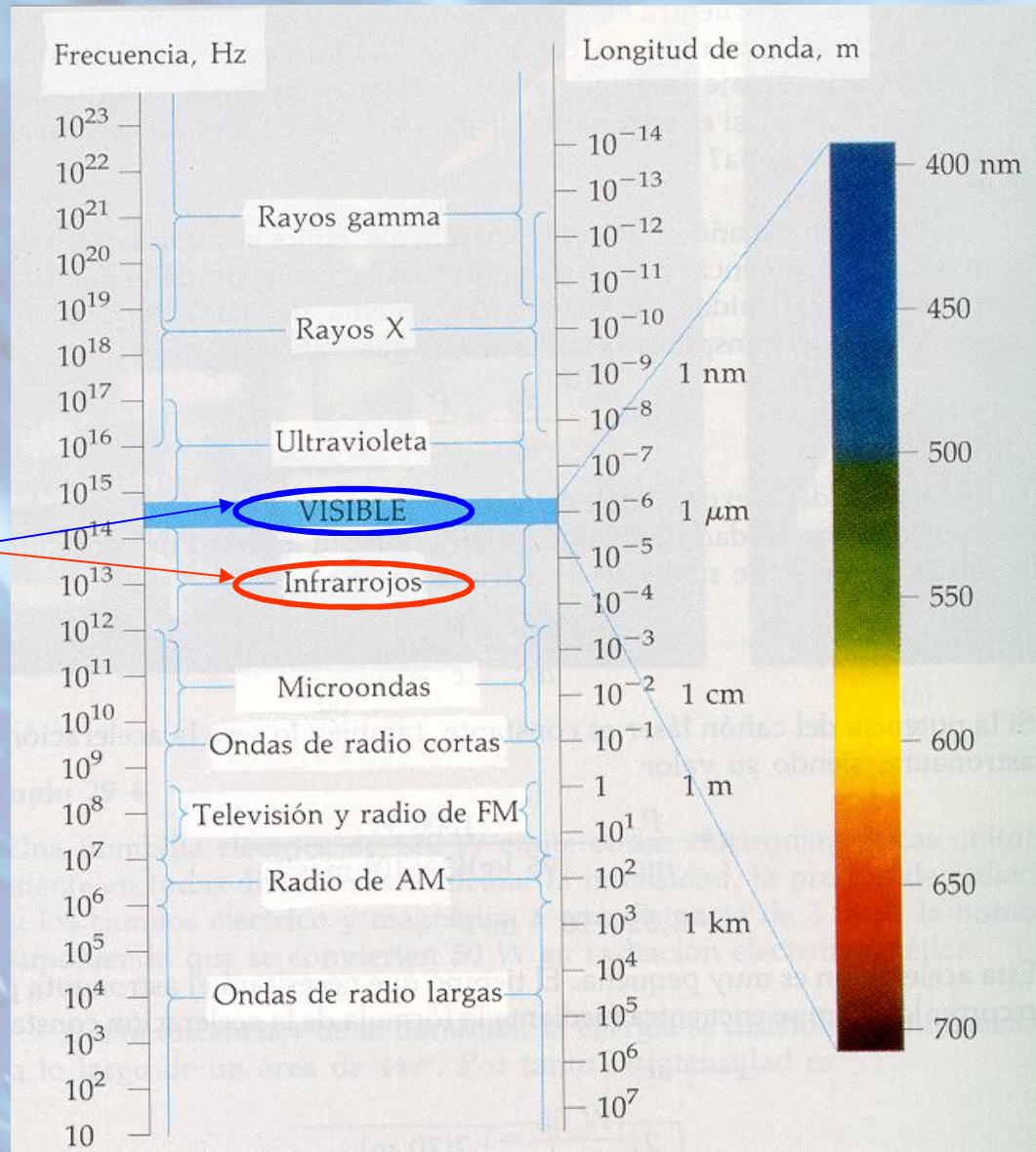
De mucho interés  
para los cálculos de  
conversión energética  
(ejm: la fotosíntesis)



# ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO

Relevancia en el balance de energía en superficie

¿Porqué?



# La Ecuación de Planck

Introducción a una ecuación "chungu"

No porque nos guste

Porque tiene mucho interés (a ver luego)

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \left( \exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right)^{-1} \text{ W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$$

$B_{\lambda}$  = Radiación emitida en una longitud de onda

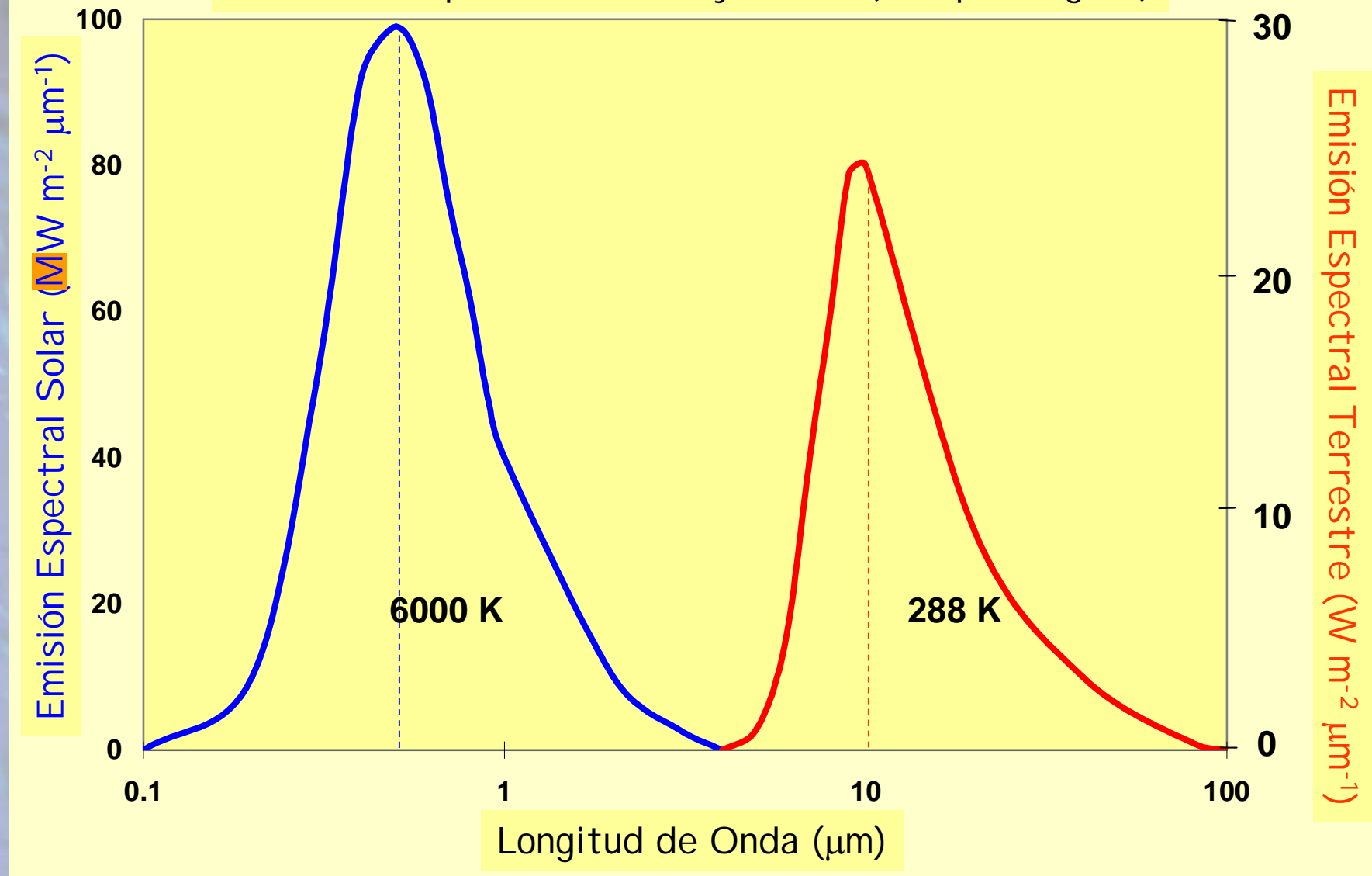
$h = 6.626 \times 10^{-34} \text{ J s}$       constante de Planck

$k = 1.3806 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$       constante de Boltzmann

$c = 3.0 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$       velocidad de la luz

$T$  - Temperatura (Kelvin)

## Emisiones espectrales - Sol y Tierra (cuerpos negros)



Ojo: para una  $T$  dada, el máximo en  $B_\lambda$  se determina donde la derivada  $\frac{\partial B_\lambda}{\partial \lambda} = 0$

$$B_\lambda(T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \left( \exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right)^{-1}$$



# Ley de Desplazamiento de Wien

$$\lambda_{\max} = \frac{2897}{T} \quad \left( \sim \frac{\mu\text{m K}}{K} \right)$$

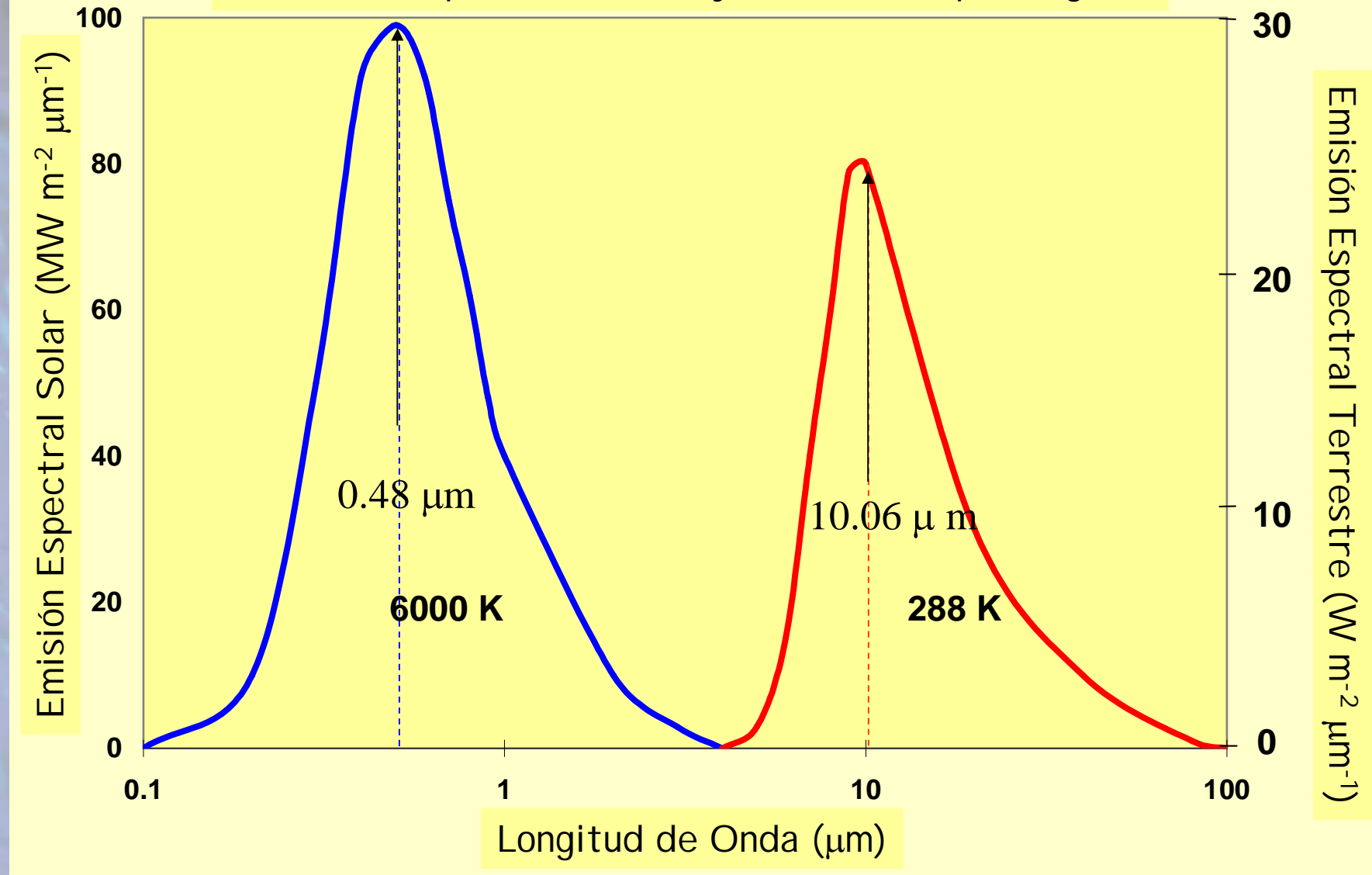
Sol  $\lambda_{\max} = \frac{2897}{6000} = 0.48$  VISIBLE

Tierra  $\lambda_{\max} = \frac{2897}{288} = 10.06$  INFRA-ROJA

T en unidades de K     $\lambda$  en unidades de  $\mu\text{m}$



## Emisiones espectrales - Sol y Tierra (cuerpos negros)



Ojo: para una  $T$  dada, el máximo en  $B_\lambda$  se determina donde la derivada  $\frac{\partial B_\lambda}{\partial \lambda} = 0$

$$B_\lambda(T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \left( \exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right)^{-1}$$

# Una observación sobre las escalas

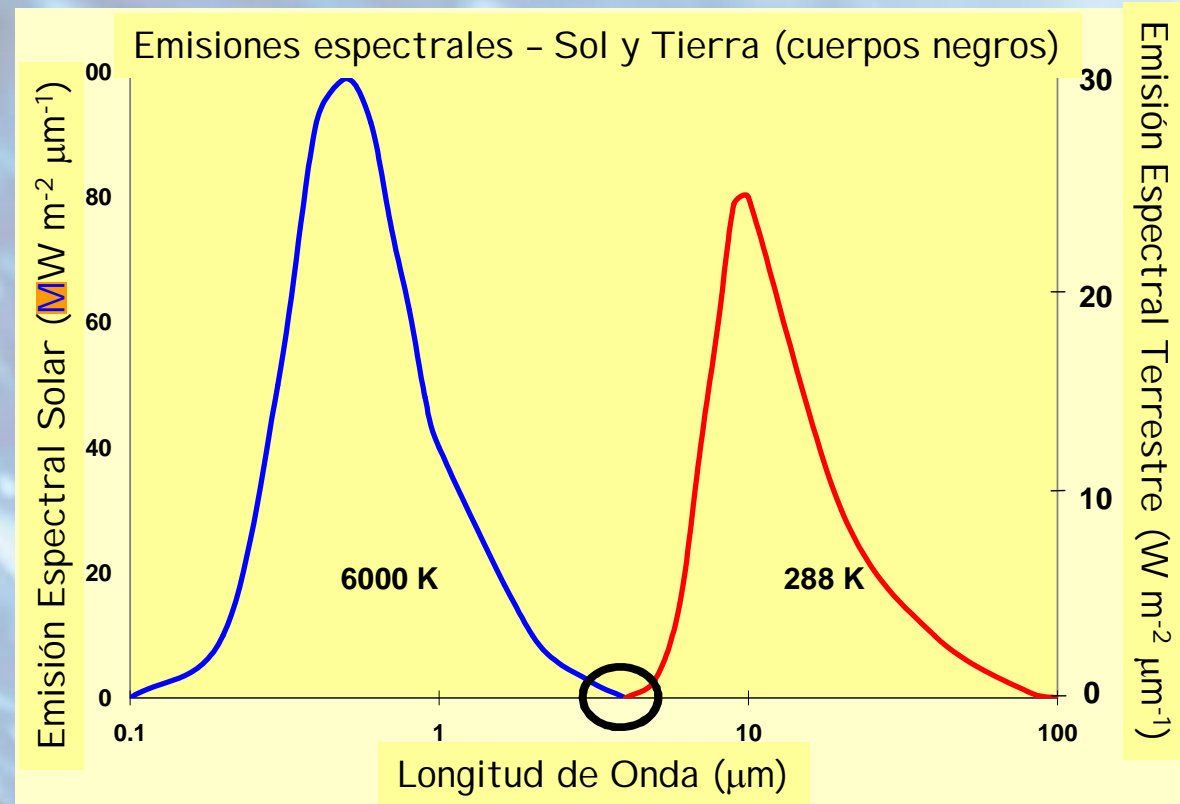
Al nivel mundial:

La radiación solar es la única entrada de energía en el sistema terrestre

La radiación terrestre es la única pérdida

Dos Consecuencias:

1. tienen que ser de la misma magnitud para que la temperatura se mantenga "constante"
2. No hay solapamiento espectral (o **muy** poco)

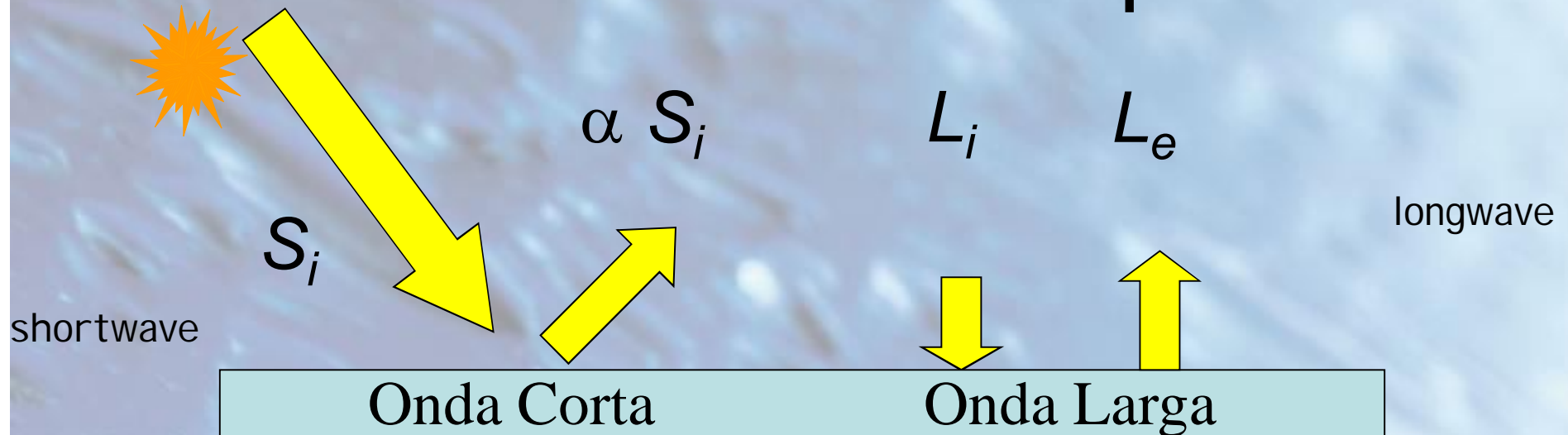


Mucha distancia hasta el Sol

División artificial:

- radiación solar (onda corta)
- radiación terrestre (onda larga)

# Radiación Neta en Superficie



- Descomposición de la Radiación Neta en:
  - Solar incidente ( $S_i$ ) = f(ángulo sol, nubes, aerosoles...)
  - Solar reflejada ( $S_r$ ) = f( $S_i$ ,  $\alpha$  superficie)
  - Onda Larga incidente ( $L_i$ ) = f(efecto invernadero)
  - Onda Larga emitida ( $T_e$ ) = f( $T$ ,  $\epsilon$ )

$$R_n = (1 - \alpha) S_i + L_i - L_e$$

# MICROCLIMATOLOGÍA: ENERGÍA EN SUPERFICIE (3h)

- La ecuación de balance de energía
- La radiación neta ( $R_n$ )
  - Introducción a la radiación
  - **Radiación solar**
  - Radiación Térmica
  - Propiedades radiativas de la superficie
    - Albedo
    - Emisividad
- La transferencia de energía al suelo
  - Temperaturas en superficie
  - Temperaturas subterráneas
  - Propiedades Térmicas de los suelos
  - El flujo de calor al suelo ( $G$ )

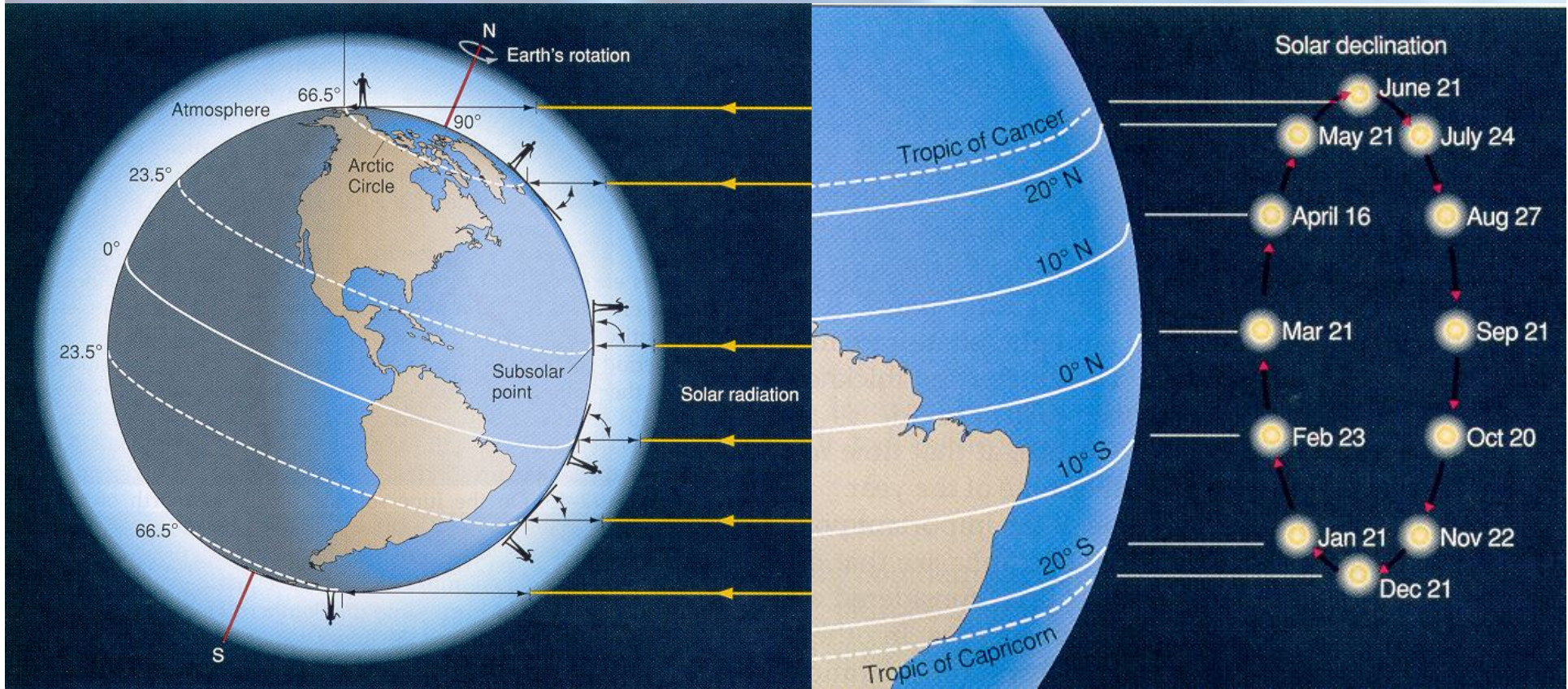


# Variabilidad de la radiación solar

- Geometría orbital
- Efectos atmosféricos
  - Absorción
  - Dispersión
    - Gases
    - Aerosoles
    - Nubes



# DECLINACIÓN SOLAR

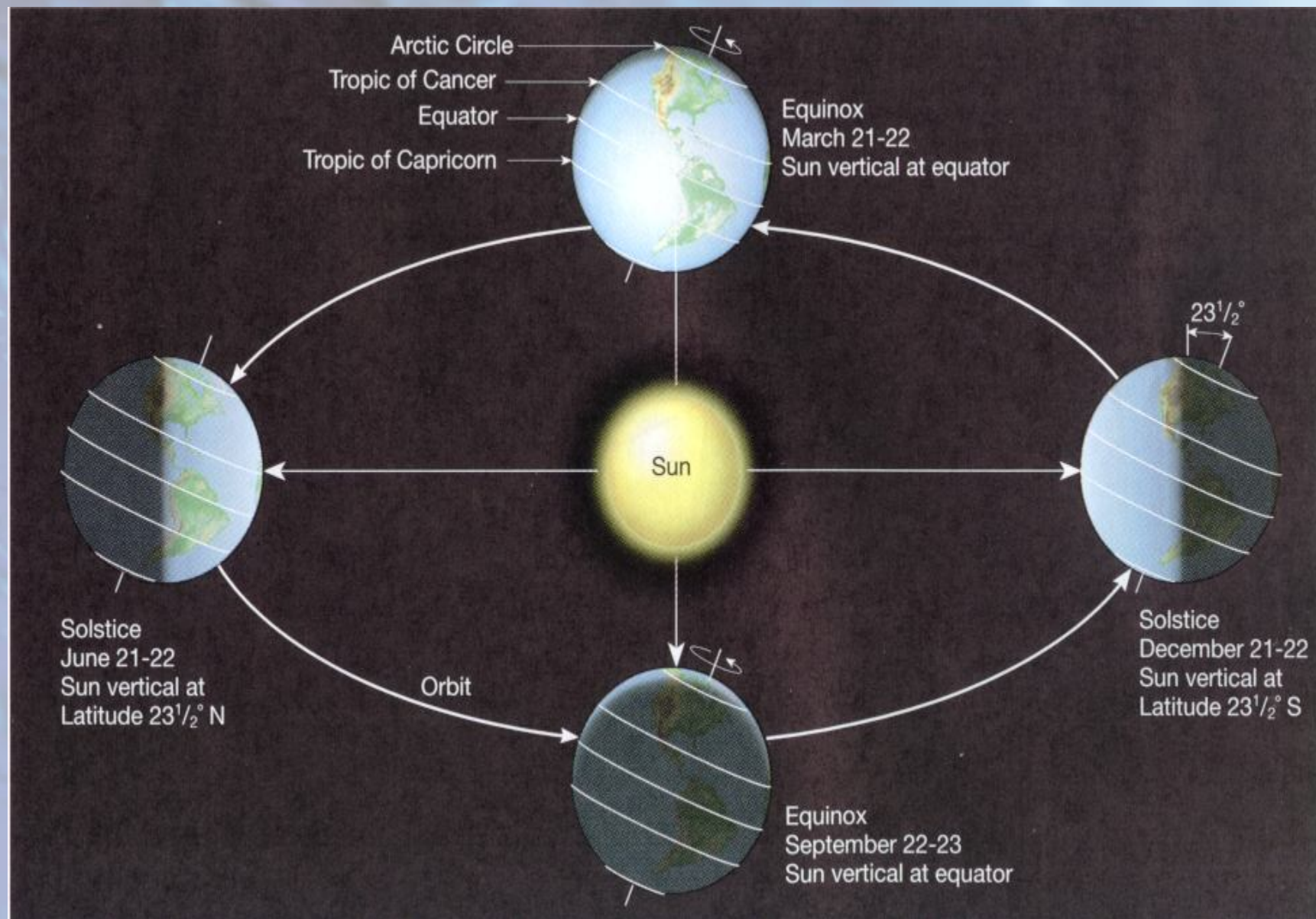


Declinación Solar: Ángulo formado por la línea que une los centros del sol y la Tierra con el plano ecuatorial terrestre.

Localiza la latitud para la cual el sol presenta incidencia normal a medio día. Varía entre  $\pm 23.5^\circ$ .



# ORBITA SOLAR. ESTACIONES.



# ÁNGULO CENITAL SOLAR (en un momento dado)

Data:

Location: 40° N

Date December 22

Location of 90° sun: 23½° S

Calculations:

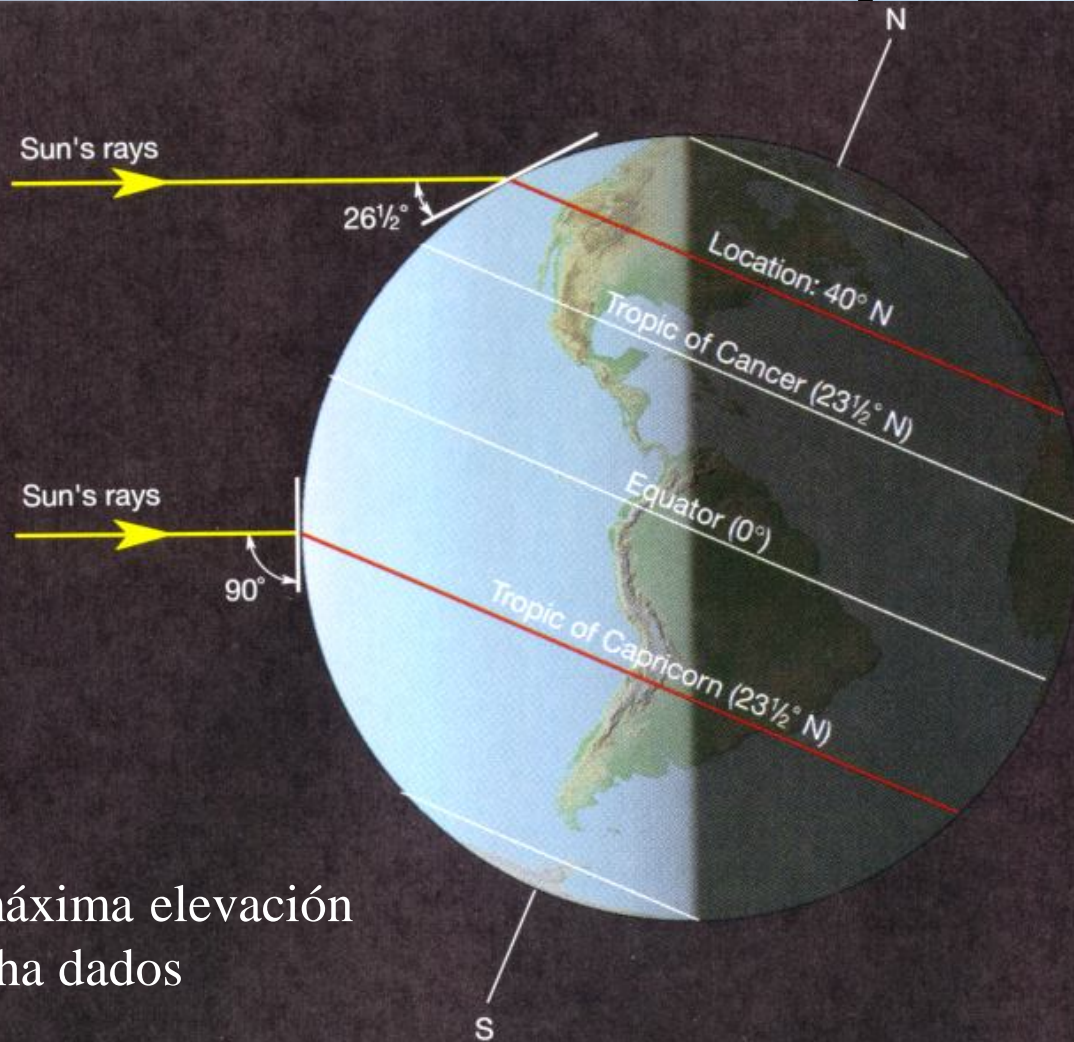
Step 1:

Distance in degrees between  
23½° S and 40° N = 63½°

Step 2:

$$\begin{array}{r} 90 \\ -63\frac{1}{2} \\ \hline 26\frac{1}{2} \end{array} = \text{Noon sun angle at } 40^\circ \text{ on December 22}$$

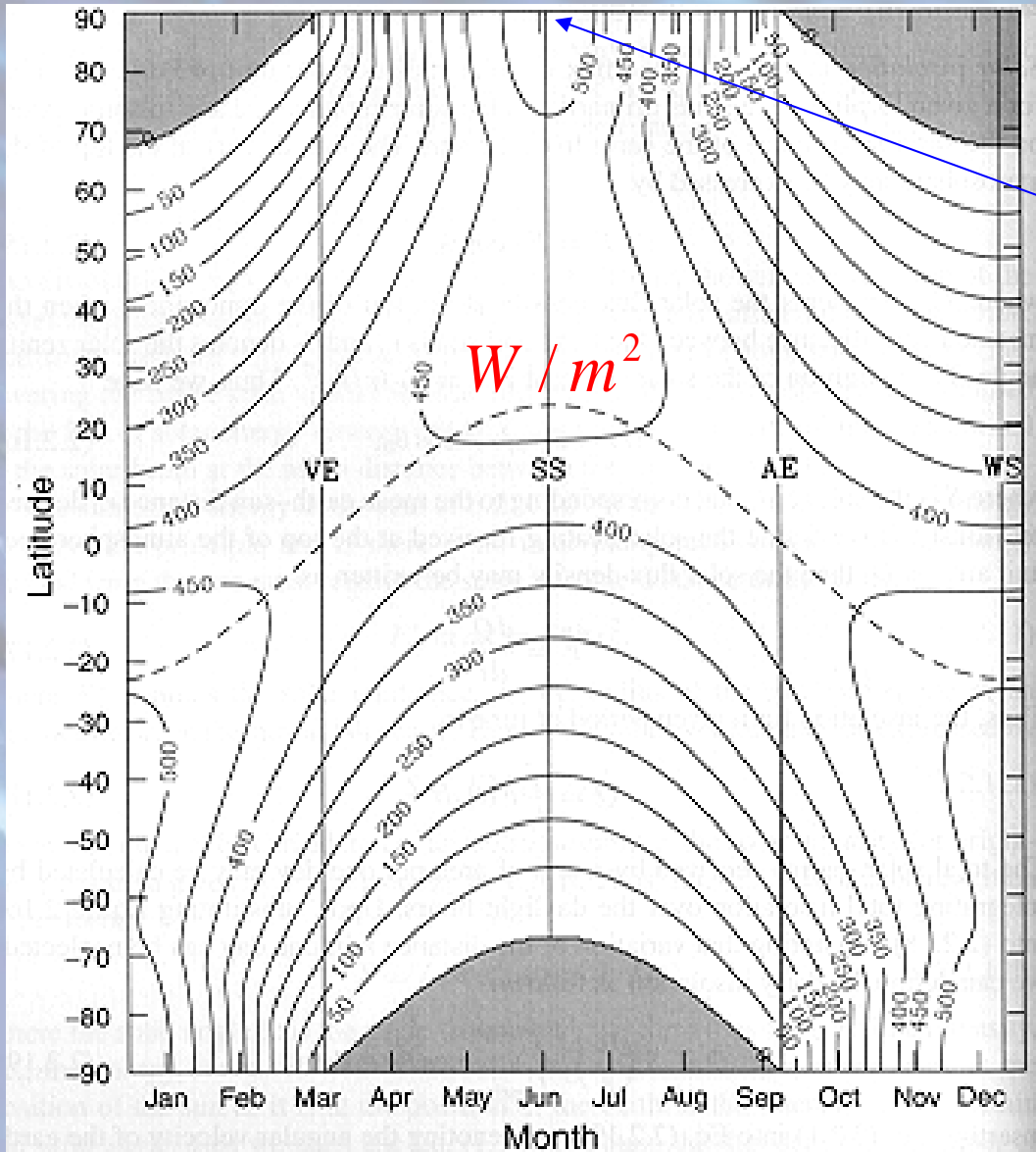
Determinación de la máxima elevación solar en un lugar y fecha dados



$$\cos \theta_z = \text{sen } \delta \text{ sen } \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega = \text{sen } \alpha$$



# INSOLACIÓN EXTRATERRESTRE (AL LARGO DEL DÍA)



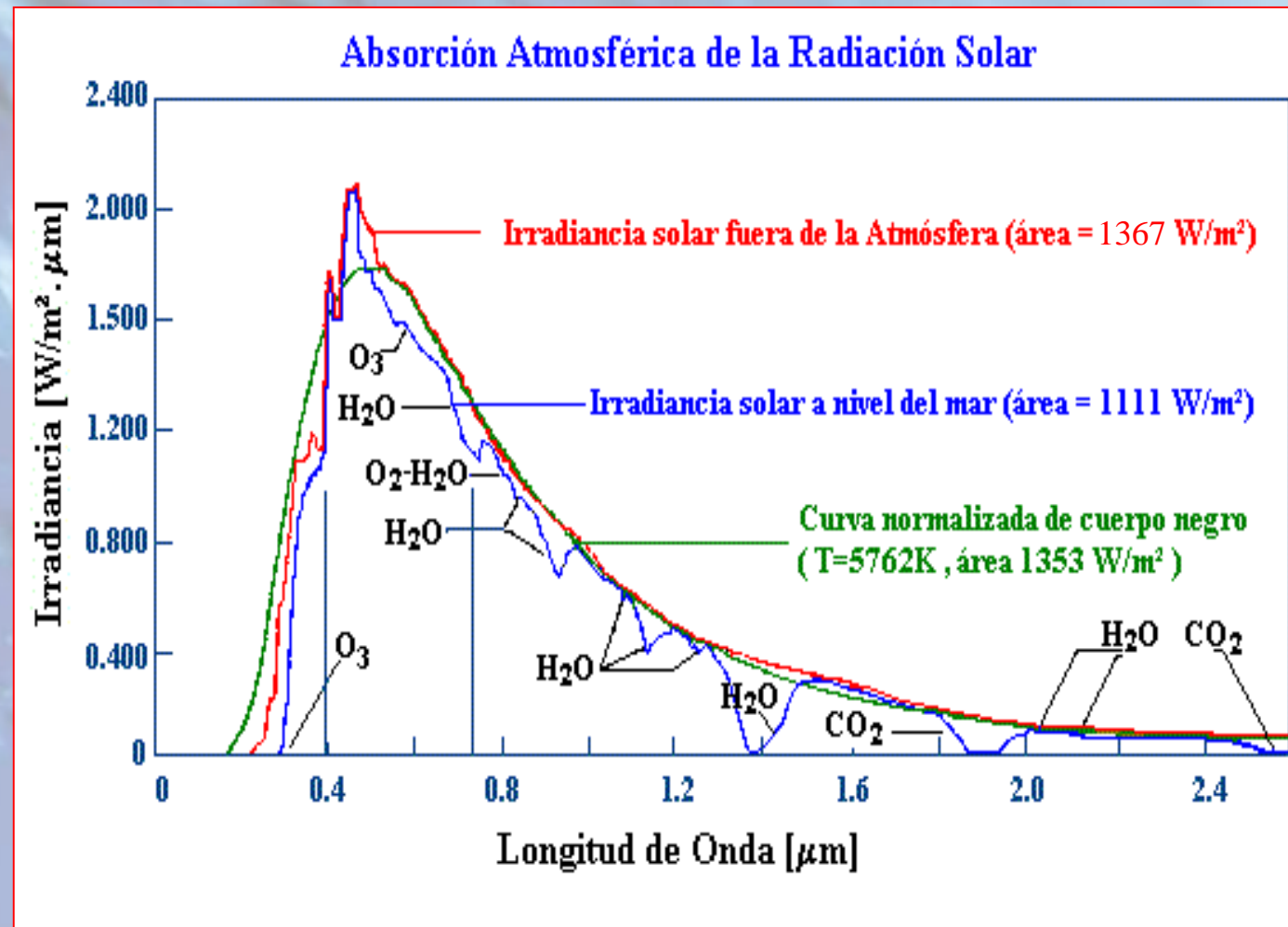
¡Máxima luz estival en el polo!

$$H_{\text{día}} = I_{sc} \left( \frac{r_0}{r} \right)^2 \int_{\text{ocaso}}^{\text{orto}} \cos \theta_0 dt$$

# Variabilidad de la radiación solar

- Geometría orbital
- Efectos atmosféricos
  - Absorción
  - Dispersión
    - Gases
    - Aerosoles
    - Nubes

# ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR EN LA ATMÓSFERA TERRESTRE



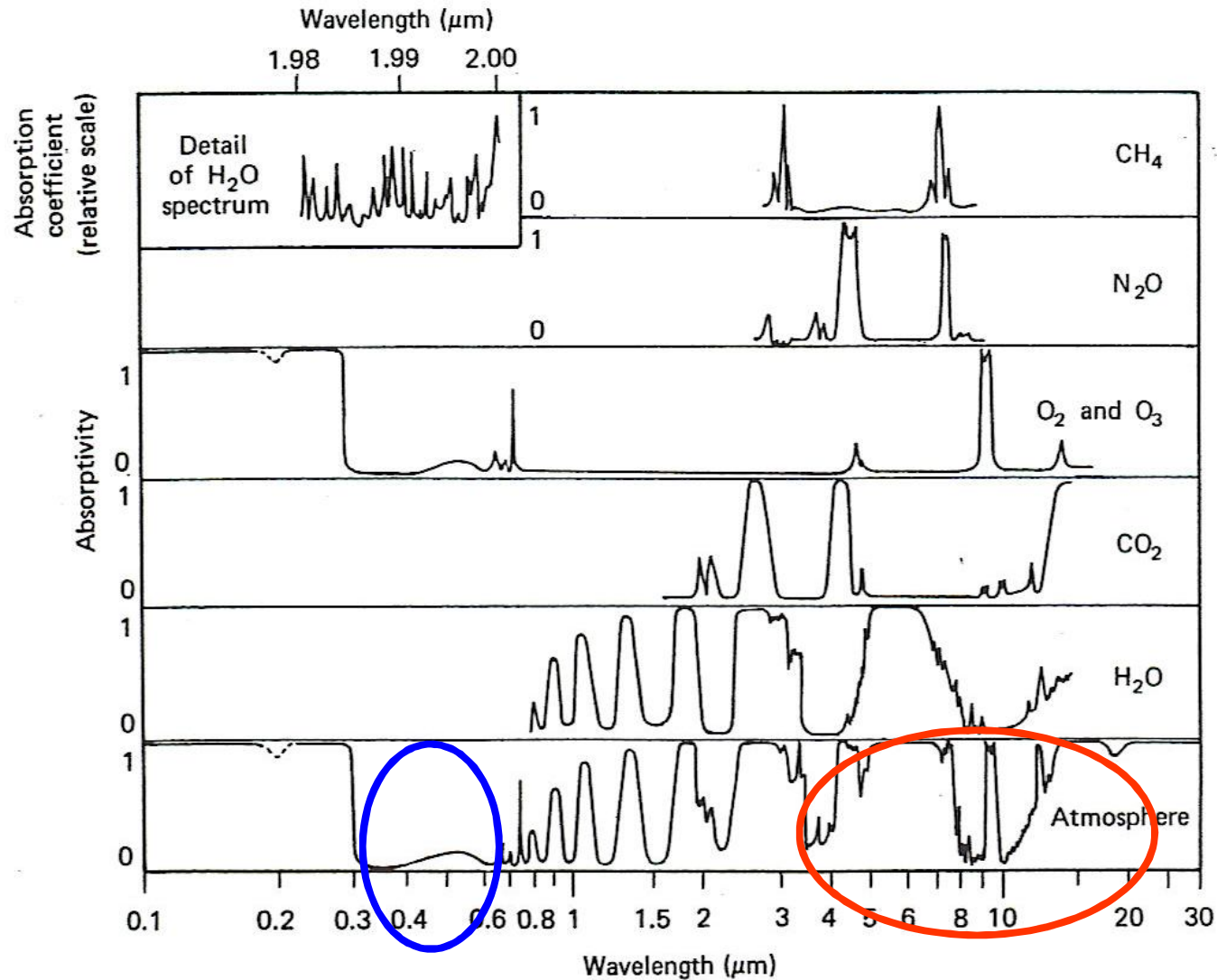


Fig. 1.18 Absorption spectra for various atmospheric gases (after Fleagle and Businger, 1963).



# Variabilidad de la radiación solar

- Geometría orbital
- Efectos atmosféricos
  - Absorción
  - Dispersión
    - Gases
    - Aerosoles
    - Nubes

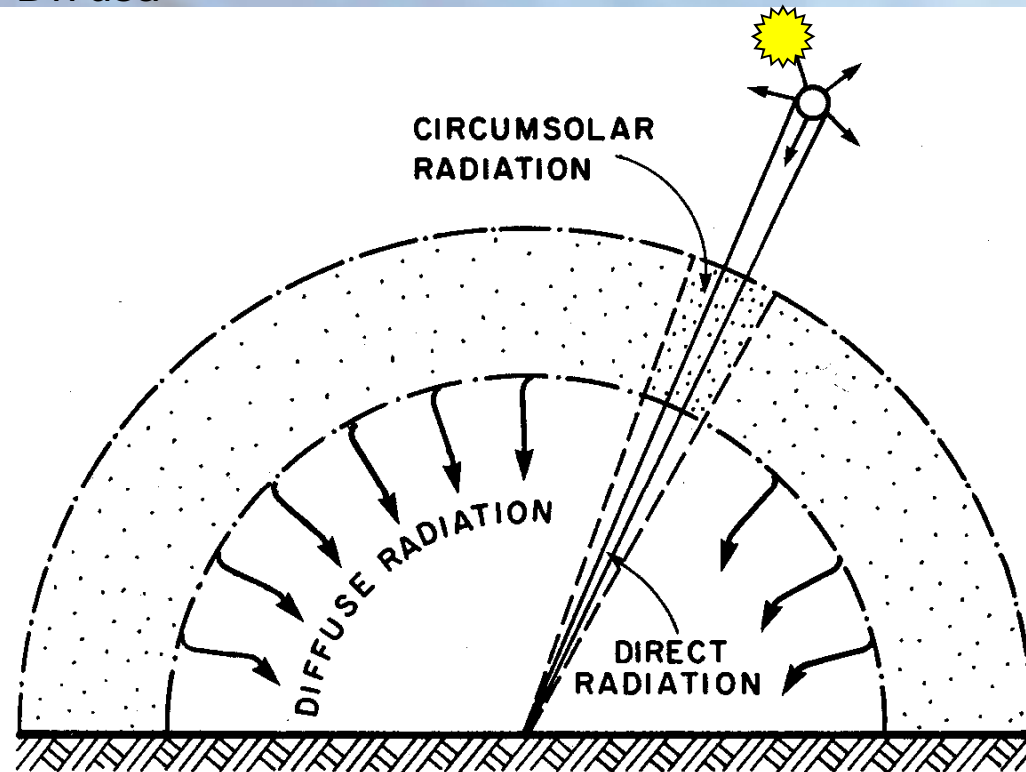
# RADIACIÓN SOLAR EN SUPERFICIE

$$F_{\lambda} = F_{n\lambda} \cos \theta_z + F_{d\lambda}$$

Global

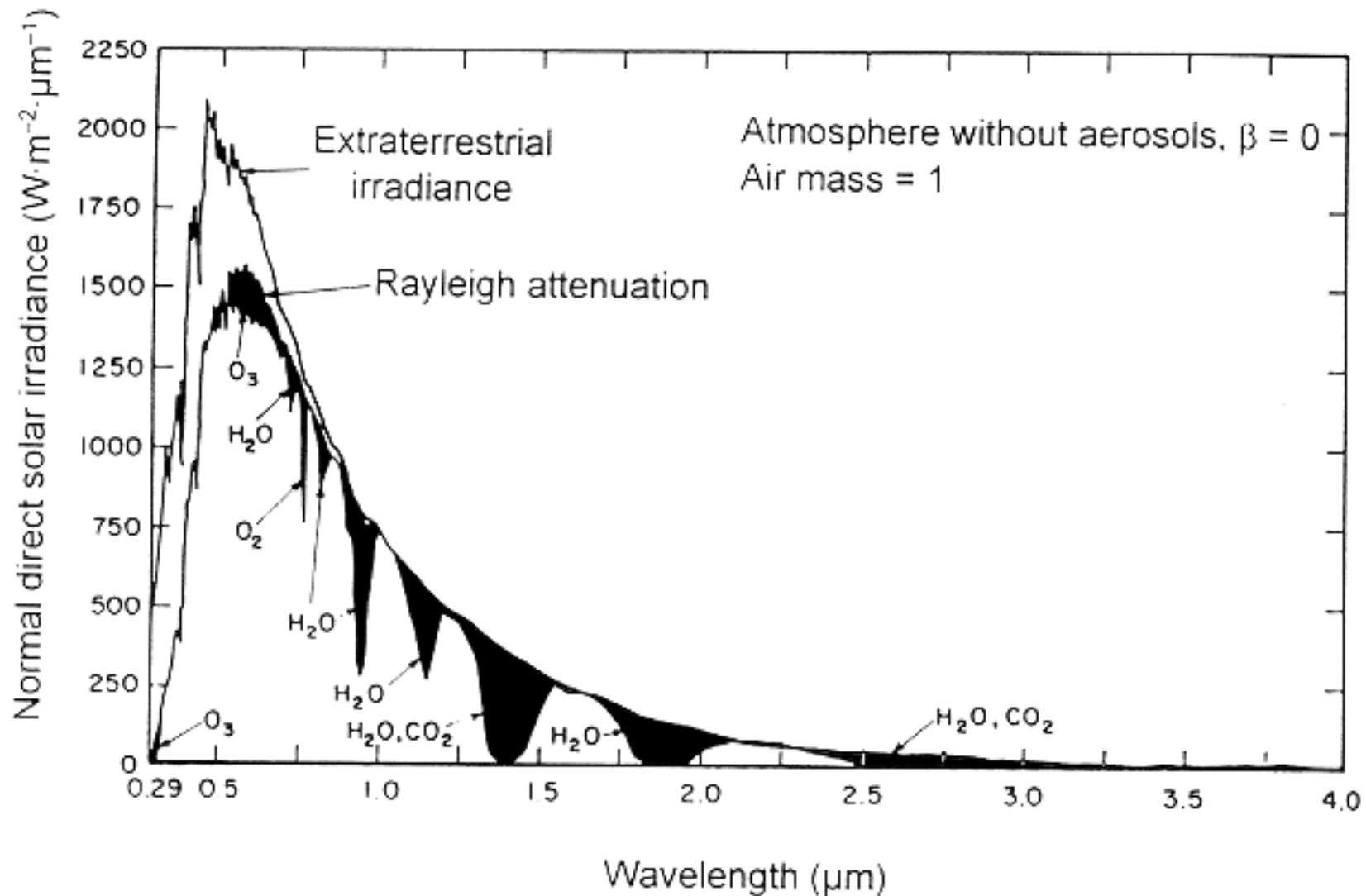
Directa

Difusa

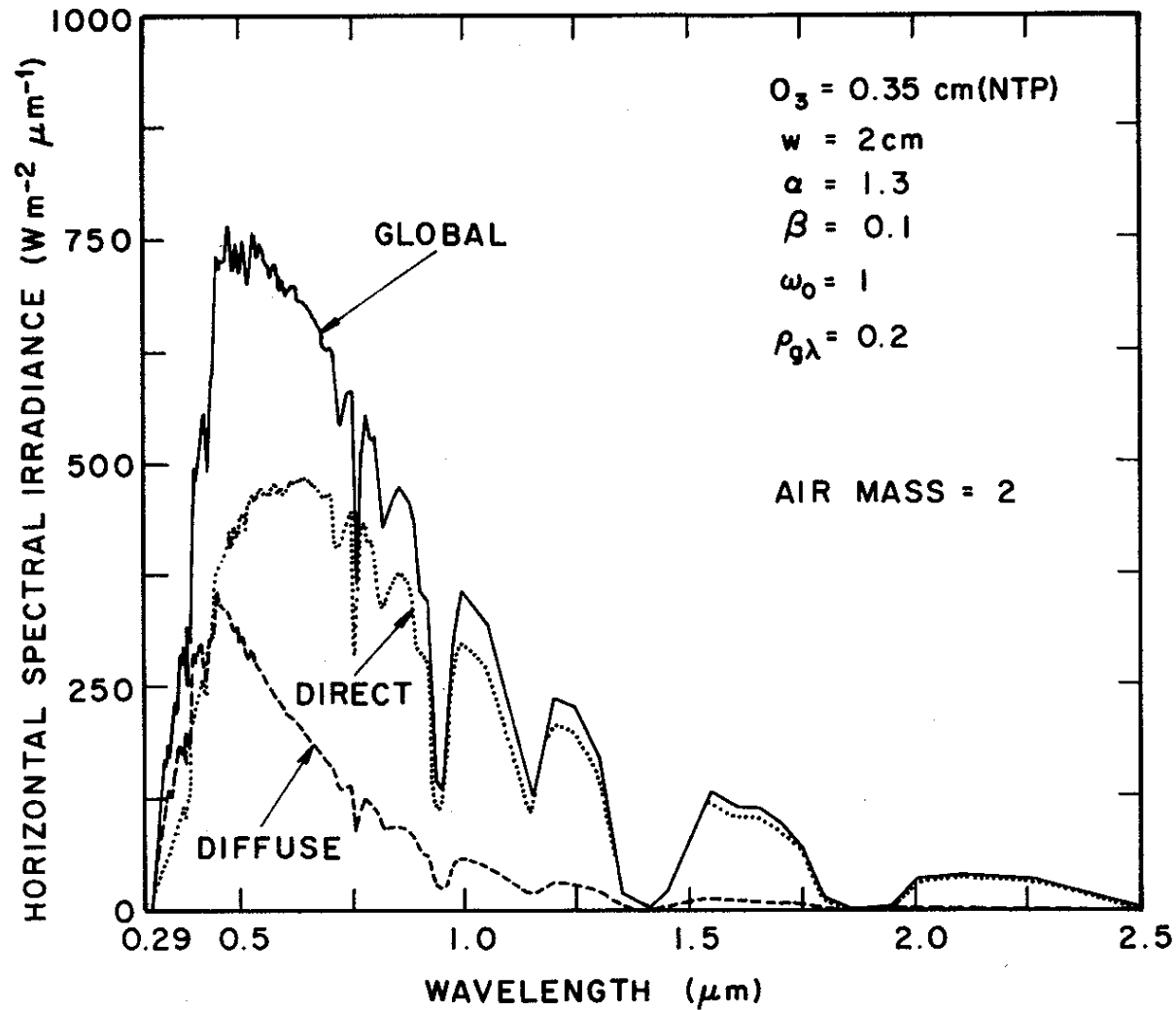


Direct, diffuse, and circumsolar radiation.

# ATENUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR EN LA ATMÓSFERA



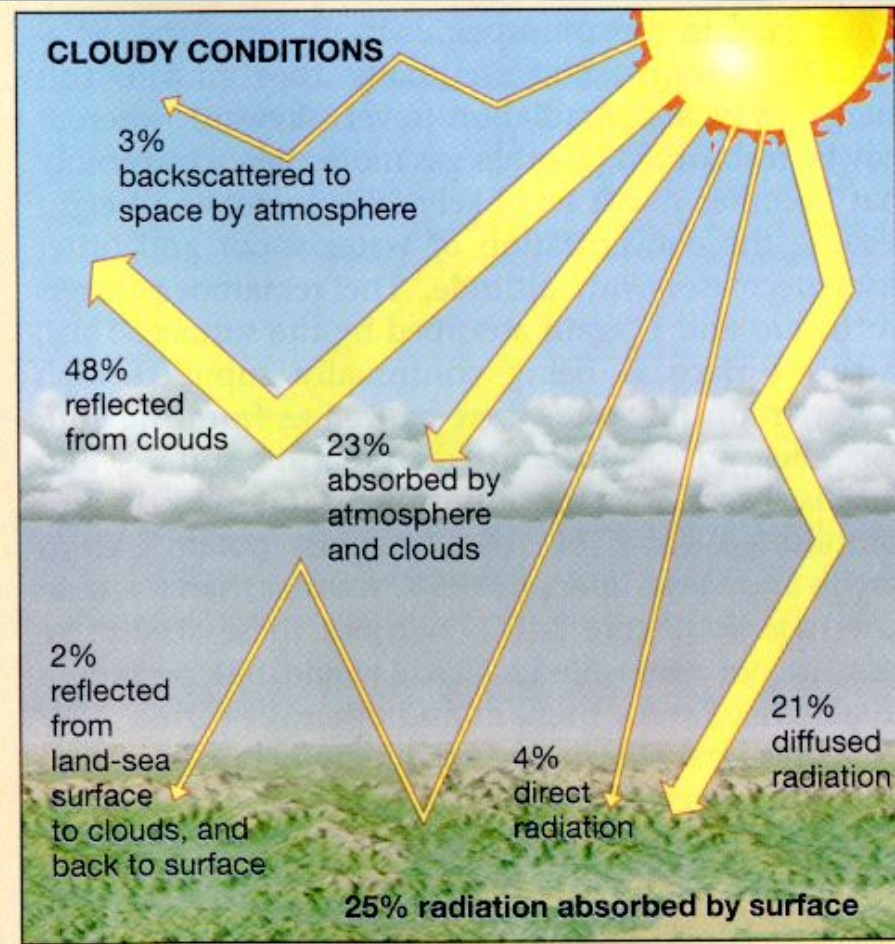
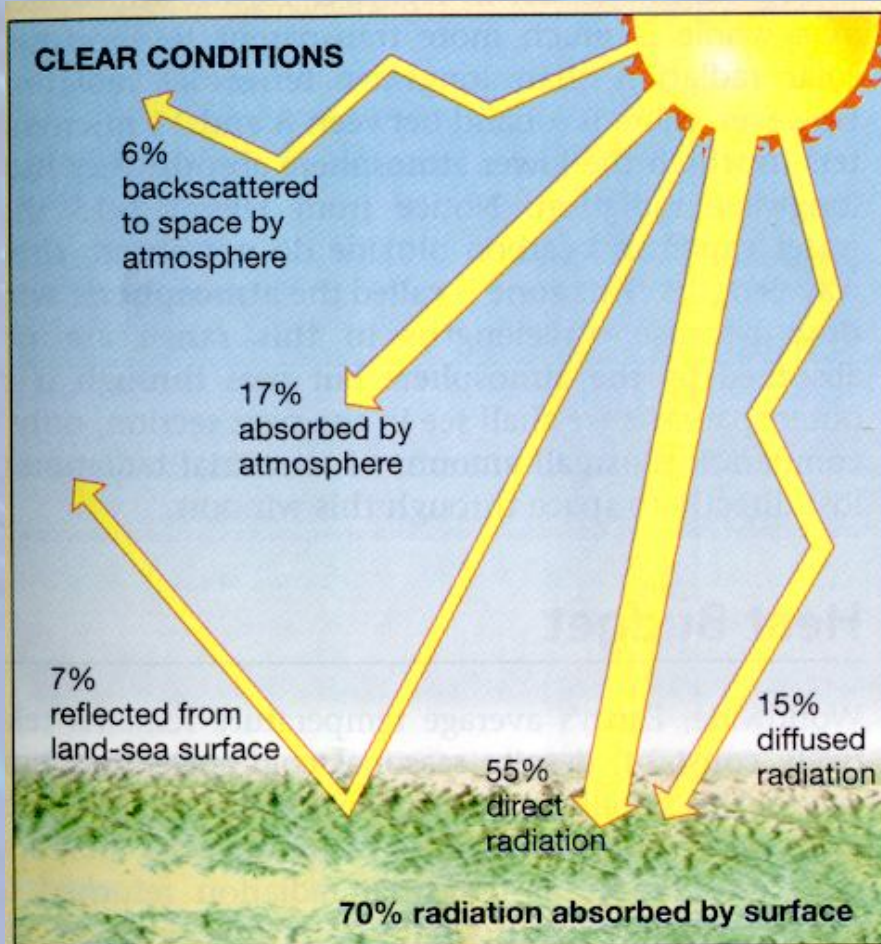
# COMPONENTES DE LA RADIACIÓN SOLAR



Global, direct, and diffuse spectral irradiance on a horizontal surface.



# RADIACIÓN SOLAR EFECTO DE LAS NUBES





# EFFECTOS DE LA DISPERSIÓN

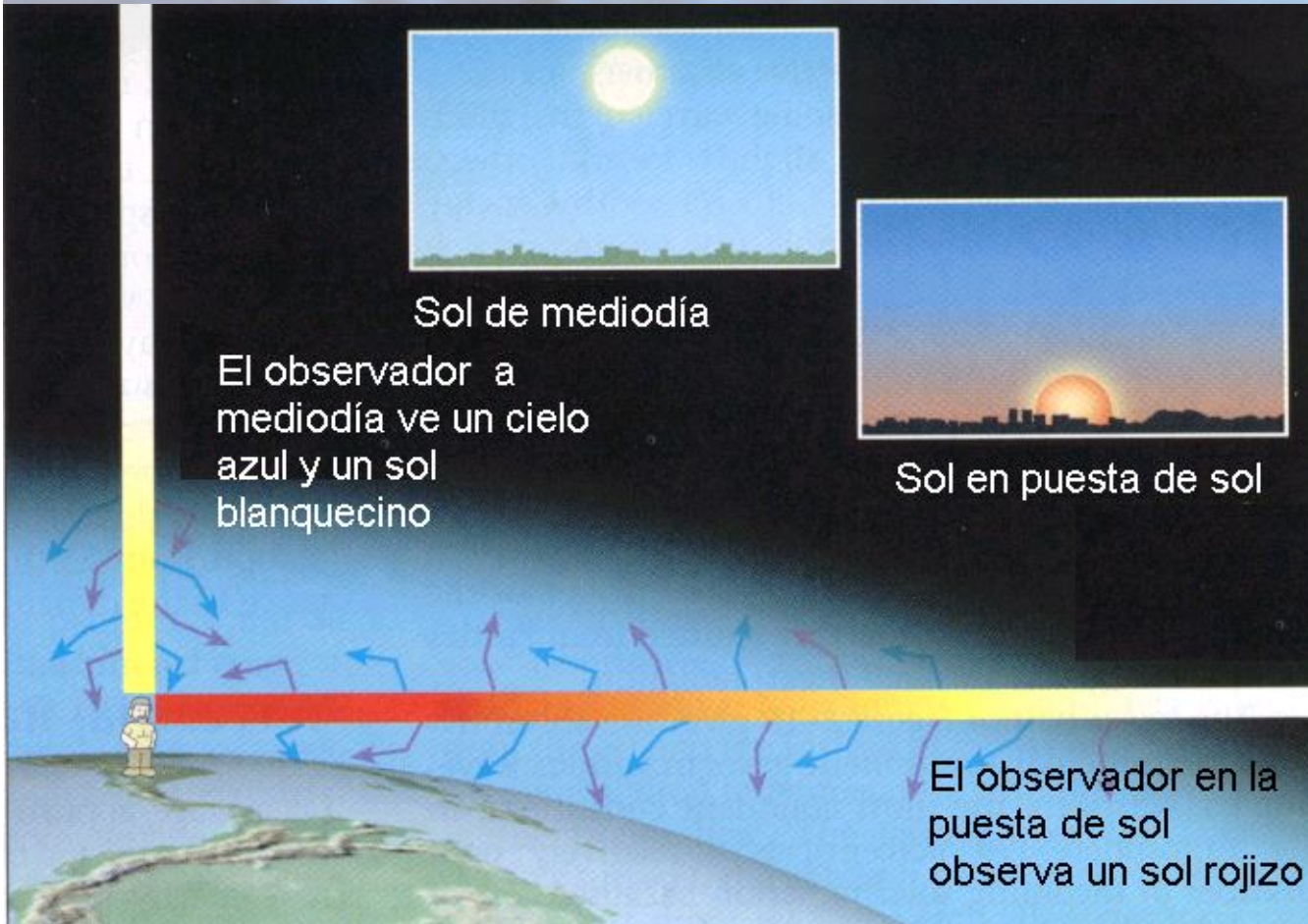


Sol de mediodía

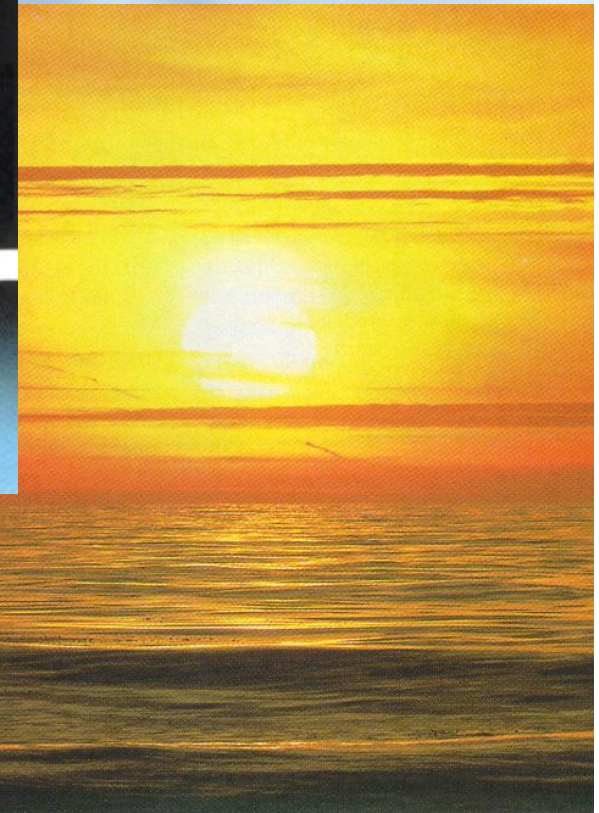
El observador a mediodía ve un cielo azul y un sol blanquecino



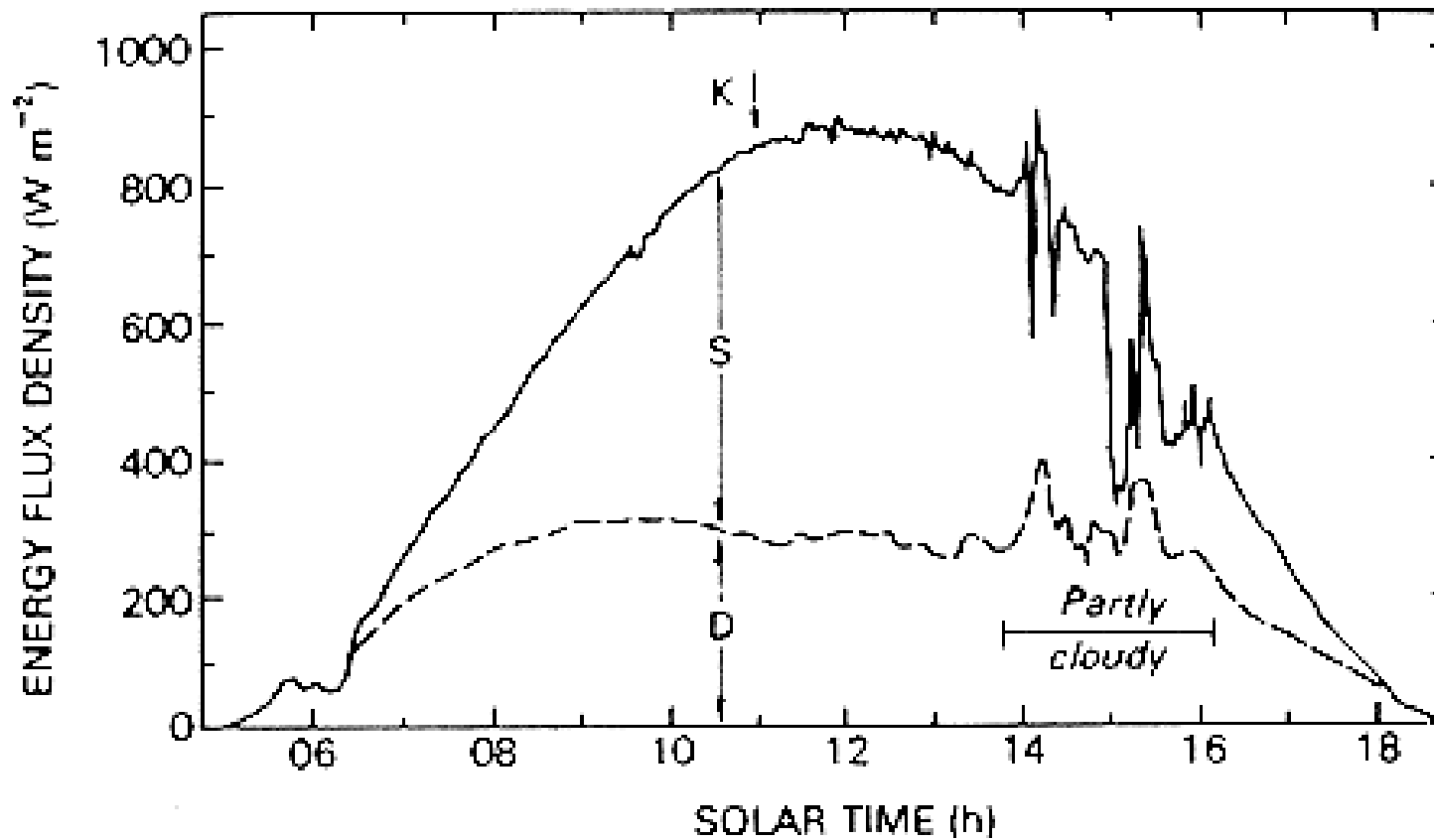
Sol en puesta de sol



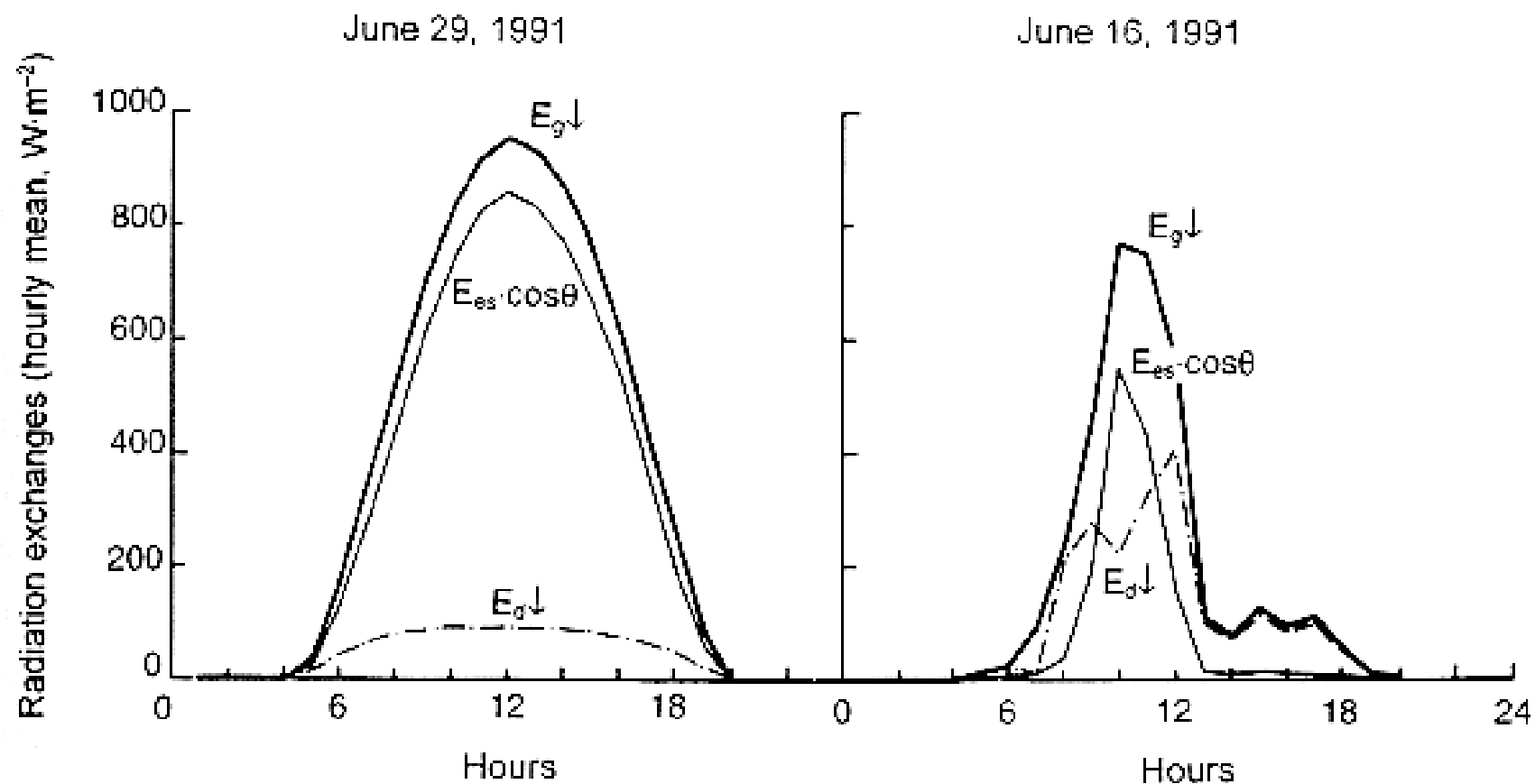
El observador en la puesta de sol observa un sol rojizo



# RADIACIÓN SOLAR GLOBAL Y DIFUSA



# RADIACIÓN SOLAR GLOBAL Y DIFUSA





# Difusa/Directa

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 107, NO. D6, 4050, 10.1029/2001JD001242, 2002

## **Advantages of diffuse radiation for terrestrial ecosystem productivity**

Lianhong Gu,<sup>1</sup> Dennis Baldocchi,<sup>1</sup> Shashi B. Verma,<sup>2</sup> T. A. Black,<sup>3</sup>  
Timo Vesala,<sup>4</sup> Eva M. Falge,<sup>5</sup> and Pete R. Dowty<sup>6,7</sup>

Received 8 August 2001; revised 19 October 2001; accepted 21 October 2001; published 29 March 2002.

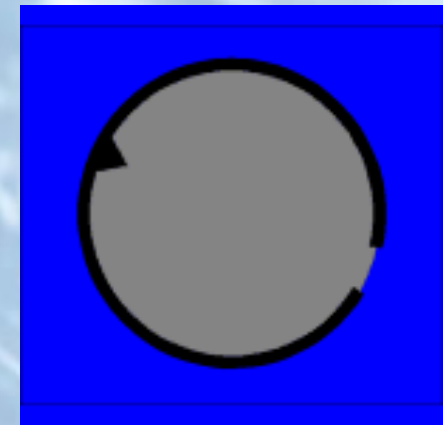
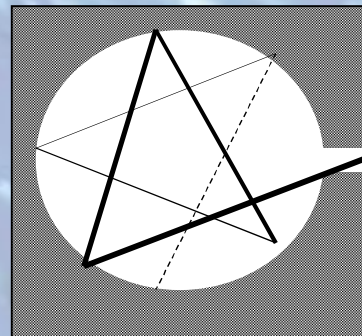
[1] Clouds and aerosols alter the proportion of diffuse radiation in global solar radiation reaching the Earth's surface. It is known that diffuse and direct beam radiation differ in the way they transfer through plant canopies and affect the summation of nonlinear processes like photosynthesis differently than what would occur at the leaf scale. We compared the relative efficiencies of canopy photosynthesis to diffuse and direct photosynthetically active radiation (PAR) for a Scots pine forest, an aspen forest, a mixed deciduous forest, a tallgrass prairie and a winter wheat crop. The comparison was based on the seasonal patterns of the parameters that define the canopy photosynthetic responses to diffuse PAR and those that define the responses to direct PAR. These parameters were inferred from half-hourly tower CO<sub>2</sub> flux measurements. We found that: (1) diffuse radiation results in higher light use efficiencies by plant canopies; (2) diffuse radiation has much less tendency to cause canopy photosynthetic saturation; (3) the advantages of diffuse radiation over direct radiation increase with radiation level; (4) temperature as well as vapor pressure deficit can cause different responses in diffuse and direct canopy photosynthesis, indicating that their impacts on terrestrial ecosystem carbon assimilation may depend on radiation regimes and thus sky conditions. These findings call for different treatments of diffuse and direct radiation in models of

# MICROCLIMATOLOGÍA: ENERGÍA EN SUPERFICIE (3h)

- La ecuación de balance de energía
- La radiación neta ( $R_n$ )
  - Introducción a la radiación
  - Radiación solar
  - **Radiación Térmica**
  - Propiedades radiativas de la superficie
    - Albedo
    - Emisividad
- La transferencia de energía al suelo
  - Temperaturas superficiales y subterráneas
  - Propiedades Térmicas de los suelos
  - El flujo de calor al suelo ( $G$ )

# Emisión de un cuerpo negro

- Cuerpo negro: absorbedor perfecto  $\alpha_\lambda=1$
- ¿No existe? Pues se inventa:
  - cavidad aislada en *equilibrio térmico*
    - Energía emitida = Energía absorbida (radiación)
    - Ni conducción, ni convección
    - $T=\text{cte}$





# Ley de Stefan-Boltzmann

- Si no nos interesa la dependencia de longitud de onda (solo energía total)
  - Hacemos una integración (todas  $\lambda$ s):

$$\int_{\lambda} (\text{Ley de Planck}) \longrightarrow E = \sigma T^4$$

$E$  - densidad de flujo radiativo emitido

$T$  - temperatura (K)

$$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

Válido para  
cuerpos negros



# Cuerpo Negro / Cuerpo Gris

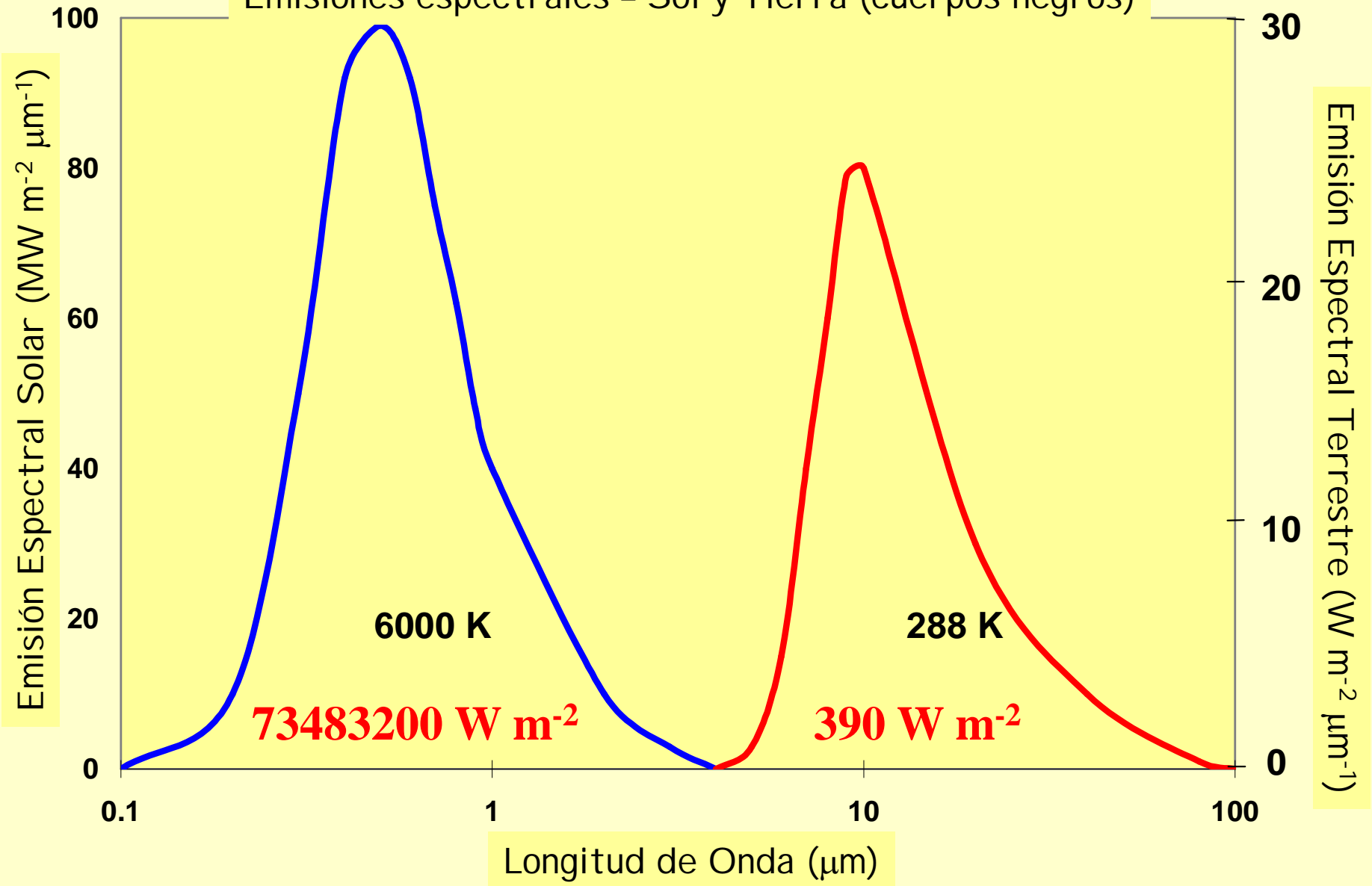
- La diferencia radica en la emisividad:  $\varepsilon$  (propiedad de la sustancia)

$$E = \varepsilon \sigma T^4$$

$\varepsilon = 1.0$  cuerpo negro

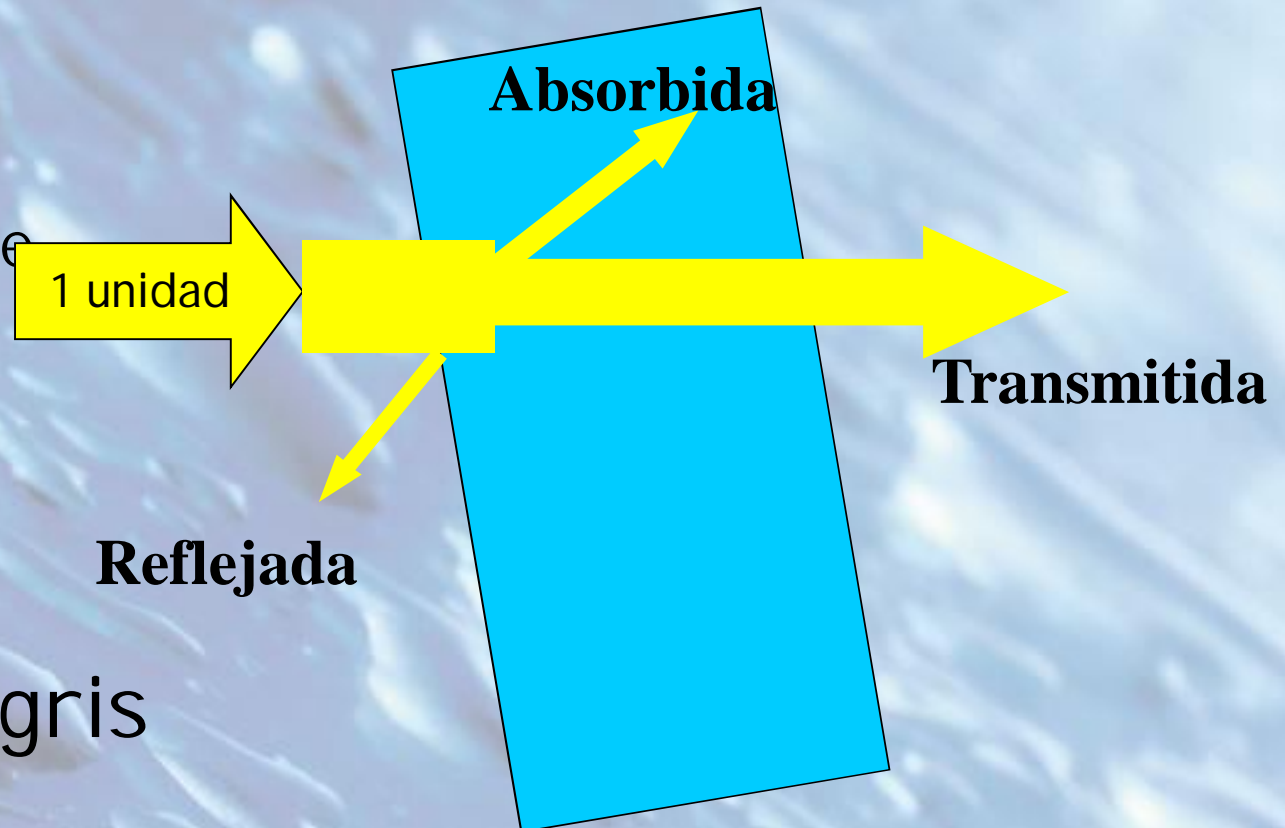
$\varepsilon < 1.0$  cuerpo gris

# Emisiones espectrales - Sol y Tierra (cuerpos negros)



# Ley de Kirchhoff

- Toda energía electromagnética que incide en una sustancia tiene uno de tres destinos:
  - Se absorbe
  - Se refleja
  - Se transmite

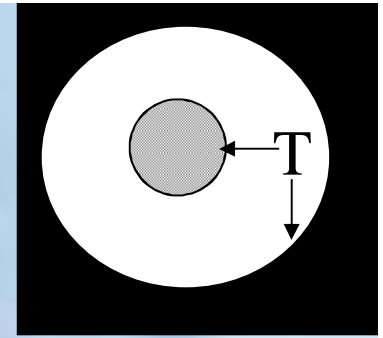


Para un cuerpo gris

$$1 = \alpha(\lambda) + r(\lambda) + t(\lambda)$$

Para una  $\lambda$  determinada

# Ley de Kirchhoff



- Emisividad de un cuerpo gris  $\varepsilon_\lambda = F_\lambda^e / F_{\lambda b}$
- Dentro de una cavidad negra
  - El cuerpo gris emite:  $F_\lambda^e = \varepsilon_\lambda F_{\lambda b}$
  - El cuerpo gris absorbe:  $F_\lambda^a = A_\lambda F_{\lambda b}$
- En equilibrio ( $T=T$ ):  $\Rightarrow A_\lambda = \varepsilon_\lambda$

cuerpo negro

Cuerpo negro  $A_\lambda = \varepsilon_\lambda = 1$       Cuerpo no negro  $A_\lambda = \varepsilon_\lambda < 1$

**Válido cuando hay Equilibrio Termodinámico Local (LTE)**

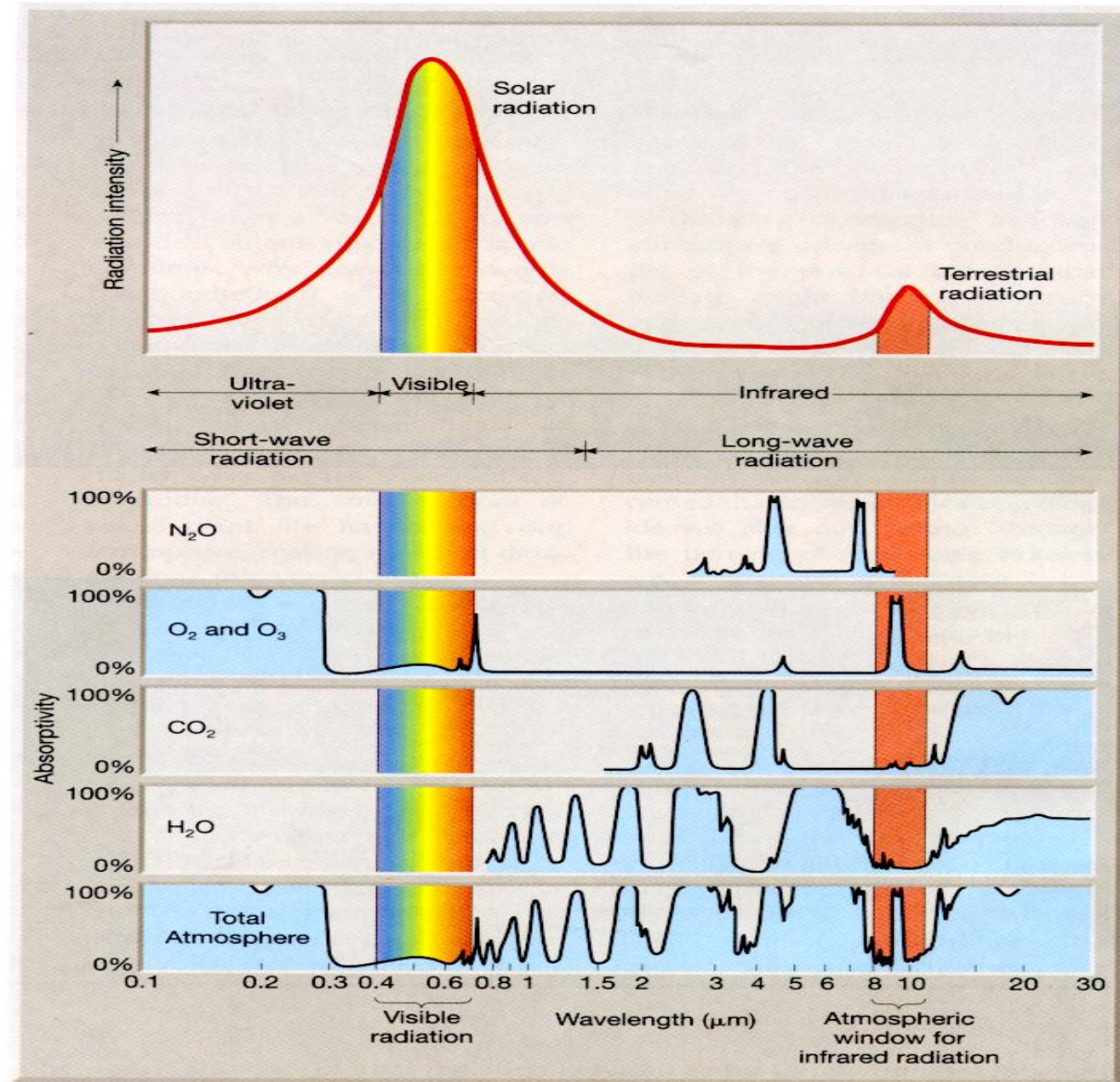
**Siempre en la capa límite**



# Ley de Kirchhoff

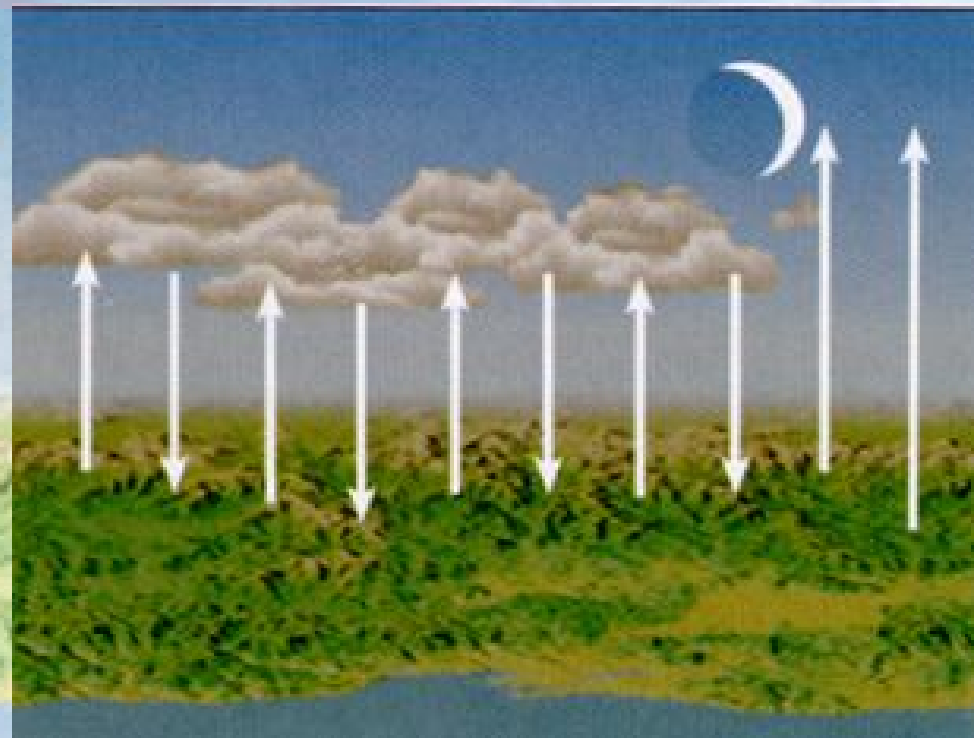
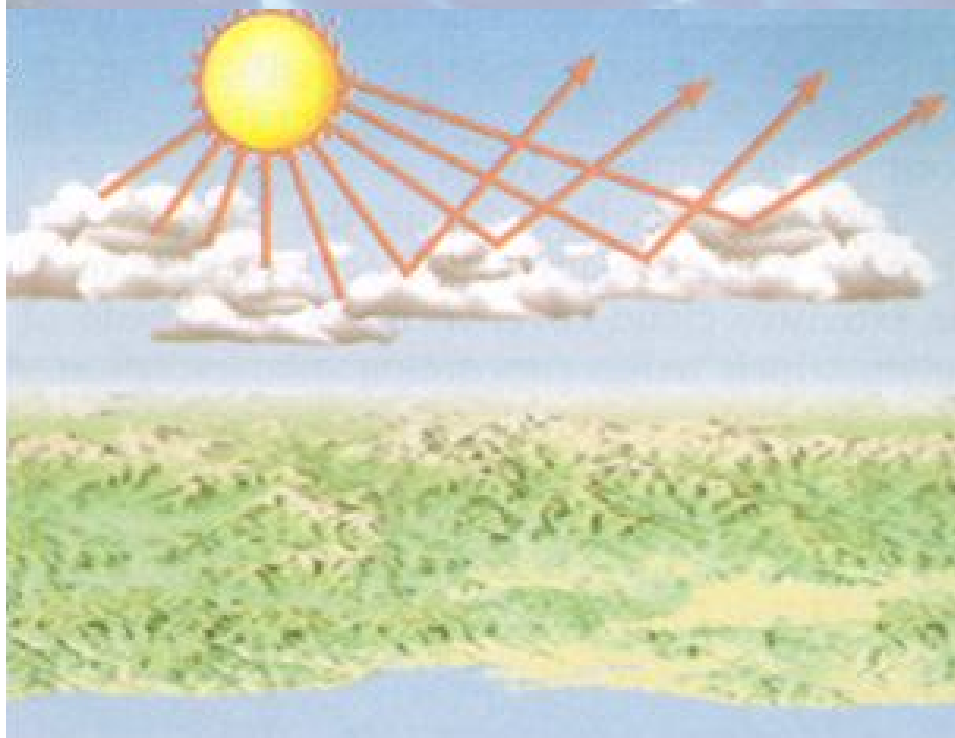
- Para una  $\lambda$  determinada  
Absortividad  $\alpha$  = Emisividad  $\varepsilon$
- Importante, la dependencia de  $\lambda$ :
  - Ejm: la nieve
    - Absorbe (emite) mal la energía visible
    - Absorbe (emite) bien en la infraroja
  - Ejm: las hojas de plantas
    - Absorbe (emite) bien la energía visible
    - Absorbe (emite) mal en la próxima infraroja (NDVI)

# VISIBLE/TÉRMICA





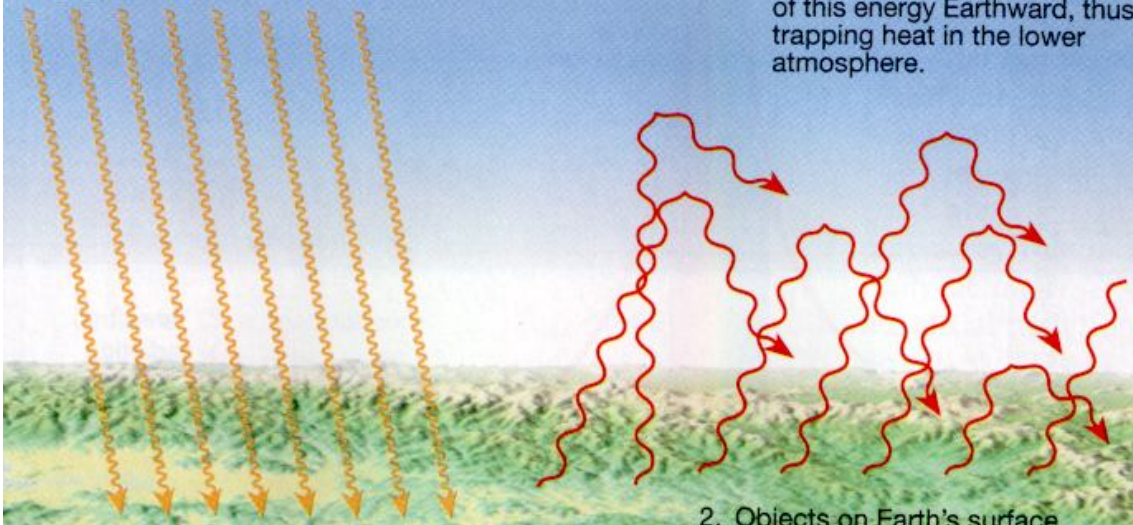
# EFECTO DE LAS NUBES SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR Y TÉRMICA





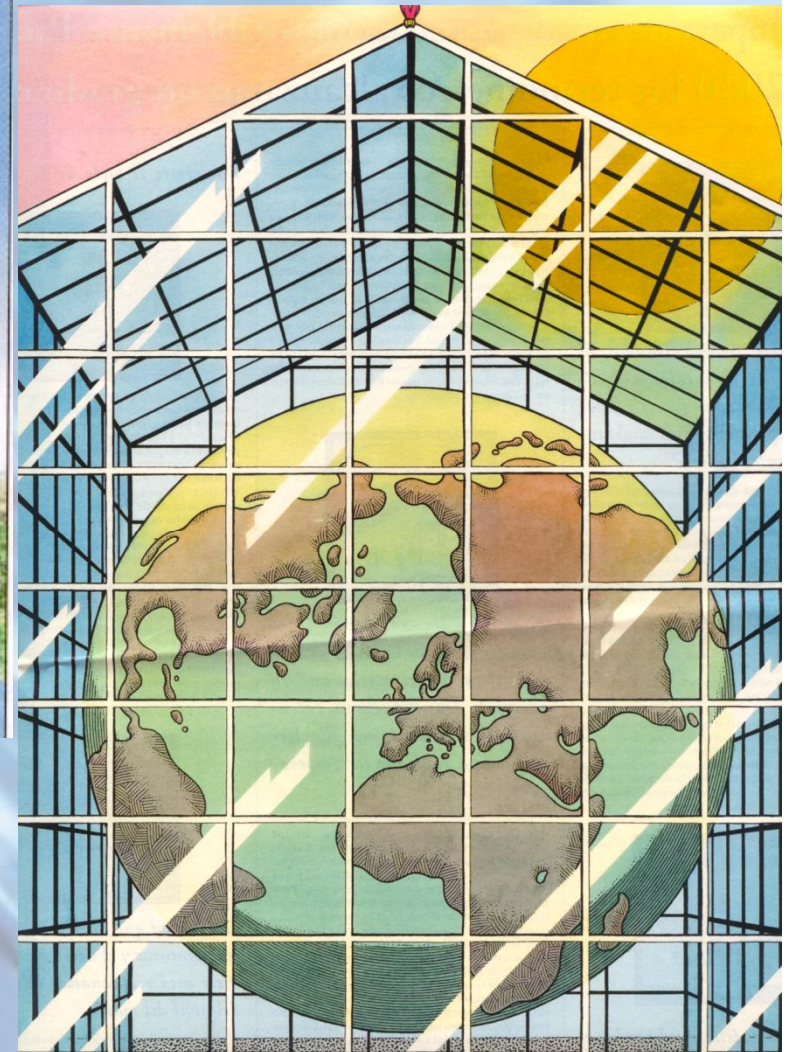
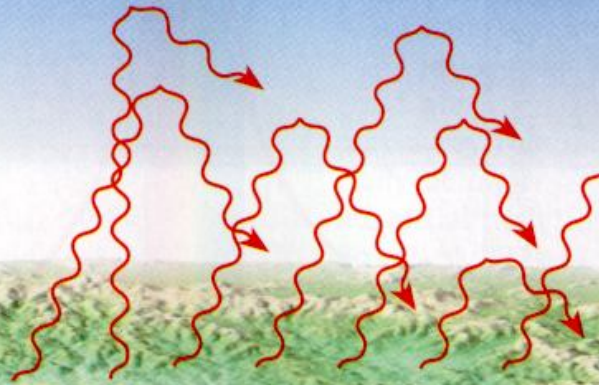
# RADIACIÓN TÉRMICA. EFECTO INVERNADERO

1. Much of the incoming, short wavelength, solar radiation penetrates the atmosphere and heats Earth's surface.

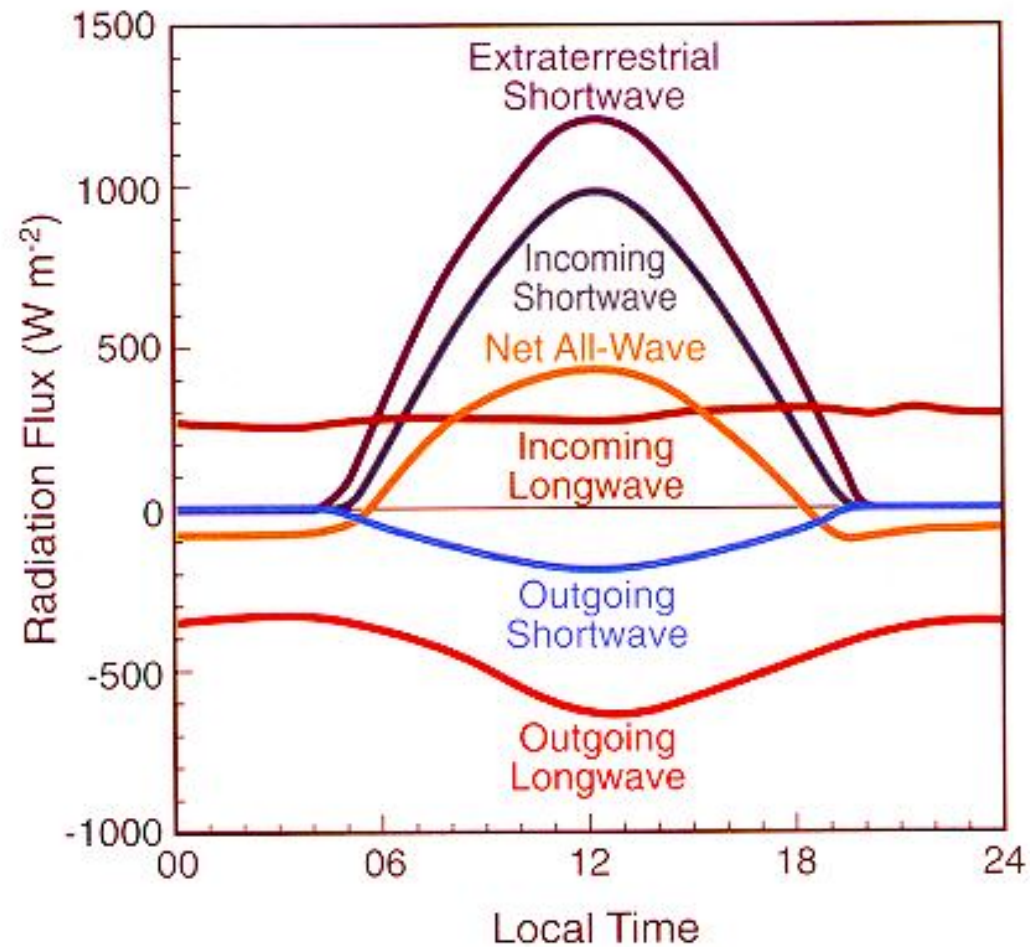


3. Greenhouse gases absorb outgoing, long wavelength, radiation and reradiate some of this energy Earthward, thus trapping heat in the lower atmosphere.

2. Objects on Earth's surface emit long wavelength radiation skyward.



# VARIACIÓN DIARIA DE FLUJOS RADIATIVOS



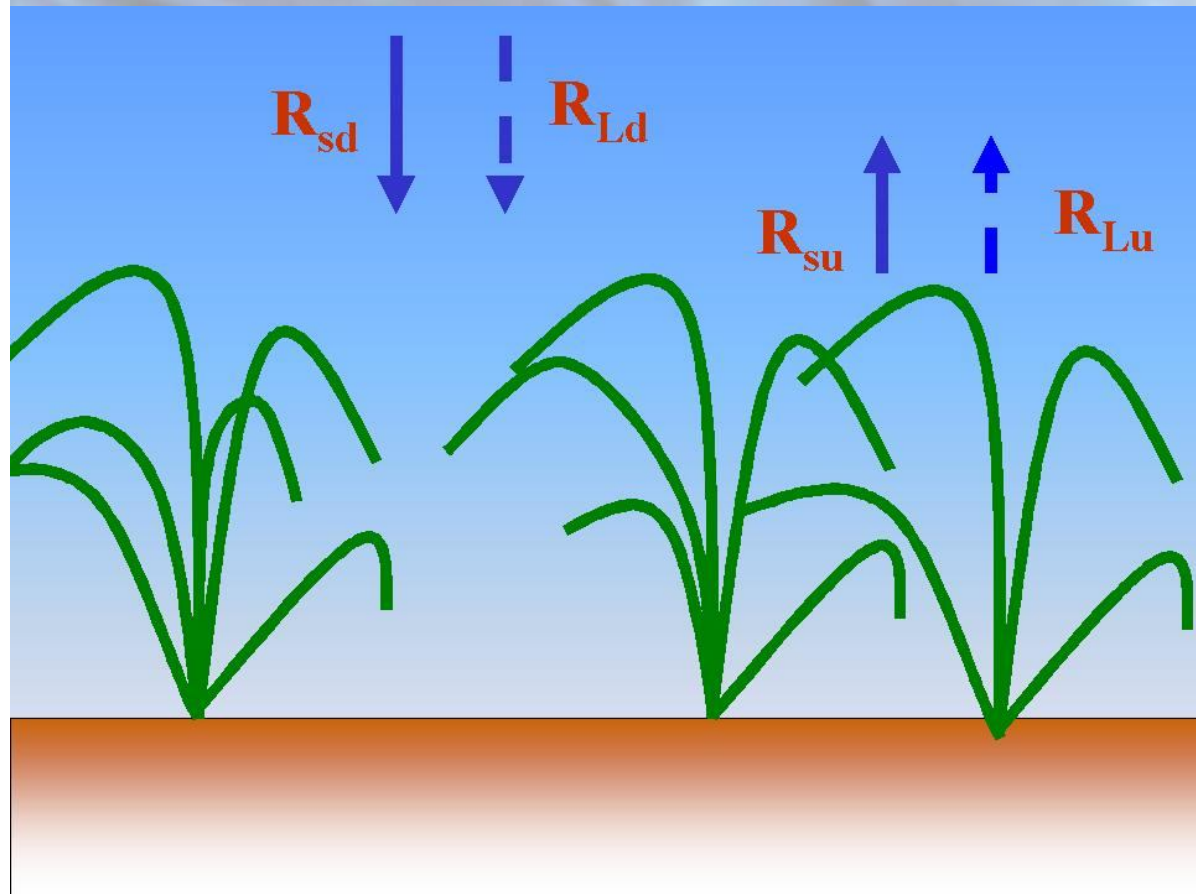


# MICROCLIMATOLOGÍA: ENERGÍA EN SUPERFICIE (3h)

- La ecuación de balance de energía
- La radiación neta ( $R_n$ )
  - Introducción a la radiación
  - Radiación solar
  - Radiación Térmica
  - **Propiedades radiativas de la superficie**
    - **Albedo**
    - **Emisividad**
- La transferencia de energía al suelo
  - Temperaturas superficiales y subterráneas
  - Propiedades Térmicas de los suelos
  - El flujo de calor al suelo ( $G$ )



# Balance de radiación en superficie



Albedo de la superficie

$$R_n = R_{sd} + R_{su} + R_{Ld} + R_{Lu}$$

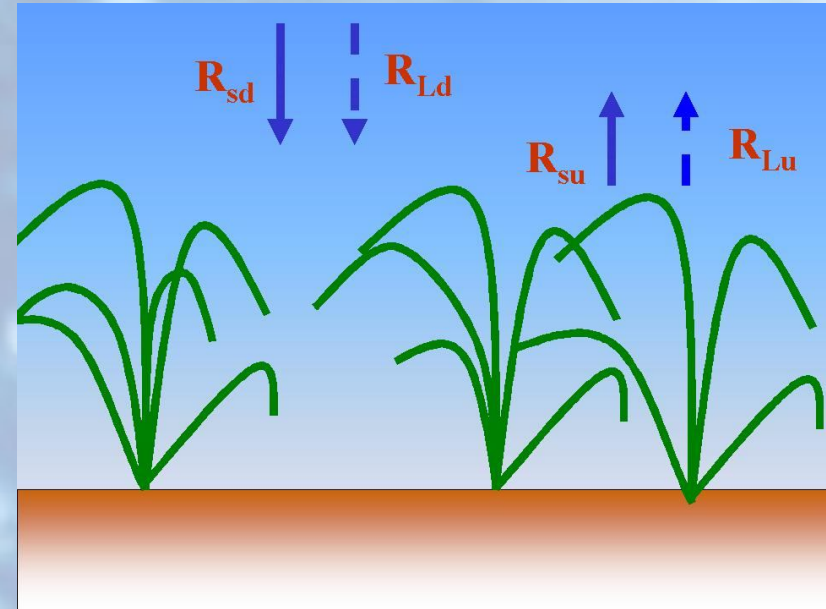
$$R_n = (1 - \alpha)R_{sd} + R_{Ld} + R_{Lu}$$

# Balance de radiación en superficie

$$R_n = R_{sd} + R_{su} + R_{Ld} + R_{Lu}$$

$$R_n = R_{sd} - \alpha R_{sd} + R_{Ld} + R_{Lu}$$

$$R_n = (1 - \alpha)R_{sd} + R_{Ld} - R_{Lu}$$



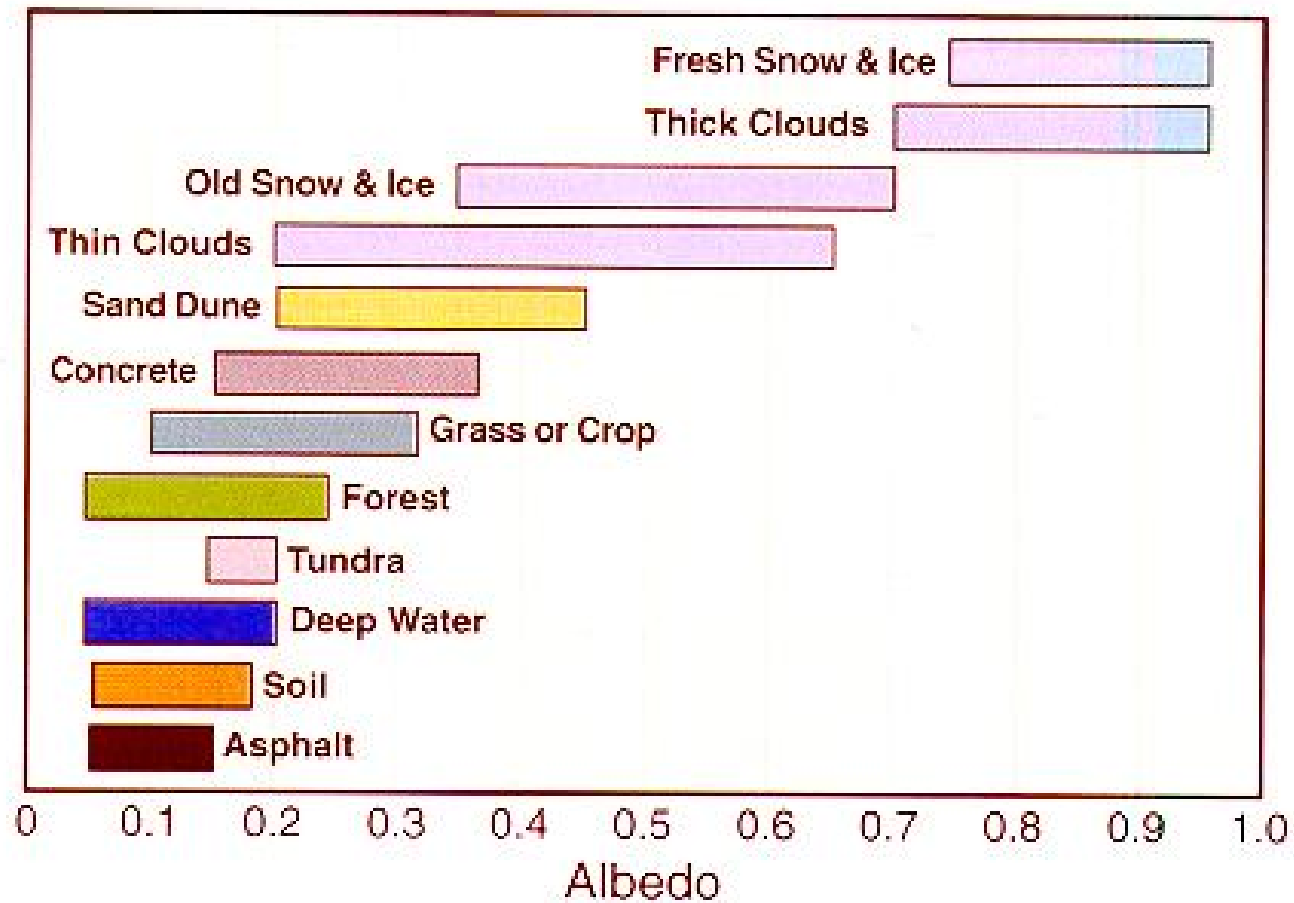
$$R_n = (1 - \alpha)R_{sd} + \epsilon_{efectiva} \sigma T_a^4 - \epsilon_{sup} \sigma T_s^4$$

Emisividades

atmósfera

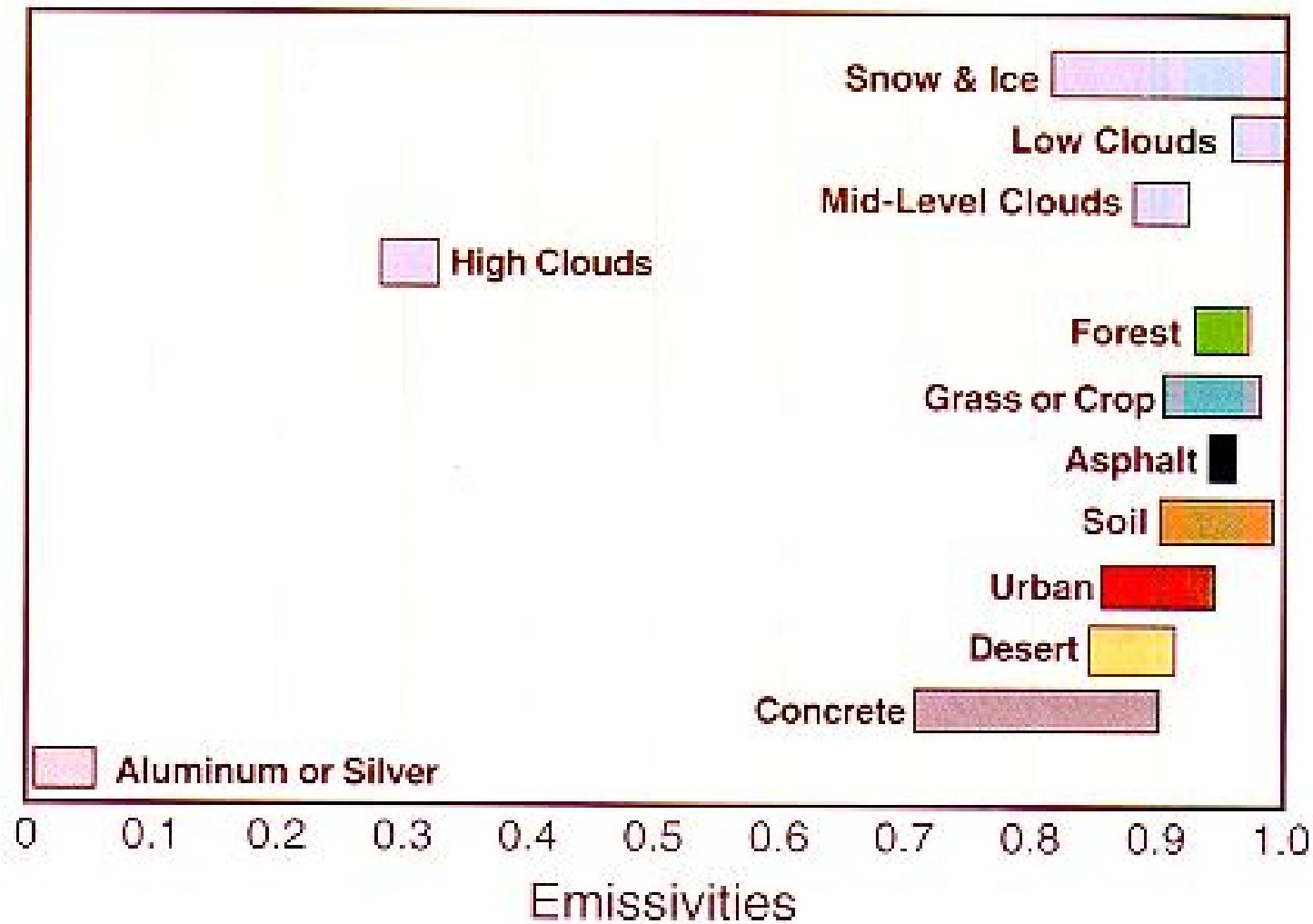
superficie

# ALBEDOS DE SUPERFICIES NATURALES





# EMISSIVIDADES DE SUPERFICIES NATURALES



# ALBEDOS Y EMISSIVIDADES

*Radiometric properties of natural surfaces (adapted from Pal Arya, 1988).*

Type of surface	Other characteristics	Albedo ( $\alpha$ )	Emissivity ( $\epsilon$ )
Water	Small zenith angle	0.03–0.10	0.92 – 0.9
	High zenith angle	0.10–0.50	0.92–0.97
Snow	Old	0.40–0.70	0.82–0.89
	Fresh	0.45–0.95	0.90–0.99
Ice	Sea	0.30–0.40	0.92–0.97
	Glacier	0.20–0.40	–
Bare sand	Dry	0.35–0.45	0.84–0.90
	Wet	0.20–0.30	0.91–0.95
Bare soil	Dry clay	0.20–0.35	0.95
	Wet clay	0.10–0.20	0.97
	Wet fallow field	0.05–0.07	–
Artificial surfaces	Concrete	0.17–0.27	0.71–0.88
	Tarred road	0.05–0.10	0.88–0.95
Agricultural surfaces	Meadows	0.16–0.26	0.90–0.95
	Crops (wheat, rice, etc.)	0.10–0.25	0.90–0.99
	Orchards	0.15–0.20	0.90–0.95
Forests	Deciduous	0.10–0.20	0.97–0.98
	Coniferous	0.05–0.15	0.97–0.99

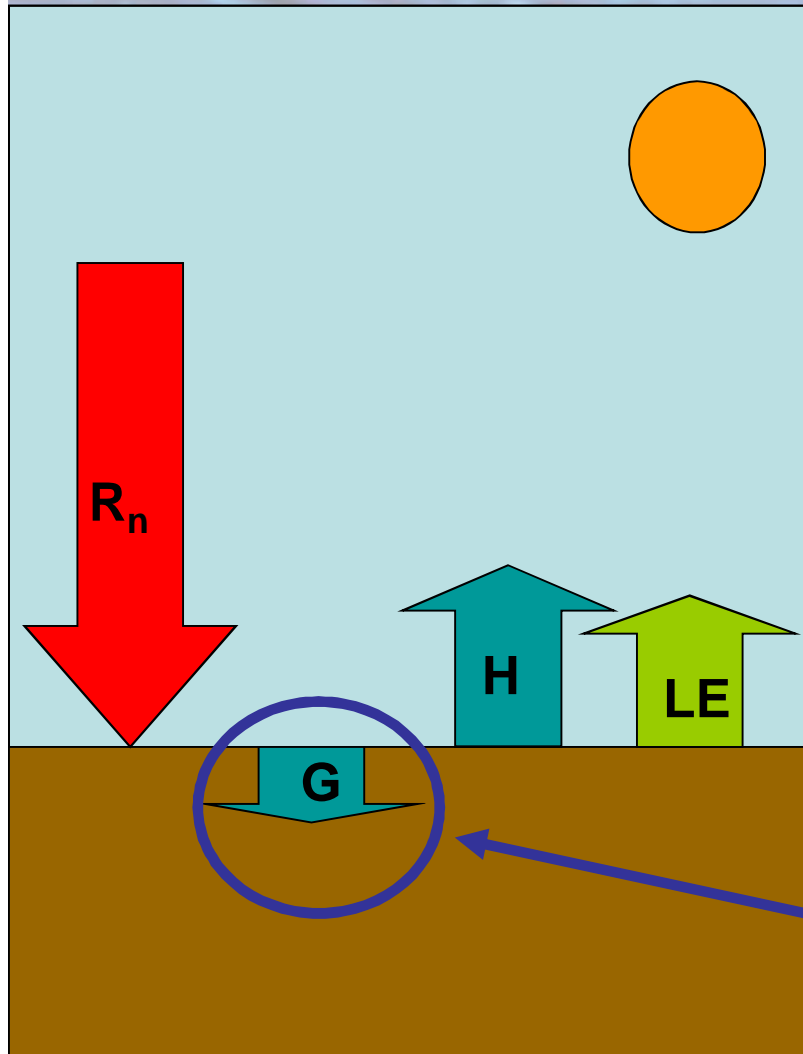
# MICROCLIMATOLOGÍA: ENERGÍA EN SUPERFICIE (3h)

- La ecuación de balance de energía
- La radiación neta ( $R_n$ )
  - Introducción a la radiación
  - Radiación solar
  - Radiación Térmica
  - Propiedades radiativas de la superficie
    - Albedo
    - Emisividad
- **La transferencia de energía al suelo**
  - Temperaturas superficiales y subterráneas
  - Propiedades Térmicas de los suelos
  - El flujo de calor al suelo ( $G$ )

Agradecimiento:  
Juan Luis Guerrero Rascado  
GFAT/UGR



# EL FLUJO DE CALOR AL SUELO



$$R_n = H + LE + G$$

# MICROCLIMATOLOGÍA: ENERGÍA EN SUPERFICIE (3h)

- La ecuación de balance de energía
- La radiación neta ( $R_n$ )
  - Introducción a la radiación
  - Radiación solar
  - Radiación Térmica
  - Propiedades radiativas de la superficie
    - Albedo
    - Emisividad
- La transferencia de energía al suelo
  - **Temperaturas superficiales y subterráneas**
  - Propiedades Térmicas de los suelos
  - El flujo de calor al suelo ( $G$ )

# Temperatura en Superficie

- Temperatura superficial no homogénea, depende del balance de energía, que depende de:
  - balance de radiación
  - procesos de intercambio con la atmósfera en la interfaz suelo-aire
  - presencia de vegetación
  - propiedades térmicas de los suelos
- Distinguimos:
  - Temperatura del aire cerca de la superficie (1-2 m)
  - Temperatura en la interfaz suelo-aire ( $T$  superficial)



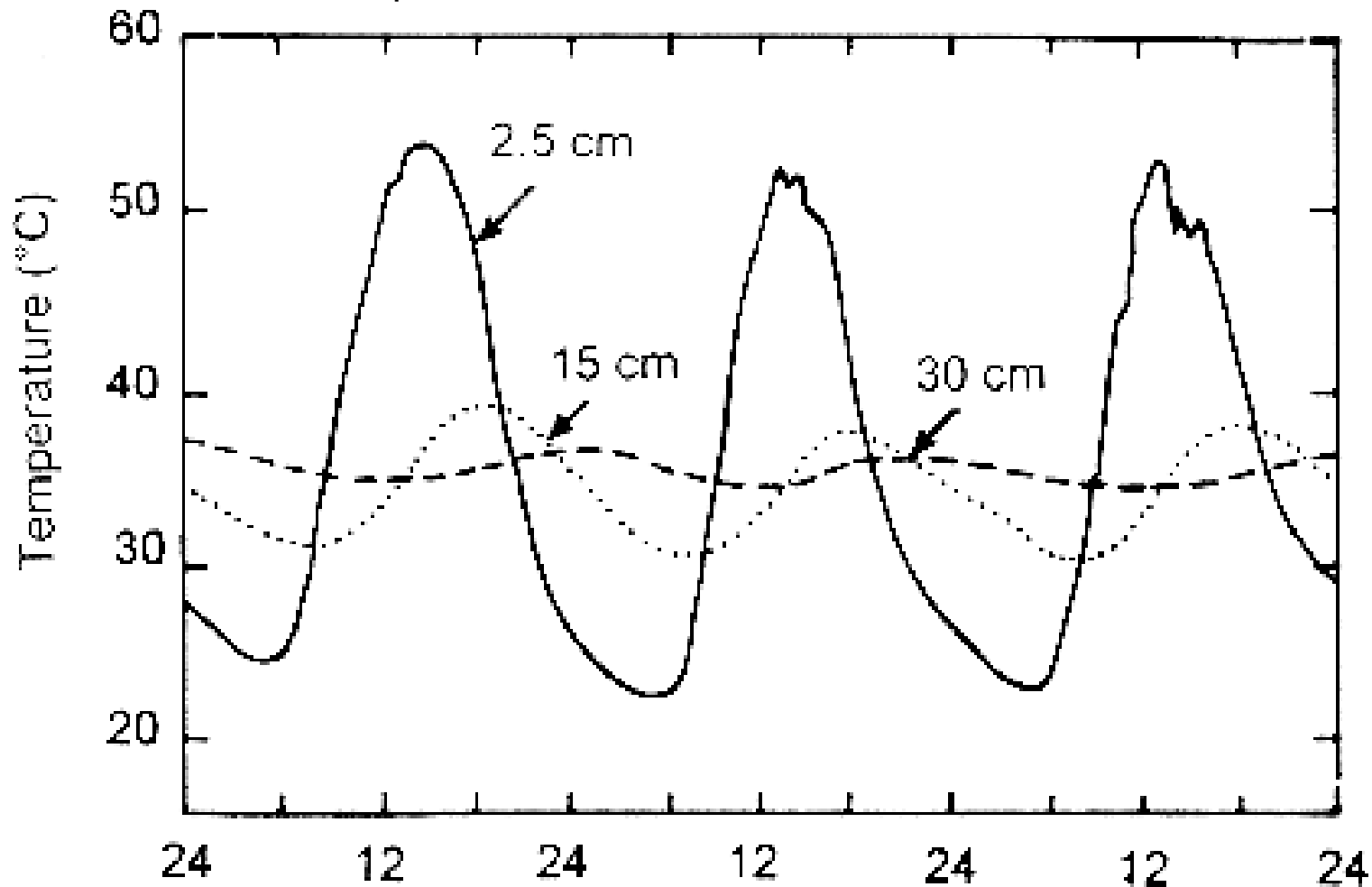
# Temperatura en Superficie

- No existe la superficie ideal
  - Ni el sensor que no la modifique
    - Mediciones *in situ* : extrapolación de perfiles
    - Medidas remotas (TIR) ("skin temperature")
  - No se puede caracterizar exactamente
- Objetivos: intentamos saber algo sobre
  - Máximos, mínimos, rango diurno
  - Presencia de humedad
  - Presencia de vegetación

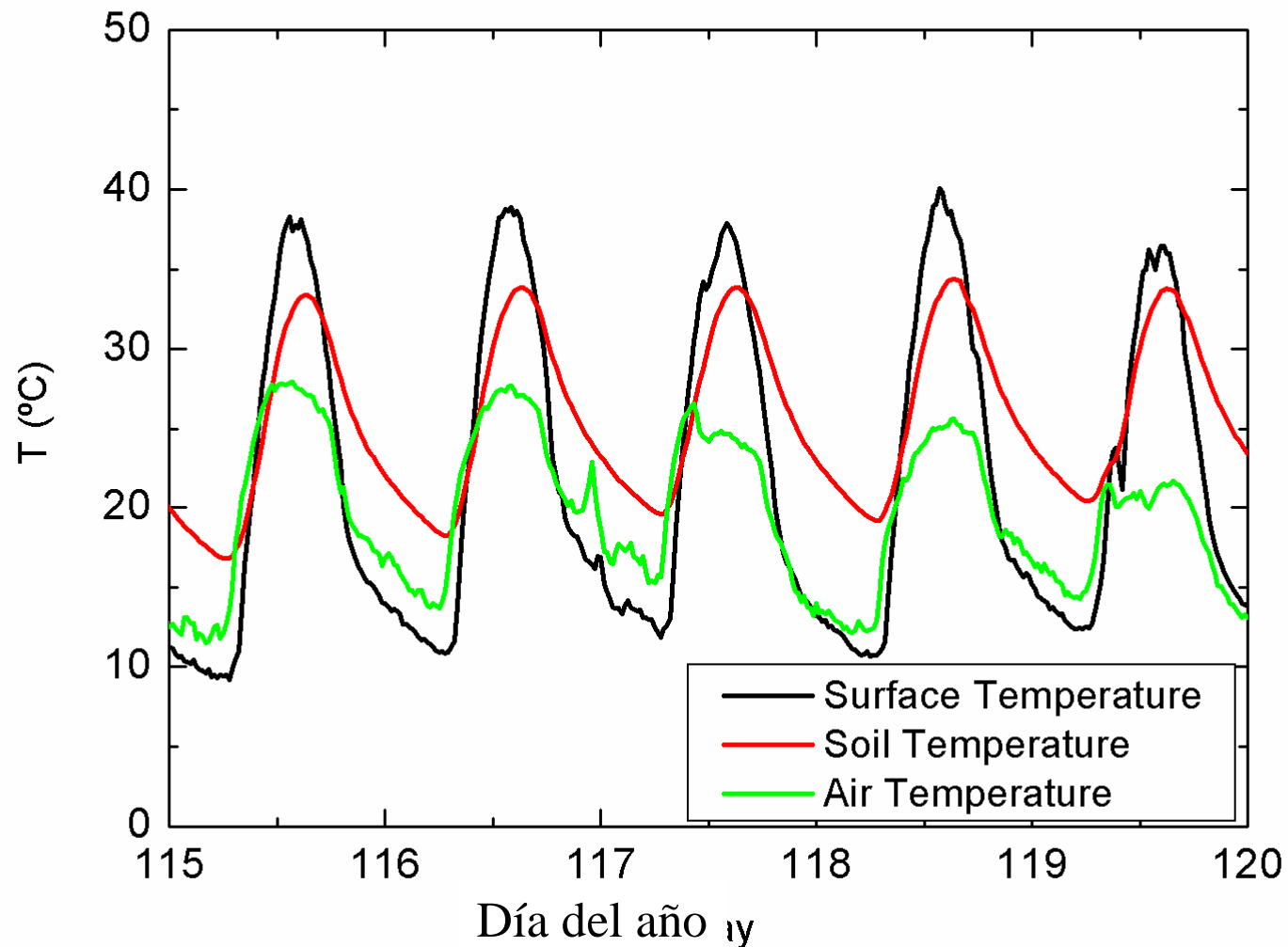
# EVOLUCIÓN DIURNA DE TEMPERATURAS DE SUELO A VARIAS PROFUNDIDADES. MARGA ARENOSA SIN VEGETACIÓN

Máximos: 1-2 horas después de máxima insolación

Mínimos: primeras horas de la mañana

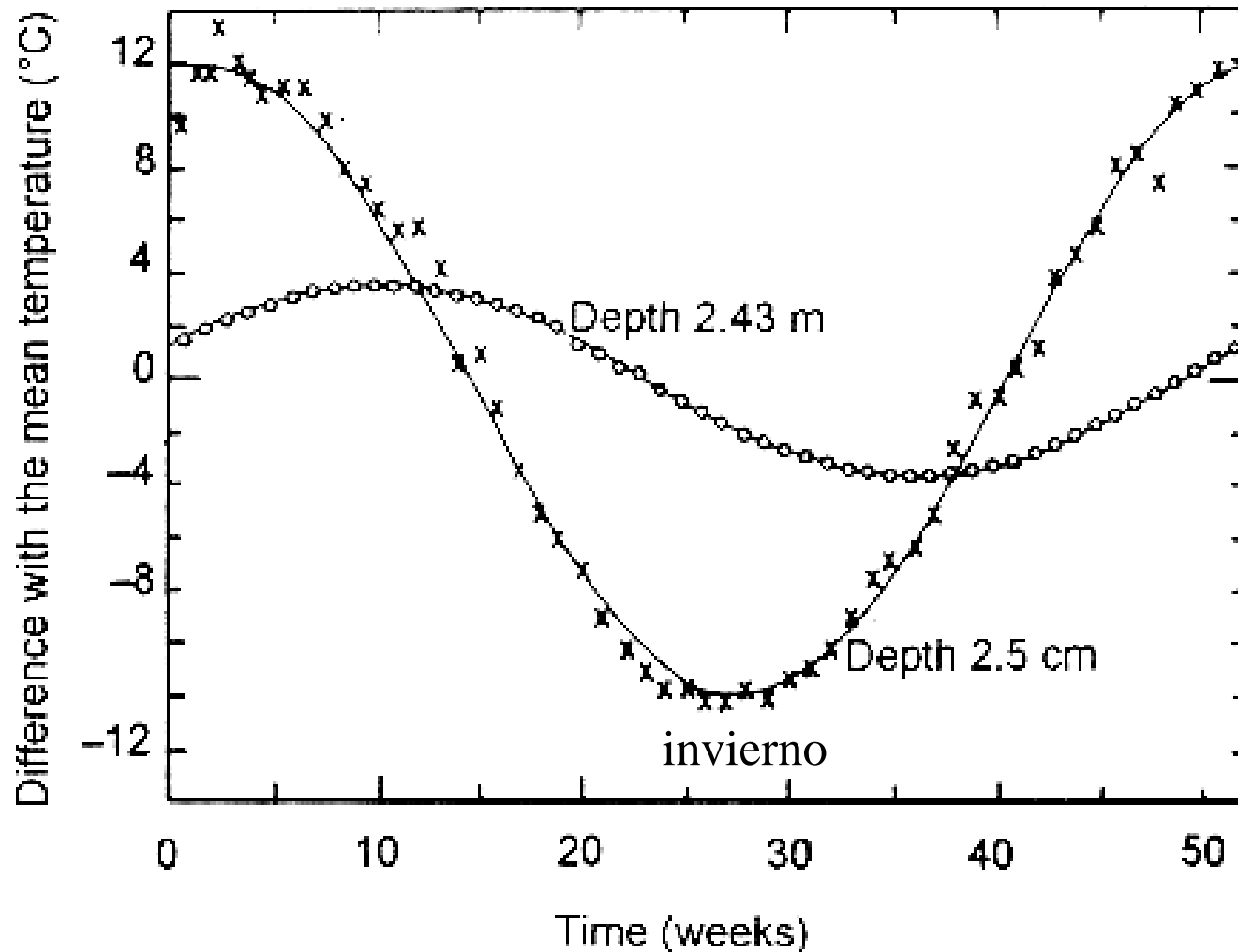


# EVOLUCIÓN **DIURNA** DE TEMPERATURAS EN UNA ZONA SEMIÁRIDA DE VEGETACIÓN DISPERSA

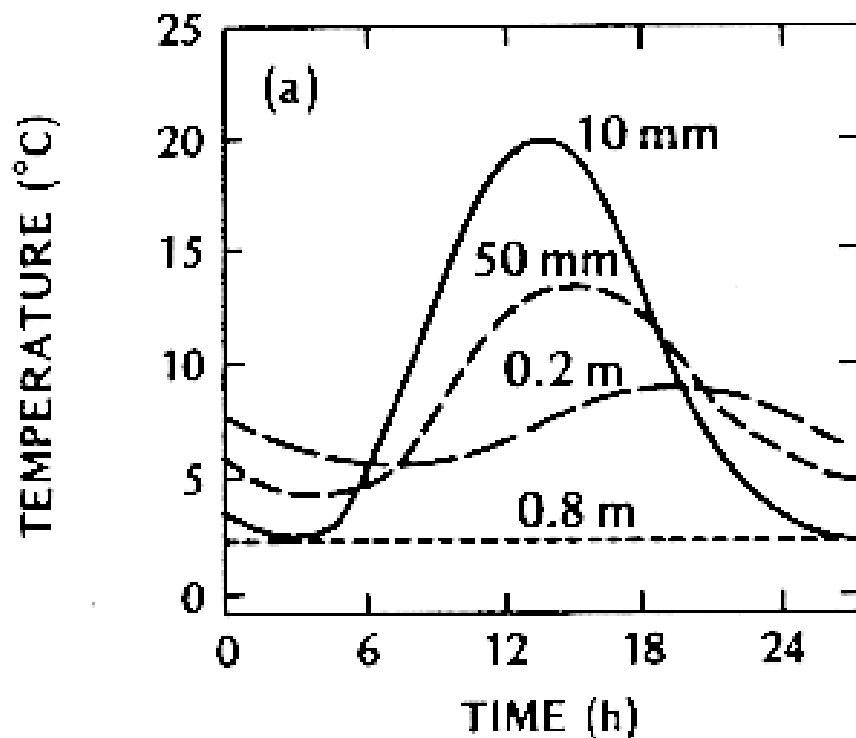




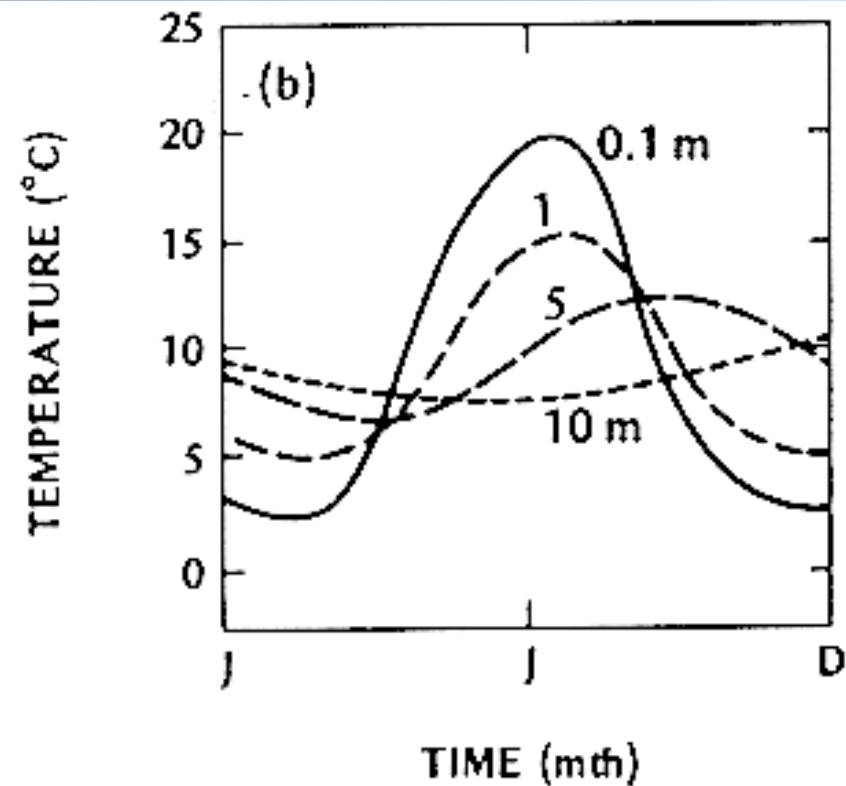
# ONDA TÉRMICA ANUAL SUELO A VARIAS PROFUNDIDADES. MARGA ARENOSA SIN VEGETACIÓN



# CICLOS DE TEMPERATURA GENERALIZADOS A VARIAS PROFUNDIDADES



Diurno



Anual

# MICROCLIMATOLOGÍA: ENERGÍA EN SUPERFICIE (3h)

- La ecuación de balance de energía
- La radiación neta ( $R_n$ )
  - Introducción a la radiación
  - Radiación solar
  - Radiación Térmica
  - Propiedades radiativas de la superficie
    - Albedo
    - Emisividad
- La transferencia de energía al suelo
  - Temperaturas superficiales y subterráneas
  - **Propiedades Térmicas de los suelos**
  - El flujo de calor al suelo ( $G$ )



# PROPIEDADES TÉRMICAS DEL SUELO

$$G = -k \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

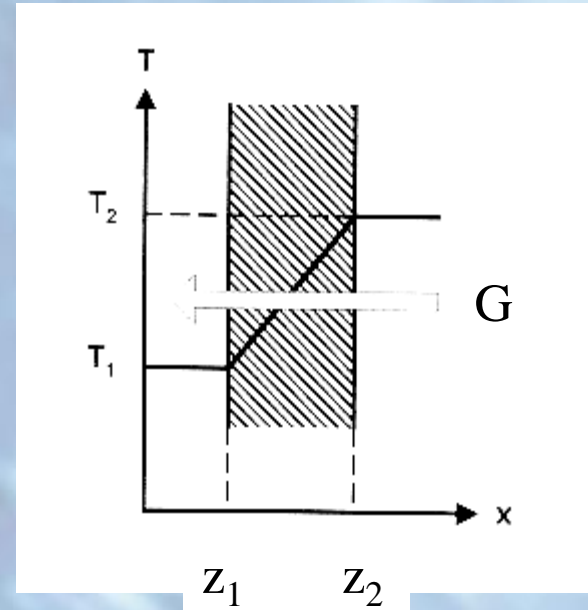
$k \implies$  Conductividad térmica  $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$

$$\frac{G}{\rho c} = -\alpha_h \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

$\rho \implies$  Densidad  $\text{Kg m}^{-3}$

$c \implies$  Calor específico  $\text{J Kg}^{-1} \text{K}^{-1}$

$\alpha_h \implies$  Difusividad térmica  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$



Capacidad calorífica

$$C = \rho c$$

$$\alpha_h = k / \rho c = k / C$$

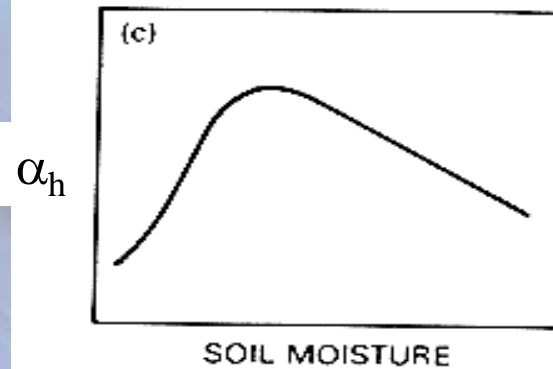
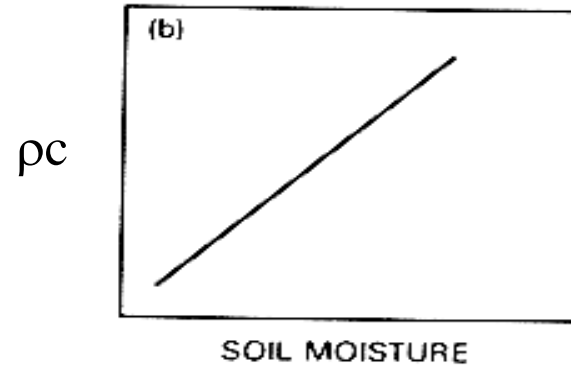
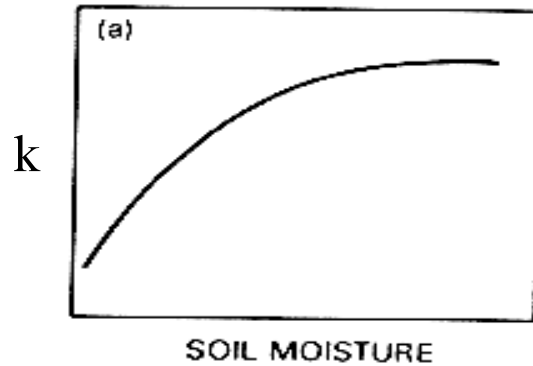
# PROPIEDADES TÉRMICAS DE LOS SUELOS

Molecular Thermal Properties of Natural Materials<sup>a</sup>

Material	Condition	Mass density $\rho$ ( $\text{kg m}^{-3} \times 10^3$ )	Specific heat $c$ ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1} \times 10^3$ )	Heat capacity $C$ ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1} \times 10^6$ )	Thermal conductivity $k$ ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ )	Thermal diffusivity $\alpha_h$ ( $\text{m}^2 \text{sec}^{-1} \times 10^{-6}$ )
Air	20°C, Still	0.0012	1.00	0.0012	0.026	21.5
Water	20°C, Still	1.00	4.19	4.19	0.58	0.14
Ice	0°C, Pure	0.92	2.10	1.93	2.24	1.16
Snow	Fresh	0.10	2.09	0.21	0.08	0.38
Sandy soil	Dry	1.60	0.80	1.28	0.30	0.24
(40% pore space)	Saturated	2.00	1.48	2.98	2.20	0.74
Clay soil	Dry	1.60	0.89	1.42	0.25	0.18
(40% pore space)	Saturated	2.00	1.55	3.10	1.58	0.51
Peat soil	Dry	0.30	1.92	0.58	0.06	0.10
(80% pore space)	Saturated	1.10	3.65	4.02	0.50	0.12

<sup>a</sup> After Oke (1987).

# PROPIEDADES TÉRMICAS DE LOS SUELOS. INFLUENCIA DEL CONTENIDO DE HUMEDAD.



$$\alpha_h = k / \rho c$$



# MICROCLIMATOLOGÍA: ENERGÍA EN SUPERFICIE (3h)

- La ecuación de balance de energía
- La radiación neta ( $R_n$ )
  - Introducción a la radiación
  - Radiación solar
  - Radiación Térmica
  - Propiedades radiativas de la superficie
    - Albedo
    - Emisividad
- La transferencia de energía al suelo
  - Temperaturas superficiales y subterráneas
  - Propiedades Térmicas de los suelos
  - **El flujo de calor al suelo ( $G$ )**

# TRANSFERENCIA DE CALOR AL SUELO.

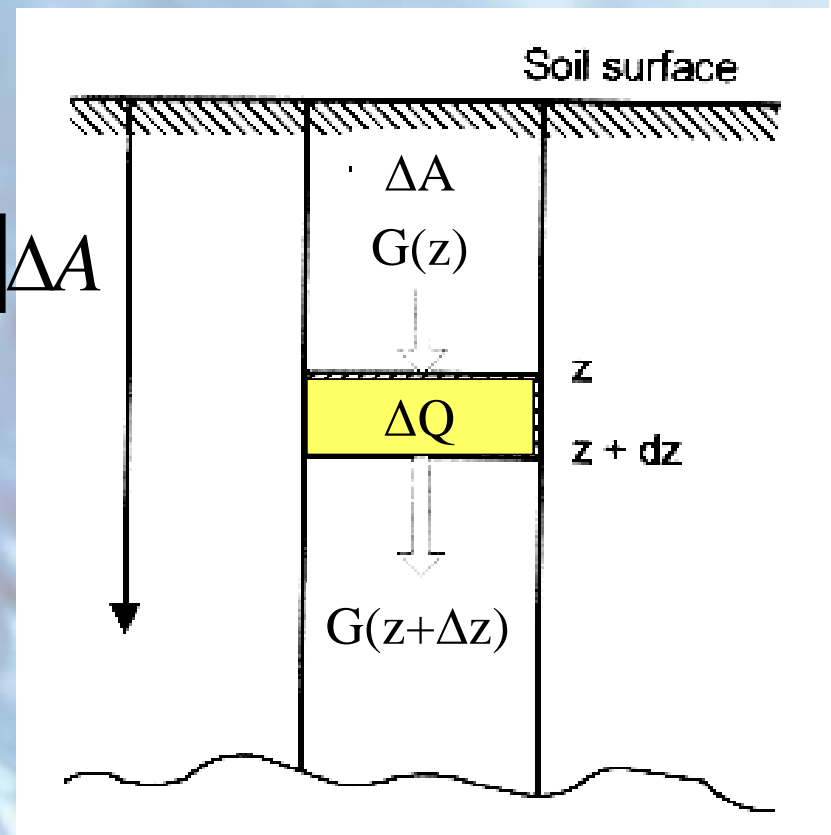
1

$$\begin{aligned}\Delta Q &= G(z)\Delta A - G(z + \Delta z)\Delta A \\ &= [G(z) - (G(z) + (\partial G/\partial z)\Delta z)]\Delta A \\ &= -(\partial G/\partial z)\Delta z\Delta A\end{aligned}$$

2

$$\Delta Q = \frac{\partial}{\partial t} (mc T) \quad \text{calorimetría}$$

$$\Delta Q = \frac{\partial}{\partial t} (\rho \Delta A \Delta z c T)$$



1=2

$$-\frac{\partial G}{\partial z} \Delta z \Delta A = \frac{\partial}{\partial t} (\rho \Delta A \Delta z c T)$$

# TRANSFERENCIA DE CALOR AL SUELO.

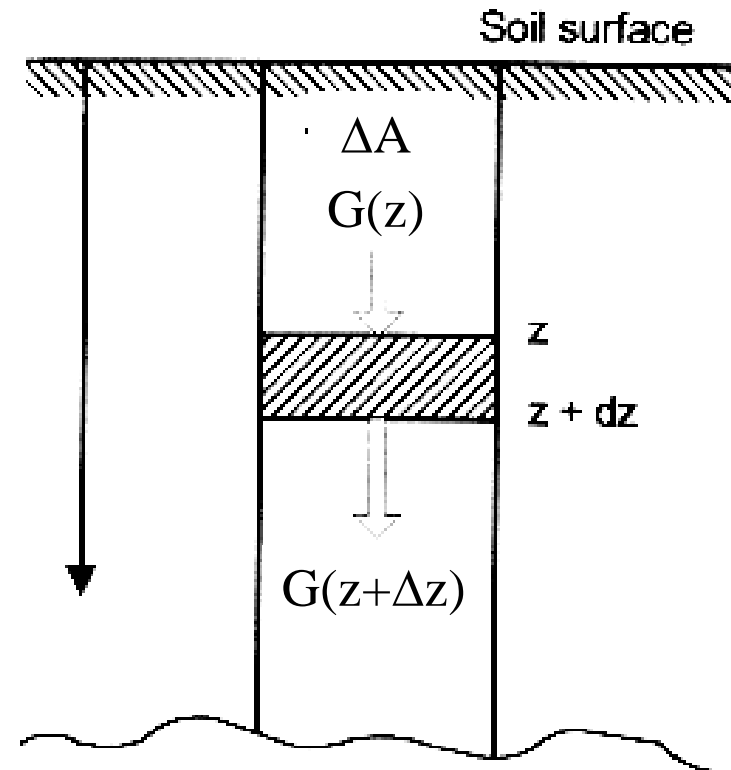
1=2

$$-\frac{\partial G}{\partial z} \cancel{\Delta z} \cancel{\Delta A} = \frac{\partial}{\partial t} (\rho \cancel{\Delta A} \cancel{\Delta z} c T)$$

$$-\frac{\partial G}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial t} (\rho c T)$$

$$G = -k \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad \text{Ley de Fourier}$$

Flujo es proporcional al gradiente de temperatura



$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \left( \frac{k}{\rho c} \right) \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \alpha_h \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right]$$

Fourier  
(Fick)  
Eqn Ondas

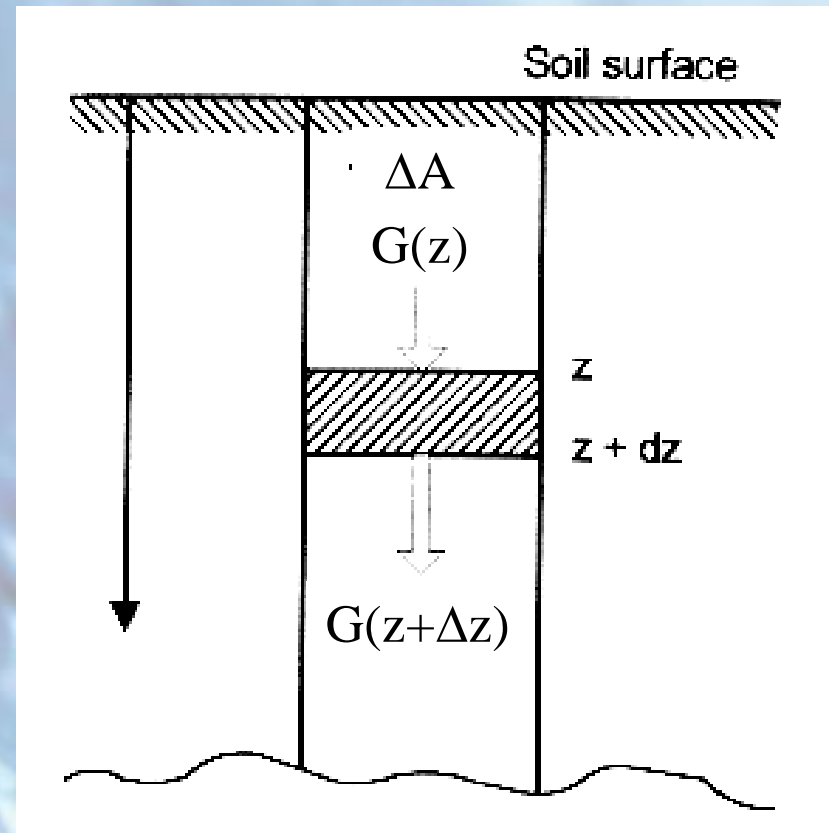


# TRANSFERENCIA DE CALOR AL SUELO.

$$-\frac{\partial G}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial t} (\rho c T)$$

Corrección de G  
(medido a una  
profundidad D) por el  
cambio de temperatura  
en la capa superior

$$G_0 = G_D + \int_0^D \frac{\partial}{\partial t} (\rho c T) dz$$



# ONDA TÉRMICA

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \left( \frac{k}{\rho c_p} \right) \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \alpha_h \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right] \quad \text{Ecuación de ondas}$$

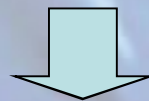
## CONDICIÓN DE CONTORNO

$$T_s = T_m + A_s \operatorname{sen} \left[ \left( \frac{2\pi}{P} \right) (t - t_m) \right]$$

$T_m$  Temperatura media de superficie  
 $A_s$  Amplitud de onda térmica superficie  
 $P$  Periodo de onda térmica superficie  
 $t_m$  Instante para el que  $T_s = T_m$  con  $T \uparrow$

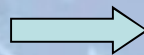
$$z = 0 \Rightarrow T = T_s(t)$$

$$z \rightarrow \infty \Rightarrow T \rightarrow T_m$$



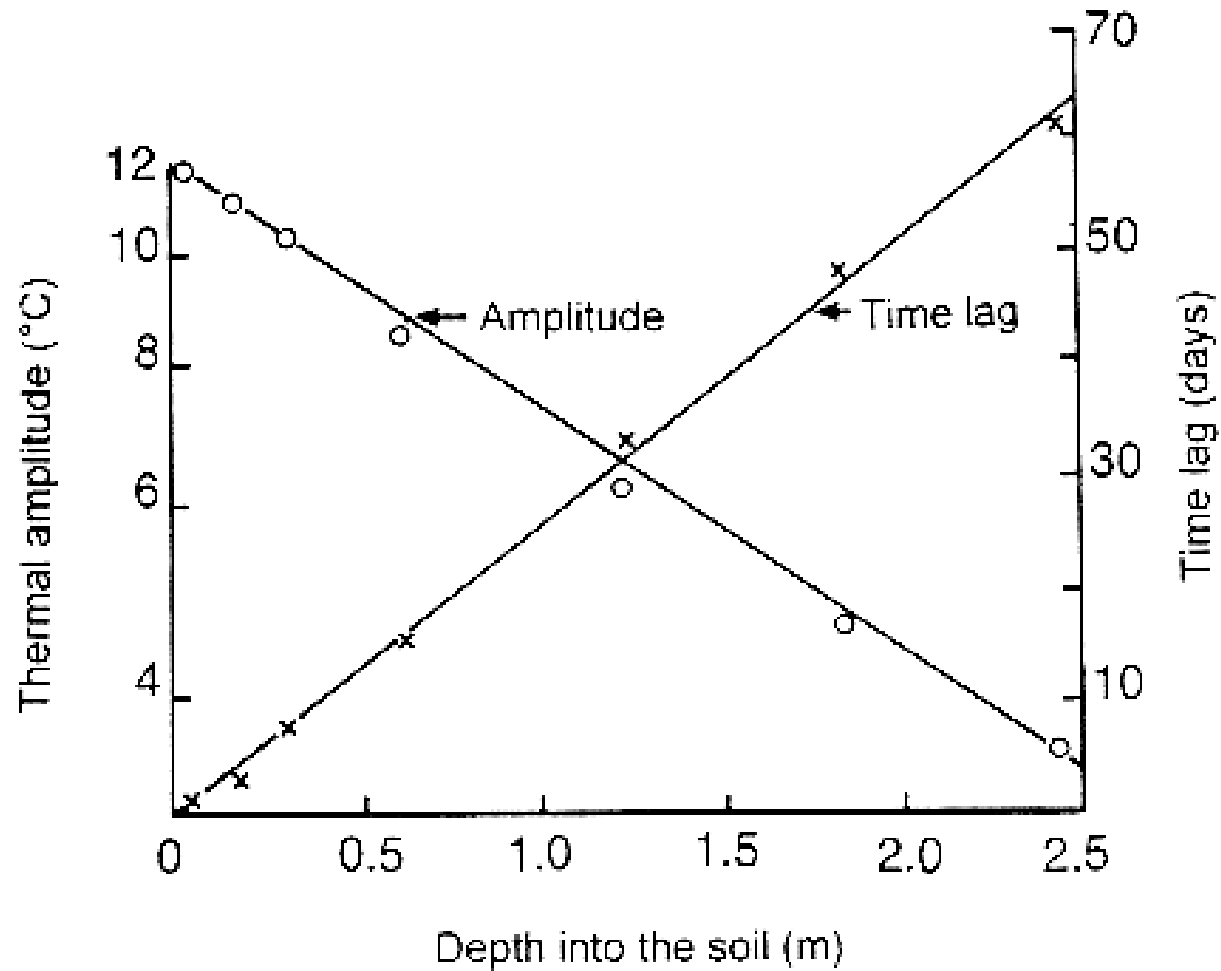
$$T = T_m + A_s \exp \left( -\frac{z}{d} \right) \operatorname{sen} \left[ \left( \frac{2\pi}{P} \right) (t - t_m) - \left( \frac{z}{d} \right) \right]$$

Profundidad de amortiguamiento



$$d = \left( \frac{P \alpha_h}{\pi} \right)^{1/2}$$

# VARIACIONES DE AMPLITUD Y DESFASE TEMPORAL DE LA ONDA TERMICA.



$$\frac{zP}{2\pi d}$$



# FLUJO DE CALOR AL SUELO.

$$T = T_m + A_s \exp\left(-\frac{z}{d}\right) \text{sen}\left[\left(\frac{2\pi}{P}\right)(t - t_m) - \left(\frac{z}{d}\right)\right]$$

$$G_G = -k \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0}$$

G = ground

$$G_G = \left( \frac{2\pi\rho c k}{P} \right)^{1/2} A_s \text{sen}\left[\left(\frac{2\pi}{P}\right)(t - t_m) + \left(\frac{\pi}{4}\right)\right]$$

Desfase  $T_s - G_G$   $P/8$

Escala diaria  $\longrightarrow$  3 h

Escala anual  $\longrightarrow$  1.5 meses

# INSTRUMENTACIÓN DE MEDIDA DEL ESTADO DEL SUELO









# APLICACIONES MÁS ALLÁ DE LA MICROMETEOROLOGÍA

- Estudio del balance de energía de la superficie y balance de radiación
- Predicción de temperatura de superficie y condiciones de congelación
- Determinación de la tasa de almacenamiento o liberación de calor por el subsuelo
- Estudio del "micro-ambiente" de la cubierta de plantas, incluyendo la zona de raíces
- Diseño medio-ambiental de estructuras subterráneas
- Determinación de la profundidad del permafrost en latitudes altas