

RADIAÇÃO

1

Tipos de Energia

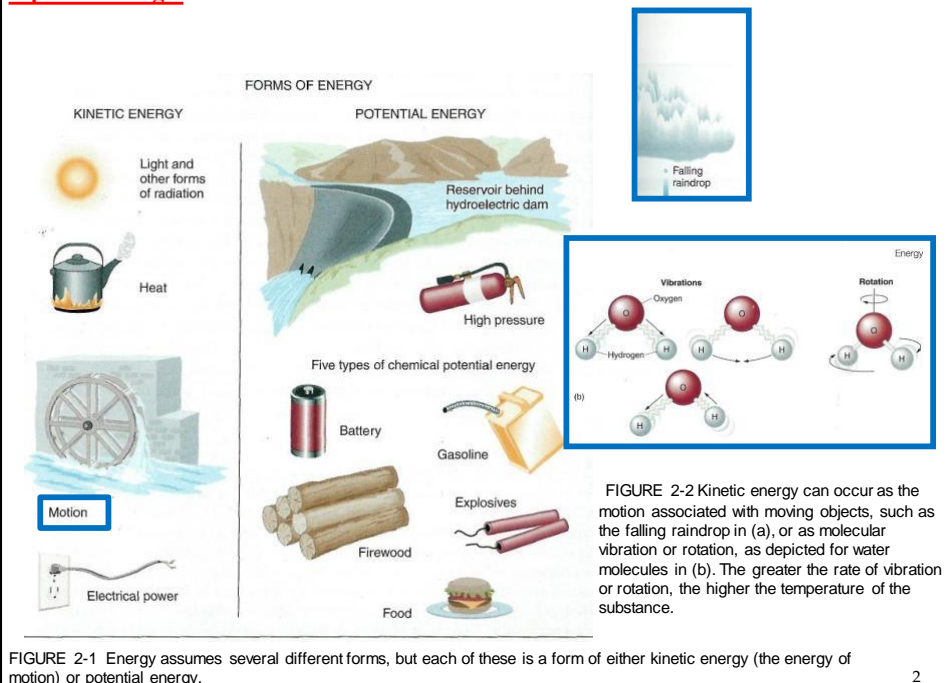


FIGURE 2-1 Energy assumes several different forms, but each of these is a form of either kinetic energy (the energy of motion) or potential energy.

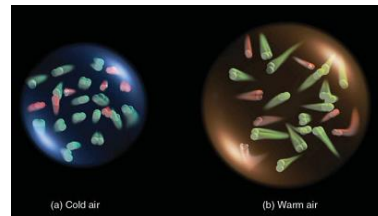
2

→ **Energy** (capacity to do work) potential energy / kinetic energy

Probably the most important form of energy in terms of weather and climate is the energy we receive from the sun - **radiant energy**

→ **Temperature**

● **FIGURE 2.1** Air temperature is a measure of the average speed of the molecules. In the cold volume of air, the molecules move more slowly and crowd closer together. In the warm volume, they move faster and farther apart.

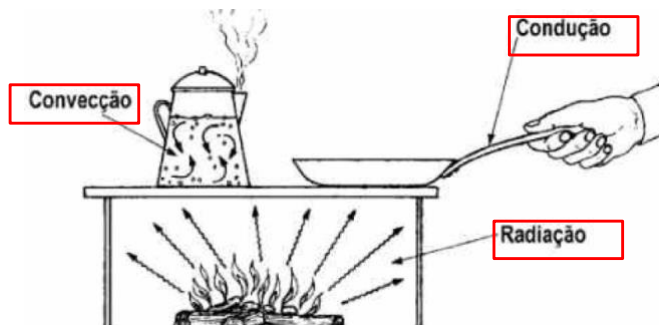


→ **Heat**

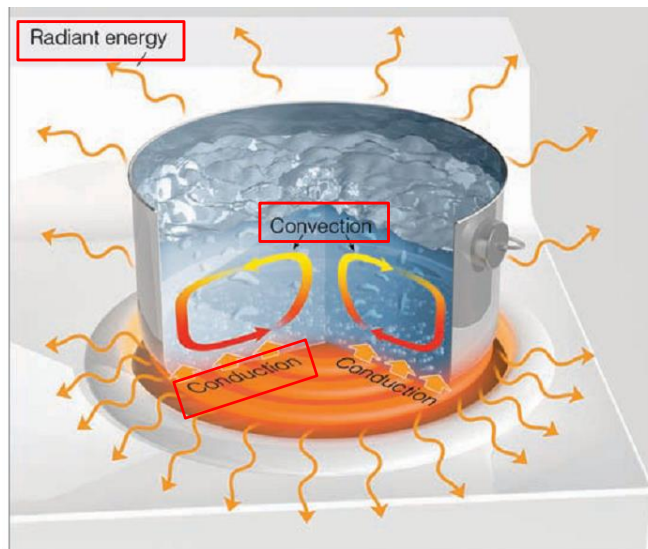
heat is energy in the process of being transferred from one object to another because of the temperature difference, In the atmosphere, heat is transferred by **conduction**, **convection**, and **radiation**

3

Mecanismos de Transferências de energia



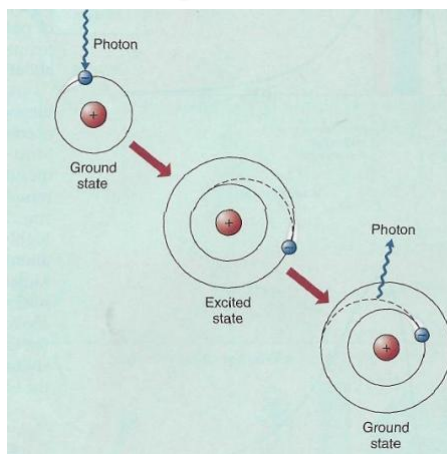
4



● **FIGURE 2.8** The hot burner warms the bottom of the pot by conduction. The warm pot, in turn, warms the water in contact with it. The warm water rises, setting up convection currents. The pot, water, burner, and everything else constantly emit radiant energy (orange arrows) in all directions.

5

Radiação



A radiação é uma forma de energia, sob a forma de ondas eletromagnéticas que se propagam à velocidade da luz. Consiste num fluxo de fótons (Luz)

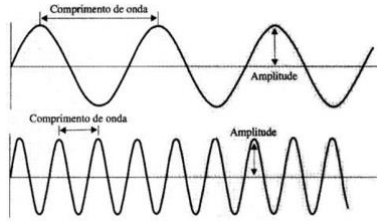
FIGURE 1 Electrons orbit the nucleus of atoms in prescribed zones called *shells*. This figure depicts a single electron orbiting the nucleus of a hydrogen atom. Upon receiving energy, the electron is in an excited state and jumps to its *next shell*. When the electron returns to its ground state, it releases energy in the form of a photon. Note that the energy emitted by such atoms must occur in discrete packets; at the atomic scale, units of energy are divided into individual parcels.

6

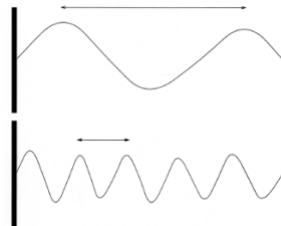
Radiação

Radiation is energy in the form of electromagnetic waves

(radiação é uma forma de energia, sob a forma de ondas eletromagnéticas)



Long-wave radiation (heat emitted by the Earth))



Short-wave radiation (Sunlight)

$$c/f = \lambda$$

que:

λ = comprimento de onda de uma onda sonora

ou onda eletromagnética;

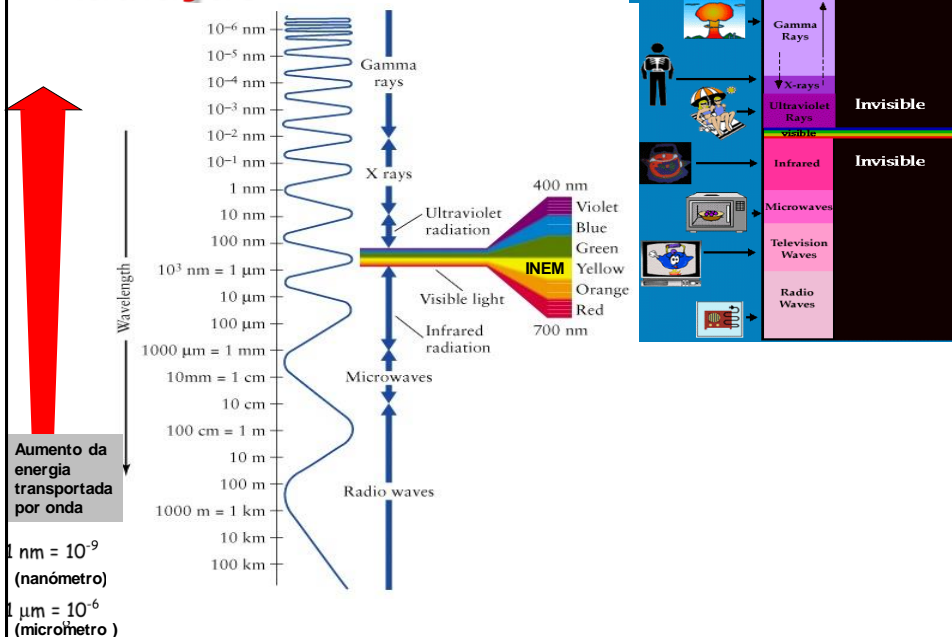
c = velocidade da luz no vácuo = 299.792,458

km/s ~ 300.000 km/s = 300.000.000 m/s

f (ou ν) = frequência da onda 1/s = Hz.

7

Radiação



Radiação

Caracterização da energia solar:

No espectro da radiação solar há 3 radiações fundamentais:

- **Ultra Violeta (UV)** – 0,1 a 0,4 μm e representa 9% da energia emitida pelo sol;
- **Visível** – 0,4 a 0,78 μm e representa 41 % da energia emitida pelo sol;
- **Infra - Vermelha (IV)** – 0,78 a 3 μm e representa 50% da energia emitida pelo sol.

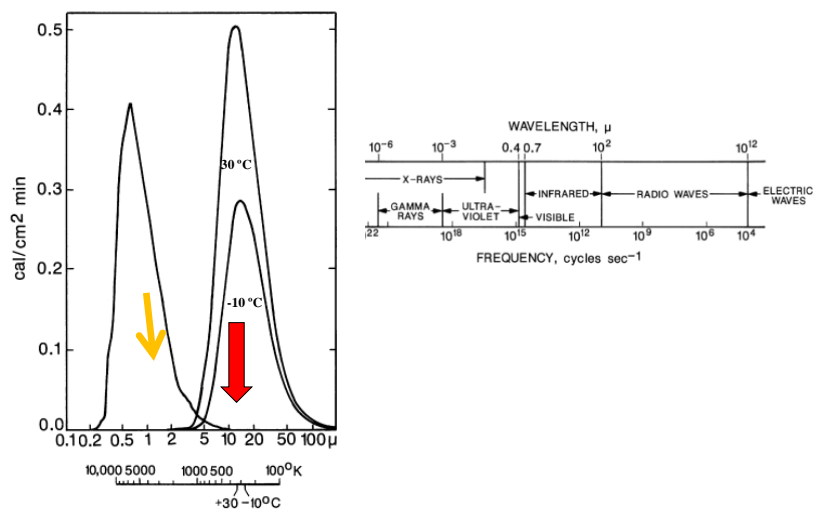
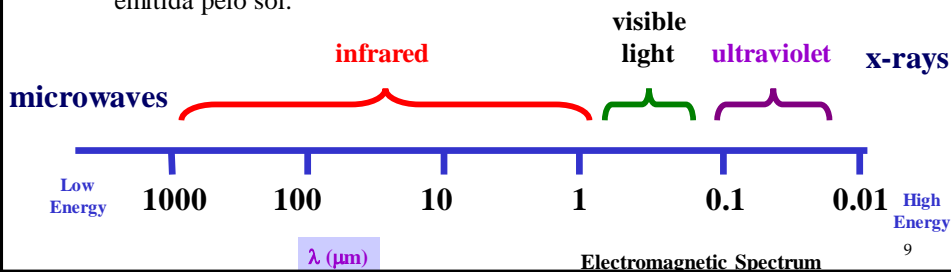


FIG. 23.3 Distribution of intensity of two bands of atmospheric radiation, according to wavelength. The curve on the left is for shortwave (solar) radiation and the two curves on the right are for longwave (terrestrial) radiation. The taller curve on the right corresponds to earth temperature of 30°C and the curve nested inside it is for earth temperature of -10°C . (From Geiger, R., *The Climate Near the Ground*. Rev. ed. Translated by Scripta Technica, Inc. p. 8, ©1965, Harvard University Press: Cambridge, Massachusetts. This material is used by the permission of the legal successor to Rudolph Geiger, Prof. Dr. Walter Geiger, Perlschneider Str. 18, 81241 Munich, Germany.)

Radiação

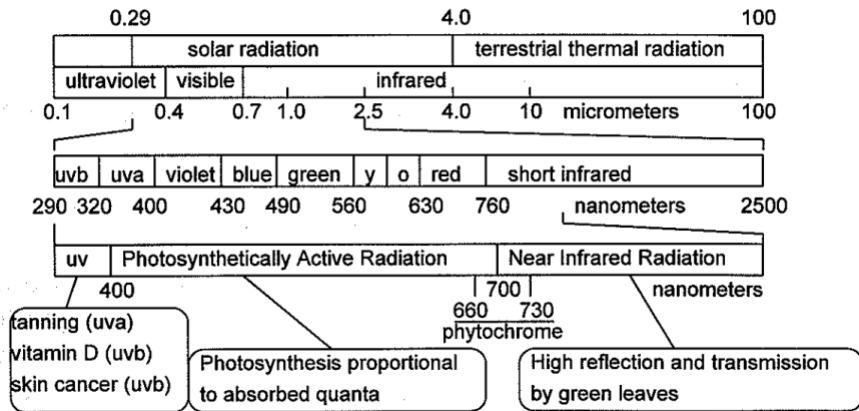


FIGURE 10.1. Part of the electromagnetic spectrum showing names of some of the wavebands and some of the biologically significant interactions with plants and animals.

11

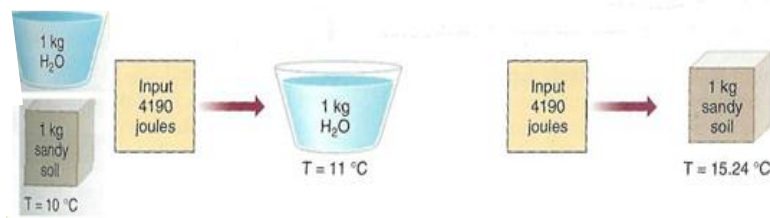
Calor Sensível

$$Q = c m \Delta T$$

Heat required to increase Temp depends on amount of material (m) and type of material (c)

TABLE 2.1 Specific Heat of Various Substances

SUBSTANCE	SPECIFIC HEAT (Cal/g × °C)	J/(kg × °C)
Water (pure)	1.00	4186
Wet mud	0.60	2512
Ice (0°C)	0.50	2093
Sandy clay	0.33	1381
Dry air (sea level)	0.24	1005
Quartz sand	0.19	795
Granite	0.19	794



12

Calor Latente

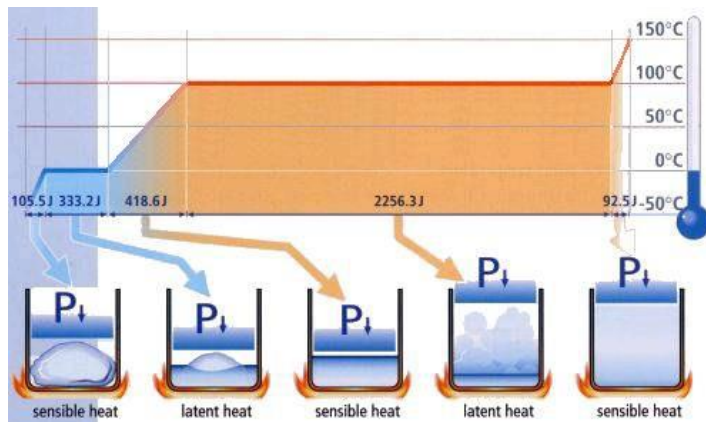
substâncias conseguem alterar o estado, requerem a adição ou perda de calor

- **calor latente** - não afecta a temperatura da substância ($Q = m.L$)

Calor Sensível

Quando um objecto é aquecido/arrefecido, a sua temperatura aumenta/baixa

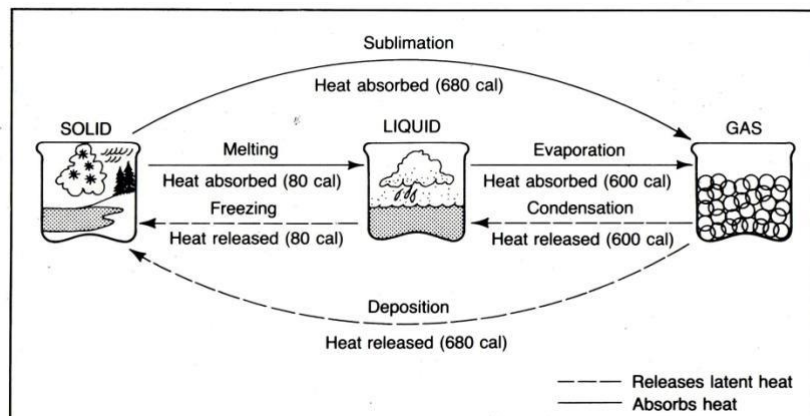
- **calor sensível** - provoca uma mudança de temperatura



13

<http://www.daikin.eu/faq/items/sensible-latent-heat.jsp>

Latent heat is heat that is tied up in the phase changes of water and is unavailable



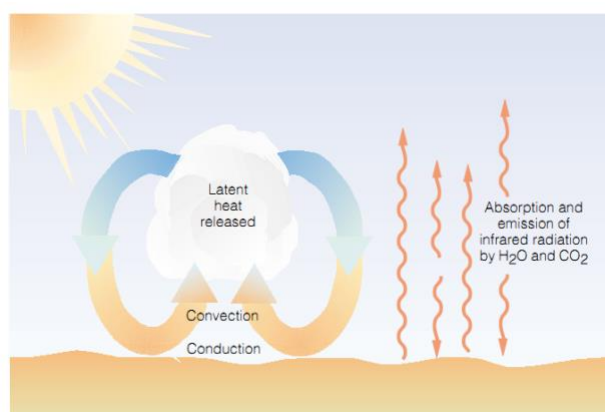


FIGURE 2.11 Air in the lower atmosphere is heated from below. Sunlight warms the ground, and the air above is warmed by conduction, convection, and radiation. Further warming occurs during condensation as latent heat is given up to the air inside the cloud.

15

(sensible heat vs latent heat)

Table C20 Heat transfers associated with phase changes of water

Phase change	Heat transfer	Type of heat
Liquid water to water vapor	540–590 cal absorbed	Latent heat of vaporization
Ice to liquid water	80 cal absorbed	Latent heat of fusion
Ice to water vapor	680 cal absorbed	Latent heat of sublimation
Water vapor to liquid water	540–590 cal released	Latent heat of condensation
Liquid water to ice	80 cal released	Latent heat of fusion
Water vapor to ice	680 cal released	Latent heat of sublimation

16

Radiação

Na Climatologia há três tipos de radiação que importam estudar:

Radiação Solar;

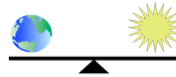
Radiação Terrestre;

Radiação Atmosférica.

Radiação Solar

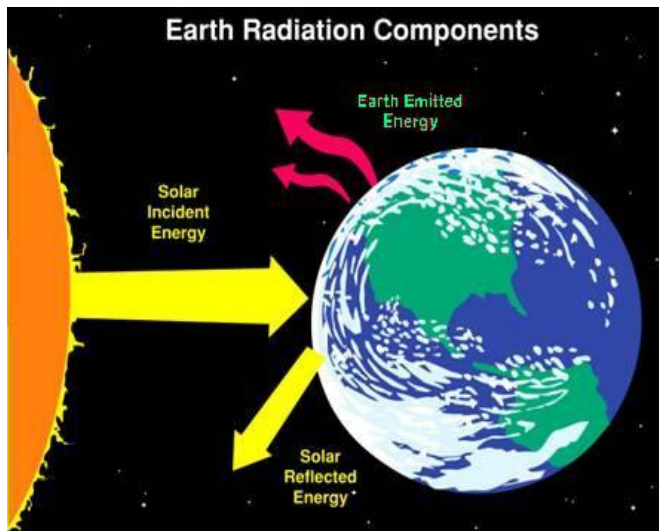
- Radiação emitida pelo Sol;
- O Sol ocupa o centro do sistema solar ;
- O seu tamanho é 330 mil vezes superior ao da terra;
- O sol dista da terra $\approx 150.000.000$ km;
- Dentro do sol ocorrem uma série de reacções que libertam uma grande quantidade de calor;
- A energia do sol é irradiada em todas as direcções;
- Devido à grande distância que separa a terra do sol, só uma pequena parte é interceptada pela terra;
- Mas, esta pequena quantidade é a responsável por todos os processos atmosféricos (nuvens, chuva, granizo, ...).

Radiation Budget



Just Right!

Parte da radiação emitida pelo globo é absorvida na atmosfera (efeito de estufa)



<http://eosweb.larc.nasa.gov/EDDOCS/whatis.html#part>

Basic Parts of the Radiation Budget

Solar Incident Energy;

Solar Reflected Energy;

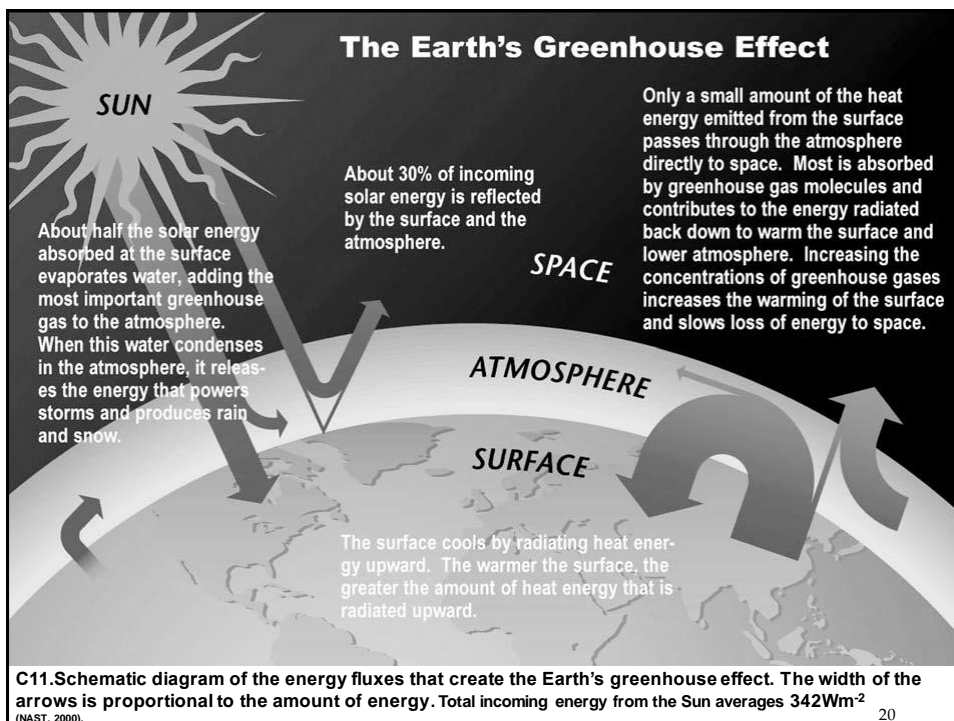
Earth Emitted Energy.

Componentes

Superfície
Atmosfera
Nuvens

...

19



20

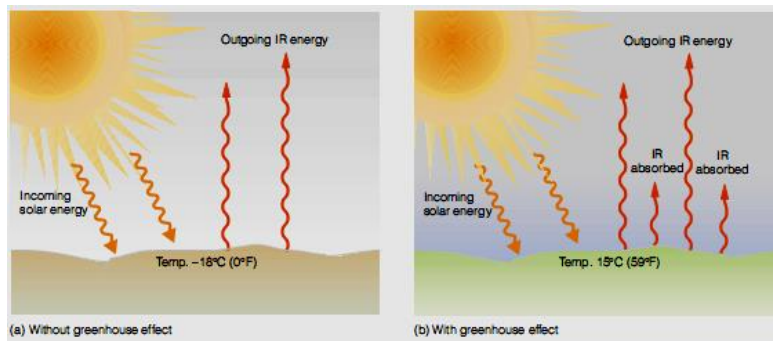
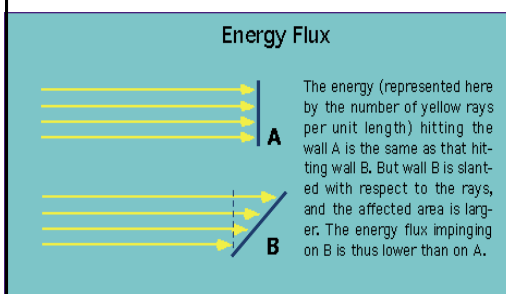


FIGURE 2.10 Sunlight warms the earth's surface only during the day, whereas the surface constantly emits infrared radiation upward during the day and at night.

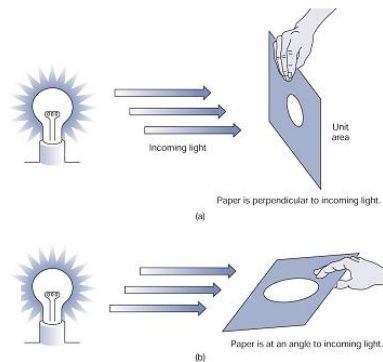
a) Near the surface *without water vapor, CO₂, and other greenhouse gases*, the earth's surface would constantly emit infrared radiation (IR) energy; incoming energy from the sun would be equal to outgoing IR energy from the earth's surface. Since the earth would receive no IR energy from its lower atmosphere (no atmospheric greenhouse effect), the earth's average surface temperature would be a frigid -18°C (0°F).

(b) With greenhouse gases, the earth's surface receives energy from the sun and infrared energy from its atmosphere. Incoming energy still equals outgoing energy, but the added IR energy from the greenhouse gases raises the earth's average surface temperature about 33°C , to a comfortable 15°C (59°F).

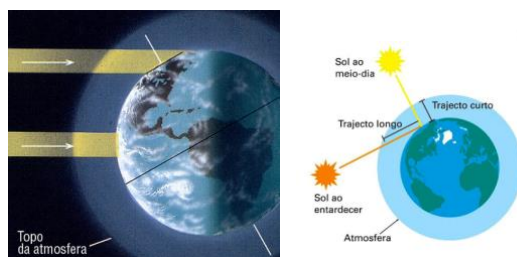
energy flux are W/m^2 (Watts per square meter - where $1 \text{ W} = 1 \text{ Joule/sec}$)

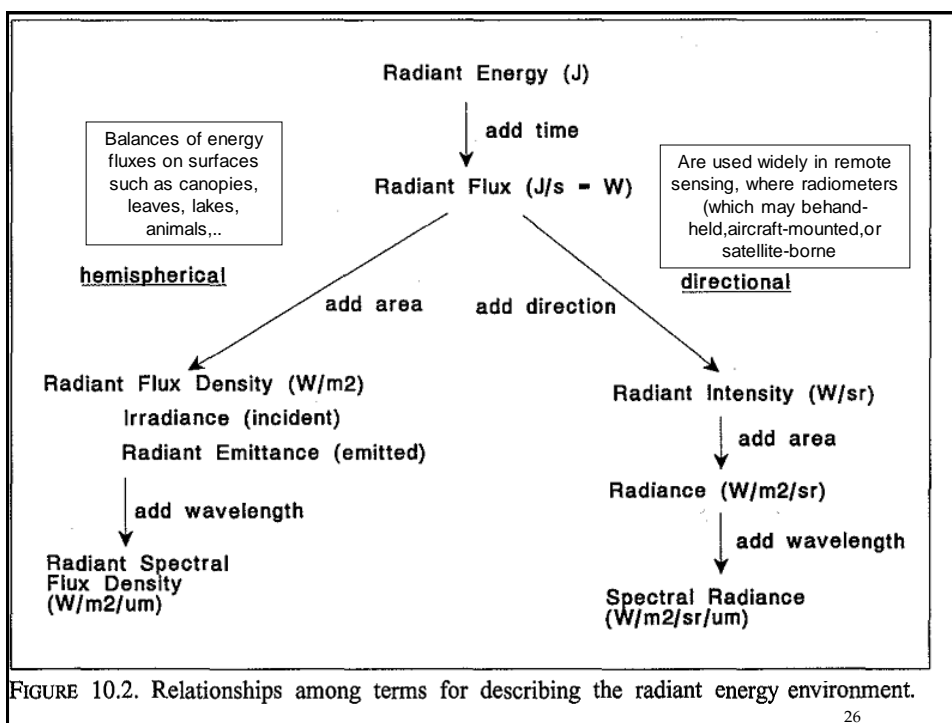
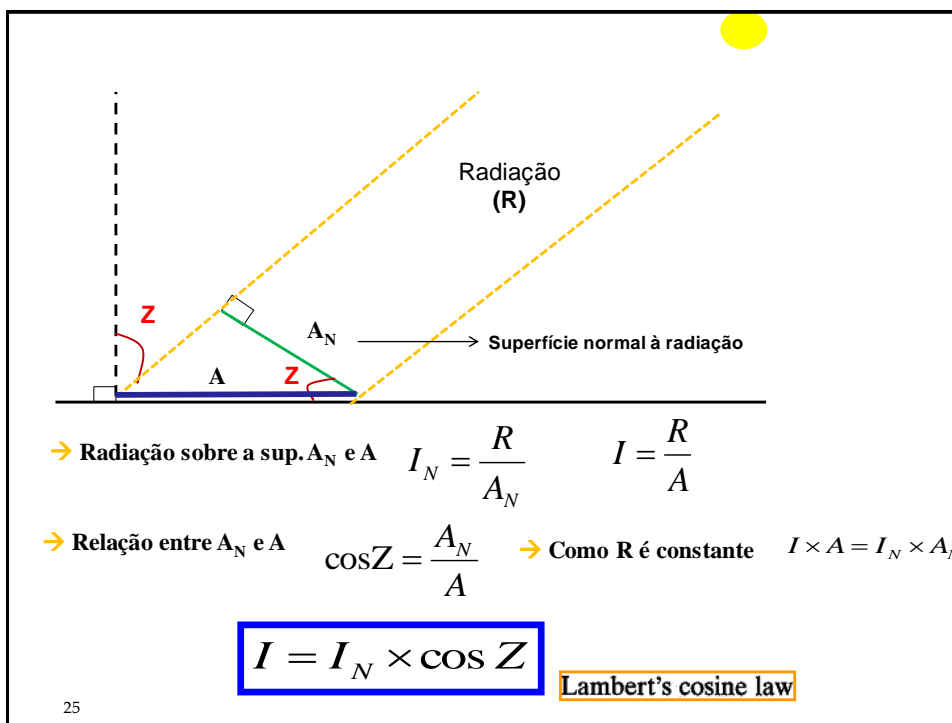


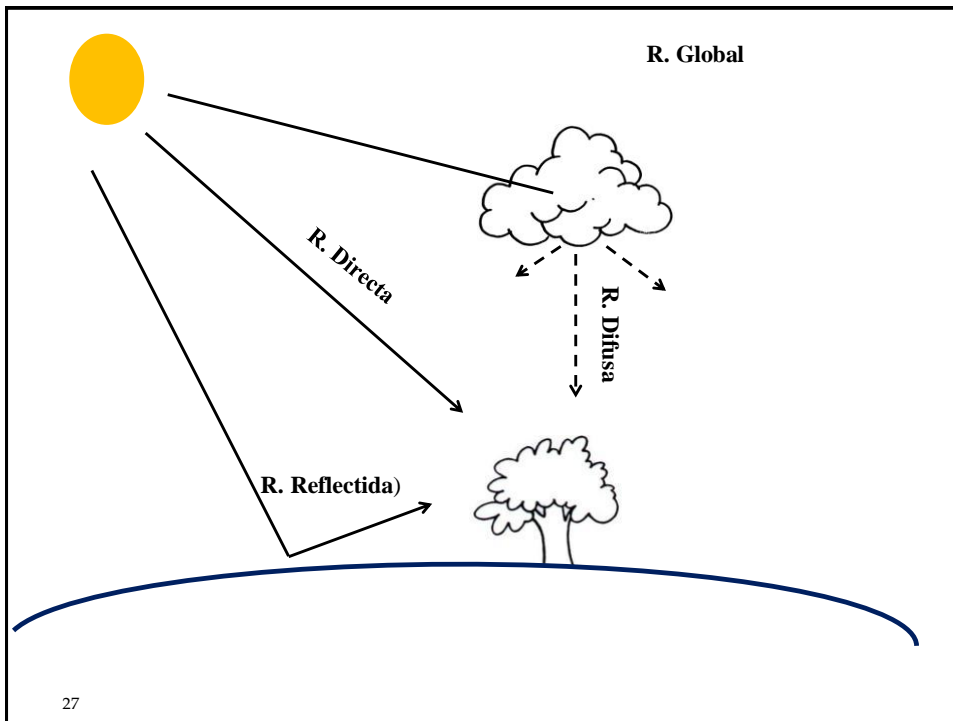
Flux on an angled surface



<http://www.atmos.washington.edu/2006Q1/211/index.html>

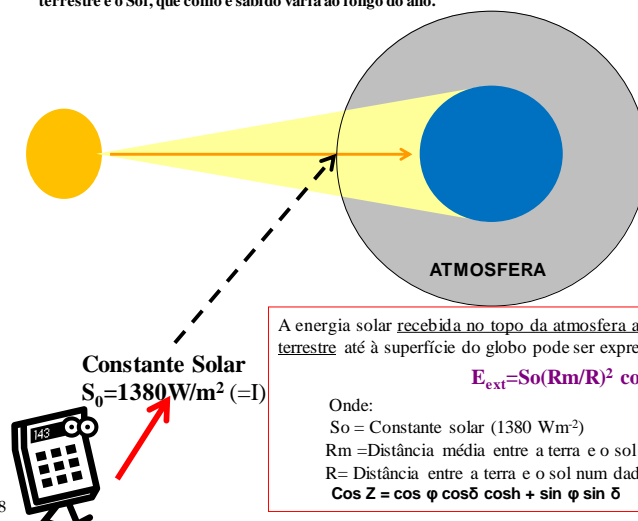






Energia recebida no topo da atmosfera

- A energia disponível no topo da atmosfera foi estabelecida a partir de uma constante física – **Constante Solar (S_0)** e tem o valor médio de **1380 W/m^2** .
- esta energia, no topo da atmosfera, e após ter percorrido o vazio, depende da distância média entre o globo terrestre e o Sol, que como é sabido varia ao longo do ano.



A energia solar recebida no topo da atmosfera antes de percorrer a atmosfera terrestre até à superfície do globo pode ser expressa por:

$$E_{\text{ext}} = S_0 (R_m/R)^2 \cos Z$$

Onde:

S_0 = Constante solar (1380 Wm^{-2})

R_m = Distância média entre a terra e o sol ($1,5 \times 10^{11} \text{ m}$)

R = Distância entre a terra e o sol num dado momento

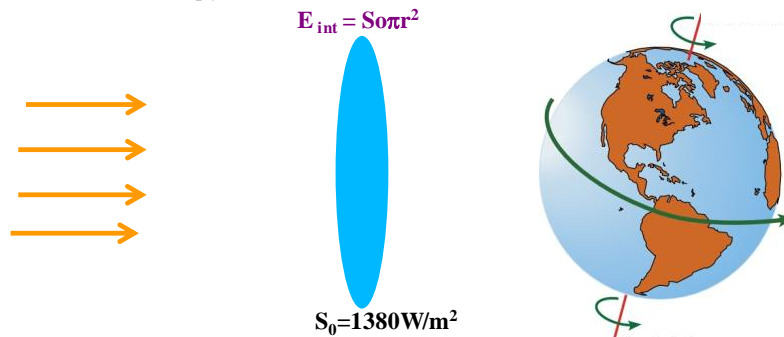
$\cos Z = \cos \varphi \cos \delta \cosh + \sin \varphi \sin \delta$

Radiação média incidente à superfície do globo terrestre

$$\text{Área círculo} = \pi r^2$$

$$\text{Área da esfera} = 4 \pi r^2$$

A radiação solar interceptada (E_{int}) pelo globo terrestre é função da área de superfície (círculo com raio da terra) de interceptação e da Constante Solar.

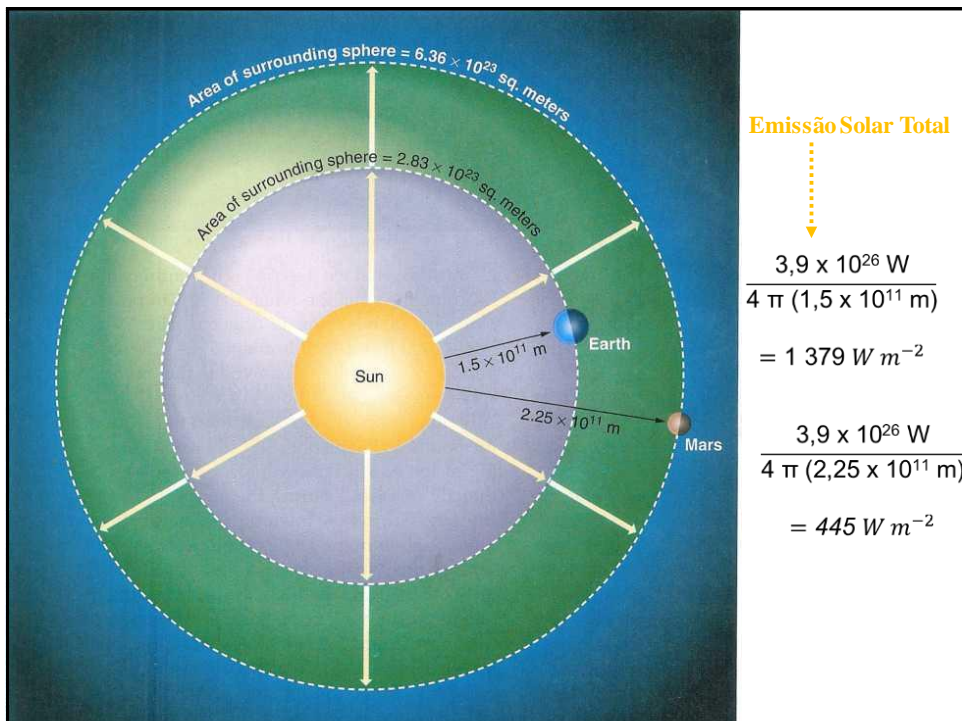


Devido → rotação da terra a radiação interceptada é distribuída por toda a superfície da

terra Esfera com raio da terra → $S_0 \pi r^2 / 4 \pi r^2 = S_0 / 4 = 1380 / 4 \text{ W m}^{-2} = 345 \text{ W m}^{-2}$

29


(=) Radiação média à superfície da terra



Deste modo a quantidade de radiação média durante o ano por unidade de área e tempo:

$$Q_s = S_0 \pi r^2 / 4 \pi r^2 = S_0 / 4 = 1380 / 4 \text{ Wm}^{-2} = 345 \text{ Wm}^{-2}$$

- Esta quantidade é um valor médio, pois a distribuição pelo globo não é uniforme.
- O valor anual de Q_s nas regiões equatoriais é cerca de 2,4 vezes superior ao valor nas regiões polares.
- Para este facto contribuem vários factores, que condicionam o valor de Q_s à superfície da terra.

- 
- ➔ Geometria dos raios solares incidentes;
 - ➔ Efeito da propagação da radiação solar na atmosfera

31

Efeito da geometria dos raios solares

A intensidade da radiação solar que atinge uma dada superfície é maior quando o feixe luminoso é perpendicular à superfície.

Os raios perpendiculares à superfície cobrem uma área menor do que os raios incidindo obliquamente. Consequentemente a intensidade (quantidade por unidade de área) da radiação dos raios oblíquos é menor do que os perpendiculares.

Assim, a radiação solar recebida diminui com a inclinação dos raios → o sol aquece pouco quando perto do horizonte.

32

A quantidade de radiação (Q_s) não varia, mas as áreas em que é redistribuída essa energia altera-se.

→ Raios solares oblíquos: cobrem maior área → aquecem menos;

→ Raios solares perpendiculares: cobrem menor área → aquecem mais.

Ex. Mais 10° acima do horizonte, os raios solares têm de atravessar a atmosfera numa espessura 5,6 vezes superior do que no caso dos raios solares verticais.

A esfericidade da terra e a sua inclinação provocam uma diminuição do ângulo de incidência dos raios solares desde o Equador até aos Pólos, o que provoca uma distribuição de calor que beneficia as latitudes menores.

33

Efeito da propagação da radiação solar na atmosfera:

A radiação solar que chega ao exterior da atmosfera tem de a atravessar para alcançar a superfície terrestre.

Nesta travessia está sujeita ao efeito atenuador dos gases contidos na atmosfera, gases esses, que provocam a diminuição da intensidade.

A radiação solar, nesta travessia, sofre filtrações e modificações importantes como consequência da absorção e da reflexão difusa que sobre ela exercem os componentes da atmosfera.


A acção dos constituintes atmosféricos sobre a radiação é exercida de um modo selectivo, já que se verifica para certos comprimentos de onda (λ) serem mais afectados que outros.

34

Do ponto de vista físico a atenuação da radiação é principalmente devida a 2 mecanismos:

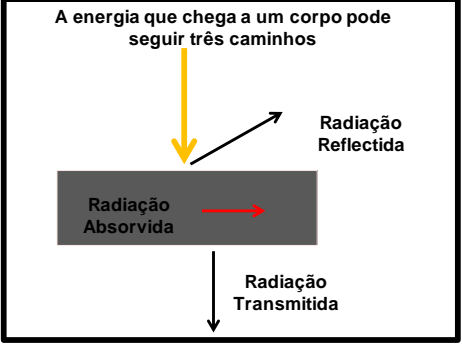
- Absorção
- Reflexão
- Transmissividade

35




"Difusão"

A energia que chega a um corpo pode seguir três caminhos



→ reflecte a totalidade da radiação visível
→ absorve IV



$E_{\lambda} \text{ incidente} = E_{\lambda} \text{ absorvida} + E_{\lambda} \text{ refletida} + E_{\lambda} \text{ transmitida}$


Se dividirmos a eq. anterior por $E_{\lambda \text{ inc.}}$, obtém-se a **coefi. Absorção**, **coefi. reflexão** e **coefi. transmissão** de um corpo, num determinado **comprimento de onda**:

$$1 = \frac{E_{\lambda} \text{ absorvida}}{E_{\lambda} \text{ Incidente}} + \frac{E_{\lambda} \text{ refletida}}{E_{\lambda} \text{ Incidente}} + \frac{E_{\lambda} \text{ transmitida}}{E_{\lambda} \text{ Incidente}}$$

Rad. monocromática → $E_{\lambda} \alpha + E_{\lambda} \rho + E_{\lambda} \tau = 1$

$\alpha + \rho + \tau = 1$

Rad. visível → $a + r + t = 1$



O albedo tb é um coef. de reflexão mas utiliza-se para grandes áreas, nuvens, florestas ...

36

Radiação Solar

Absorvidade ou absorção (α):

Processo pelo qual, grande parte da radiação solar (cerca de 23%), fica retida na atmosfera, não podendo alcançar a terra.

Os principais responsáveis por esta absorção são:

Ozono (CO_3) – absorve radiação UV

Vapor de água e CO_2 – absorve IV



37

Reflexão:

Processo através do qual um corpo devolve integralmente a radiação incidente sem a ter absorvido previamente.

Quando esta radiação se realiza em todas as direcções designa-se reflexão difusa ou dispersão.

Deste processo de reflexão, 25% da energia que chegou à atmosfera é reflectida em direcção ao espaço e nunca chegará à terra.

Pode ainda considerar-se outra grandeza – Transmissividade (τ) – que corresponde à fracção de energia incidente que não é absorvida, nem reflectida, mas sim transmitida.

Estas grandezas (Transmissividade e Absorvidade) são grandezas adimensionais e tomam valores que vão de 0 até 1.

38

Pode concluir-se que:

Chegam à terra dois tipos de radiação:

Radiação solar directa (S_d) – que vem directamente do sol sem sofrer reflexão;

Radiação solar difusa (S_b) – que chega à terra após ter sido reflectida pela atmosfera.

39

O conjunto das duas radiações que chegam à superfície terrestre designa-se de **Radiação Global (R_g)**.

Em média a $R_g = 52\%$ da radiação que chegou ao topo da atmosfera, perdendo-se 48% (23% por absorção e 25% por reflexão).

Mais uma vez, fala-se em valores médios que não têm presente as grandes diferenças de latitudes, diferenças nas distintas condições atmosféricas que predominam em cada latitude.

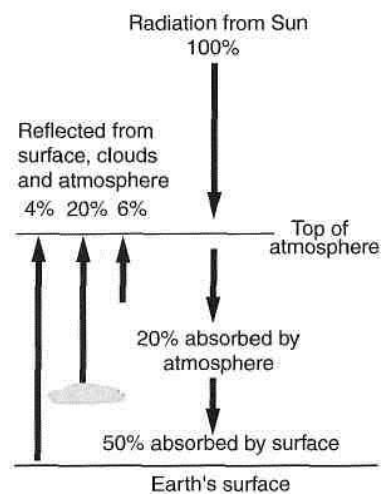


Fig. 2.6

This diagram summarizes what happens to solar radiation after it falls on the Earth. Roughly half reaches the surface; nearly a third is reflected back to space, mainly from clouds, and the rest is absorbed by atmospheric gases (see Fig. 2.5).

40

Há três componentes atmosféricos (muito variáveis com as latitudes) que são os grandes responsáveis por estas perdas:

Vapor de água – grande capacidade de absorção da radiação IV;

Nuvens – grande capacidade de absorção e de reflexão;

Cristais de gelo – que integram a parte superior das nuvens mais altas e têm grande capacidade de reflexão.

A capacidade de reflexão da radiação solar designa-se genericamente por **Albedo (α)**

corresponde à percentagem de energia reflectida por um corpo em relação com o total de energia incidente sobre ele.

Exemplos de Albedos:

Neve – 95%

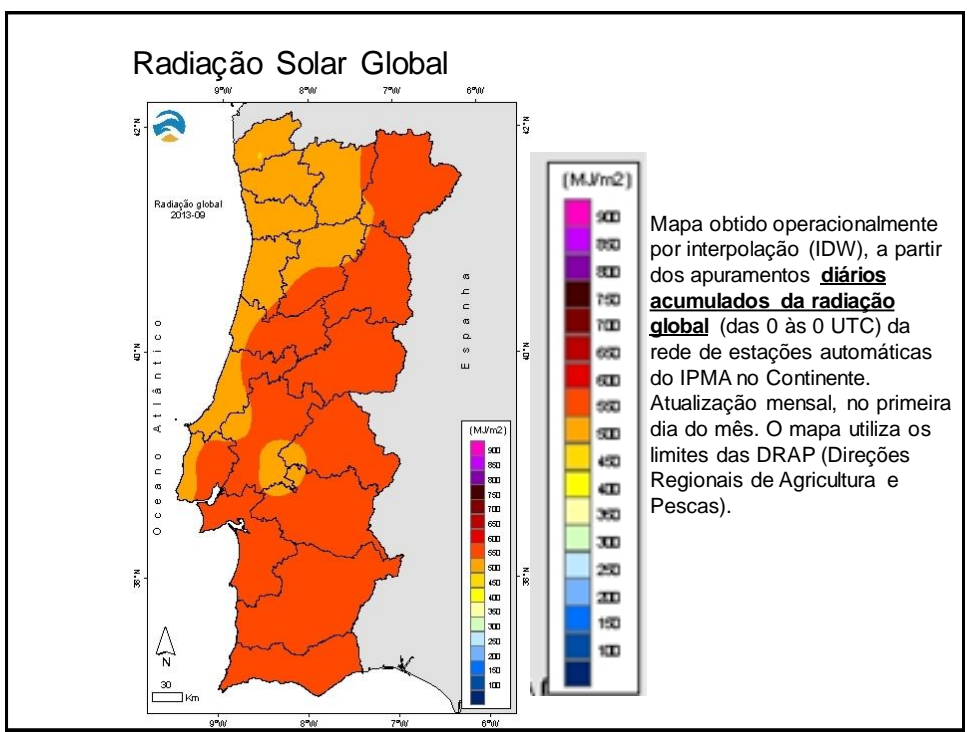
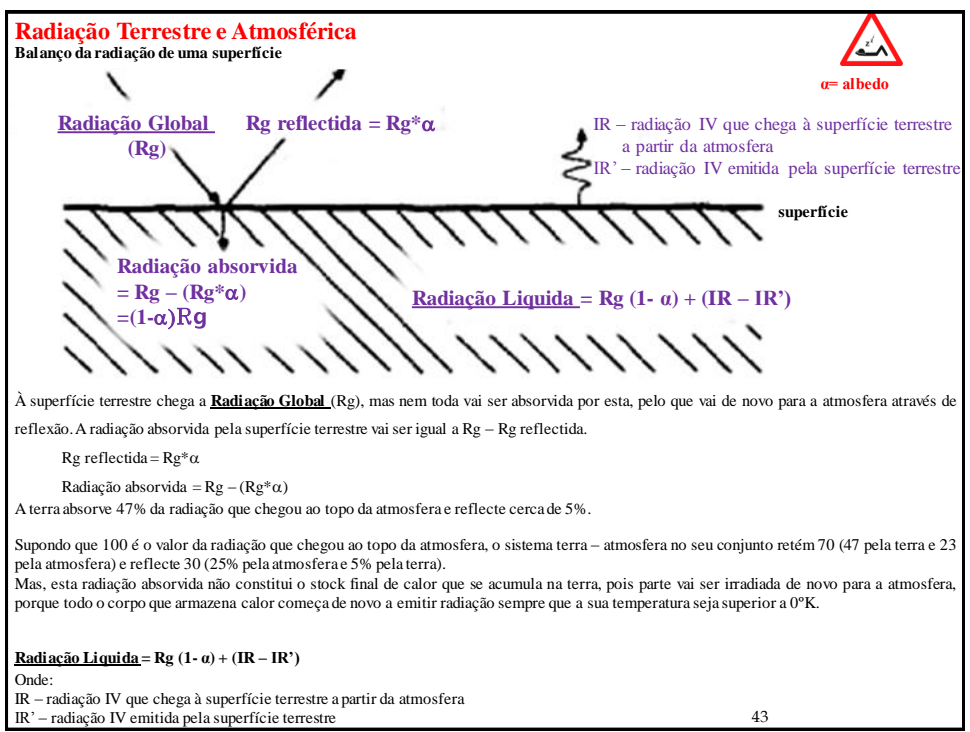
Nuvens – 90%

Areia – 30%

Floresta – 20%

Solo nu – 20%

Mar – 5%



O valor do albedo, depende da natureza, dimensão e estado físico do corpo.

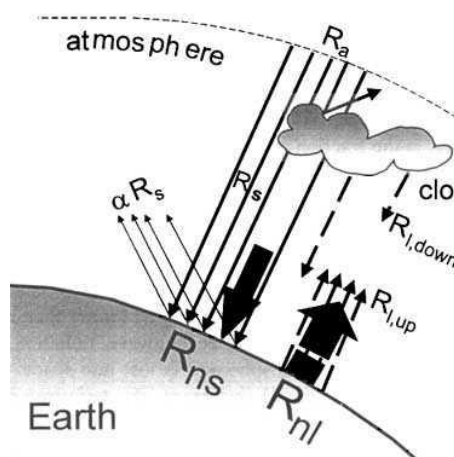
Em geral, a cor dos corpos condiciona de forma significativa o valor do albedo: cores claras tendem a reflectir grande parte da radiação solar.

$$E\lambda\alpha + E\lambda r + E\lambda\tau = E\lambda$$

Os corpos que armazenam calor e que o emitem de novo são designados **Corpos Negros**. São corpos cuja absorvidade e emissividade são iguais à unidade.

45

FIGURE 15. Various components of radiation (Fao 56)



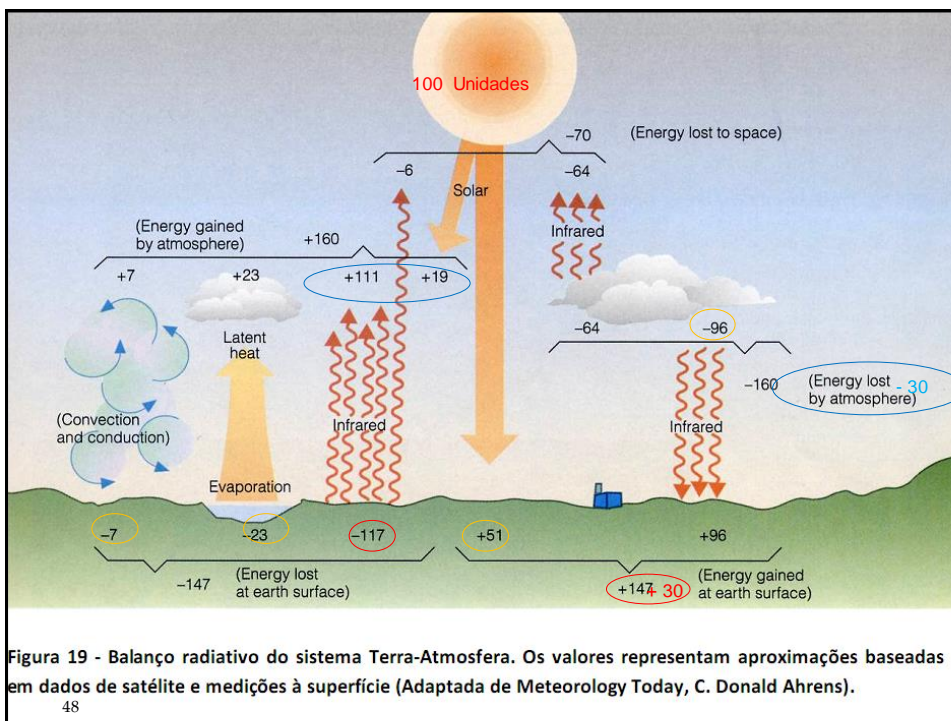
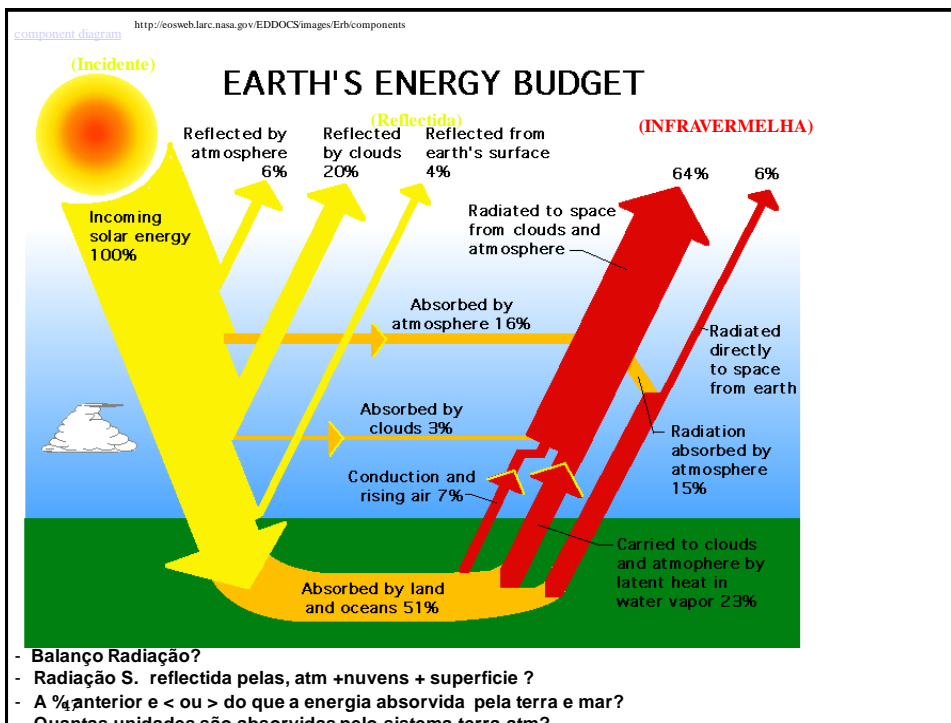
The radiation striking a surface perpendicular to the sun's rays at the top of the earth's atmosphere, called the solar constant, is about $0.082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$.

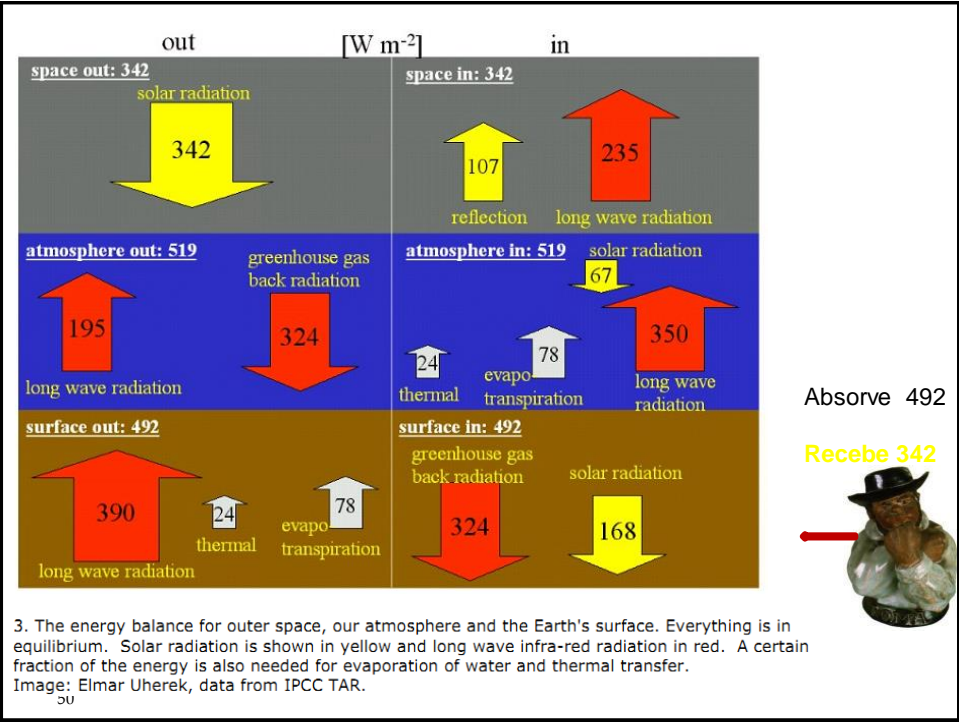
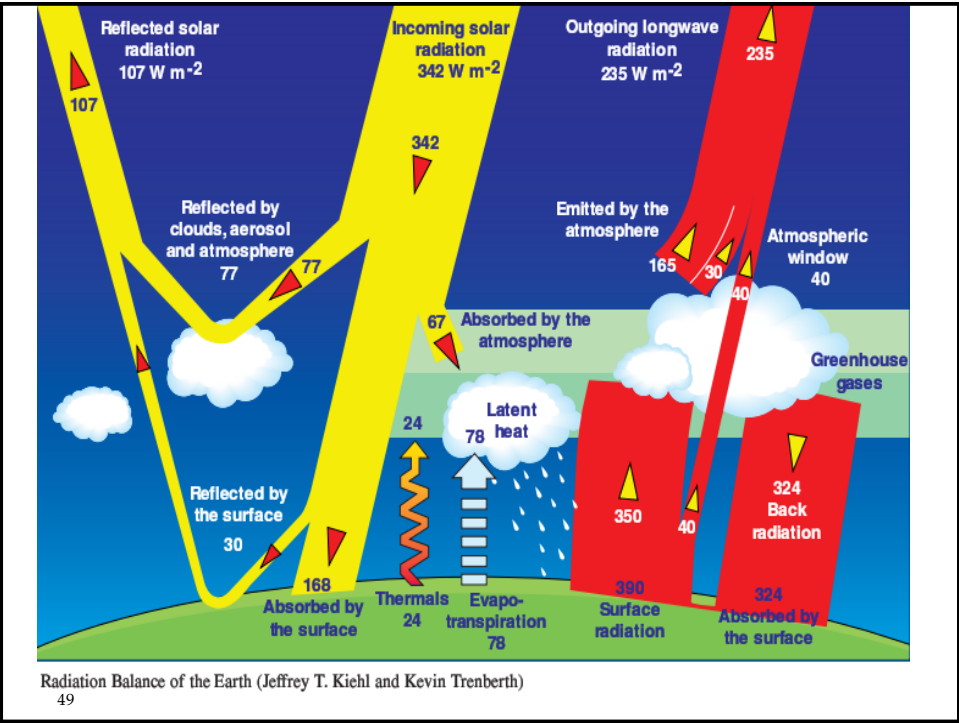
$$R_{ns} = (1-\alpha)R_s$$

The net radiation (R_n) is the difference between the incoming net shortwave radiation (R_{ns}) and the outgoing net longwave radiation (R_{nl}):

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

46





Física da radiação

No estudo da física da radiação, considerando as relações básicas, já estudadas anteriormente, o comprimento de onda (λ) de uma radiação electromagnética é dado pela expressão:

$$\lambda = c / \nu$$

onde:

λ – Distância mínima entre picos consecutivos de uma onda;

c – Velocidade da luz no vazio $\approx 3,0 \cdot 10^8 \text{ m/s}$

ν – ($=f$) Frequência ou n° de vibrações por minuto;

51

Física da radiação – Leis da radiação

Lei de Planck:

A quantidade de energia emitida por um corpo, num dado λ (radiação monocromática), é determinado pela sua temperatura.

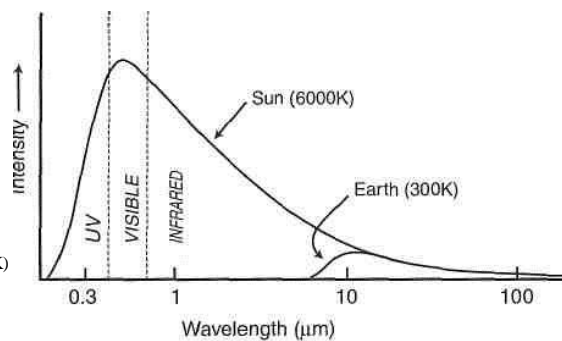
$$E\lambda = \frac{C1}{\lambda^5 [\exp(C2/\lambda T) - 1]}$$

Onde:

$$C1 = 3,74 \cdot 10^{-16} \text{ W/m}^2$$

$$C2 = 1,44 \cdot 10^{-2} \text{ m}^\circ\text{K}$$

T = temperatura do corpo ($^\circ\text{K}$)



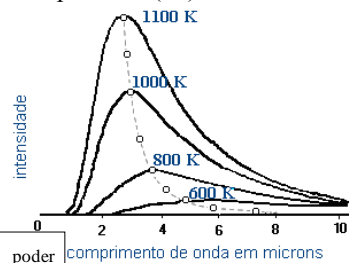
52

Física da radiação – Leis da radiação

Lei de Wien

Relaciona o λ correspondente ao poder emissivo máximo de um corpo com a sua temperatura.

$$\lambda = 2900 / T \quad [\text{onde: } T - \text{temperatura (}^{\circ}\text{K)} \quad \lambda - \text{Poder emissivo máximo (}\mu\text{m)}]$$



Assim, pode concluir-se que o poder emissivo máximo varia inversamente com a temperatura: quanto mais alta a temperatura, mais o seu poder emissivo máximo se desloca para menores comprimentos de onda.

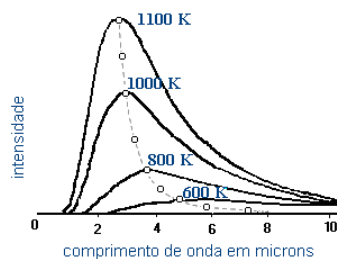
O pico máximo da energia emitida por um corpo negro a temperaturas sucessivamente mais altas, corresponde a valores de λ cada vez mais deslocados para a esquerda. Daí esta lei ser também conhecida como Lei dos Deslocamentos dos Máximos para a Esquerda.

53

Física da radiação – Leis da radiação

Lei de Wien

Radiação solar concentra-se na região do visível ($0,5\mu\text{m}$) e início do ultravioleta do espectro, enquanto a radiação emitida pelo planeta terra e atmosfera se concentra na maioria, na região do infravermelho. ($10,0\mu\text{m}$)



54

Física da radiação – Leis da radiação

Lei de Kirchoff

A energia pode ter três destinos:

Absorvida;

Reflectida;

Transmitida.

Esta lei estabelece que para um determinado comprimento de onda (λ) a proporção em relação ao total, de uma energia radiante absorvida é numericamente igual à proporção de energia radiante emitida pela mesma superfície.

$$\lambda a = \lambda \varepsilon$$

55

Física da radiação – Leis da radiação

Lei de Stefan-Boltzman

Esta lei relaciona o poder **emissivo** de um corpo com a sua temperatura.

Se um corpo negro absorver a radiação total, terá um poder emissivo máximo, cuja densidade energética é função da 4ª potência da sua temperatura.

$$E = \sigma T^4$$

E – poder emissivo máximo

σ – Constante de Stefan-Boltzman = $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$

T – temperatura (°K)

Aplicável a um corpo negro (perfeito irradiador e absorvente de radiação).

Mas na natureza poucos são os corpos que se comportam como corpos negros. Surge então o conceito de corpo cinzento em que:

$$\lambda a \neq \lambda \varepsilon$$



56

Física da radiação – Leis da radiação

Lei de Stefan-Boltzman

Assim, para corpos cinzentos (não negros)

onde:

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

ϵ = emissividade do corpo (percentagem de energia irradiada por uma substância em relação à de um corpo negro)

Os corpos têm calor específico próprio e capacidade térmica diferente, por isso alguns levam mais tempo a aquecer e também levam mais tempo a arrefecer.

$$S_0 \alpha = \epsilon \sigma T^4$$

57

Física da radiação – Leis da radiação

Lambert's Cosine law

$$I = I_N \times \cos Z$$

I - é a irradiância incidente sobre uma superfície;

I_N - é a irradiância normal incidente sobre essa superfície;

z - é o ângulo de incidência (< zenital)

Lei de BEER

(radiação ao atravessar um meio (Ex. vinha, pomar...) Sofre uma atenuação exponencial)

$$I = I_N e^{-kL}$$

I - radiação solar incidente

I_N - é a irradiância normal

k - é o coeficiente de extinção

L = índice de área foliar.

Lei de BEER $I = I_0 e^{-kL}$

Física da radiação – Leis da radiação




$\Rightarrow AF = (-122.31 + 35.77 \cdot (n.º \text{ de folhas}) + 11.03 \cdot (\text{comprimento da neta}) + 0.604 \cdot (\text{área foliar da folha maior}) + 0.56 \cdot (\text{área foliar da folha menor}))$

Área foliar (milho) = $0,7458 \cdot \text{Largura} \cdot \text{Comprimento da folha}$, $R^2 = 0,9677$



LI-3100C

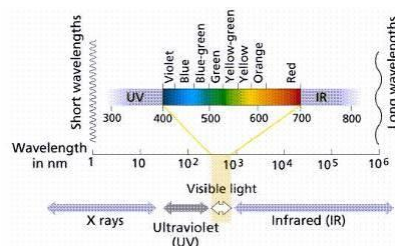




Balanço da radiação

A Radiação pode identificar-se pelo efeito que produz quando incide sobre certos objectos:

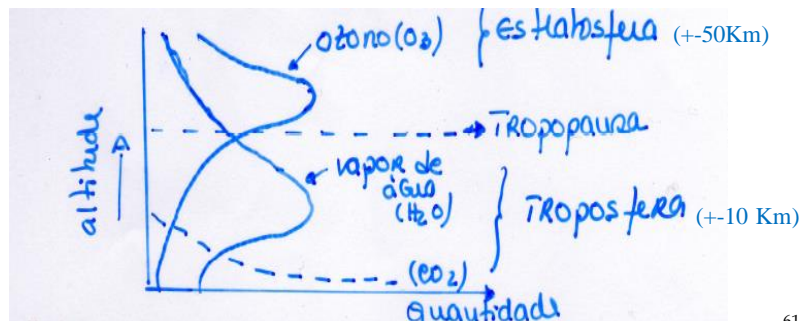
Ex: a retina ocular do olho humano é sensível à radiação de comprimento de onda (λ) na região do visível – luz.



Balanço da radiação

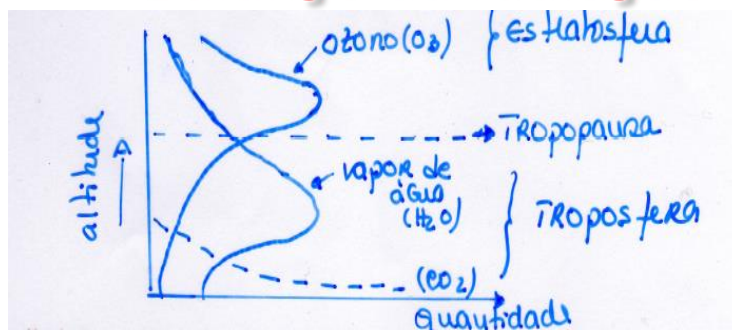
Os principais absorventes da energia radiante terrestre (grande λ) e da radiação solar (pequeno λ) são o vapor de água; dióxido de carbono; ozono e oxigénio.

Distribuição na atmosfera de alguns dos principais absorventes da radiação:



61

Balanço da radiação

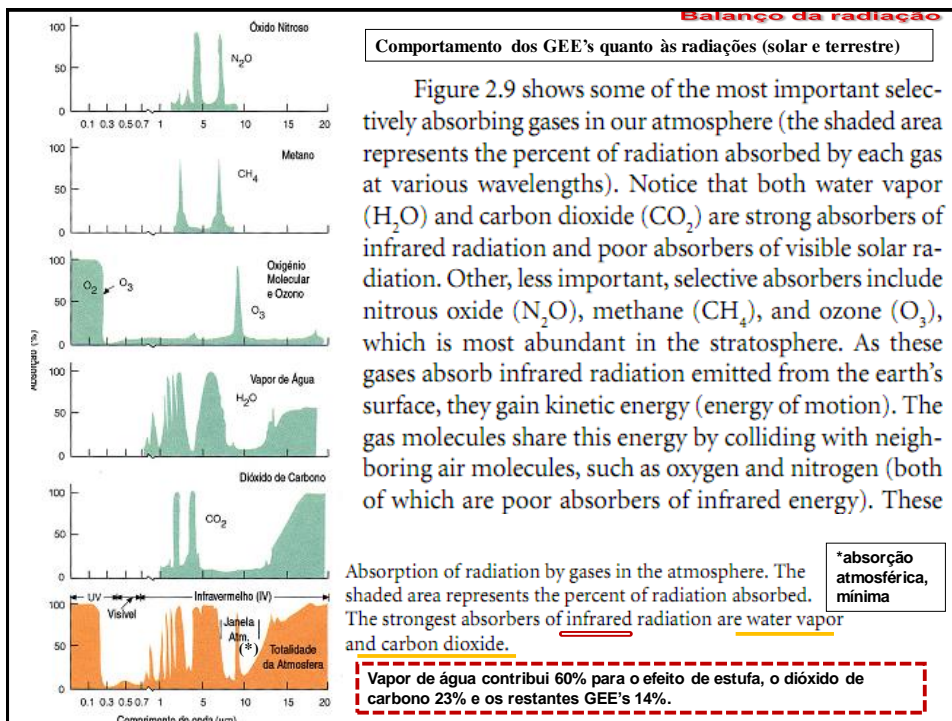


Maior concentração de O₃ a elevada altitude – estratosfera;

Maior concentração de vapor de água na troposfera, onde a nebulosidade é mais frequente (500 a 550 m);

Maior concentração de CO₂ junto ao solo, diminuindo com a altitude.

62



Balanco da radiação

Na radiação solar (λ 0,15 a 3 μm) ocorrem processos atenuantes devido à difusão e à absorção pelos ozono, vapor de água, CO_2 e O_2 actuando mais o ozono. Para $\lambda > 0,8 \mu\text{m}$ o vapor de água é o mais importante;

A maior parte da radiação solar que atinge a superfície do globo situa-se entre 0,34 e 0,74 μm – radiação fotossintética activa

Quanto à radiação infravermelha na sua totalidade emitida pelo globo, seus constituintes e seus corpos sólidos e líquidos (3,0 a 30,0 μm) não sofre atenuantes de difusão – só de absorção, devido ao vapor de água e ao CO_2 .

Efeito Estufa

Os 12 piores do mundo

Nº 1



Os outros 11



Efeito Estufa

Na Atmosfera

A absorção da radiação infravermelha por parte das nuvens (H_2O) não é selectiva, comportando-se como se tratasse de corpos sólidos da superfície do globo que absorvem a radiação IV constituindo uma barreira à propagação dessa radiação.

Pela Lei de Kirchhoff, depois da absorção, estes corpos emitem a mesma radiação em direcção da superfície do globo.

Efeito Estufa

Na Atmosfera

Se a esta energia armazenada entre a superfície do globo e as nuvens (vapor de água) se juntarem condições com pouca ou nenhuma renovação de ar, verifica-se um aumento da temperatura conhecido como **efeito estufa**.

Quanto maior o vapor de água presente na atmosfera e a mais baixa altitude estiver mais acentuado será este efeito.

69

Efeito Estufa

Na exploração agrícola

Este efeito observa-se nas estufas, constituídas por tecto e paredes transparentes (vidro ou plástico). Permitem a passagem / propagação da radiação na banda do visível e absorvem quase totalmente as radiações UV e IV.

Por condução e convecção o solo e os corpos sólidos (plantas, objectos) das estufas transmitem para o interior do solo e para o ambiente uma certa energia.

70

Efeito Estufa

Na exploração agrícola

Esta energia da emissão da radiação IV é novamente absorvida ou reflectida pelas paredes e tecto, criando-se um aumento de temperatura no interior do recinto dado que não há renovação de ar.

A atmosfera é praticamente transparente à radiação solar, mas não o é em relação a radiação terrestre.

71

Efeito Estufa

Exploração agrícola vs atmosfera

Numa estufa, o vidro é transparente às radiações de pequeno λ (luz) mas muito opaco as radiações de grande λ (calor).

A água e o CO_2 da atmosfera têm um efeito semelhante ao do vidro de uma estufa.

72

Balanco da radiação

Propriedades espectrais das folhas

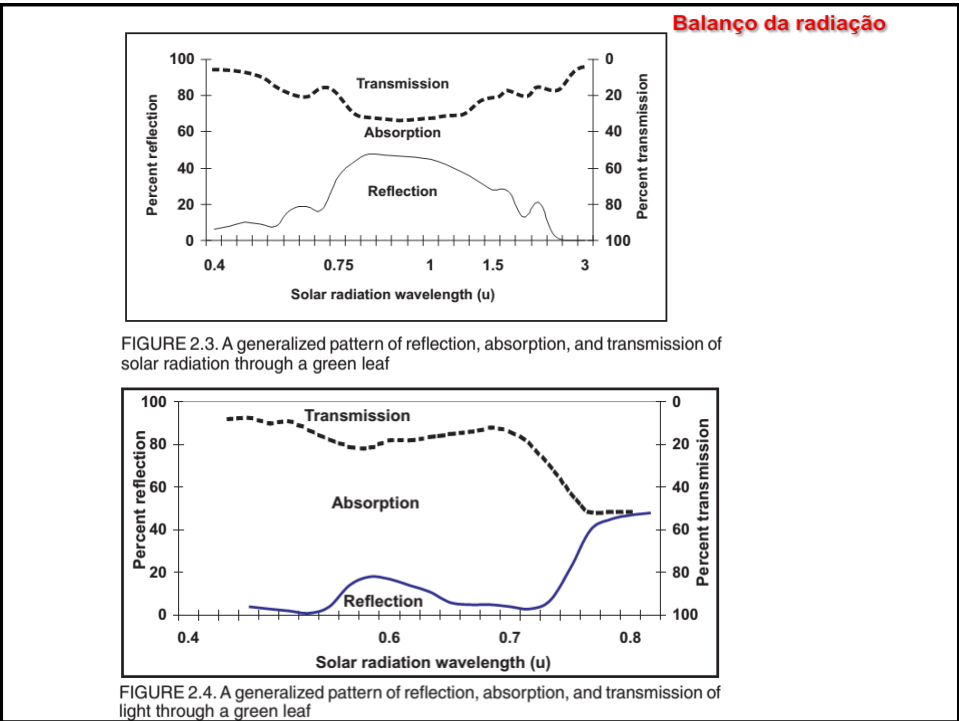
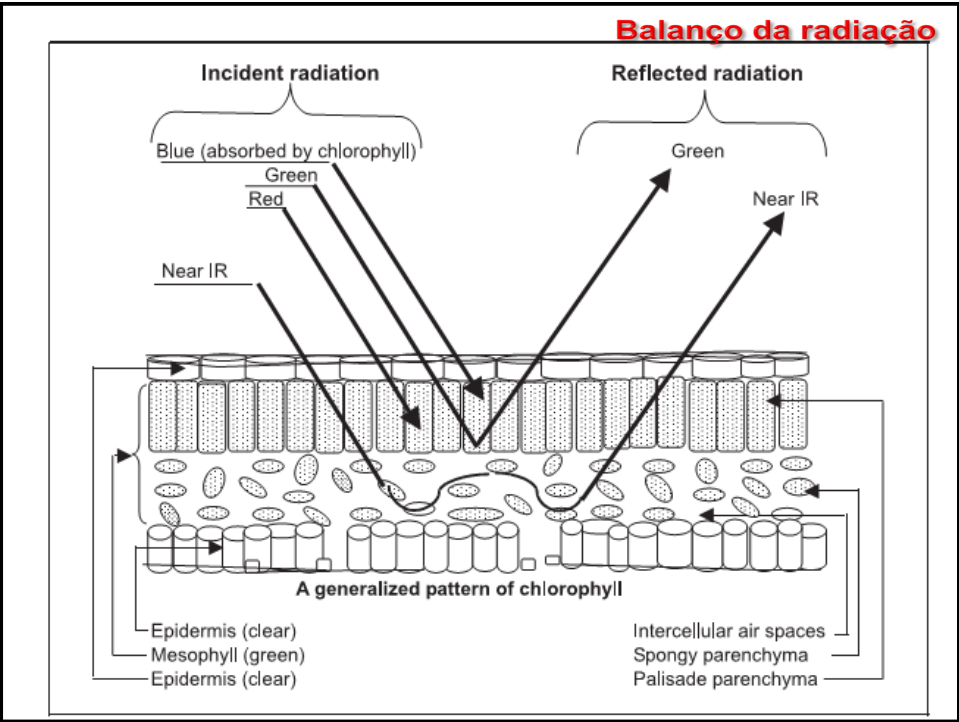
As folhas e mat6rias verdes das plantas n6o se comportam como corpos negros em rela76o a luz sobre elas incidente.

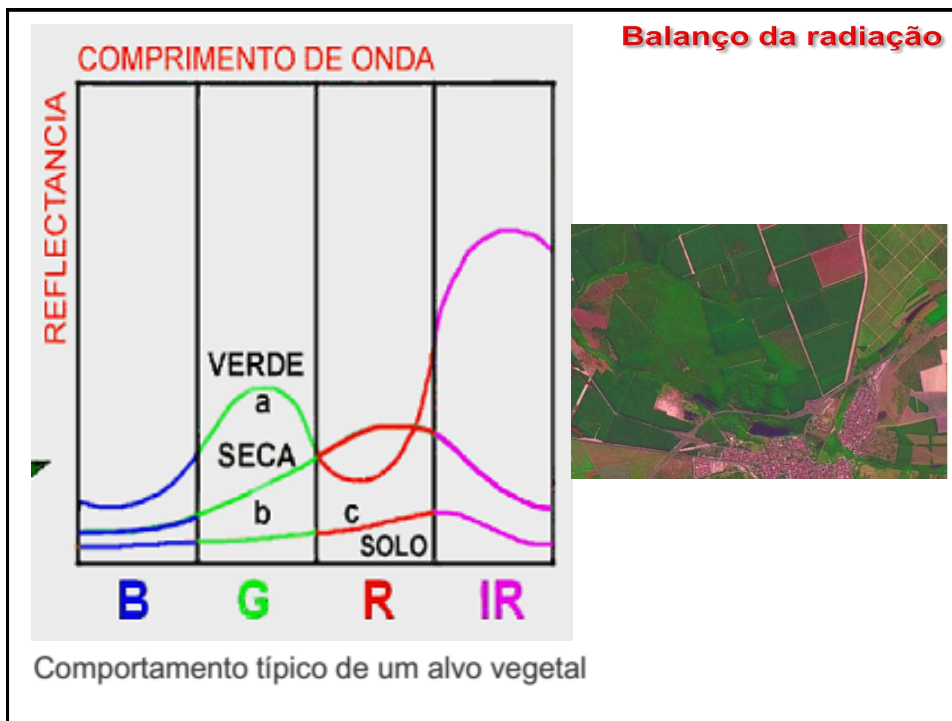
Assim a radia76o incidente vai ser repartida entre mecanismos de absor76o, reflex6o e transmiss6o para al6m da difus6o que ocorre no interior da estrutura celular da folha.

Balanco da radiação

TABLE 2.7. Green leaf response to spectral radiation components

Wavelength (μm)	Reflection (%)	Transmission (%)	Absorption (%)
0.34	9	0	91
0.44 (0,40 a 0,47μm)	11	2	87
0.51	14	10	76
0.58 (50 e 0,55 μm)	14	10	76
0.64 (0,60 a 0,70 μm).	13	9	78
1.0	45	50	5
2.4	7	28	65

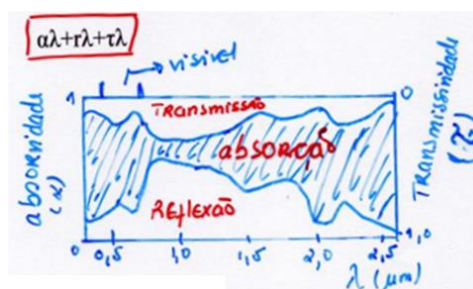




Balanço da radiação

Região visível do espectro existe uma elevada absorção da radiação pelas folhas. Máxima na banda da luz azul ($0,40$ a $0,47\mu\text{m}$) e vermelha ($0,60$ a $0,70\mu\text{m}$).

Entre $0,50$ e $0,55\mu\text{m}$ – luz verde, há fraca absorção pelos pigmentos, sofrendo esta radiação reflexão e transmissão – por isso a nossa vista distingue esta radiação como cor verde



Propriedades espectrais:

Balanço da radiação

Região IV de espectro – (0,70 a 0,1 μ m) os pigmentos absorvem pouca radiação (com exceção de 0,73 μ m que é absorvida pelos fitocromos) – permite a conversão de energia luminosa em térmica – controlando o desenvolvimento das plantas.



79

Balanço da radiação

Para λ superiores a 1 μ m (grandes λ) o comportamento espectral das folhas é dominado pela absorção de grande parte da radiação, na sua maior parte pela água interna.

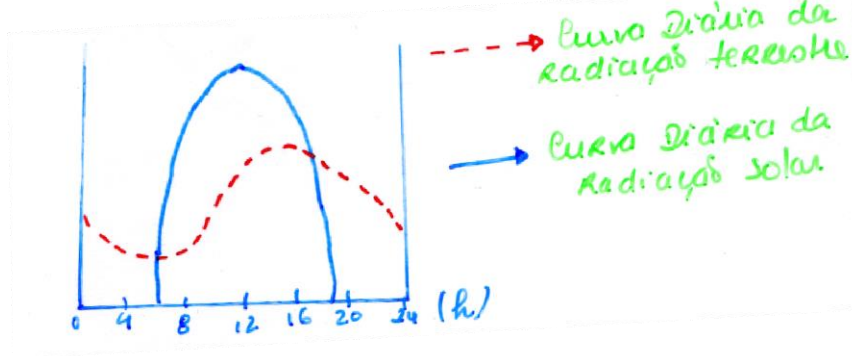
Para λ superiores a 3 μ m (grandes λ), a folha é completamente opaca, absorvendo toda a radiação.

Este padrão de comportamento geral pode ser alterado devido às particularidades de cada espécie.

80

Balanço da radiação

Distribuição diária da radiação solar e terrestre (dia típico de céu limpo)



A radiação terrestre é emitida durante 24 horas com um mínimo ao nascer do sol e um máximo ao meio da tarde, contrariamente a radiação solar.

A curva da radiação terrestre reflecte a curva da temperatura diária. Mínimo aquando da ocorrência da temperatura mínima e máxima aquando do máximo da temperatura máxima.

81

Balanço da radiação

Equilíbrio térmico em análise físico – matemática, equacionando o balanço energético:

- Terra (Globo + atmosfera)

$$(1-\alpha\lambda)S_0 \pi r^2 = 4\pi r^2 \sigma T^4$$



Energia absorvida pela terra
tendo em conta um
albedo médio



energia emitida pela terra
segundo a lei
de Stefan-Boltzmann



$$(1-\alpha\lambda)S_0 = 4\sigma T^4$$

82

Balanço da radiação

Superfície do globo (sem atmosfera) e considerando media da radiação recebida $Q_s = S_0/4$ o equilíbrio será:

$$(S_0/4)4\pi r^2 = 4\pi r^2 \sigma T^4$$



Energia absorvida pelo globo
valor médio segundo a lei de Q_s



Energia emitida pela terra a partir do
Stefan-Boltzman

$$Q_s = S_0 \pi r^2 / 4 \pi r^2 = S_0 / 4 = 1380 / 4 \text{ Wm}^{-2} = 345 \text{ Wm}^{-2}$$

quantidade de radiação média durante o ano por unidade de área e tempo:



$$S_0 = 4\sigma T^4$$

83

Balanço da radiação

Equação do balanço da radiação

A energia da radiação tem enorme importância para o equilíbrio térmico entre plantas, animais e meio ambiente.

A energia disponível para os seres vivos provém da interacção entre a radiação solar que chega a superfície do globo, após mecanismos de absorção, transmissão e difusão e a radiação terrestre emitida pela atmosfera, corpos e superfície do globo terrestre.

84

Balanço da radiação

Radiação solar (pequeno λ) =

Radiação solar directa – **Sd**

Radiação solar difusa – **Sb**

Radiação terrestre (grandes λ) =

Radiação terrestre directa – **Ld**

Radiação terrestre emitida pela atmosfera – **Le**

Radiação terrestre emitida pela terra e corpos

$$L_r \Rightarrow L_r = \epsilon \sigma T^4$$

85

Balanço da radiação

Balanço da radiação =

Quantidade de radiação líquida à

disposição como energia radiante útil

= diferenças entre ganhos e perdas de ambas as radiações.

86

Balanço da radiação

GANHOS			PERDAS	
Radiação Solar Incidente			Radiação Solar Reflectida e Transmitida	
(Sd + Sb)			r(Sd + Sb)	
Radiação líquida (Rn)	=	+	-	+
Radiação Terrestre Incidente			Radiação Terrestre Emitida	
(Ld + Le)			(Lr)	

Radiação terrestre directa (Ld)				
Radiação terrestre emitida pela atmosfera (Le)			Radiação terrestre emitida pela terra e corpos (Lr)	

Balanço da radiação

Balanço da radiação = equação do balanço da radiação

$$Rn=(1-\alpha)(Sd+Sb)+\epsilon(Ld+Le-Lr)$$

Ou

$$Rn=(1-\alpha)(St)+\epsilon(Lt-Lr)$$

$(1-\alpha)St$ = balanço entre a radiação solar incidente St e a radiação solar reflectida αSt

$\epsilon(Lt-Lr)$ = balanço entre a radiação terrestre incidente (Ld/Le) e a radiação terrestre emitida (Lr)

Balço da radiaço

