

El sistema climático terrestre

Lección 4

Información climática básica

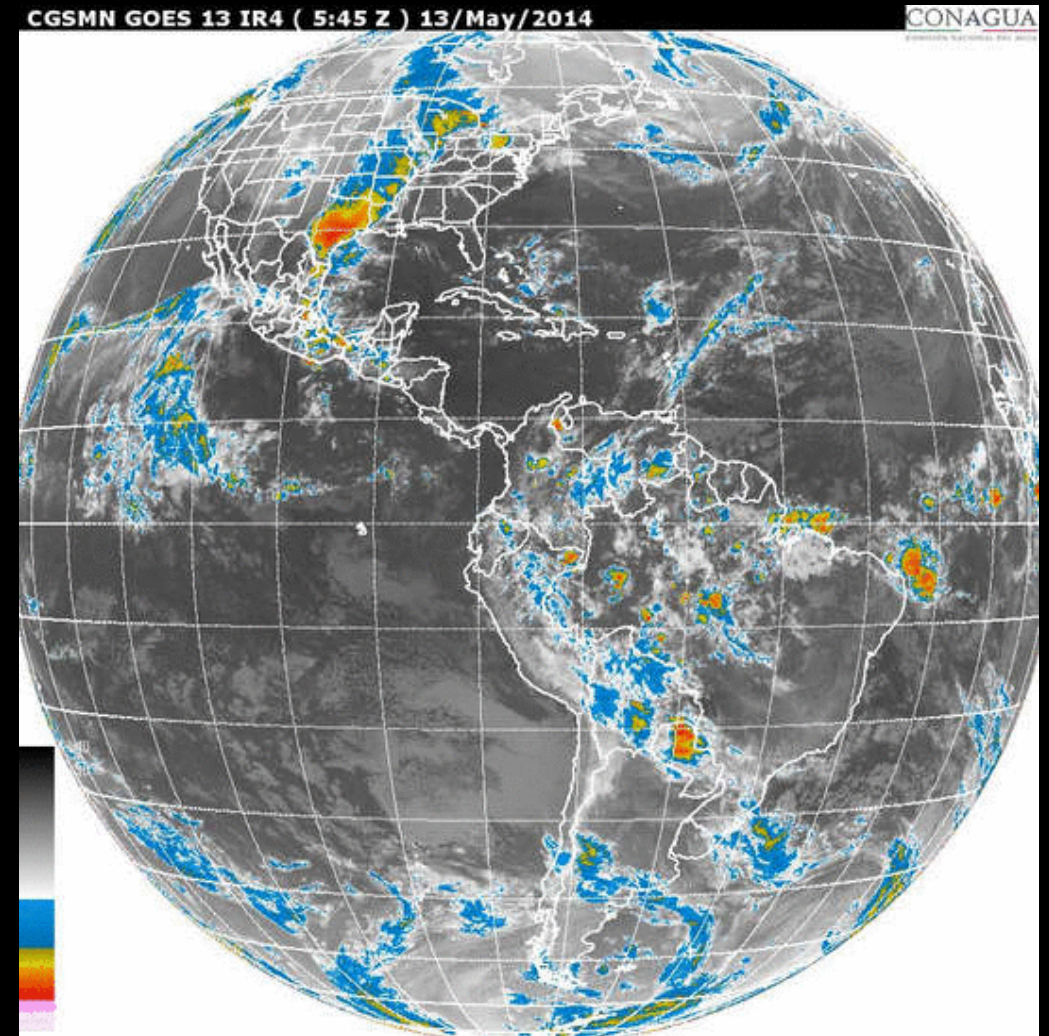
Energía radiativa y calorífica

El Primer Principio de la Termodinámica, aplicado a la Tierra como sistema, nos dice que,

$$\Delta ET = Q - W$$

la Energía Total (ΔET) del sistema varía en función de la diferencia entre el Calor Transferido por la radiación solar (Q) y el Trabajo realizado por los elementos del sistema (W):

- Circulación atmosférica
- Corrientes marinas
- Cambios de estado del agua
- Producción de biomasa en la Biosfera



Energía radiativa y calorífica

El planeta Tierra se puede concebir como un sistema termodinámico que...

...recibe energía del Sol,...

...realiza un trabajo y...

...emite energía degradada en forma de calor al espacio exterior,...

El comportamiento del sistema Tierra podría asimilarse a una estructura disipativa de calor que se mantiene en un estado de equilibrio termodinámico con una temperatura constante.

Las propiedades de estos sistemas sólo dependen de factores intrínsecos al sistema que determinan su evolución, siempre y cuando estén libres de influencias externas.



Energía radiativa y calorífica

MODELO DE RADIACIÓN SOLAR INCIDENTE Y RADIACIÓN TERRESTRE EMITIDA

La temperatura de la Tierra está determinada por el balance entre:

• Radiación solar absorbida: $\sigma_0 \cdot (1 - \alpha) \cdot \pi \cdot r^2$

• Radiación terrestre emitida: $\sigma \cdot T^4 \cdot 4 \cdot \pi \cdot r^2$

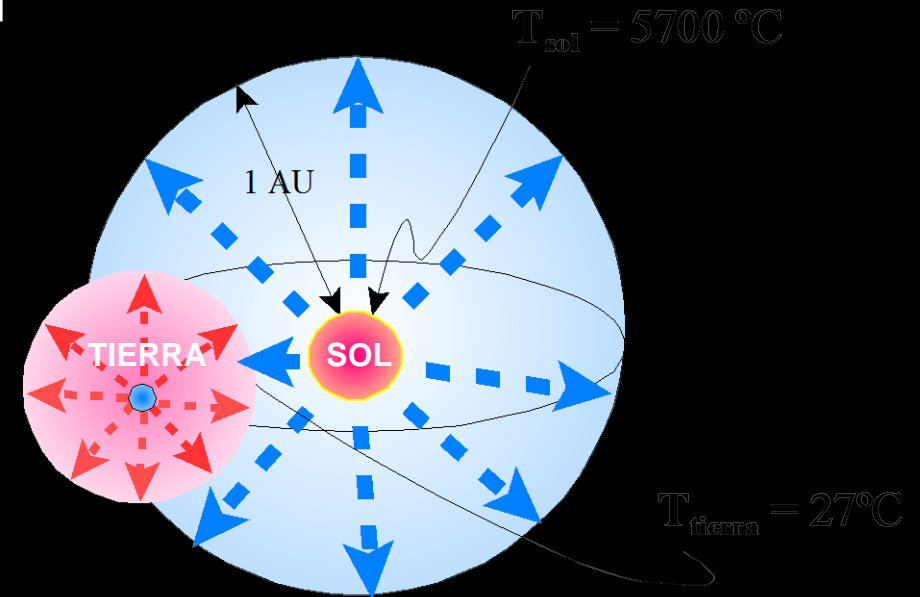
T = Temperatura de la Tierra (K). [1 K = °C + 273]

α = Albedo terrestre (≈ 0.3)

σ_0 = cte. Solar ($1360 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} = 1.95 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}$)

σ = cte. de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$)

AU = Unidad astronómica



Si la Temperatura de la Tierra permanece constante, la cantidad de energía solar que absorbe debe ser igual a la cantidad de calor que emite.

Energía radiativa y calorífica

Dado que la Temperatura Global de la Tierra permanece constante (14°C), podríamos igualar ambas ecuaciones y despejar el valor de la temperatura que corresponde a la cantidad de energía solar absorbida por la Tierra.

$$\sigma_0 \cdot (1 - \alpha) \cdot \pi \cdot r^2 = \sigma \cdot T^4 \cdot 4 \cdot \pi \cdot r^2$$

$$T = \sqrt[4]{\frac{\sigma_0 \cdot (1 - \alpha)}{\sigma \cdot 4}}$$

Como resultado se obtiene un valor de $254,5\text{ K} = -18,5^{\circ}\text{C}$.

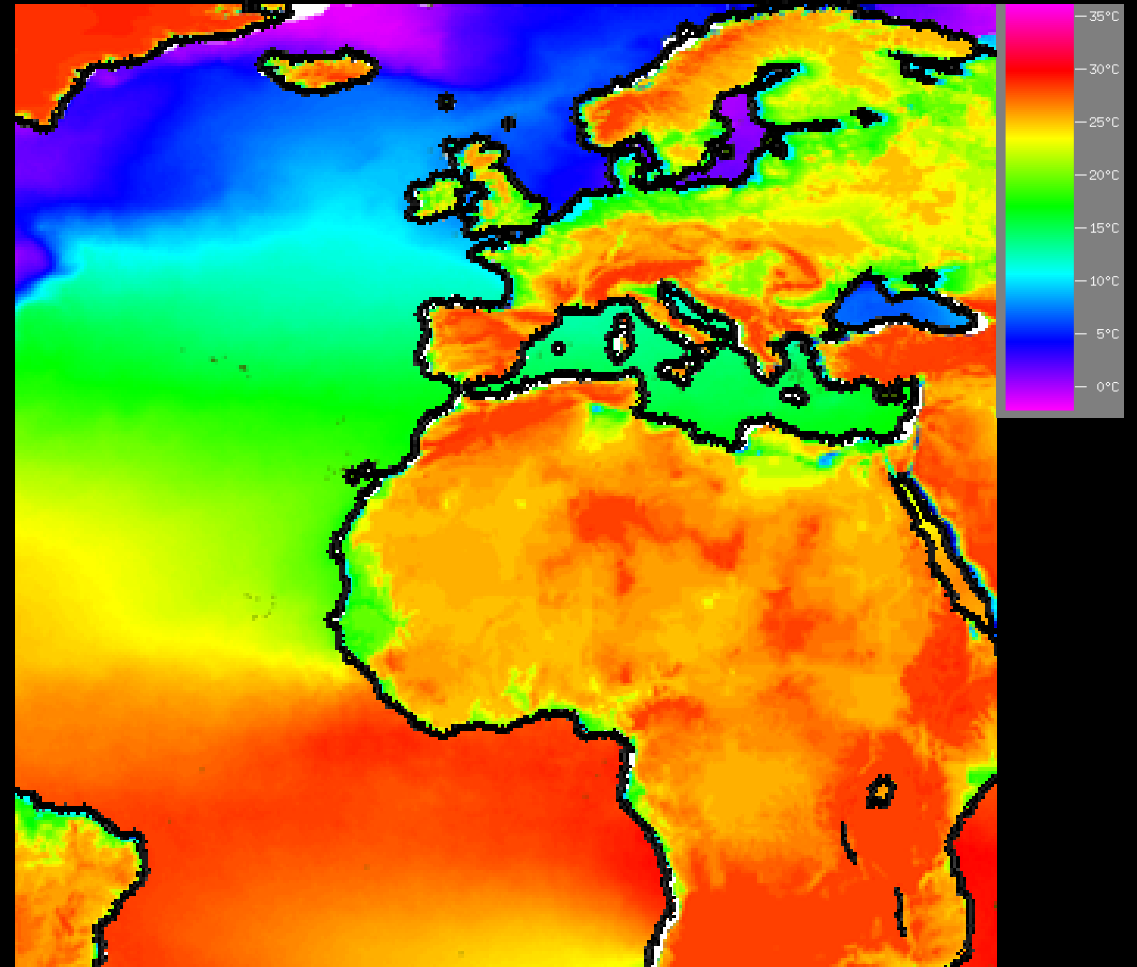
Este resultado es el que cabría esperar en función de la distancia que separa la Tierra del Sol y si la Tierra fuera un sistema inerte, desprovisto de su envoltas fluidas.

El trabajo que ejercen la Atmósfera y la Hidrosfera principalmente y las contribución de la Biosfera y la Geosfera elevan la temperatura terrestre $32,5^{\circ}\text{C}$.

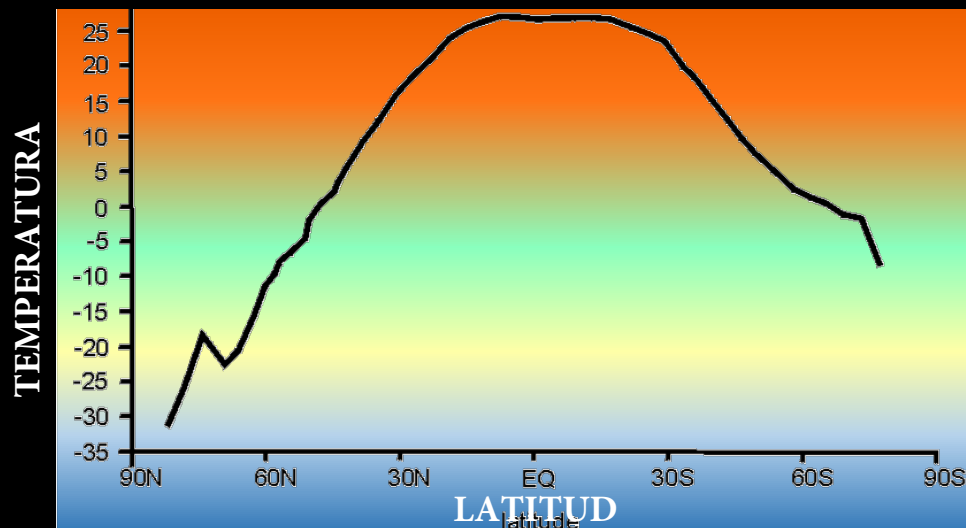
Energía radiativa y calorífica

Pero, la Energía Total no permite caracterizar por completo un sistema macroscópico como la Tierra.

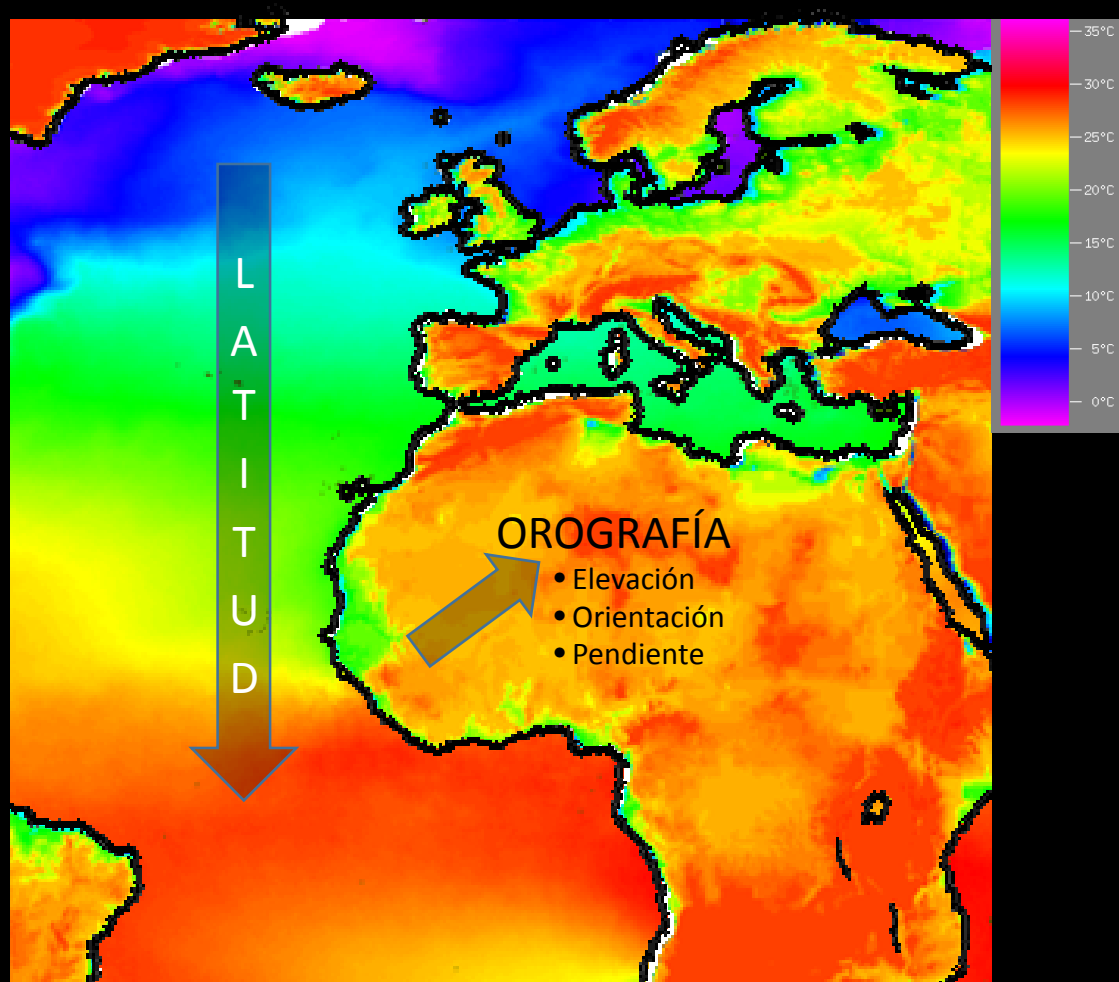
Aunque el valor medio de la temperatura de la Tierra es de 14°C , su distribución no es homogénea, sino que varía entre los -90°C en las zonas más frías y los 60°C que alcanzan los desiertos, adquiriendo diferentes valores intermedios en función del tipo de medio.



Energía radiativa y calorífica



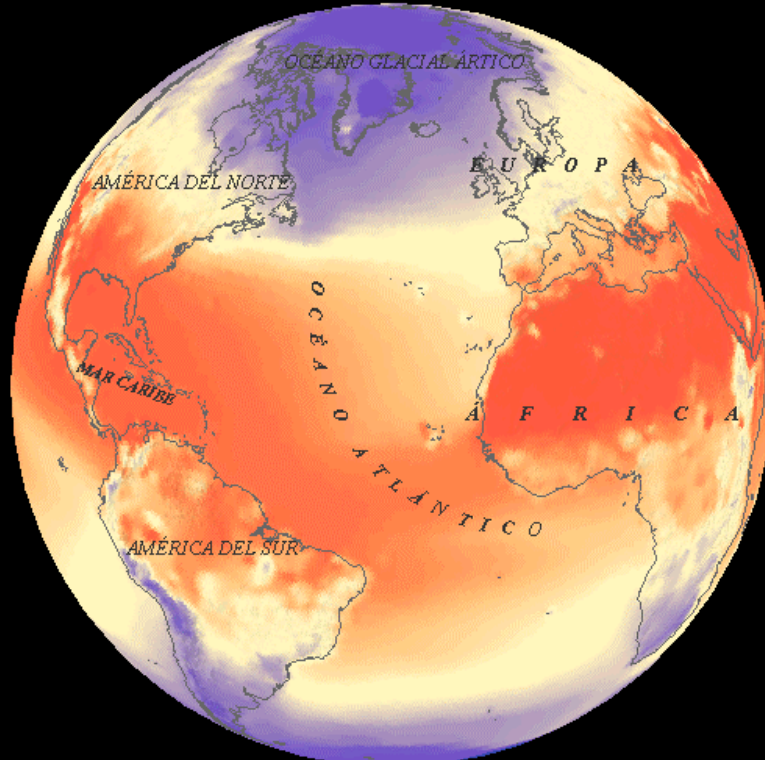
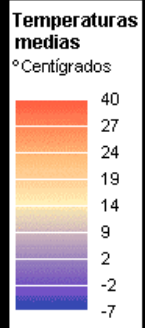
Las masas oceánicas y continentales se comportan como sistemas termodinámicos abiertos que pueden presentar diferentes distribuciones de niveles de energía sin que varíe la Energía Total del sistema.



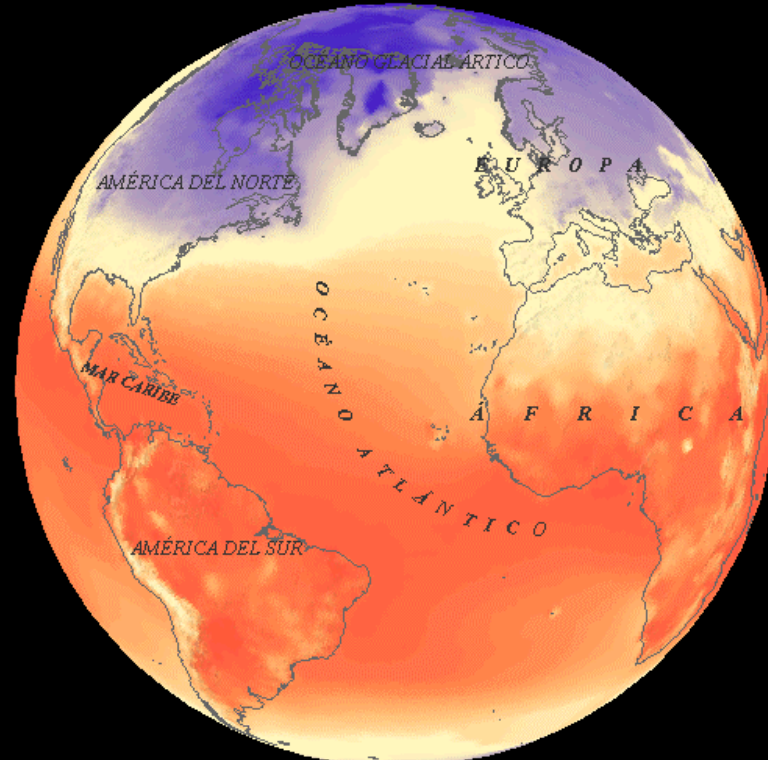
Energía radiativa y calorífica

JULIO

ENERO



© 1988-1996 Microsoft y sus proveedores. Reservados todos los derechos.



© 1988-1996 Microsoft y sus proveedores. Reservados todos los derechos.

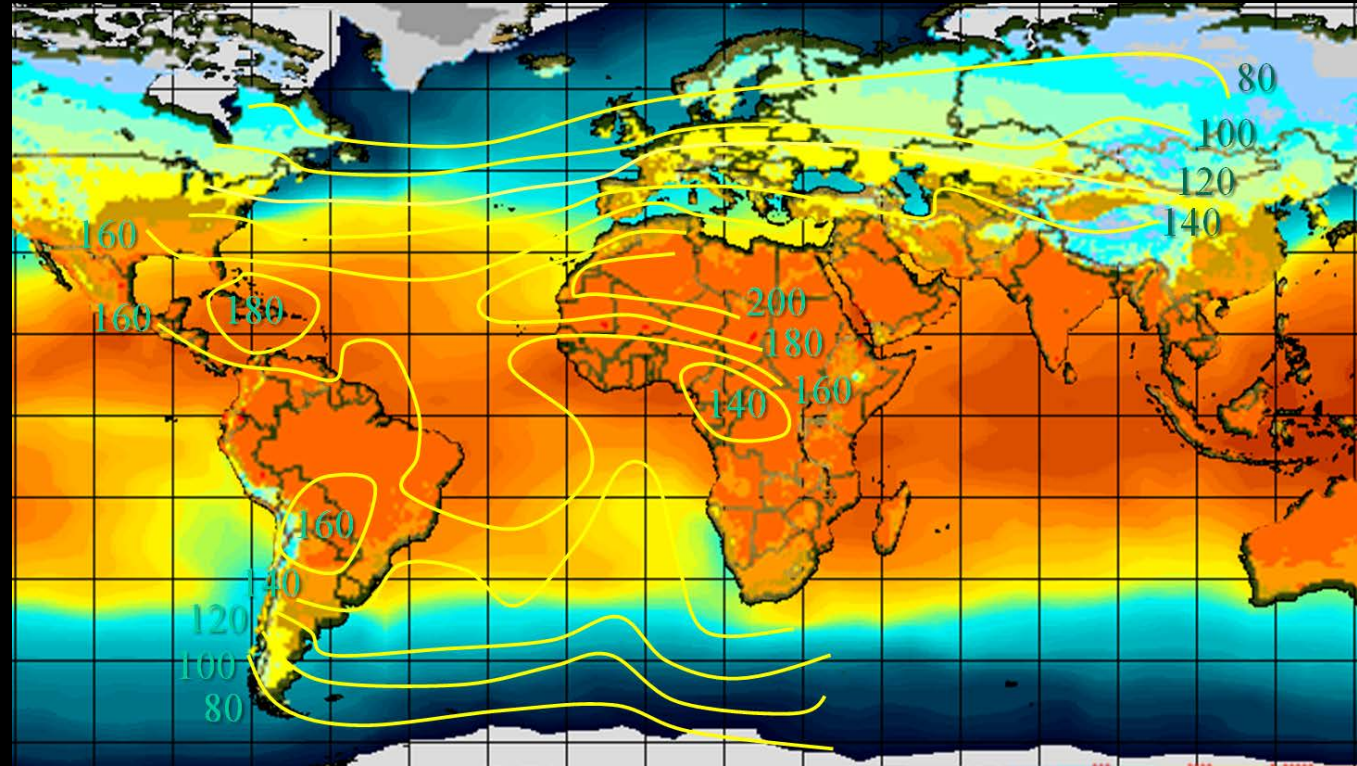
Además, estos patrones de distribución espacial de energía presentan también patrones de variación temporal.

Energía radiativa y calorífica

La Entropía es una magnitud termodinámica que representa el grado de desorden de un sistema.

A nivel macroscópico, el orden intrínseco que muestran ciertas propiedades como la temperatura de la Tierra dependen de las restricciones impuestas al sistema.

Así, la variación de la Temperatura del aire sobre el Atlántico sigue el mismo patrón que la Irradiancia.



El mapa representa la variación de la temperatura del aire (°C) sobre la superficie del mar y de los continentes.

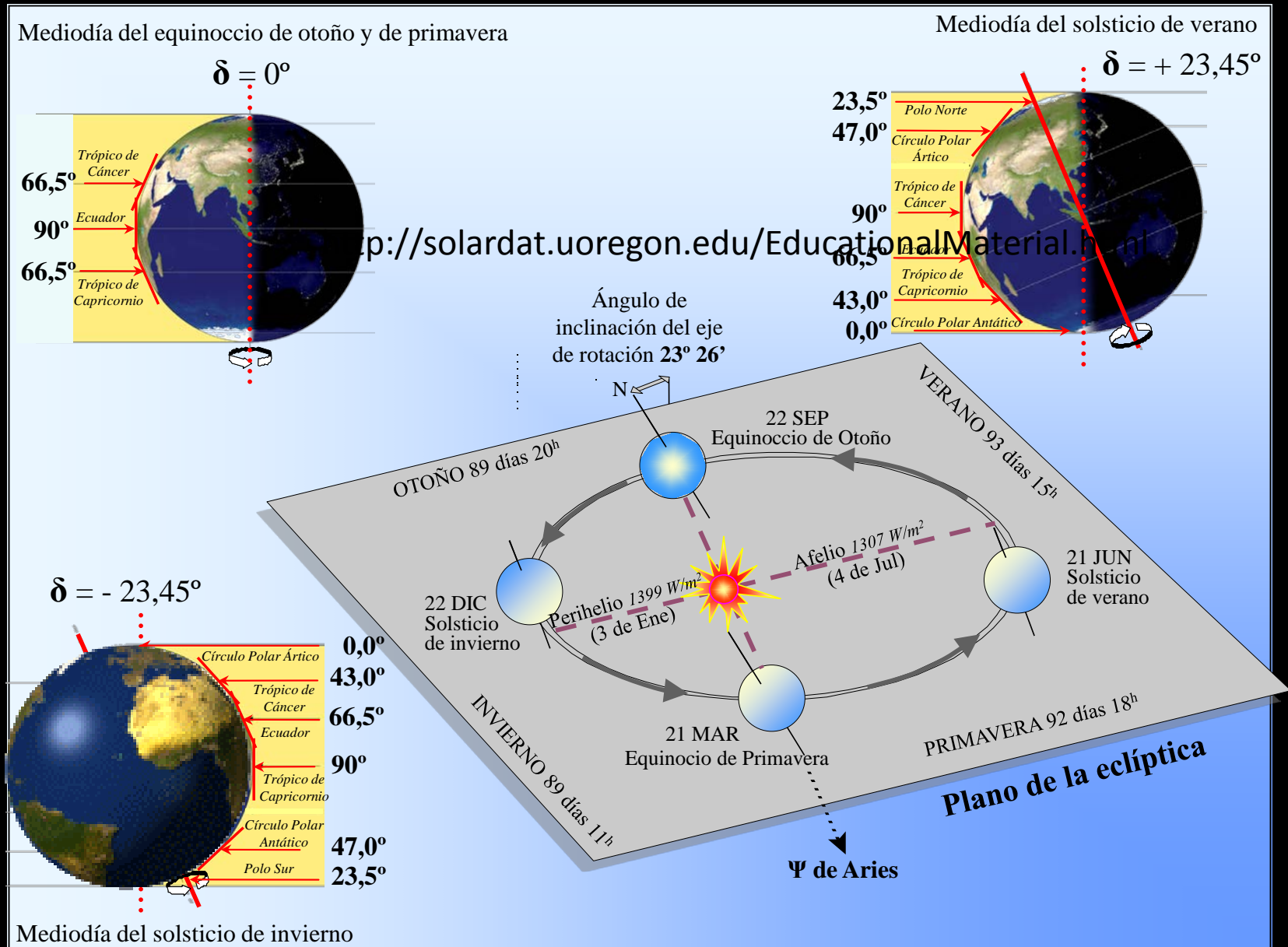
Se han superpuesto isonivas que representan valores de Irradiancia ($kcal \cdot cm^{-2} \cdot año$).

Balance de radiación en un contexto geográfico

Los movimientos orbitales del planeta y su esfericidad determinan los patrones de variación latitudinal y estacional de la radiación e insolación terrestre que explican el orden intrínseco que muestran ciertas propiedades del sistema Tierra, como la gran diversidad de climas y la distribución geográfica de los seres vivos.

Los factores que condicionan la insolación terrestre son:

- El movimiento de traslación
- El movimiento de rotación
- La inclinación del eje de rotación
- La propia esfericidad del planeta



Balance de radiación en un contexto geográfico

VARIACIÓN LATITUDINAL Y ESTACIONAL DE LA INSOLACIÓN

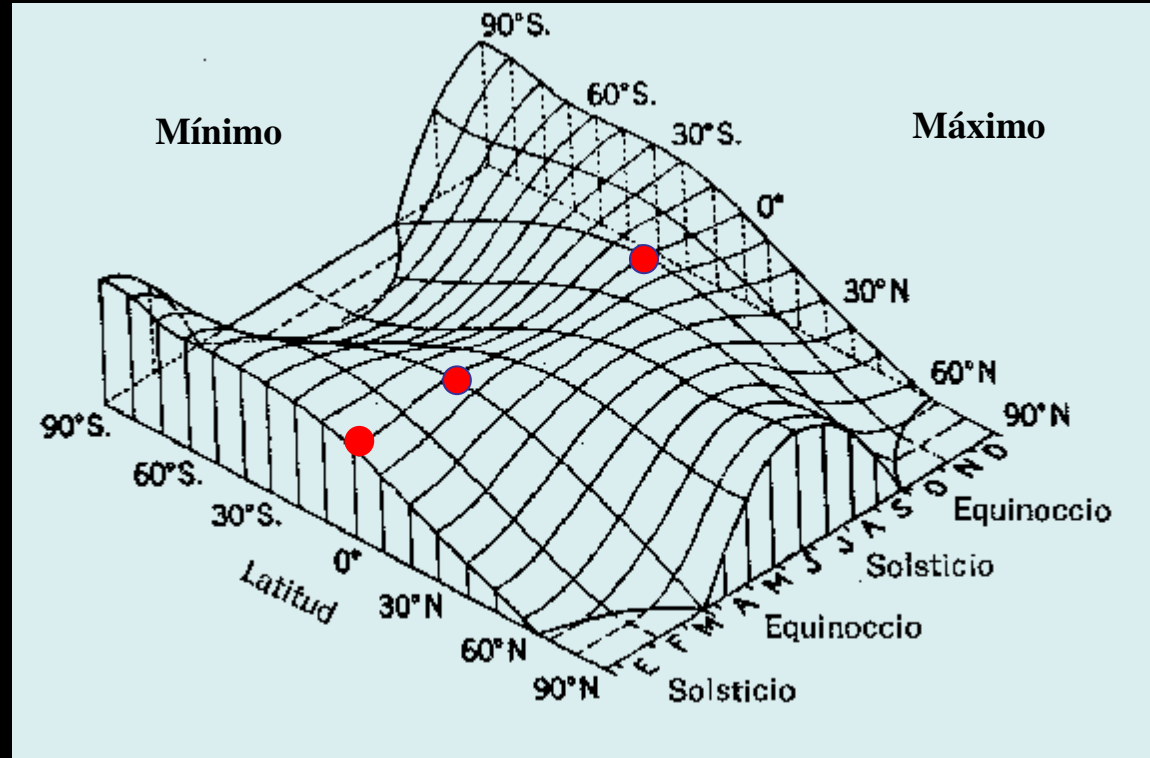
El gráfico representa la variación latitudinal y temporal de la insolación terrestre. En el eje temporal se representan los meses, señalando los momentos en que se producen los solsticios y los equinoccios.

Solsticio invierno: 22-DIC

Solsticio verano: 21-JUN

Equinoccio primavera: 21-MAR

Equinoccio otoño: 21-SEP



En el hemisferio Norte el máximo del equinoccio de primavera es menor que el máximo del equinoccio de otoño

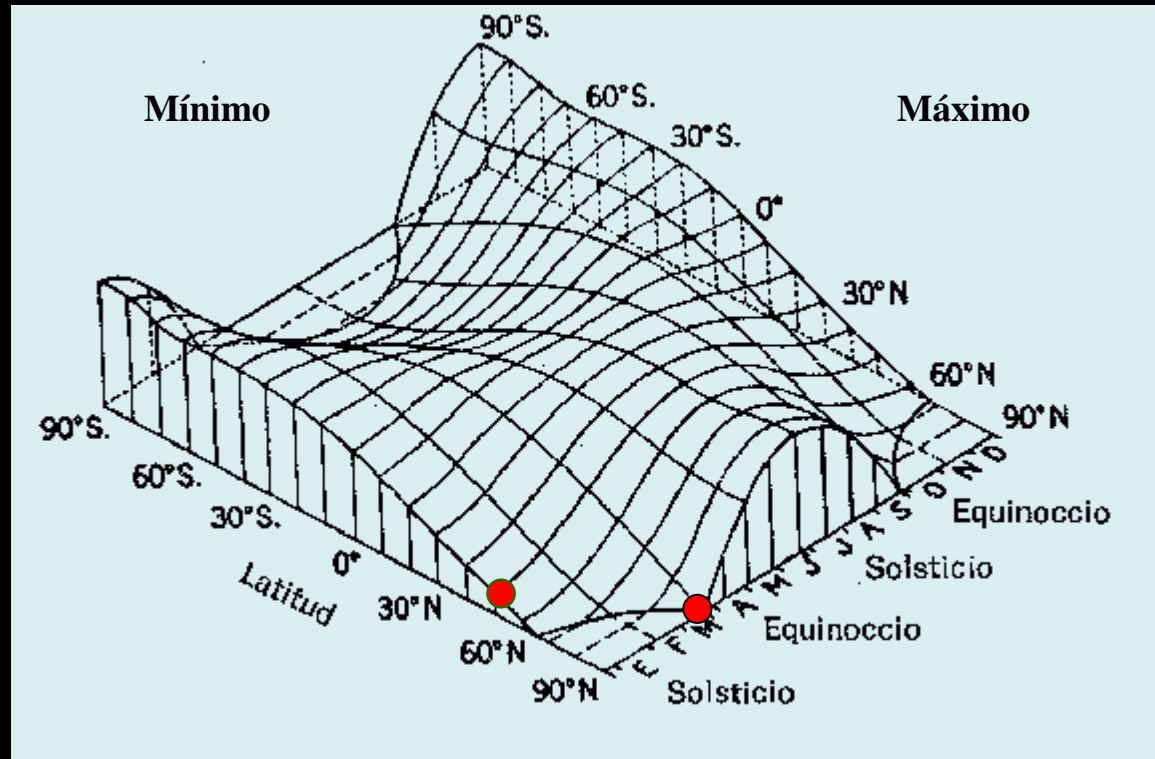
El Ecuador presenta dos periodos de máxima insolación en los equinoccios y dos periodos mínimos en los solsticios.

Desde el Ecuador, todas las latitudes comprendidas entre los Trópicos de Cáncer y de Capricornio poseen dos máximos y dos mínimos, pero un máximo domina en mayor grado a medida que nos acercamos a un Trópico u otro.

Balance de radiación en un contexto geográfico

VARIACIÓN LATITUDINAL Y ESTACIONAL DE LA INSOLACIÓN

Solsticio invierno: 22-DIC
Solsticio verano: 21-JUN
Equinoccio primavera: 21-MAR
Equinoccio otoño: 21-SEP

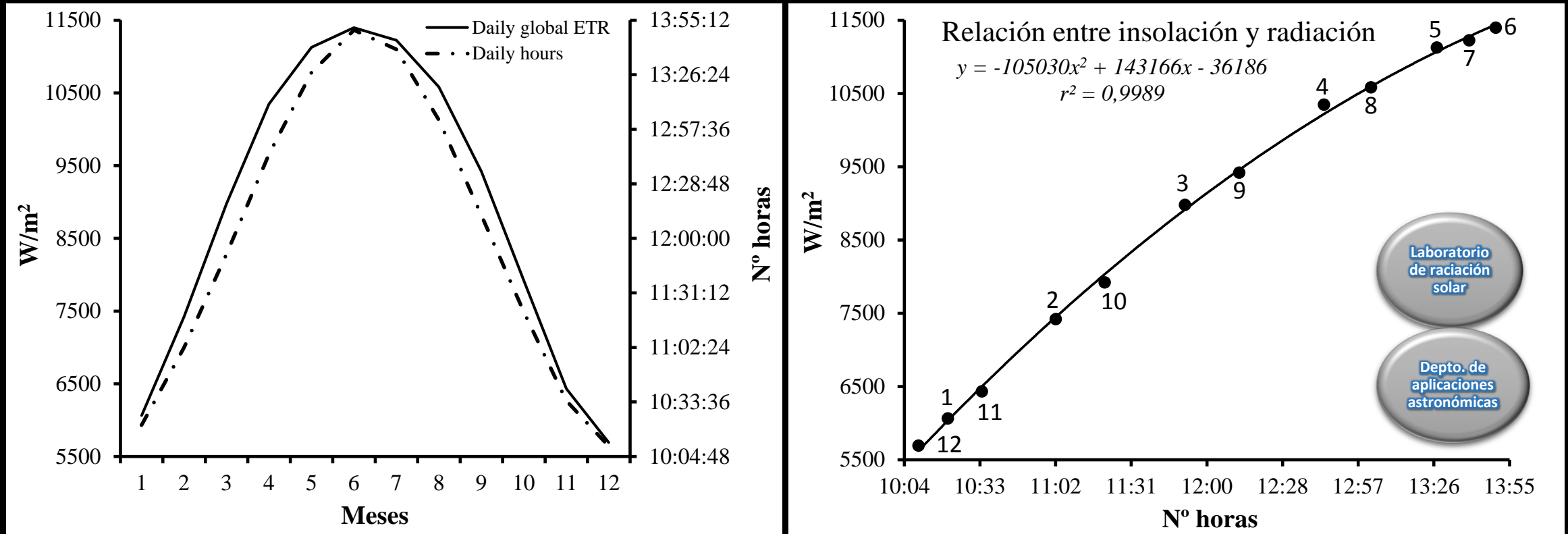


Desde el Trópico de Cancer hacia el Círculo Polar Artico hay un ciclo anual de insolación continuo, con un mínimo en el solsticio de invierno y un máximo en el solsticio de verano. En el hemisferio Sur ocurre lo contrario.

En los Polos hay un ciclo de insolación continuo que dura seis meses. En el Polo Norte comienza en el equinoccio de primavera y termina en el equinoccio de otoño, mientras que en el Polo Sur se produce desde el solsticio de verano al solsticio de invierno.

Balance de radiación en un contexto geográfico

Relación entre la variación mensual de la Radiación Solar Global Diaria en el límite de la Atmósfera (Daily global ETR) y de la duración del día (Daily hours).



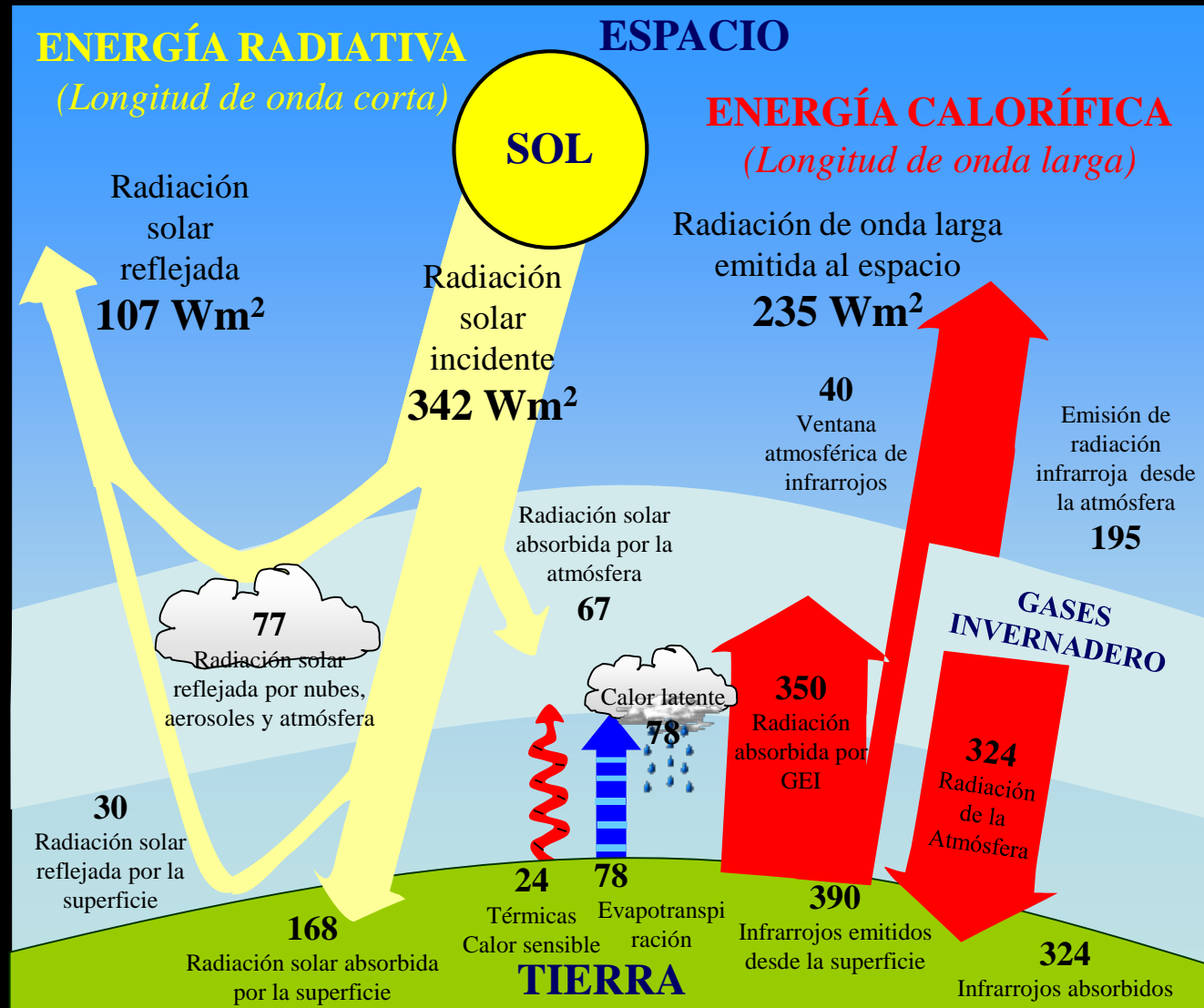
La duración del día se ha estima como la diferencia entre la hora del Orto y del Ocaso.

Los datos se refieren temporalmente al año 2004 y espacialmente a las coordenadas geográficas de la rotonda del Padre Ancheta en La Laguna (Tenerife).

Balance de radiación en un contexto geográfico

BALANCE DE RADIACIÓN NETA

$$342 \text{ Wm}^2 = 107 \text{ Wm}^2 + 235 \text{ Wm}^2$$



ENERGÍA RADIATIVA

Radiación solar absorbida por la superficie terrestre:

$$342 - 67 - 77 - 30 = 168$$

Radiación solar reflejada

$$30 + 77 = 107$$

ENERGÍA CALORÍFICA

Emisión de calor desde la superficie terrestre a través de ventanas:

$$390 - 350 = 40$$

Emisión de calor desde la atmósfera:

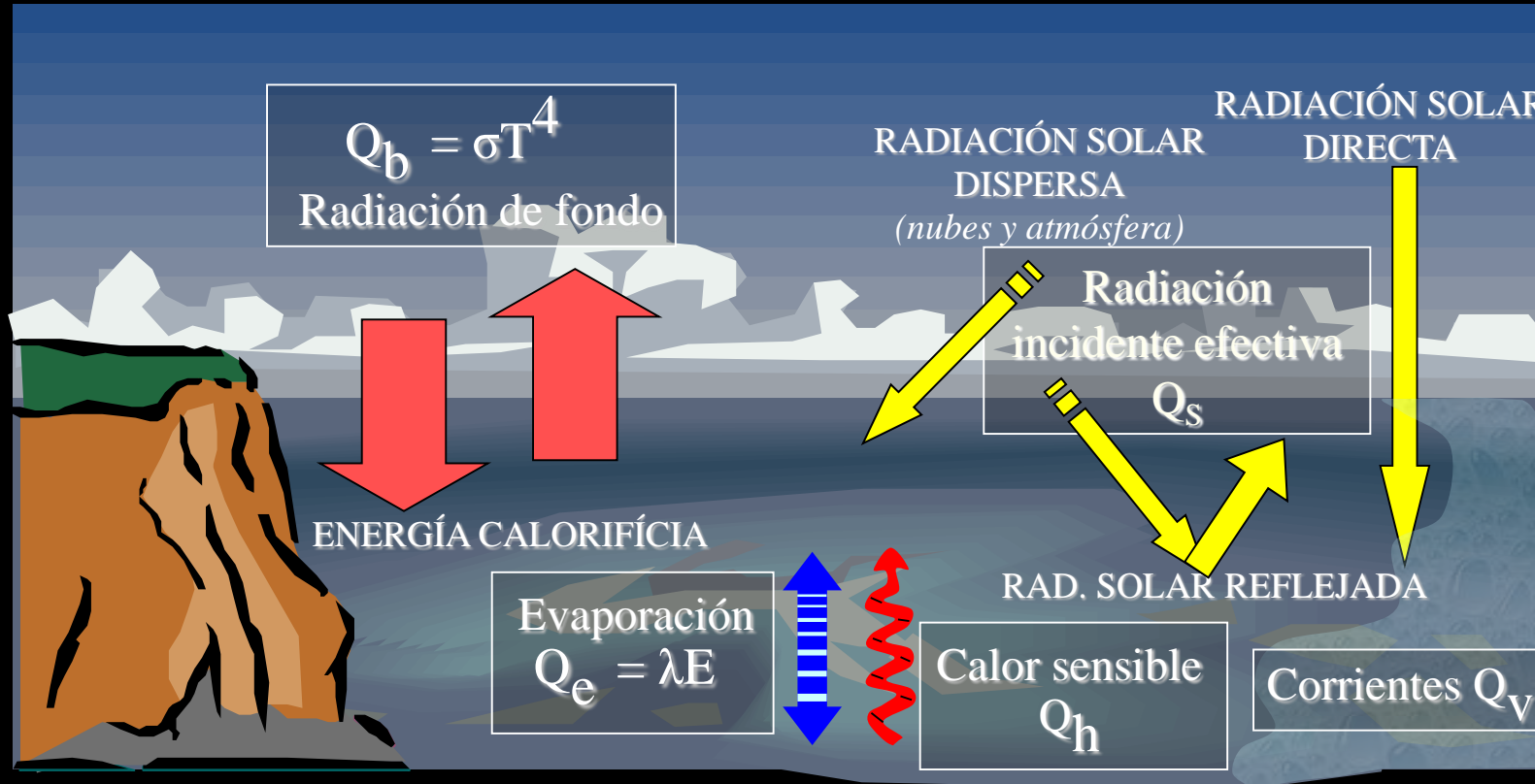
$$24 + 78 + 67 + 350 - 324 = 195$$

Radiación terrestre emitida al espacio exterior

$$195 + 40 = 235$$

Balance de radiación en un contexto geográfico

ABSORCIÓN Y PÉRDIDA DE ENERGÍA TÉRMICA EN EL MAR INTERCAMBIOS RADIATIVOS



La cantidad neta de energía térmica que gana el mar, Q_t , se estima sumando todos los términos representados en el esquema, con sus signos correspondientes según sean ganancias o pérdidas:

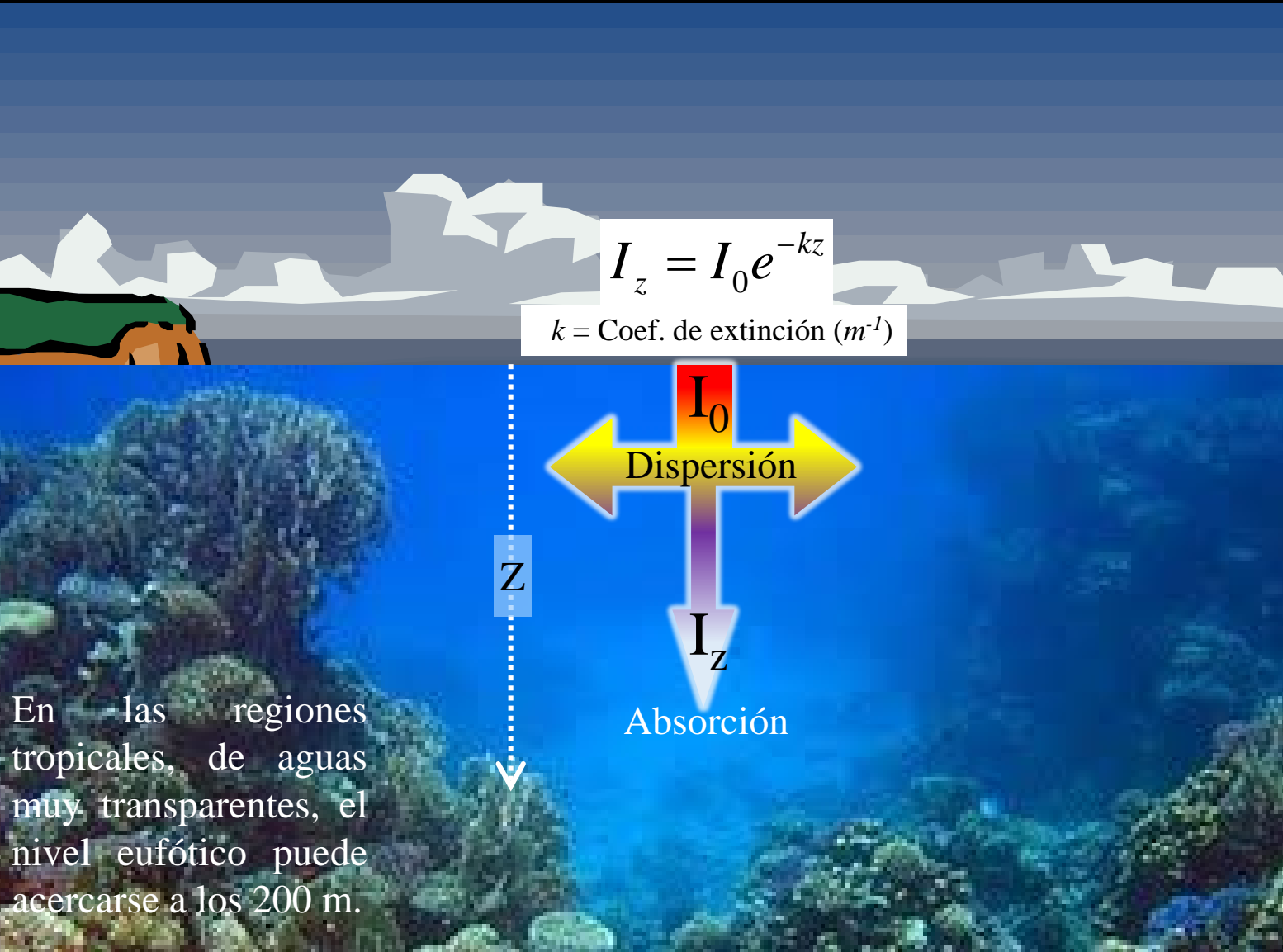
$$Q_t = Q_s \pm Q_b - Q_e \pm Q_h \pm Q_v$$

Balance de radiación en un contexto geográfico

ABSORCIÓN Y PÉRDIDA DE ENERGÍA TÉRMICA EN EL MAR ABSORCIÓN DE LA LUZ SOLAR EN EL MEDIO MARINO

La zona fótica es aquella en la que penetra la luz del sol. Su profundidad es muy variable en función de la turbidez del agua.

Se llama nivel eufótico a la profundidad en la que la intensidad de la luz queda reducida a un 1% de la que ha penetrado la superficie, el límite por debajo del cual no queda lugar para la fotosíntesis.



En las regiones tropicales, de aguas muy transparentes, el nivel eufótico puede acercarse a los 200 m.

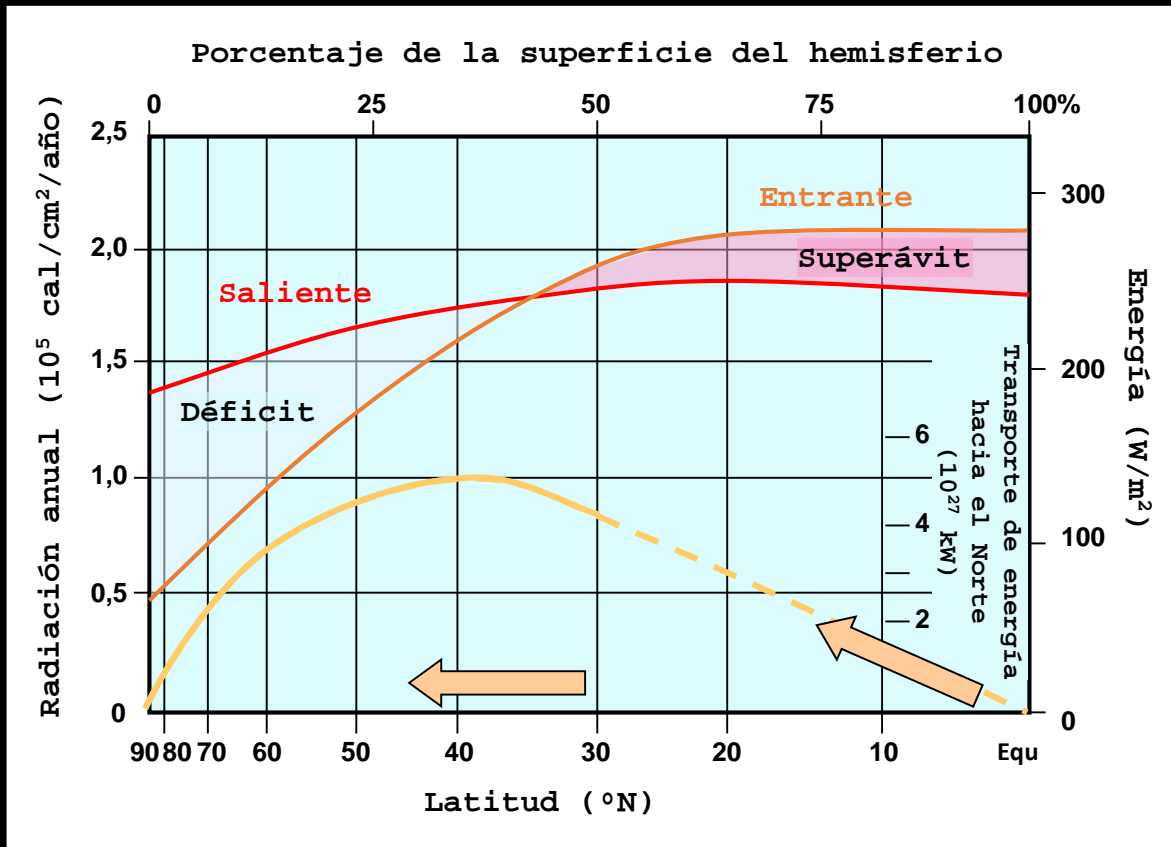
La intensidad de la luz solar (I_0) se atenúa con la profundidad (Z) conforme penetra en el medio acuático según la ley exponencial de Lambert-Beer.

| Longitud de onda (nm) | Coefficiente de extinción |
|-----------------------|---------------------------|
| 820 (infrarrojo) | 2,42 |
| 680 (rojo) | 0,455 |
| 580 (amarillo) | 0,078 |
| 480 (azul verdoso) | 0,018 |
| 400 (violeta) | 0,041 |
| 380 (ultravioleta) | 0,045 |

Coefficiente de extinción del agua pura para diferentes longitudes de onda de la luz solar.

Balance de radiación en un contexto geográfico

TRANSPORTE GLOBAL DE ENERGÍA EN LA TIERRA



Las zonas ecuatoriales y tropicales reciben mayor cantidad de energía solar que las zonas templadas y boreales debido al soleamiento diferencial de la superficie de la tierra.

Por término medio el Ecuador recibe cada año 2,5 veces más energía que los Polos. Sin embargo, no existen unas diferencias latitudinales tan acentuadas en la energía emitida por la tierra.

En ambos hemisferios se produzca un exceso de energía desde el Ecuador hasta aproximadamente los 35° de latitud y un déficit de energía desde esta latitud hasta el Polo.

Las envueltas fluidas de la tierra tiende a equilibrar el balance de energía entre ambas zonas mediante el transporte de energía a través de Las corrientes oceánicas (20%) y el movimiento de las masas de aire (80%).

El transporte de energía en la atmósfera varía su sentido (vertical u horizontal) según la latitud y su intensidad según las estaciones del año.

Trabajo realizado por las envueltas fluidas de la Tierra



Trabajo realizado por las envueltas fluidas de la Tierra

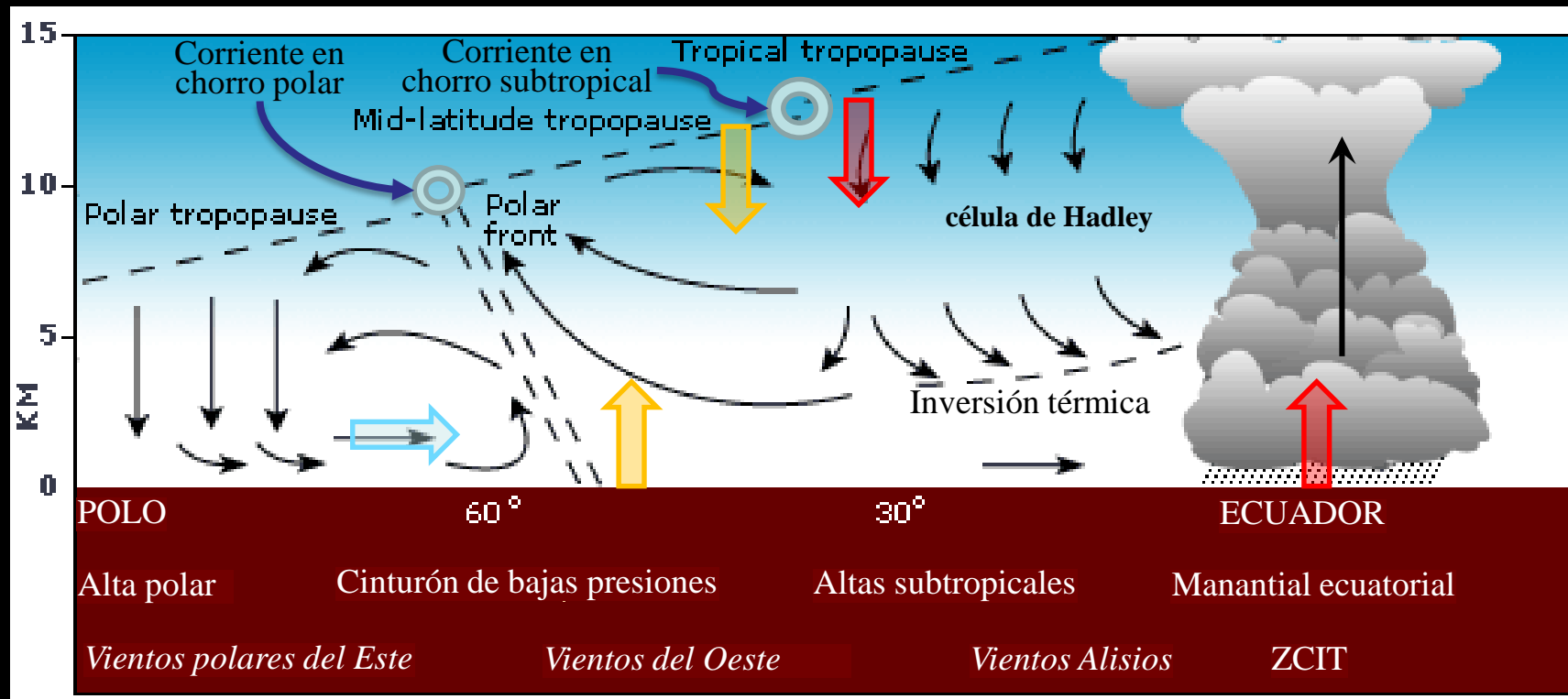
Modelo de circulación atmosférica en el plano horizontal y vertical

Latitudes medias

El transporte superficial está relacionado con los centros de acción en altura y actúan conjuntamente.

Latitudes bajas

En altura, el transporte de retorno hacia los polos se produce en los extremos occidentales de los anticiclones subtropicales de la troposfera superior.



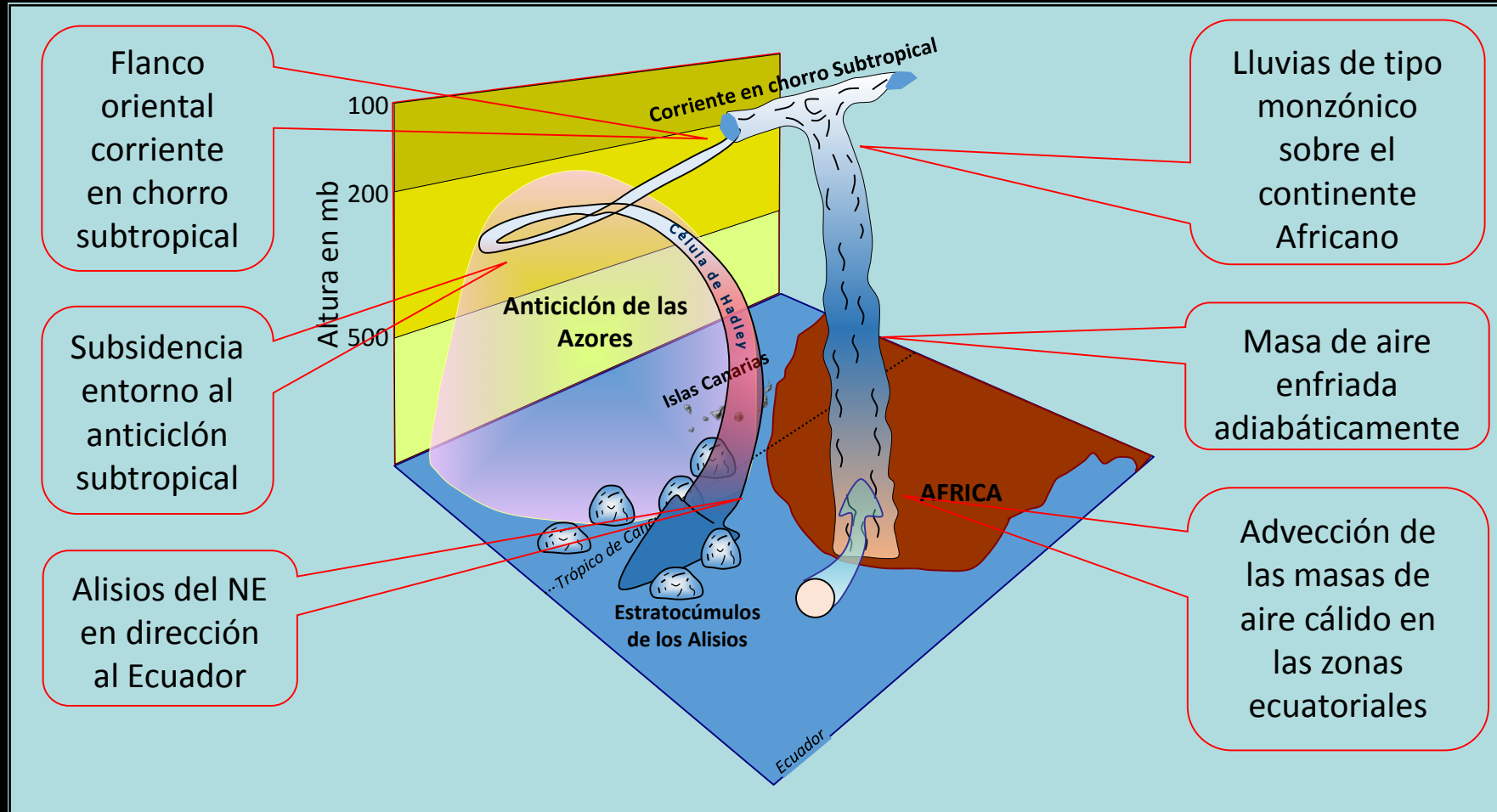
Los ciclones y anticiclones que se mueven en la proximidades de la superficie terrestre transportan hacia el polo la mayor parte del calor.

Se produce un transporte vertical de calor a través de los cumulonimbos asociados a las perturbaciones que se producen en la vaguada ecuatorial.



Trabajo realizado por las envueltas fluidas de la Tierra

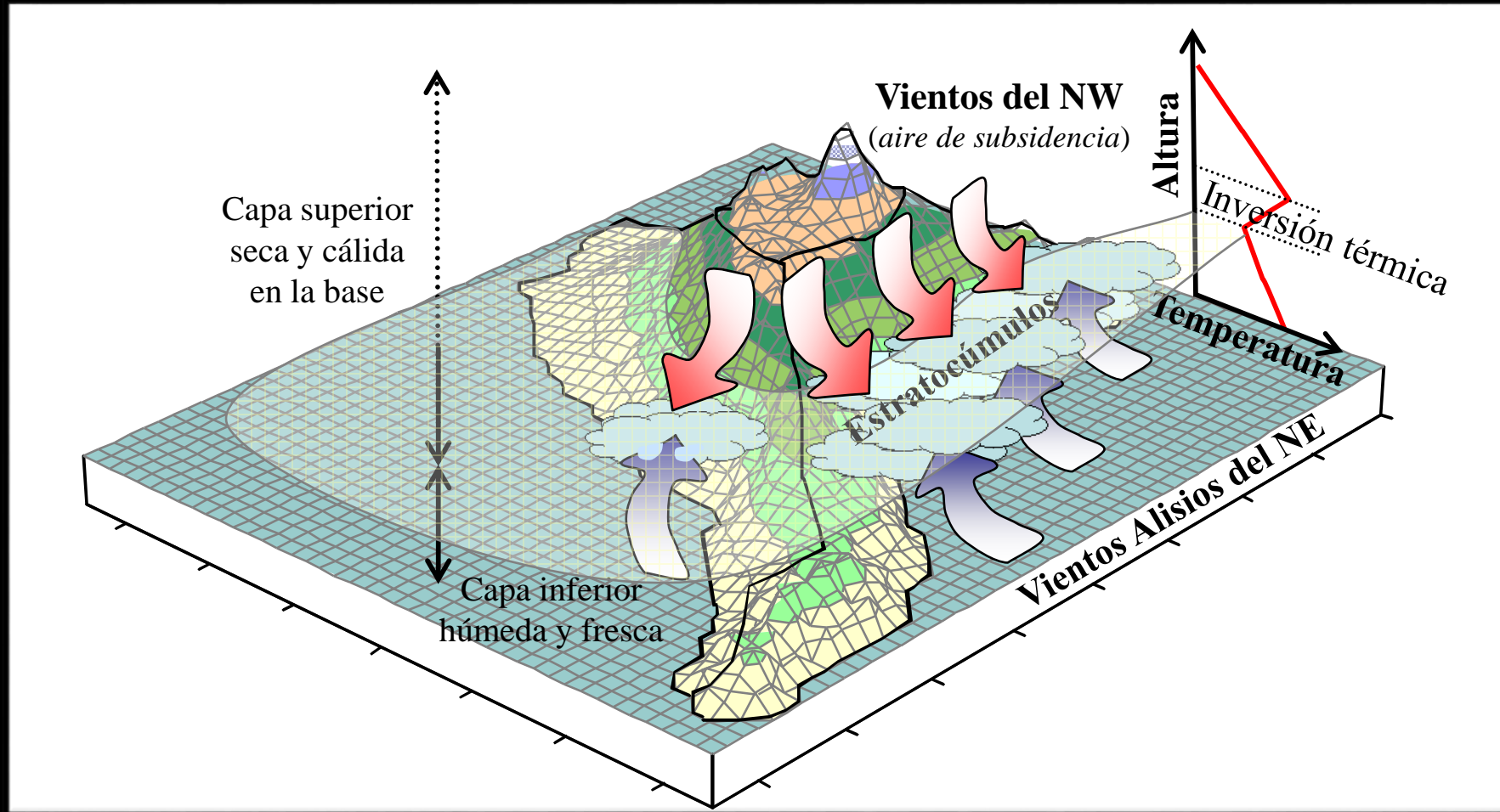
CIRCULACIÓN EN LAS ZONAS TROPICALES Y SUBTROPICALES



Modelo hipotético de flujo de aire que relaciona la convección en las zonas ecuatoriales, la corriente en chorro y la subsidencia alrededor de las zonas de altas presiones subtropicales (célula de Hadley)

Trabajo realizado por las envueltas fluidas de la Tierra

ESTRUCTURA VERTICAL DE LA ATMÓSFERA EN CANARIAS



El encuentro a cierta altura de los vientos Alisios del NE y los vientos del NW (aire de subsidencia), da lugar a una inversión térmica que impide el desarrollo vertical de los sistemas nubosos por encima de la inversión que dan lugar a la formación de estratocúmulos.

Trabajo realizado por las envueltas fluidas de la Tierra

ZONA DE INFLUENCIA DE LOS VIENTOS ALISIOS EN LA REGIÓN DE CANARIAS

