

### 3. Rôle de l'atmosphère dans l'extinction du rayonnement;

1. Généralités sur le soleil et la terre;
2. Equations fondamentales;
3. Rôle de l'atmosphère dans l'extinction du rayonnement;
4. Les composantes au sol du rayonnement;
5. Le rayonnement terrestre, bilan radiatif.

## Composition de l'atmosphère

Les couches de l'atmosphère sont :

1. La **troposphère** : du sol à 10 – 15 km. La température décroît de 6,5°C par km, pour atteindre -30°C;
2. La **stratosphère** : de 10 – 15 km à 100 km. Jusqu'à 80 km la composition de l'air reste inchangée : 78% N<sub>2</sub> , 21% O<sub>2</sub> , 0,9% A , 0,03% CO<sub>2</sub> et des traces d'autres gaz (O<sub>3</sub> vers 18 km et vapeur d'eau entre 0 et 5 km), des aérosols : poussière, sable, nuage de gouttelettes d'eau et des cristaux de glace;
3. L'**ionosphère** : à haute altitude, on trouve des atomes épars d'hélium et d'hydrogène

Le rayonnement atteindra le sol après avoir été **Diffusé**, **Diffracté**, **Absorbé** et **Réfracté** par des gaz et des particules de température et de densité croissante : appelé **masse atmosphérique**.

(les 9/10<sup>ième</sup> de la masse atmosphérique se trouve sous le niveau 15 km)

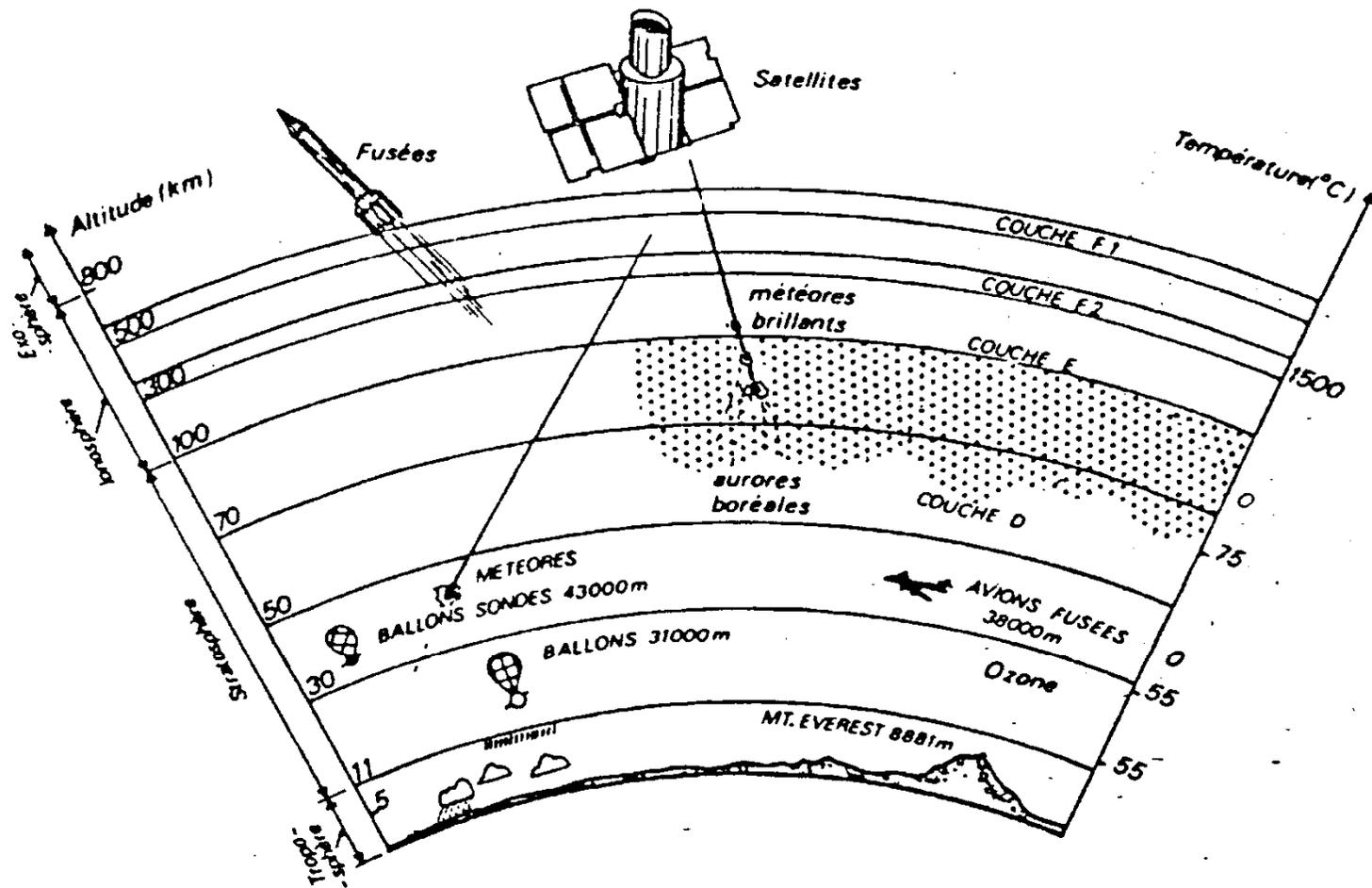


Fig. 4  
Coupe de l'atmosphère

**L'ozone**  $O_3$  provient des réactions :



sous l'action des UV lointain ( $\lambda < 0,24 \mu\text{m}$ ).

Il absorbe tout le rayonnement de longueur d'onde inférieure à  $0,3 \mu\text{m}$ ; c'est donc un écran filtrant les UV, nocifs pour l'organisme et laissant passer les radiations nécessaires à la vie.

**La vapeur d'eau** : concentrée surtout au voisinage du sol (de 0 à 5 km, on a 95% de l'eau de l'atmosphère).

On appelle **hauteur d'eau condensable** ( $w$ ), la hauteur d'eau que l'on recueillerait par  $\text{cm}^2$  de surface horizontale de sol si toute la vapeur d'eau située au dessus était recueillie à l'état liquide.

On l'obtient par la formule empirique de Hahn :

$$w \text{ (en cm)} = 0,17 e \text{ (en mbar)}$$

$w$  varie en général entre 0 et 6 cm

$e$  est fonction de l'humidité relative

**La masse atmosphérique** traversée par le rayon solaire est inversement proportionnelle au sinus de la hauteur du soleil, (voir figure).

On définit alors la masse atmosphérique ( $m$ ) en prenant pour unité, l'épaisseur verticale de l'atmosphère moyenne au dessus du niveau de la mer;  $m = 1$  (soleil au zénith).

Pour les autres hauteurs du soleil :  $m = 1/\sin(h)$ .

Et si la pression diffère de 1000 mbar (altitude  $> 400$  m)  $m = \frac{1}{\sin(h)} \frac{P}{1000}$

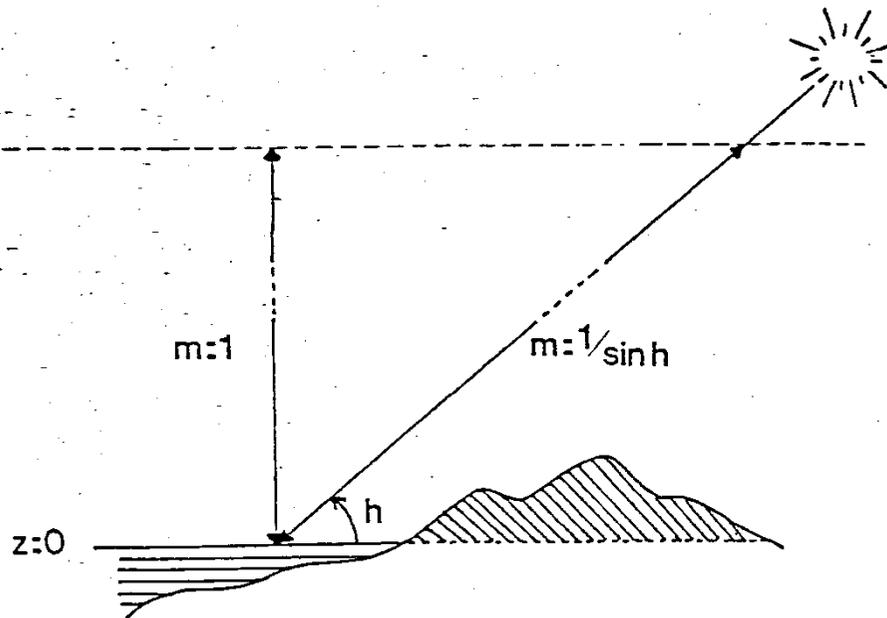


Figure 5 : Schématisation de la masse atmosphérique.

1. Les rayons X et les UV ( $\lambda < 0,18\mu\text{m}$ ) sont totalement absorbés au dessus de 60 km;
2. L'UV moyen ( $0,18 \mu\text{m} < \lambda < 0,29 \mu\text{m}$ ) est absorbé entièrement par  $\text{O}_2$  et  $\text{O}_3$  ;
3. l'UV proche ( $0,29 \mu\text{m} < \lambda < 0,4 \mu\text{m}$ ) est absorbé partiellement;
4. L'absorption diminue quand  $\lambda$  augmente;
5. Le visible ( $0,4 \mu\text{m} < \lambda < 0,78 \mu\text{m}$ ) est peu absorbé;
6. L'atténuation résulte surtout de la diffusion;
7. L'IR est absorbé par le  $\text{CO}_2$  , l' $\text{H}_2\text{O}$  et l' $\text{O}_3$  dans la troposphère;
8. En général, l'absorption du rayonnement par l'atmosphère sert à élever sa température;
9. Selon la masse d'eau condensable, la transmission du rayonnement incident vaut 0,94 pour  $w = 0,5 \text{ cm}$  et 0,90 pour  $w = 2 \text{ cm}$ ;
10. Il existe une formule empirique liant l'absorption dû à la vapeur d'eau à l'épaisseur d'eau condensable  $w$  (en cm) :

$$\alpha_s = 0,077 w^{0,30}$$

$\alpha_s$  Facteur total d'absorption vis-à-vis du spectre solaire

# La diffusion moléculaire et par les aérosols

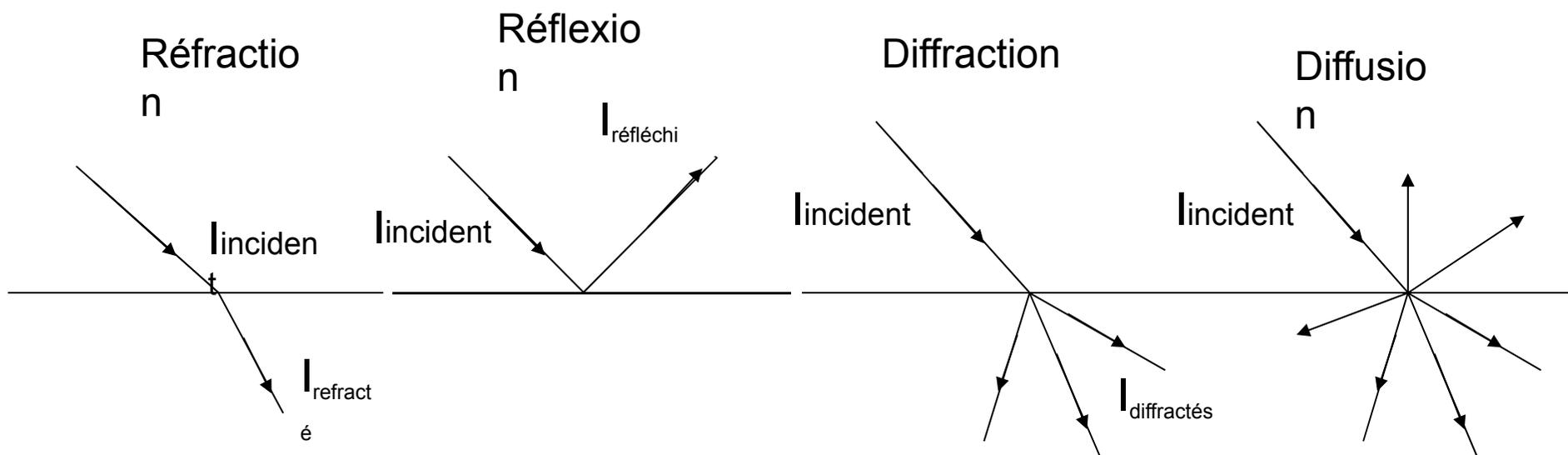
Le rayonnement électromagnétique émis par le soleil traverse le vide sidéral sans déperditions.



L'atténuation du rayonnement commence à son entrée dans l'atmosphère.

90 % de la masse atmosphérique est située en dessous de 16 km

La traversée de l'atmosphère par le rayonnement s'accompagne des phénomènes de :



La lumière est diffusée par les molécules de l'air ainsi que par les particules (poussières) qu'elle peut contenir

1. L'intensité diffusée est inversement proportionnelle à  $\lambda^4$  ;
2. Le coefficient d'extinction est :

$$K = \frac{32 \cdot \pi^3}{3N} (n - 1)^2 \frac{1}{\lambda^4}$$

N : est le nombre de molécules par unité de volume;

n : est l'indice de réfraction du gaz (formule approchée)

Il résulte que se sont surtout les radiations UV qui sont diffusées;

L'IR ne l'est presque pas.

Les particules en suspension dans l'air : grains de sable, poussières, microgouttelettes, pollens, cristaux, débris de météorites, ..... Diffusent aussi les rayons interceptés par réflexion, réfraction et diffraction. Leurs dimensions est comprise entre quelques millièmes et plusieurs dizaines de  $\mu\text{m}$

Le coefficient de trouble  $\beta$  d'Angstrôm définit la quantité d'aérosols se trouvant dans la masse atmosphérique unité à la verticale du lieu d'observation :

$$\beta = \begin{cases} 0.05 & \text{pour un ciel pur} \\ 0.1 & \text{blanchâtre} \end{cases}$$

Le facteur de Linke ou facteur de trouble total  $T_L$  est le nombre d'atmosphères pures et sèches (sans aérosols, ni vapeur d'eau, ni nuages) manifestant uniquement une absorption et une diffusion par les gaz de l'atmosphère (ozone, oxygène, gaz rares, gaz carbonique) qu'il faudrait accumuler pour provoquer la même extinction intégrale du rayonnement direct que l'atmosphère réelle (atmosphère poussiéreuse et humide aux lieux, instant et hauteur du soleil considérés).

on a la relation empirique suivante :

$$\beta = -0.100 + 0.050 \cdot T_L$$

## 4. Les composantes au sol du rayonnement;

1. Généralités sur le soleil et la terre;
2. Equations fondamentales;
3. Rôle de l'atmosphère dans l'extinction du rayonnement;
4. Les composantes au sol du rayonnement;
5. Le rayonnement terrestre, bilan radiatif.

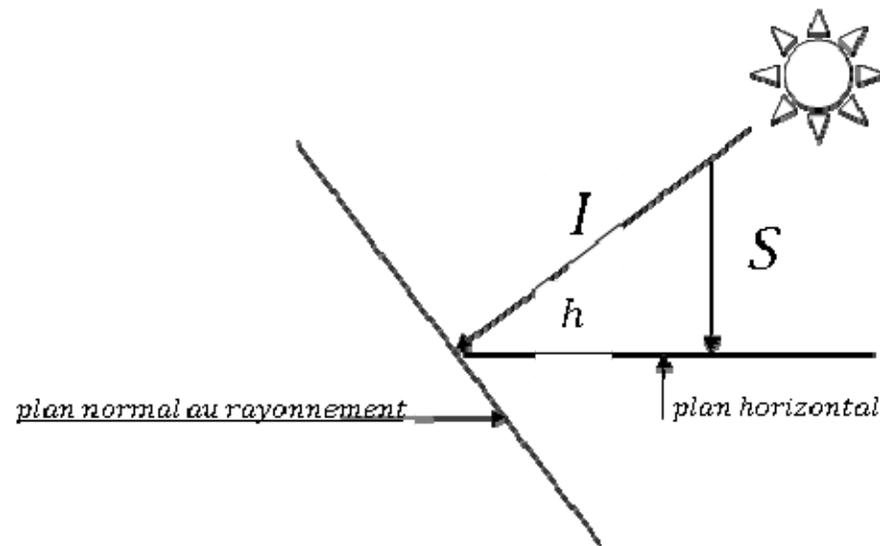
Connaissant le rayonnement solaire incident à la limite de l'atmosphère ainsi que les divers effets des gaz et impuretés atmosphériques, on peut estimer avec une bonne approximation les valeurs des diverses composantes habituelles du rayonnement solaire :

**Rayonnement solaire direct** (incidence normale)

il s'agit de l'éclairement énergétique d'une surface réceptrice normale aux rayons solaires, par le seul rayonnement provenant directement du disque solaire : «  $I$  »

sur un plan horizontal :

$$S = I \cdot \sin h$$



On peut estimer le **rayonnement direct au sol** par jours de beau temps à partir d'abaques ou de formules empiriques :

$$I = I_0 \cdot \exp \left[ -\frac{m \cdot T_L}{0.9 \cdot m + 9.4} \right] \quad [Wm^{-2}]$$

$I_0$  : constante solaire

$T_L$  : facteur de Linke

$m$  : masse atmosphérique  $m(z) = \frac{(0.89)^z}{\sinh}$   $z$  : altitude en km

Le **rayonnement solaire diffus** est constitué du rayonnement solaire direct par les molécules ou particules diffusantes, surtout dans les couches les plus proches du sol. Le rayonnement solaire diffus n'a pas d'orientation privilégiée et parvient au sol en provenance de toute la voûte céleste.

dans le cas de ciel clair, sans nuages, on peut montrer que la composante verticale du rayonnement diffus correspond à peu près à la moitié de la composante verticale de la partie diffusée du rayonnement solaire direct.

$$D = \frac{I_0}{25} \sqrt{\sinh[T_L \cdot 0.5 - \sqrt{\sinh}]}$$

Le **rayonnement solaire global** correspond à l'éclairement énergétique d'une surface horizontale par les rayonnements solaires direct et diffus.

$$G = S + D = I \cdot \sinh + D$$

Par ciel clair, on donne la formule empirique suivante :

$$G = (1270 - 56 \cdot T_L) \cdot \sinh^{\frac{T_L + 36}{33}}$$

## Effet de sol, notion d'Albédo :

Provenant au sol, le rayonnement solaire n'est qu'en partie absorbé; les différentes couleurs observées indiquent des réflexions sélectives et diffuses. Les fractions du rayonnement absorbé varie avec la longueur d'onde :

par exemple, pour une prairie, on obtient en moyenne :  
 $0.94$  pour  $\lambda > 0.55\mu\text{m}$        $0.78$  pour  $\lambda \leq 0.55\mu\text{m}$

le rouge étant plus absorbé que le bleu et le jaune, la teinte parait verte.

**on appelle albédo « a » la fraction de l'énergie incidente diffusée par un corps lumineux**

quelques valeurs d'albédo			
neige fraiche	0,8 à 0,9	sable clair	0,25 à 0,40
	absorption 10 à 20%		
sol cultivé naturel	0,10 à 0,25	plan d'eau calme	0,05 en été
prairie et herbage	0,15 à 0,30		0,18 en hiver
terre sableuse	0,15 à 0,25	mer et océan	0,05 en été
			0,12 en hiver

La formule empirique donnant le rayonnement solaire diffusée par le sol :

avec « G », le rayonnement solaire global

$$D_s = 0.9 \cdot a \cdot G \cdot \exp \left[ -\frac{4}{\sqrt{T_L}} \right]$$

Les formules empiriques suivantes permettant de calculer les énergies horaires moyennes : h est la hauteur prise au milieu de l'intervalle horaire. Ces formules sont utilisées dans les conditions de ciel clair et à des sites de basses altitudes

$$I = (1390 - 31 \cdot T) \cdot \exp \left[ -\frac{T}{12.6 \cdot \sin(h + 2)^2} \right]$$

$$D = 383 \cdot \exp \left[ -\frac{4}{T} \right] (\sinh)^{\frac{T+5.7}{30}}$$

$$G = (1297 - 57 \cdot T) (\sinh)^{\frac{36+T}{33}}$$

**Pour des plans d'inclinaison et d'orientation différents :**  
**Rayonnement direct dans le plan du capteur :**

Le rayonnement direct reçu dans le plan du capteur est égal au produit du rayonnement direct normal « I » par le cosinus de l'angle entre le rayon solaire et la normale au capteur « i »

$$I_{(s,\gamma)} = I \cdot \cos i$$

$$\cos i = \begin{cases} \sin \delta \cdot \sin \varphi \cdot \cos s - \sin \delta \cdot \cos \varphi \cdot \sin s \cdot \cos \gamma + \cos \delta \cdot \cos \varphi \cdot \cos s \cdot \cos \omega \\ + \cos \omega \cdot \cos \delta \cdot \sin \varphi \cdot \sin s \cdot \cos \gamma + \cos \delta \cdot \sin s \cdot \sin \gamma \cdot \sin \omega \end{cases}$$

avec "s", inclinaison du capteur	0°, horizontal
	90°, vertical
	180°, tourné vers le bas
"γ", azimut du capteur	0°, sud
	90°, est
	Ouest, -90°
	180°, nord

$\delta$  : *déclinaison solaire*

$\varphi$  : *latitude*

$\omega$  : *angle horaire*

## Rayonnement diffus dans le plan du capteur :

Le rayonnement diffus étant considéré comme isotrope, le diffus sur plan capteur est donné par :

$$D_{(s,\gamma)} = \left( \frac{1 + \cos\theta}{2} \right) \cdot D_h + a \cdot \left( \frac{1 - \cos\theta}{2} \right) (I \cdot \sin h + D_h)$$

Avec « a » albédo du sol

« h » hauteur du soleil

«  $D_h$  » diffus sur le plan horizontal

## 5. Le rayonnement terrestre, bilan radiatif.

1. Généralités sur le soleil et la terre;
2. Equations fondamentales;
3. Rôle de l'atmosphère dans l'extinction du rayonnement;
4. Les composantes au sol du rayonnement;
5. Le rayonnement terrestre, bilan radiatif.

## le corps noir :

absorbeur parfait des rayonnements quelle que soit leur longueur d'onde. Le corps noir étant parfaitement absorbant, est aussi totalement émissif. Son émittance énergétique n'est fonction que de la température et donnée par la loi de Stéfán :

$$M^0 = \sigma \cdot T^4 \quad M^0: \text{en } \frac{W}{m^2}, \quad T \text{ en } K, \text{ et } \sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} W/m/K^4$$

La loi de Wien exprime que pour un corps noir le maximum d'émission radiative se produit pour une longueur d'onde qui varie de façon inversement proportionnelle à sa température absolue de surface :

$$T \cdot \lambda_{max} = 2898 \quad \text{avec } T \text{ en } K \text{ et } \lambda \text{ en } \mu m$$

De plus la quasi-totalité de l'énergie radiative émise par le corps noir (99%) est située dans une gamme de longueur d'onde comprise entre  $0.5 \lambda_{\max}$  et  $10 \lambda_{\max}$

Pour le soleil,  $T = 5800 \text{ K}$  et  $\lambda_{\max} = 0.5 \mu\text{m}$

les limites énergétiques du rayonnement sont  $0.25 \mu\text{m}$  et  $4 \mu\text{m}$

pour le corps noir à  $15^\circ\text{C}$  ( $288\text{K}$ ),  $\lambda_{\max} = 10 \mu\text{m}$

les limites sont  $5 \mu\text{m}$  et  $85 \mu\text{m}$  et c'est le domaine couvert par le rayonnement terrestre

### **Pour les corps naturels :**

ils réfléchissent partiellement les radiations ou au contraire sont transparents à certaines d'entre-elles. Dans le domaine des températures régnant sur la terre ( $-50^\circ\text{C}$  à  $+50^\circ\text{C}$ ), on ne retiendra que les propriétés de ces corps vis-à-vis de l'IR compris entre  $4$  et  $100 \mu\text{m}$

En général, les corps naturels (sauf les métaux polis), se rapprochent du corps gris qui est doté d'un pouvoir absorbant ou émissif constant dans tous les domaines des  $\lambda$  du rayonnement terrestre. En première approximation et à 5% près, on peut les considérer comme des corps noirs.

### **Le rayonnement de l'atmosphère et des nuages vers le sol :**

Pour le rayonnement terrestre, n'intervient que les absorptions par le gaz carbonique, la vapeur d'eau et un peu l'ozone.

l'atmosphère possède deux fenêtres de transparence, l'une entre 3.5 et 4  $\mu\text{m}$ , l'autre entre 8.5 et 13  $\mu\text{m}$ .

ainsi, chaque volume d'atmosphère gazeuse pure émet dans toutes les directions des rayonnements infra-rouge de grande longueur d'onde.

il se produit des transferts radiatifs successifs; une partie de l'énergie rayonnée va se perdre dans l'espace, une autre parvient au sol et compense en partie les pertes par émission propre des corps naturels. Les nuages réémettent aussi vers le sol.

La luminance énergétique « L », exprimée en  $W/m^2$ , correspond à la différence du rayonnement dirigé vers le sol et de celui provenant du sol est représentée par la formule d'Angström :

$$L = \sigma \cdot T^4 (a + b \cdot e^{-cf}) \quad \text{avec } a = 0.18, b = 0.25, c = 0.095$$

*et f pression de vapeur d'eau au sol à la température T en mb*

Une autre formule pour la luminance énergétique

$$L = \sigma \cdot T^4 (a' - b' \sqrt{f}) \quad \text{avec } a' = 0.40, b' = 0.05$$

## Rayonnement terrestre vers l'espace :

Par temps clair, le sol rayonne vers l'espace dans l'intervalle de la fenêtre de transparence de l'atmosphère (8 à 13  $\mu\text{m}$ ).

Par ciel couvert se sont surtout les nuages qui rayonnent par leur surface supérieure en fonction des températures

## Bilan énergétique :

Au cours de la journée, le rayonnement direct, le diffus et le rayonnement de l'atmosphère constituent la partie positive du bilan. Au contraire, les réflexions par le sol et les nuages en sont les éléments négatifs. **Le bilan radiatif est la somme algébrique de ces quantités; il est positif jusqu'au début de l'après midi, le sol s'échauffe.**

Pendant la nuit, le rayonnement terrestre produit une déperdition, que le rayonnement atmosphérique ne peut pas compensé totalement. **Bilan négatif, refroidissement.** Les nuages diminuent la déperdition.

**L'atmosphère joue le rôle d'un régulateur thermique**

# L'énergie solaire photovoltaïque

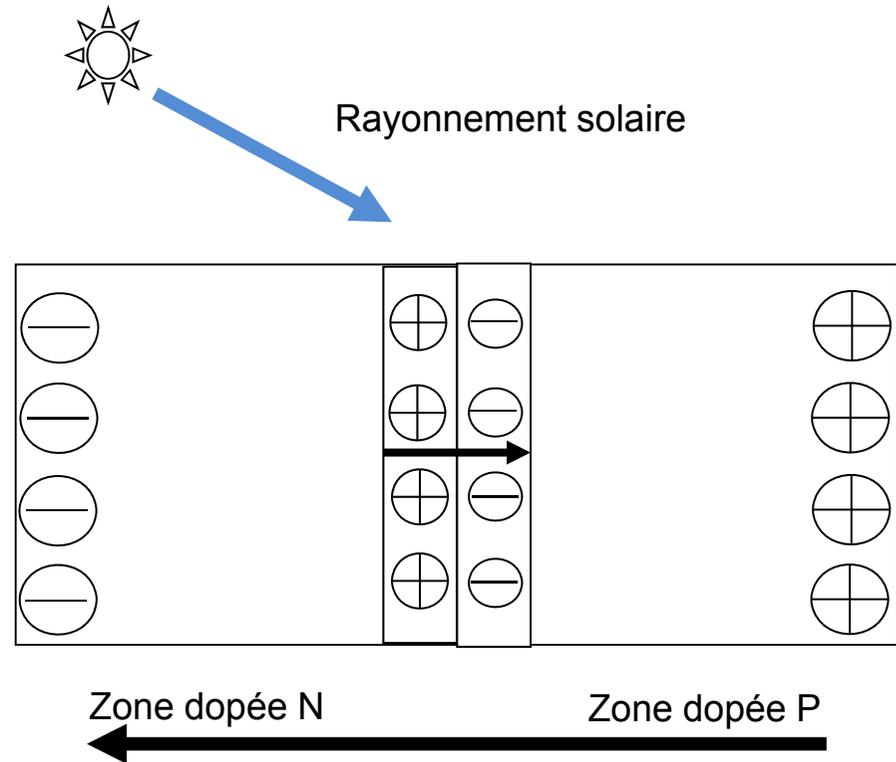
Découverte de l'effet photovoltaïque en 1839 par BECQUEREL il s'agit de la conversion directe de l'énergie solaire (photon) en électricité.

1. Dès 1960, utilisation de cellules photovoltaïque pour les programmes spatiaux (électricité des satellites en orbite);
2. Dans les années 1970, premières applications terrestres;
3. Les années 1980, utilisations pour sites isolés;
4. A partir des années 1990, ce sont les centrales PV.

# L'effet photovoltaïque

1. L'effet photovoltaïque est lié à la production et au transport de charges négatives (électron) et positives (trous) sous l'effet de la lumière dans un matériau semi conducteur;
2. Pas de pièces en mouvement;
3. Pas d'émission de polluants;

## Récupération des e<sup>-</sup>



1. Une fois la liaison P-N réalisée, des contacts électriques sont créés en face avant et arrière;
2. La face arrière peut être recouverte entièrement;
3. La face avant est une grille, qui doit laisser passer le maximum de lumière solaire

1. Les cellules sont encapsulées dans des matériaux transparents de protection;
2. Face avant vitrée et face arrière recouverte par feuille de Tedlar ou de Mylar;
3. Il faut minimiser la réflexion du rayonnement solaire;
4. Il faut maximiser l'absorption du rayonnement solaire utile et la collecte des électrons;
5. Les caractéristiques des matériaux d'encapsulation :
  - ✓ Isolants électriques;
  - ✓ Transparents au rayonnement;
  - ✓ Conducteurs de chaleur;
  - ✓ Peu dilatables;
  - ✓ Légers;
  - ✓ Longue durée de vie (> à 20 ans)

## Les différents matériaux

1. Les cellules les plus répandues sont basées sur l'emploi du Silicium;
2. Existence d'autres matériaux utilisables;
3. On peut concevoir des multicouches de plusieurs types de matériaux semi transparents

## Types de Silicium

1. Le silicium amorphe, le moins cher : les cellules sont obtenues en déposant de très fines couches de matériaux PV sur divers types de support (verre, acier ou matière plastique) permettant des formes variées, mais limité à des rendements de génération électrique d'environ 6% (sous 1000 W/m<sup>2</sup>, à 25°C);
2. Le silicium monocristallin, obtenu à partir de lingots sciés, avec lequel on obtient des rendements souvent supérieurs à 14%, mais plus cher;
3. Le bon compromis est obtenu en employant du silicium polycristallin, dont les rendements sont

## Les autres matériaux

1. D'autres matériaux sont employés en couches minces de Germanium, Indium, Gallium, ....., pour des rendements pouvant aller jusqu'à plus de 40%;
2. Les films minces :
  - Les CIS (cuivre, indium et sélénium);
  - Les CdTe (telluride de cadmium), dont la bande d'absorption privilégiée est corrélée avec le maximum du spectre solaire.

## La production d'électricité

1. Les conditions standards sont :
  - Température de cellule 25°;
  - Ensoleillement de 1000 W/m<sup>2</sup> ;
  - Atmosphère normalisée.
2. La production est quasiment linéaire, proportionnelle à la densité de flux solaire;
3. La température réelle de la cellule en fonctionnement est plus élevée d'environ 30°C par rapport à la température ambiante;
4. La production décroît avec la température.