

Benjamin Loubet

Unité mixte INRAE-AgroParisTech
EcoSys : écologie fonctionnelle
écotoxicologie des
agroécosystèmes

Cours élaboré avec Patricia Laville

<https://www6.versailles-grignon.inrae.fr/ecosys>



Thèmes de recherche

- Contribution de l'agriculture au réchauffement climatique et à la pollution de l'air
- Fonctionnement des plantes de grandes cultures en interaction avec les facteurs biotiques et abiotiques
- Etudes des mécanismes d'émission et de dépôt par voie atmosphérique dans les systèmes agricoles

Objectif du cours biogéochimie appliquée aux écosystèmes

Traiter des outils et méthodes pour étudier les flux de masse et d'énergie de la biosphère continentale et des interactions de l'atmosphère avec le sol et les couverts végétaux.

Enseignements sur les échanges de masse et d'énergie

- Transferts radiatifs + conductifs
- Transferts convectifs (flux de chaleur sensible, latent)
- Cycle de l'eau dans la biosphère.

Ces enseignements serviront de bases à l'introduction de problématiques scientifiques d'actualités :

- Contribution de l'activité agricole à l'effet de serre, et à la pollution atmosphérique

Plan du cours

Jour	Durée	Début	1h30	1h30
Mercredi 26/01/2022	03h00	13h30	Introduction et Bilan radiatif	TD bilan radiatif
Mercredi 02/02/2022	03h00	13h30	Transferts convectifs	TD transferts convectifs
Mercredi 09/02/2022	03h00	13h30	Cycle de l'eau	TD cycle de l'eau
Mercredi 16/02/2022	03h00	13h30	TP micrométéo sous R	
Mercredi 09/03/2022	03h00	13h30	Effet de Serre & Cycles C & N	
Mercredi 16/03/2022	03h00	13h30	TP Effet de serre & cycles C & N sous R	
Mercredi 23/03/2022	04h00	13h30	Examen	

Introduction

POURQUOI S'INTÉRESSER AU ÉCHANGES BIOSPHÈRE-ATMOSPHÈRE?

- Météorologie
- Fonctionnement des écosystèmes
- Réchauffement global
- Pollution atmosphériques
- Maladies / OGM
- Evapo-transpiration
- Energie
- Photosynthèse
- Respiration
- Emissions de N_2O , CH_4
- Emissions de NH_3
- Dépôts de particules
- Dépôts d' O_3
- Dépôts de NO_x
- Emissions de COVs
- Particules biotiques
- Pollens

FORCAGE RADIATIF

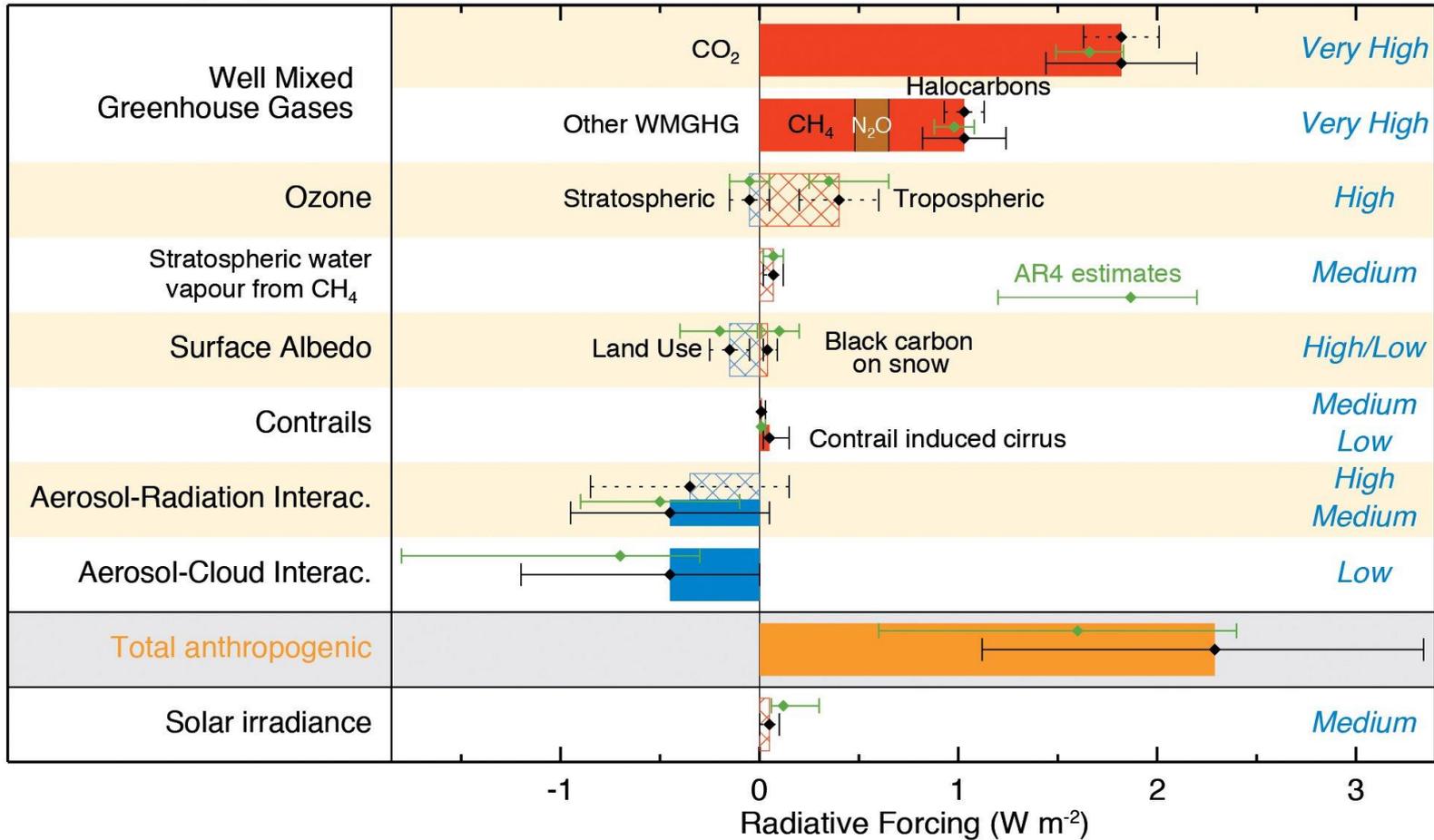
Radiative forcing of climate between 1750 and 2011

Forcing agent

Confidence Level

Anthropogenic

Natural



Transferts Radiatifs

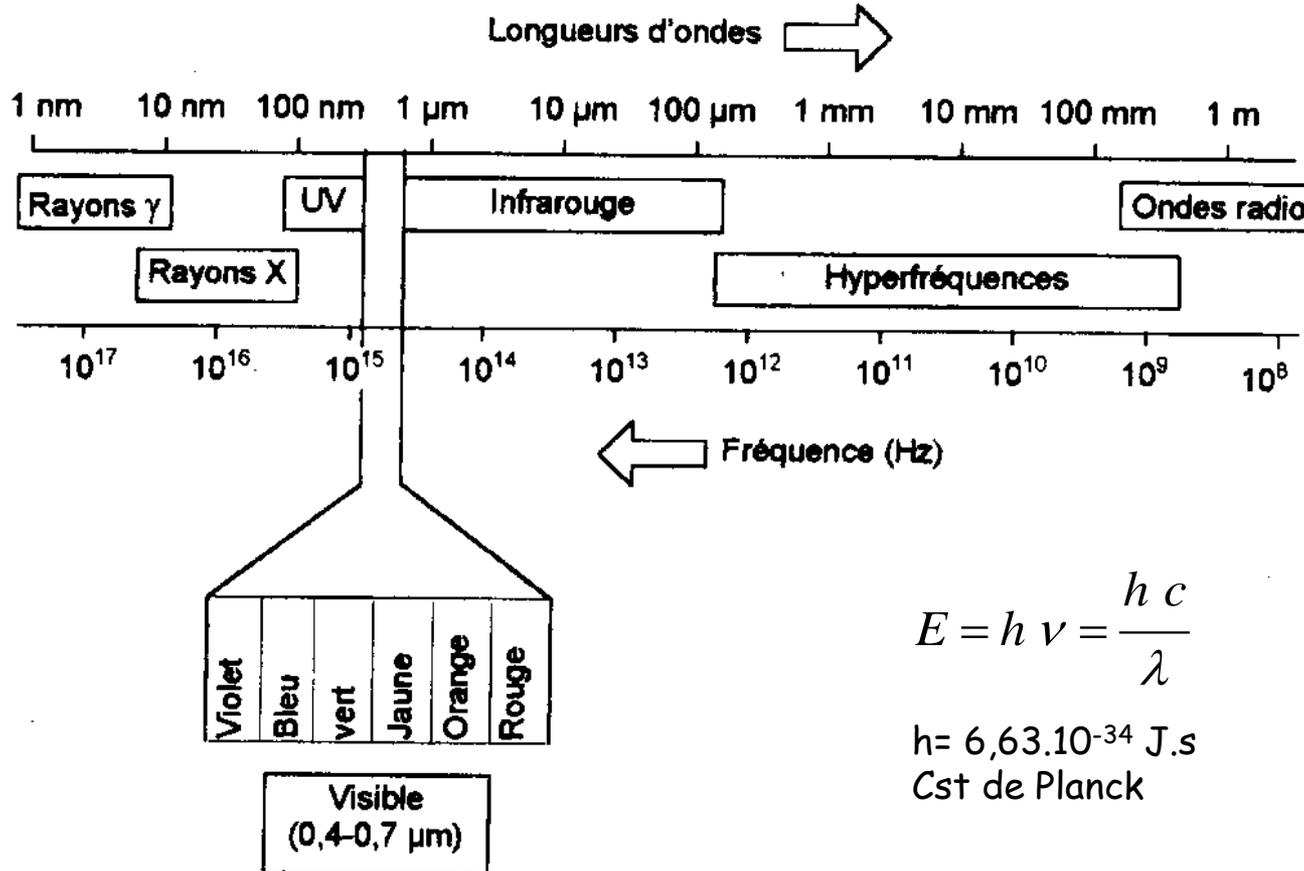
Le rôle des transferts radiatifs

- Le soleil constitue la principale source d'énergie
- Il chauffe l'air, les océans, et le sol
 - ⇒ différence de température
 - ⇒ Mouvements d'air (vent) et de courants dans les océans
 - ⇒ Variation spatiale et temporelle du climat
- Le climat résulte d'un équilibre
 - ⇒ transfert radiatif (grandes et courtes longueurs d'ondes)
 - ⇒ transfert convectif (mouvement d'air..)
 - ⇒ transfert conducteur (solide)

Energie solaire ⇔ moteur de l'activité biologique de l'écosystème végétal

Le rayonnement

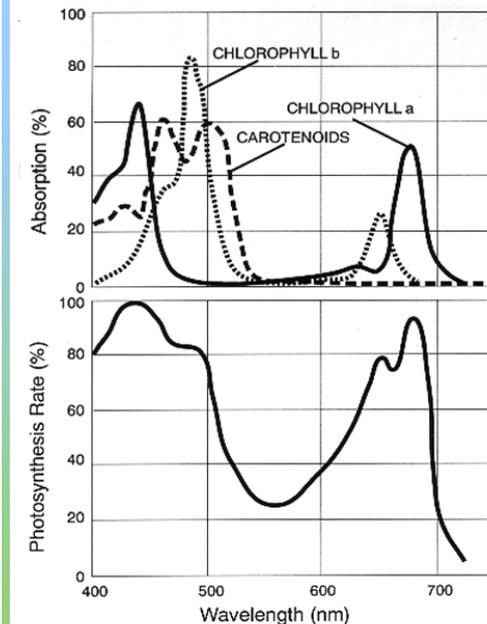
- Rayonnement = ensemble de radiations électromagnétiques
- Ne nécessite pas de 'support' pour se propager $c = 3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$



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

$h = 6,63 \cdot 10^{-34} \text{ J}\cdot\text{s}$
Cst de Planck

PAR : Photosynthetic active radiation



Le rayonnement

- La propriété d'émettre ou d'absorber du rayonnement est une propriété intrinsèque des solides, gaz ou liquides
- Tout corps émet un rayonnement fonction de sa température et de la nature de sa surface.
Caractérisé par une longueur d'onde et énergie ($E\lambda$).

Interaction matière rayonnement

$$\varepsilon = \frac{E.\acute{e}mise}{E. absorb\acute{e}e}$$

émissivité

$$a = \frac{E. absorb\acute{e}}{E. re\acute{c}u}$$

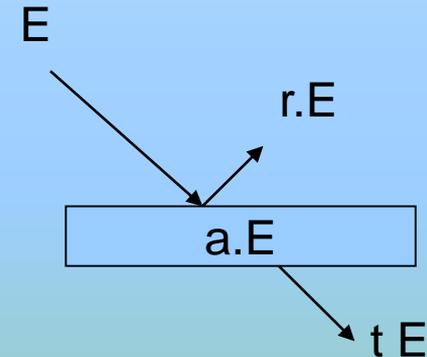
absorptivité

$$r = \frac{E. r\acute{e}fl\acute{e}chie}{E. re\acute{c}u}$$

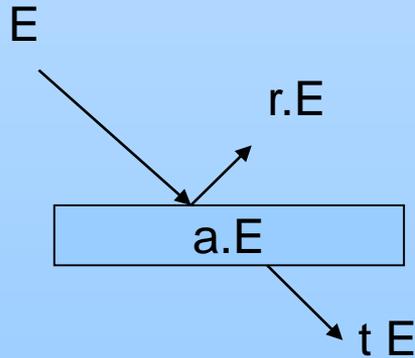
réflexivité

$$t = \frac{E. transmise}{E. re\acute{c}u}$$

transmittance



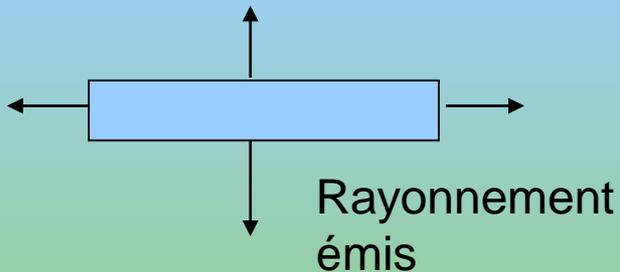
Loi de Kirchoff



Loi de Kirchoff

$$1/ \quad a + r + t = 1$$

$$2/ \quad a = \varepsilon$$



Corps noir $a = 1$;
Corps gris $a = \text{cte}$
Corps coloré $a = f(\lambda)$

Loi de Planck

Un **corps noir** est un corps hypothétique capable d'absorber puis de réémettre tout le rayonnement qui lui parvient, quelque soit la longueur d'onde.

Il ne réfléchit, ni ne transmet aucun rayonnement.

Planck a montré que la densité de flux d'énergie pour un corps noir dépendait uniquement de sa température.

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

avec :

c : vitesse de la lumière (3.10^8 m.s^{-1})

h : constante de Planck ($6,625.10^{-34} \text{ J.s}$)

k : constante de Boltzmann ($1,38.10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$)

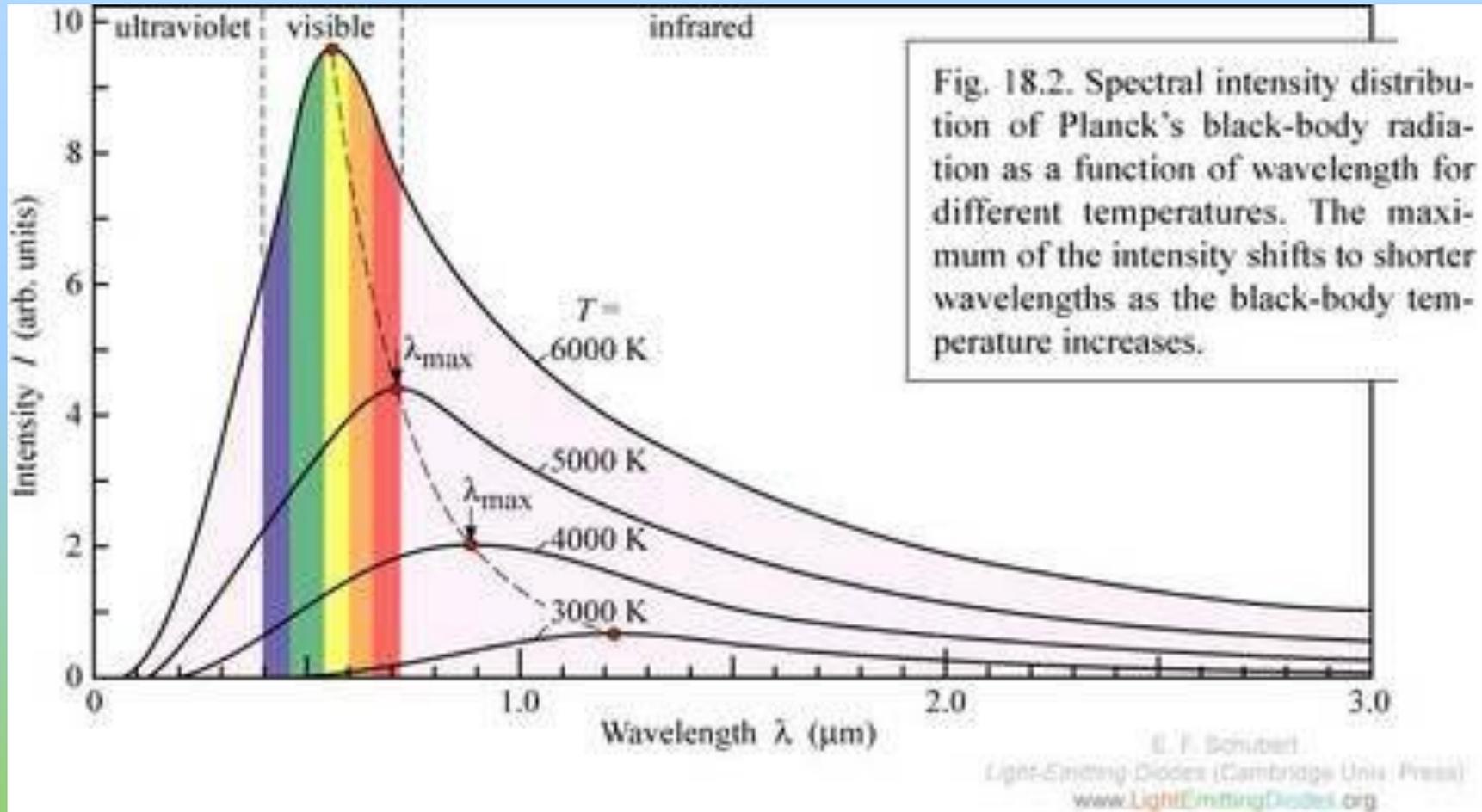
T : température du corps noir en Kelvins

L: luminance énergétique spectrale $\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ m}^{-1}$

$$E = \int L. d\Omega. d\lambda$$

densité de flux d'énergie (W/m^2)

Loi de Planck



Loi de Stefan

- La densité de flux énergétique des radiations émises par un corps noir est proportionnelle à la puissance 4 de sa température absolue

$$E = \sigma T^4$$

T = température absolue K

σ = constante de Stefan-Boltzmann $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$

Quelle unité à E ?

Loi de Stefan

- Pour un corps 'gris'

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

T = température absolue K

σ = constante de Stefan-Boltzmann $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$

ε = émissivité du corps

- Pour les corps terrestres (sol, couvert végétaux, animaux..)

$$0.93 < \varepsilon < 0.98$$

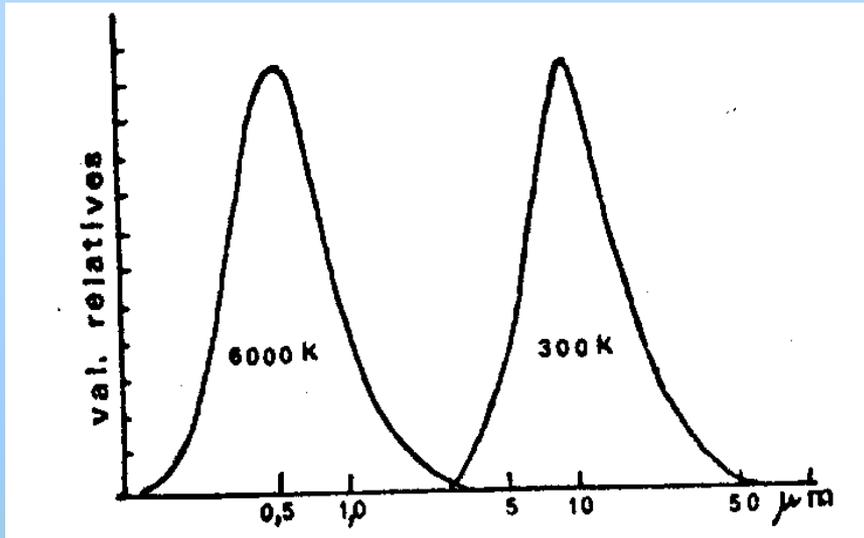
Quelle est l'absorptivité d'un corps gris ?

Loi de Wien

- Répartition spectrale de l'énergie en fonction de la température des corps
- Longueur d'onde λ au maximum d'énergie émise est inversement proportionnelle à la température du corps radiant

$$T \cdot \lambda_{\max} = 2897 \mu\text{m K}$$

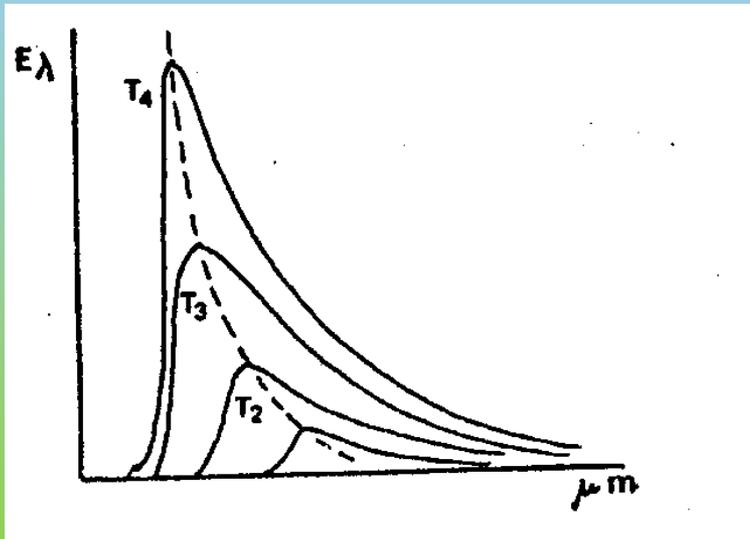
Loi de Wien



λ_m

Spectre solaire : 0,250 et 2,800 μm

Spectre terrestre : 2,8 et 50 μm



$T_4 > T_3 > T_2$

$T = 6000 \text{ K} \quad \lambda_m = 0.48 \mu m$

$T = 37^\circ = 310 \text{ K} \quad \lambda_m = 9.34 \mu m$

Rayonnement solaire reçu au niveau du sol

- La quantité de rayonnement atteignant le sol dépend :
- de la transparence de l'atmosphère
- des caractéristiques astronomiques δ angle entre les rayons du soleil et le plan de l'équateur terrestre

Constante solaire au sommet de l'atmosphère

- C'est la quantité I_0 de rayonnement solaire par m^2 qui arrive au sommet de l'atmosphère
- Le rayonnement émis par le soleil se conserve à la distance terre-soleil d_{ts}

$$\Phi = 4\pi R_s^2 \sigma T_s^4 = 4\pi d_{ts}^2 I_0$$

Donc $I_0 = sT^4 (R_s/d_{ts})^2$



Constante solaire au sommet de l'atmosphère

- C'est la quantité I_0 de rayonnement solaire par m^2 qui arrive au sommet de l'atmosphère
- Le rayonnement émis par le soleil se conserve à la distance terre-soleil d_{ts}

$$\Phi = 4\pi R_s^2 \sigma T_s^4 = 4\pi d_{ts}^2 I_0$$

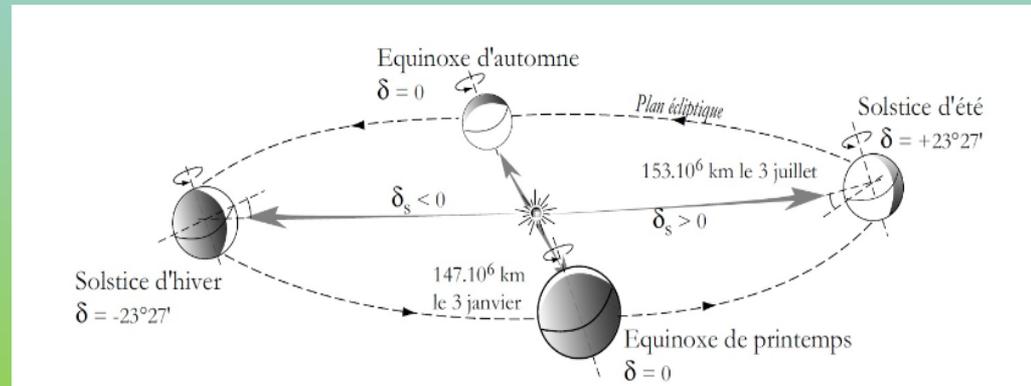
$$I_0 = \sigma T_s^4 (R_s/d_{ts})^2$$



Constante solaire au sommet de l'atmosphère

- Avec $T = 5800^{\circ}\text{K}$ (température du soleil)
- À l'équateur au sommet de l'atmosphère à midi à l'équinoxe:

$$I_0 = \sigma T^4 (0.7/150)^2 = 1353 \text{ W m}^{-2}$$



Est-ce que la variation de distance terre soleil joue un rôle ?

$$I_0 = \sigma T^4 (0.7/d_{ts})^2$$

Distance varie entre 147 et 153

I_0 varie dans un rapport de $(153/147)^2$

Soit 1.04: $I_0(\text{solstice}) = 1.04 * I_0(\text{équinoxe})$

La constante solaire varie de 4% entre équinoxes et solstice

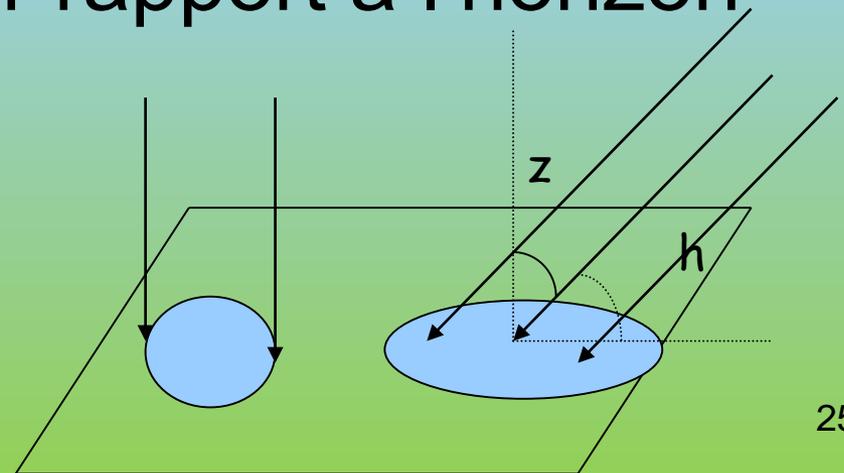
Rayonnement solaire reçu au niveau du sol

- L'inclinaison de l'incidence du soleil sur la surface modifie la quantité d'énergie reçue par unité

$$I = I_0 * \cos(z) = I_0 * \sin(h)$$

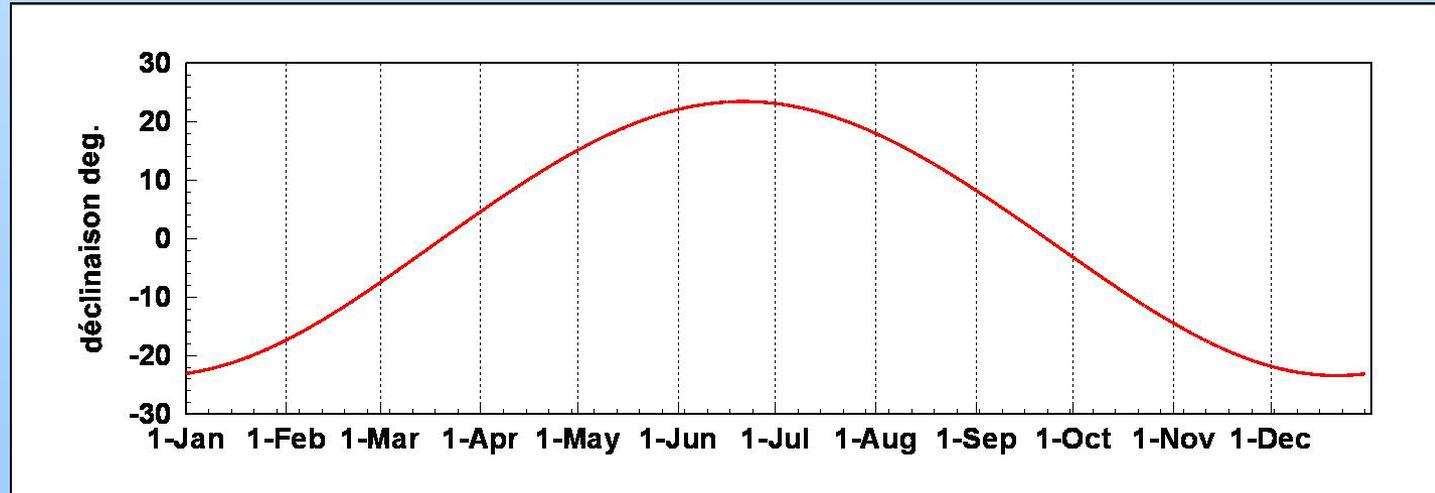
h: hauteur du soleil par rapport à l'horizon

z: angle zénithal

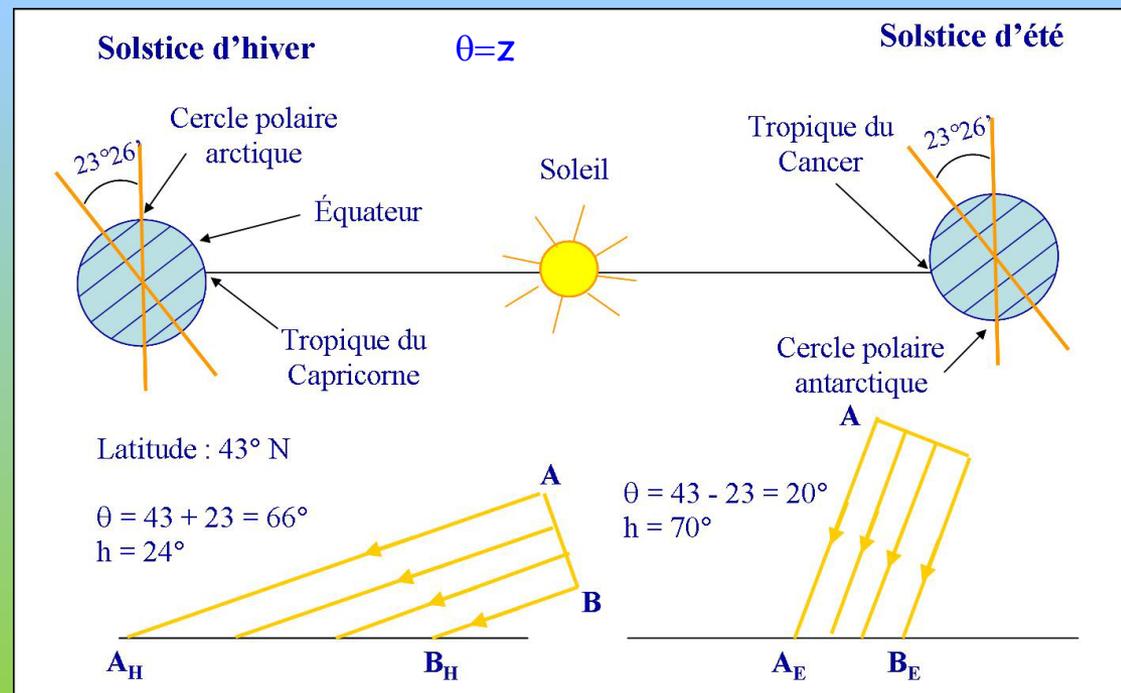


Calculer le rayonnement potentiel à Paris aux équinoxes

Variations de la déclinaison (δ) au cours de l'année



Déclinaison : angle entre le plan éclipstique du soleil avec le plan équatorial terrestre)



Rayonnement Global : prise en compte de l'atmosphère

$$R_g = I \exp(-K z_a)$$

Z_a : hauteur d'atmosphère traversée

K : coefficient d'atténuation = K absorption + K diffusion

Diffusion de Rayleigh ($r < 0.1\lambda$), Mie ($0.1\lambda < r < 10\lambda$)

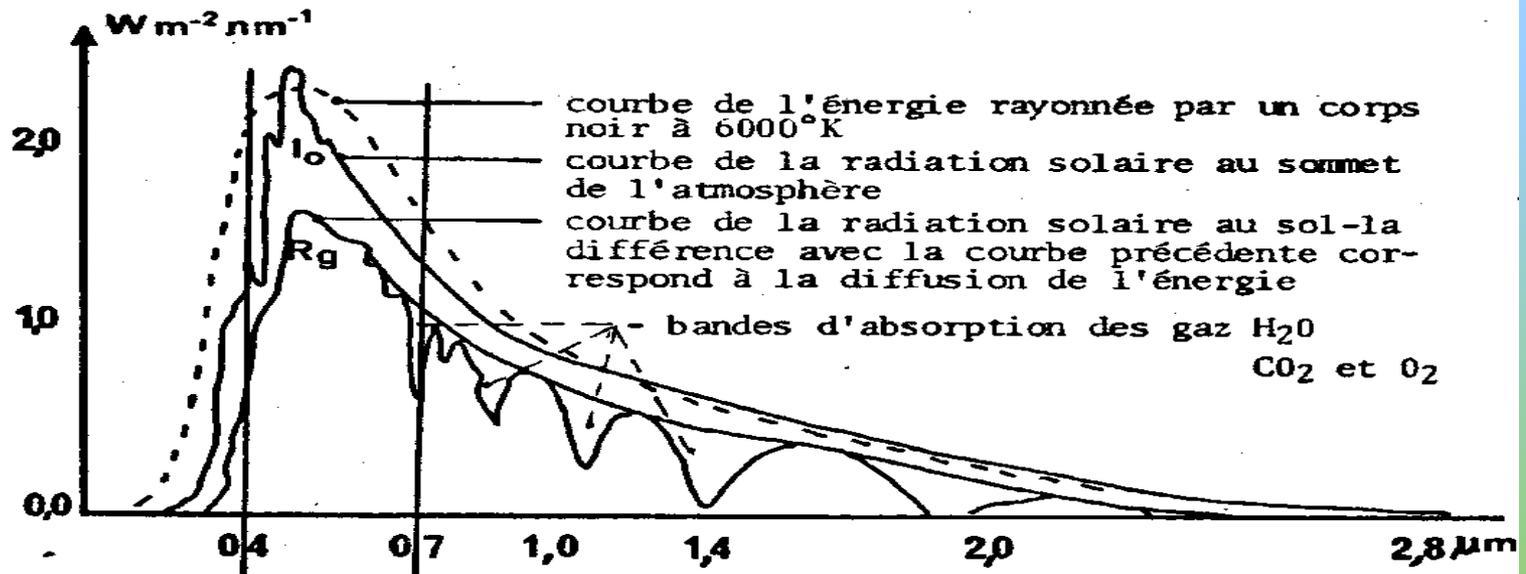


Fig. I,4 : Distribution spectrale de l'énergie solaire au sommet de l'atmosphère et après sa traversée au sol.

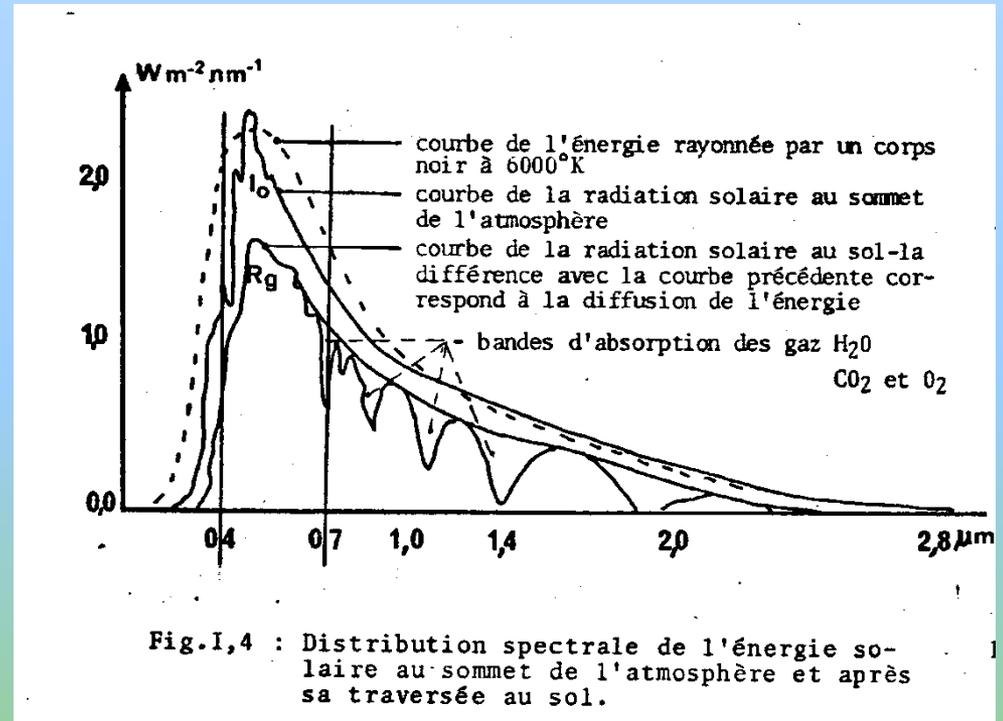
Rayonnement solaire: Rayonnement Global

- 250 - 400 nm (UV)

Très absorbé par la couche d'O₃
Hors atmosphère 7%; 2-3 % au sol

- 400-700 nm (visible) PAR :
Photosynthetic Actif Rayonnement
Hors atmosphère 42%; 45 à 60% au sol

-700 -2800 nm proche IR
Hors atmosphère 51%; Au sol variable suivant les qtés d'O₂, d'H₂O et CO₂



Rayonnement solaire au sol R_g

Atténuation Rayonnement solaire

Absorption gazeuse 10 à 15%

Diffusion atmosphérique 10 à 90%

Réflexion du rayonnement solaire au sol

$$\text{albédo} = R_{\text{réfléchi}} / R_g$$

**Tableau 1.1 — Propriétés radiométriques des surfaces naturelles
(adapté de Arya, 1988).**

Type de surface	Autres caractéristiques	Albédo (a)	Émissivité (ε)
Eau	Faible angle zénithal de visée	0,03 — 0,10	0,92 — 0,97
	Fort angle zénithal de visée	0,10 — 0,50	0,92 — 0,97
Neige	Ancienne	0,40 — 0,70	0,82 — 0,89
	Fraîche	0,45 — 0,95	0,90 — 0,99
Glace	de mer	0,30 — 0,40	0,92 — 0,97
	de glacier	0,20 — 0,40	—
Sable nu	Sec	0,35 — 0,45	0,84 — 0,90
	Humide	0,20 — 0,30	0,91 — 0,95
Sol nu	Argileux sec	0,20 — 0,35	0,95
	Argileux humide	0,10 — 0,20	0,97
	Sol humide avec chaumes	0,05 — 0,07	—
Surface artificielles	Béton	0,17 — 0,27	0,71 — 0,88
	Route goudronnée	0,05 — 0,10	0,88 — 0,95
Surfaces agricoles	Prairies	0,16 — 0,26	0,90 — 0,95
	Cultures : blé, riz etc.	0,10 — 0,25	0,90 — 0,99
	Vergers	0,15 — 0,20	0,90 — 0,95
Forêts	A feuilles caduques	0,10 — 0,20	0,97 — 0,98
	Conifères	0,05 — 0,15	0,97 — 0,99

Dans le domaine agricole, $a = 0.2$ est une valeur typique d'albédo

Rayonnement thermique terrestre émis par les surfaces naturelles : R_s

$$R_s = \varepsilon \sigma T_s^4$$

$$0.93 < \varepsilon < 0.96$$

$$\lambda_m \sim 10 \mu\text{m}$$

$$T_s = -20 \text{ }^\circ\text{C} \Rightarrow E = 230 \text{ W.m}^{-2}$$

$$T_s = 0 \text{ }^\circ\text{C} \Rightarrow E = 315 \text{ W.m}^{-2}$$

$$T_s = 20 \text{ }^\circ\text{C} \Rightarrow E = 415 \text{ W.m}^{-2}$$

$$T_s = 40 \text{ }^\circ\text{C} \Rightarrow E = 545 \text{ W.m}^{-2}$$

99% du rayonnement entre 5 et 100 μm \Rightarrow domaine distinct du rayonnement solaire

Rayonnement thermique émis par l'atmosphère: Ra

L'atmosphère absorbe rayonnement solaire ou de surface

⇒ Donc elle remet puisque $a_\lambda = \varepsilon_\lambda$

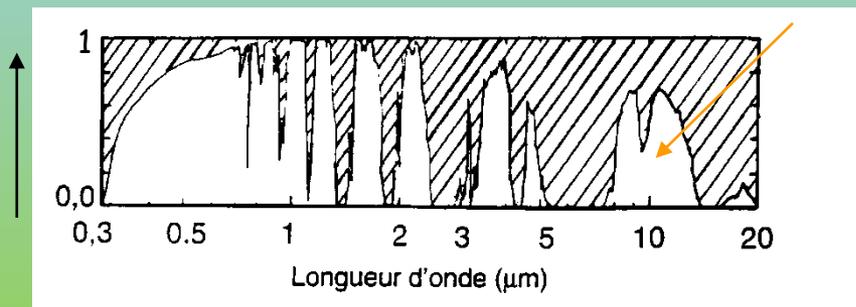
⇒ Rayonnement atmosphérique : Ra

$$230 < Ra < 350 \text{ W m}^{-2}$$

En fonction de: l'enneuagement, température et humidité de l'air $Ra < Rs$

=> Dans les gammes des grandes longueurs (5-100 μm)

Transmittance atmosphérique

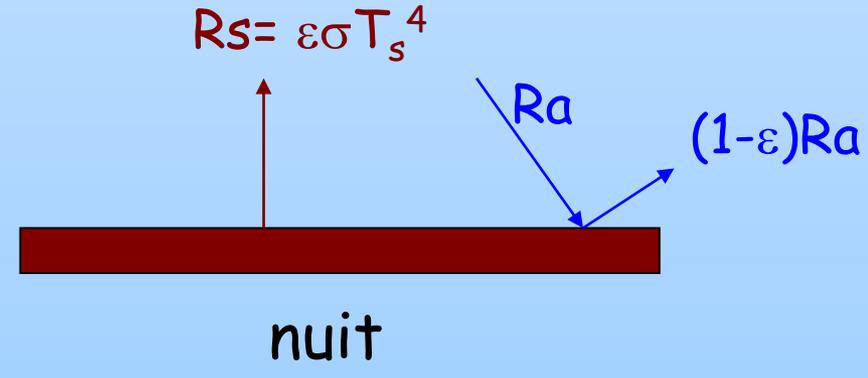
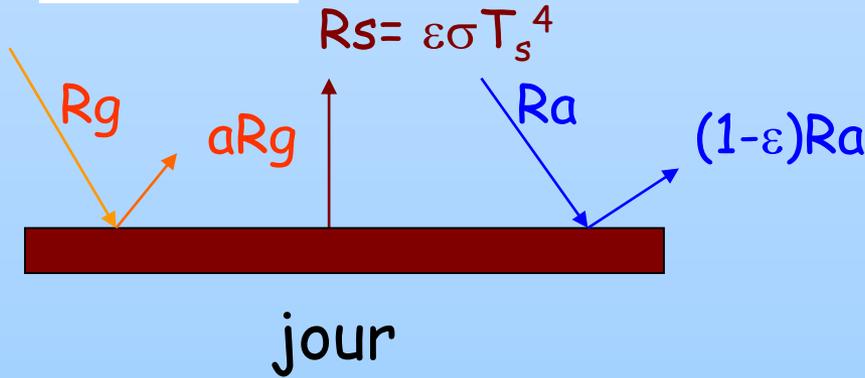


Fenêtre atmosphérique
 R_g / I_0

Ciel clair => refroidissement nocturne => gelée de printemps



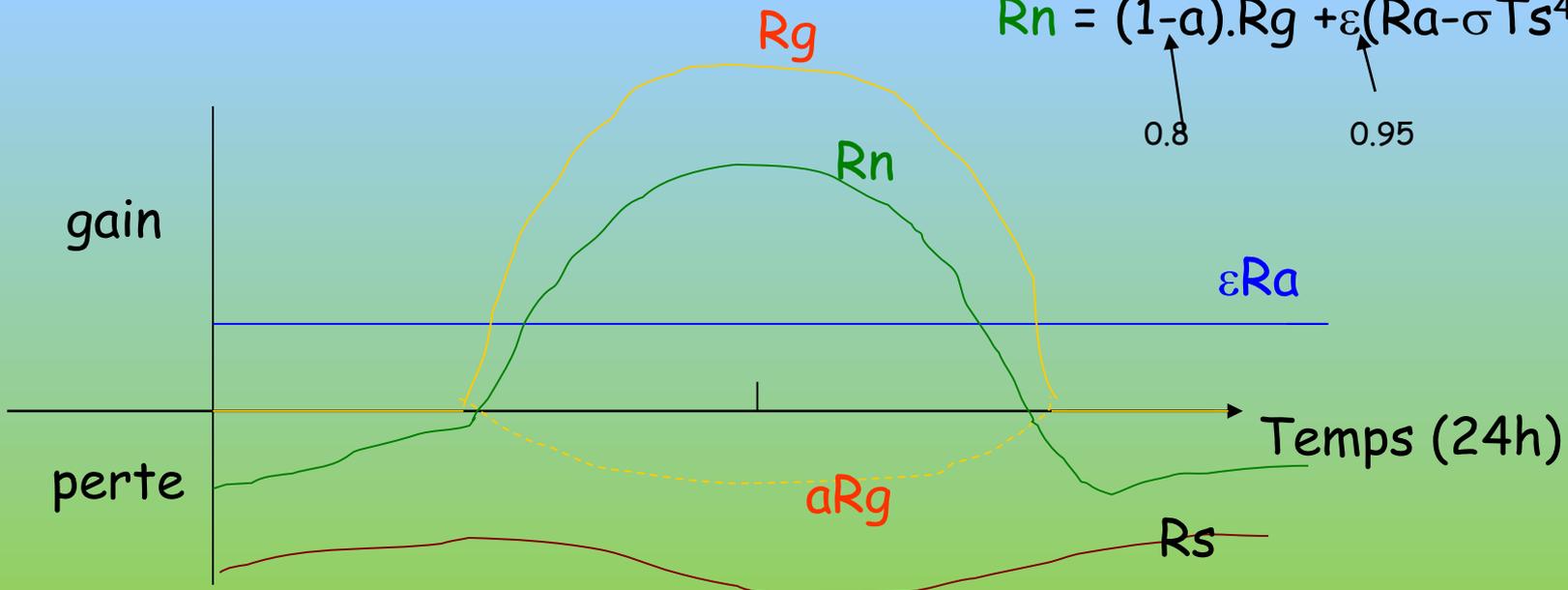
Bilan radiatif



Bilan Radiatif au niveau de la surface => Rayonnement Net

$$R_n = (1-a) \cdot R_g + \varepsilon (R_a - \sigma T_s^4)$$

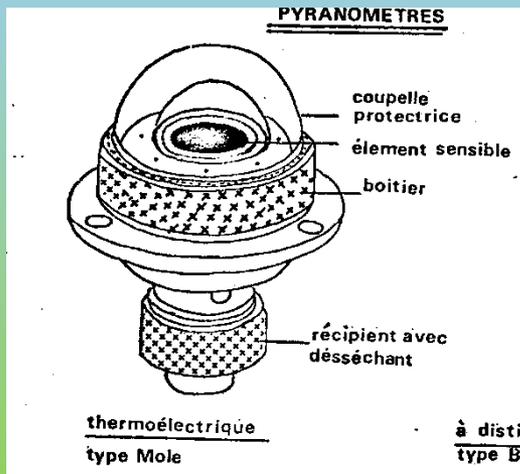
0.8 0.95



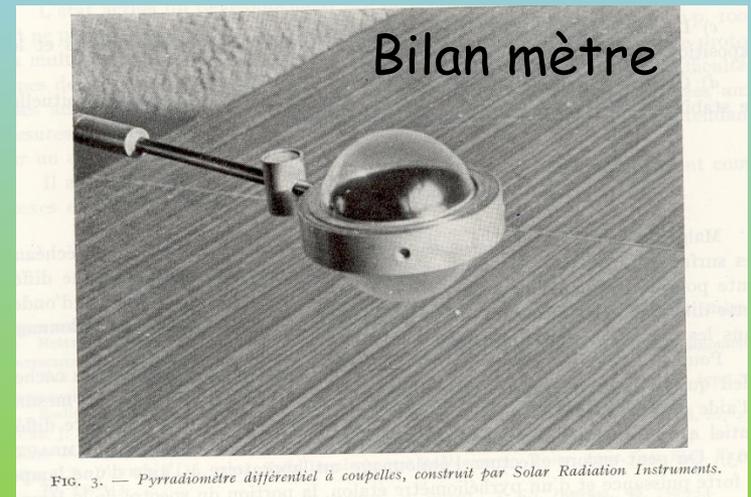
$R_n > 0$ de jour
 $R_n < 0$ de nuit
 R_n moyen sur 24 h > 0

⇒ Il faut trouver d'autres modes d'échange d'énergie, pour
Expliquer pourquoi la température de surface ne croit pas infiniment
(ainsi par exemple la température commence à décroître dans l'après midi
alors que le R_n est encore positif
⇒ Autres modes de dissipation (convection, conduction)

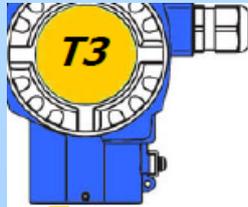
R_g



R_n



Complément cours MLV 1



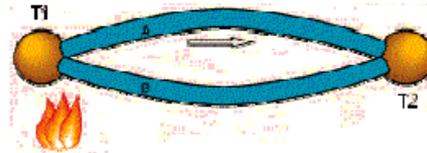
MESURE de TEMPERATURE par THERMOCOUPLE

Lucile Daret - Elodie Collombat
Elèves de 1^{ère} Sciences et Techniques de Laboratoire

I - Phénomènes thermoélectriques

A) Effet Seebeck

Thomas Johann Seebeck (1770-1831) est le premier à avoir mis en évidence le fait que dans un circuit fermé constitué de deux conducteurs de nature différente (un métal **A** et un métal **B**), il circule un courant lorsqu'on maintient entre les deux jonctions une différence de température. Ce courant est dû à l'apparition d'une force électromotrice (fém) directement liée à la différence entre les températures **T1** et **T2** des deux jonctions.



B) L'effet Peltier

Jean Charles Athanase Peltier, physicien français (1785-1845) est connu pour sa découverte en 1834 de l'effet Peltier : c'est lorsqu'un courant électrique passe dans une jonction de deux conducteurs de métaux différents, on observe une augmentation ou une baisse de température selon le sens du courant ; la quantité de chaleur dégagée ou absorbée étant proportionnelle à l'intensité du courant. C'est, en quelque sorte, l'inverse de l'effet Seebeck. Le passage d'un courant peut donc absorber de la chaleur ; on utilise cet effet dans certains petits réfrigérateurs ou pour le refroidissement de circuits électriques.

