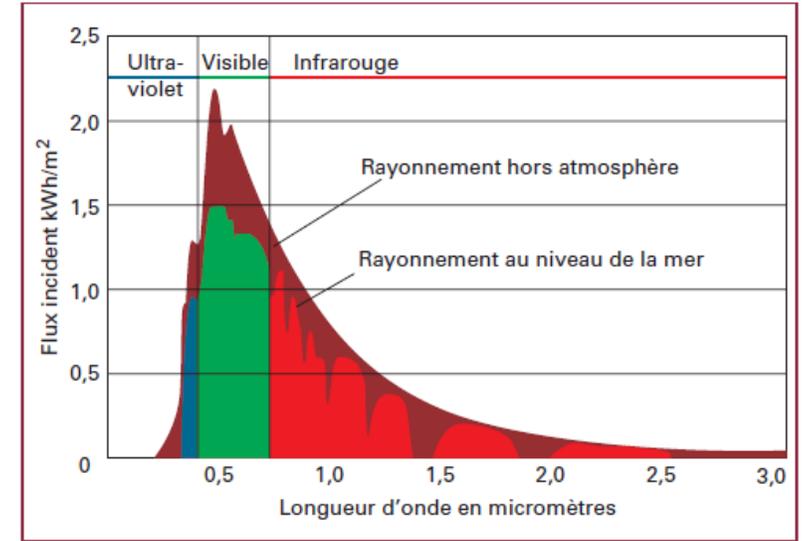


Le soleil, une prodigieuse source d'énergie

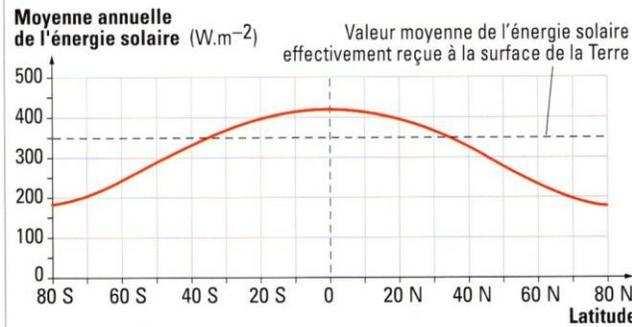
Le soleil est le siège de réactions de fusion thermonucléaire libérant une énergie considérable qui se dissipe dans l'espace.



Les pressions et les températures qui règnent dans la partie centrale du Soleil sont telles que les noyaux atomiques d'hydrogène fusionnent en noyaux d'hélium. C'est le mécanisme de **fusion thermonucléaire** qui dégage une quantité colossale d'énergie. La fusion de 1 gramme d'hydrogène en hélium produit 20 millions de kilowattheures (soit 20 fois plus qu'une centrale nucléaire) ; or, chaque seconde, le Soleil convertit en hélium 600 000 tonnes d'hydrogène. À la surface du Soleil, presque quotidiennement, se produisent des « éruptions solaires ». Celle qui est visible sur la photographie correspond à une masse de gaz à 60 000 °C, éjectée à une vitesse de 24 000 km.h⁻¹. La longueur du panache est de 130 000 kilomètres, soit 10 fois le diamètre de la Terre !



Cette énergie est reçue par les planètes du système solaire, sous forme de rayonnement. La constante solaire est la quantité d'énergie reçue dans l'Univers par m² et par seconde.



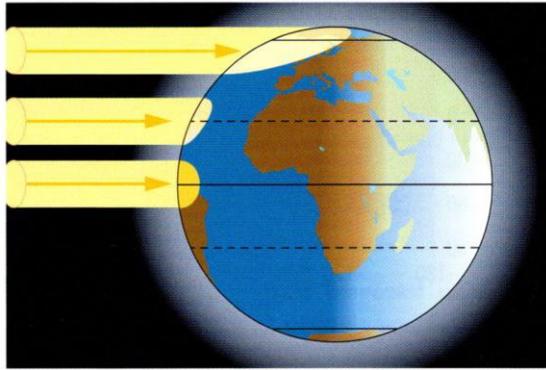
La constante solaire. Vue de l'espace, la Terre apparaît comme un disque plat sur lequel arrive le rayonnement solaire. Chaque m² reçoit 1 400 W (constante solaire). En réalité, ce rayonnement se répartit sur une surface sphérique, quatre fois plus importante. L'énergie reçue par m² est donc quatre fois moindre, soit 350 W.

3 Répartition du rayonnement solaire reçu à la surface de la Terre en fonction de la latitude.

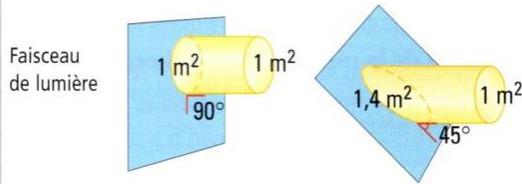
	Flux reçu du Soleil (par rapport au flux reçu par la Terre)	Distance au Soleil (en unités astronomiques)
Mercure	4,6 à 10,6	0,39
Vénus	1,9	0,72
Terre	1	1
Mars	0,43	1,52
Jupiter	0,037	5,20
Saturne	0,011	9,54
Uranus	0,003	19,18
Neptune	0,001	30,06
Pluton	0,000 6	39,44

Doc. 4 Le flux solaire reçu par les planètes.

La répartition de l'énergie solaire sur la Terre et conséquences climatiques



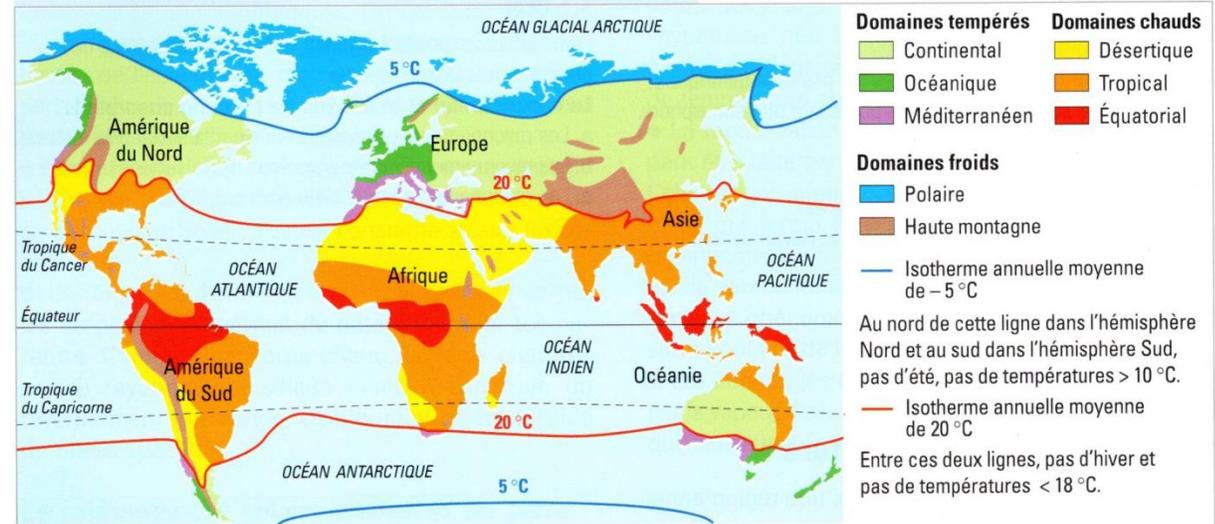
Localisation	Équateur	Bordeaux	Oslo	Pôle Nord
Latitude	0°	45° N	60° N	90° N
Angle d'incidence*	90°	45°	30°	1°
Surface recevant l'énergie	1 m ²	1,4 m ²	2 m ²	57 m ²



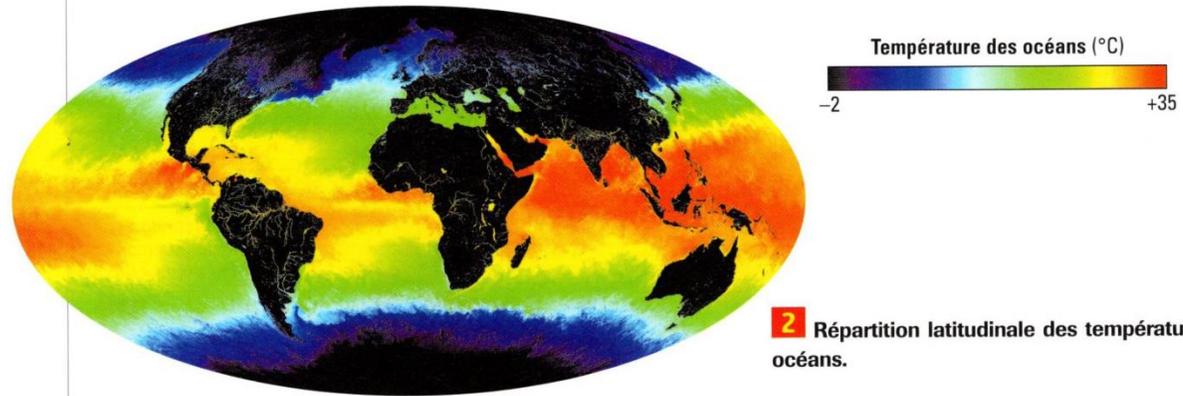
*Angle que font les rayons solaires avec l'horizon à la surface de la Terre.

7 Répartition de 1 m² de rayonnement solaire à différentes latitudes, à midi le jour de l'équinoxe.

Répartition de l'énergie solaire et des climats



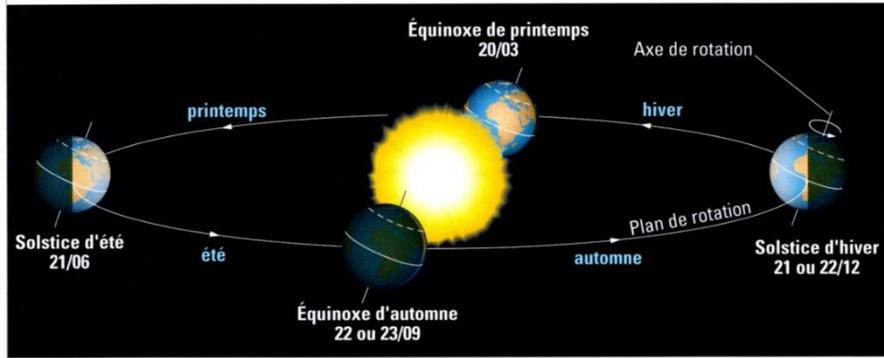
1 Répartition des zones climatiques sur Terre. Chaque zone est définie par la t° annuelle moyenne et les précipitations.



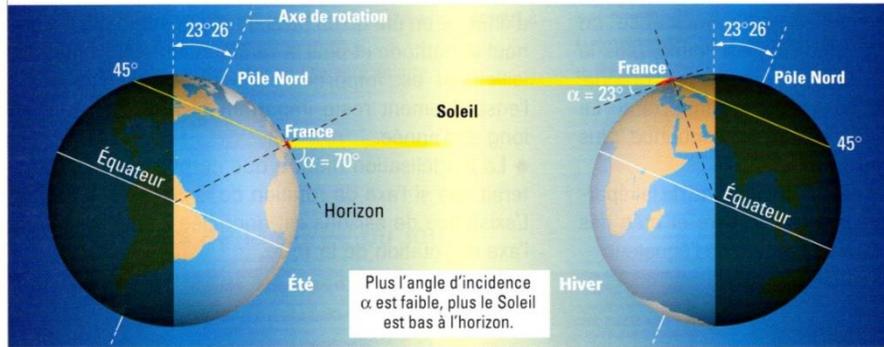
La caractéristique dominante de la répartition des climats est une disposition des zones climatiques à peu près parallèles à l'équateur.

En effet si on considère un faisceau lumineux ayant une section de 1m², il transporte la même quantité d'énergie quel que soit l'endroit où il atteint la haute atmosphère. Mais au niveau du sol, 1m² de surface reçoit beaucoup plus d'énergie solaire à l'équateur qu'au pôle puisque l'angle d'incidence très faible dilue cette même énergie sur une surface beaucoup plus grande (57m² au lieu de 1m²)

Les saisons, conséquences de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre

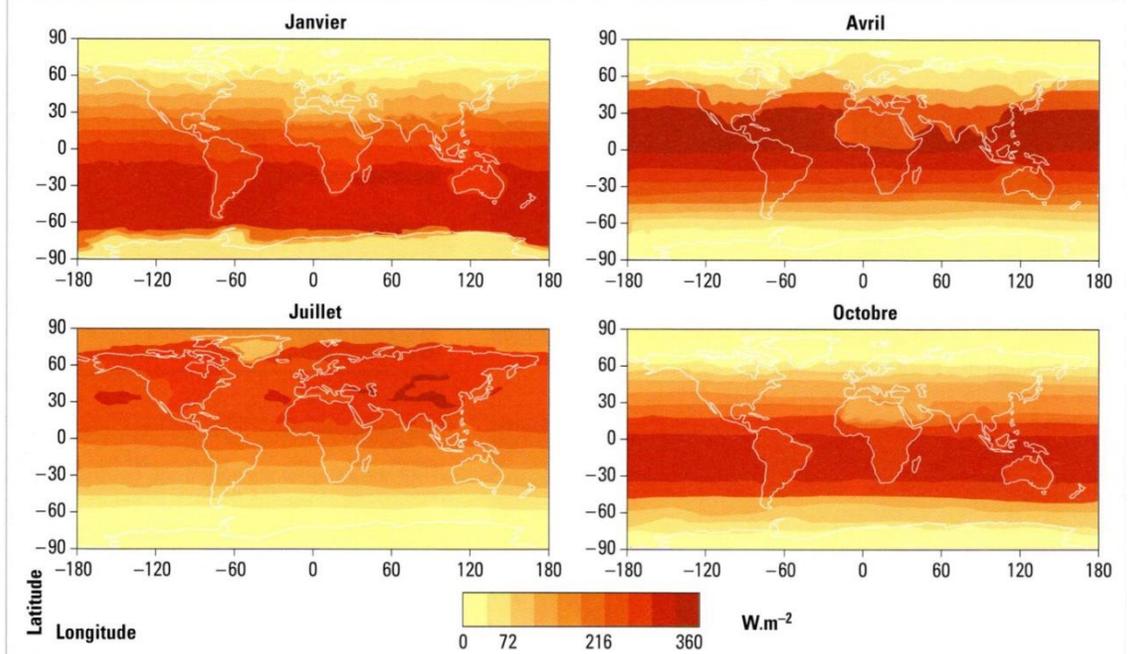


3 Position de la Terre au cours de sa révolution autour du Soleil (les saisons indiquées sont celles de l'hémisphère Nord).

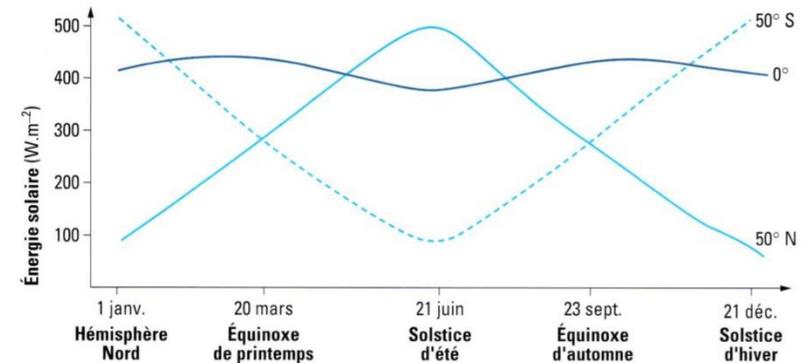


4 Dispositif expérimental: modèle analogique de la variation saisonnière de la répartition du rayonnement solaire sous une même latitude. La hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon varie selon l'époque de l'année.

L'organisation des zones climatiques est encore compliquée par l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre de 23° par rapport au plan de l'écliptique ou plan de révolution de la Terre autour du soleil. La Terre incline vers le soleil dans sa rotation annuelle, tantôt son pôle nord (l'hémisphère nord reçoit alors globalement plus d'énergie que l'hémisphère sud= été boréal et hiver austral), tantôt son pôle sud (c'est l'inverse alors).

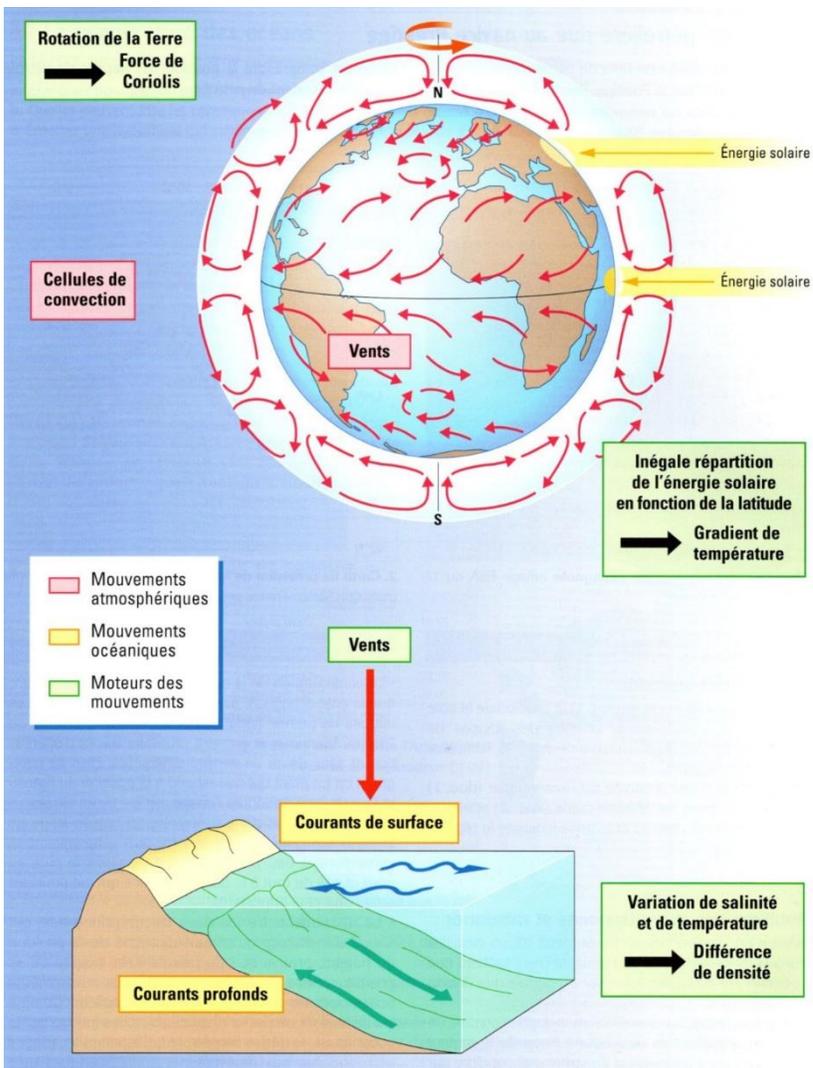


1 Cartes de la répartition de l'énergie solaire au cours de l'année. Les cartes représentent l'énergie solaire arrivant sur Terre au sommet de l'atmosphère. Les valeurs ont été calculées à partir de diverses images satellitales et représentent des moyennes mensuelles pour quatre mois.

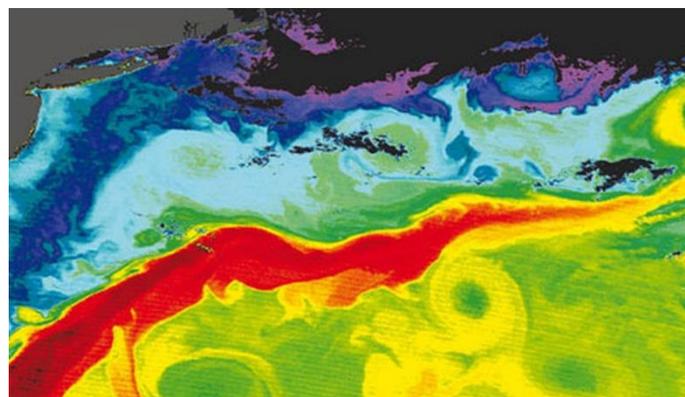
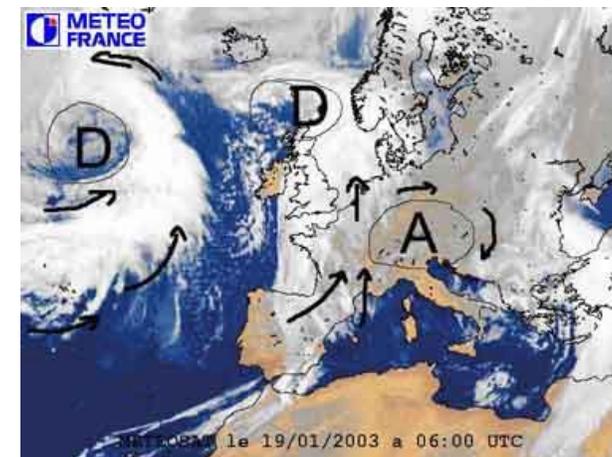
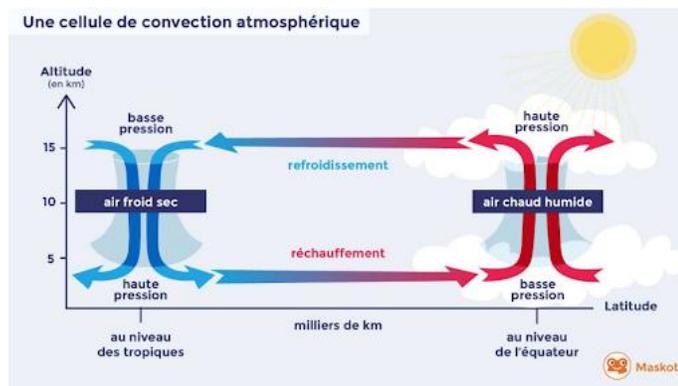


2 Variations de la répartition de l'énergie solaire moyenne au cours de l'année et à diverses latitudes. À l'équinoxe, la durée du jour est égale à celle de la nuit en tout point de la surface terrestre. Au solstice, la durée du jour est plus longue que la nuit (en été) ou inversement (en hiver).

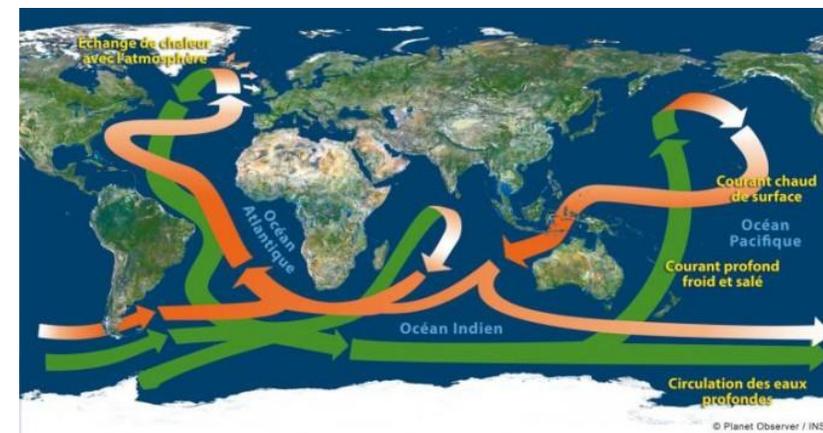
Conséquences de l'inégale répartition de l'énergie solaire: courants atmosphérique et marins



L'inégale répartition de l'énergie solaire crée une différence entre les bilans thermiques des régions intertropicales et polaires ce qui provoque les mouvements de masses d'air parallèles aux méridiens. (L'air chaud monte puis se dirige vers le nord et se refroidit, puis redescend et circule vers le sud → cellule convective atmosphérique. Mais la rotation de la Terre et la force de Coriolis infléchissent l'ensemble de ces mouvements. Les mouvements océaniques sont induites par les vents en surface et les variations de température et de salinité de l'eau pour les masses d'eaux profondes qui se déplacent lentement.



Gulf Stream, courant chaud longeant la côte est des USA



L'effet de serre

Composition de l'atmosphère terrestre		% de participation des gaz à l'effet de serre	T° à la surface de la Terre
Gaz	Concentration		
N ₂	78 %	99,8 %	- 17 °C avec les seuls N ₂ , O ₂ , Argon
O ₂	20,9 %		
Argon	0,9 %		
H ₂ O	0 à 4000 ppm	0,2 %	+ 15 °C avec tous les gaz
CO ₂	370 ppm		
CH ₄	1,75 ppm	2 000 ppm	
N ₂ O	0,31 ppm		
O ₃			
HFC	0,01.10 ⁻³ ppm		

ppm = partie par million (ex. pour le CO₂, 370 ppm = 0,037 %)

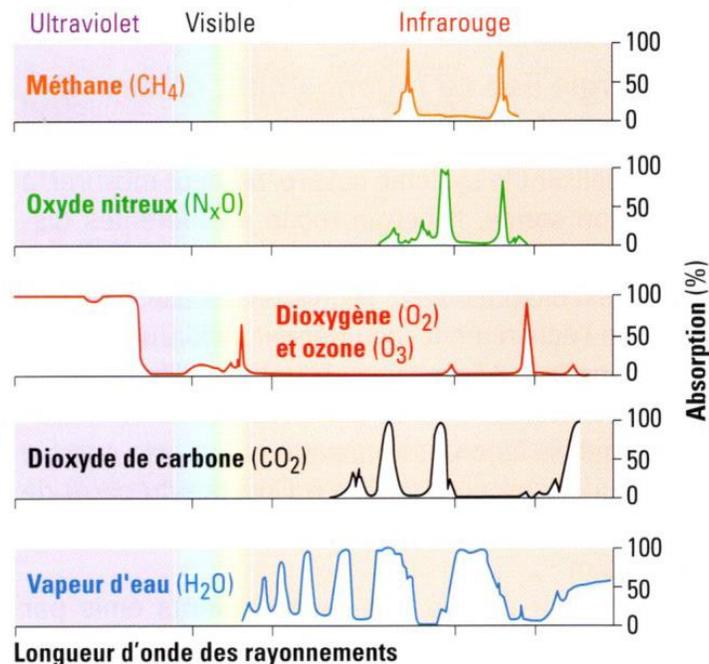
6 Importance des gaz atmosphériques dans l'effet de serre.

7 Le mécanisme de l'effet de serre.

Près de la moitié de l'énergie solaire arrivant au sommet de l'atmosphère terrestre est réfléchi par l'atmosphère. L'autre moitié est absorbée directement par la surface terrestre et contribue à élever sa température.

L'énergie solaire ainsi absorbée est ensuite restituée en partie par la surface terrestre sous forme de rayonnement infrarouge. Celui-ci est partiellement absorbé par certains constituants de l'atmosphère (vapeur d'eau et CO₂ principalement). Le rayonnement absorbé chauffe l'atmosphère qui renvoie vers le sol une partie de cette chaleur. La Terre se réchauffe de nouveau : c'est l'effet de serre.

Ce mécanisme est très important sur Mars et sur Vénus où l'atmosphère est riche en CO₂.



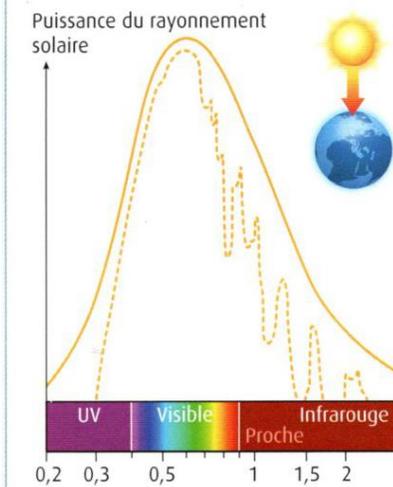
5 Absorption des rayonnements par les différents gaz atmosphériques.

Le rayonnement solaire traverse l'atmosphère (UV en partie, rayonnement visible et infrarouges courts ou proches). Cette énergie absorbée par le sol est ensuite restituée mais uniquement sous forme d'infrarouges longs (lointains). Or ces rayons ne peuvent pas s'échapper de l'atmosphère car certains gaz constituants de l'atmosphère les absorbent : cette énergie est donc piégée par ces gaz dits à effet de serre, principalement la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, l'ozone, l'oxyde nitreux et le méthane.

La température sur terre qui du fait de la seule constance solaire serait de -18°C (encore l'extension de la glace augmenterait l'albédo considérablement et la température se stabiliserait probablement en dessous de -50°C !) est en réalité de 15°C en moyenne et permet une bien plus grande diversité du vivant.

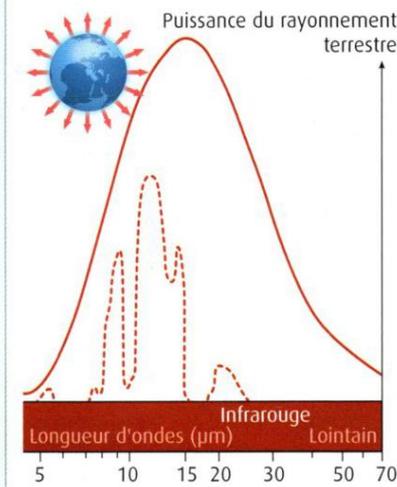
Rayonnement solaire

Spectre du rayonnement solaire mesuré au sommet de l'atmosphère (trait plein) et au niveau de la mer (trait pointillé). L'atmosphère absorbe environ 19% du rayonnement solaire incident (65 W.m^{-2}).



Rayonnement terrestre

Spectre du rayonnement de la surface terrestre mesuré au niveau de la mer (trait plein) et au sommet de l'atmosphère (trait pointillé). L'atmosphère absorbe près de 90% (soit 352 W.m^{-2}) de ce rayonnement et en transmet environ 10%.

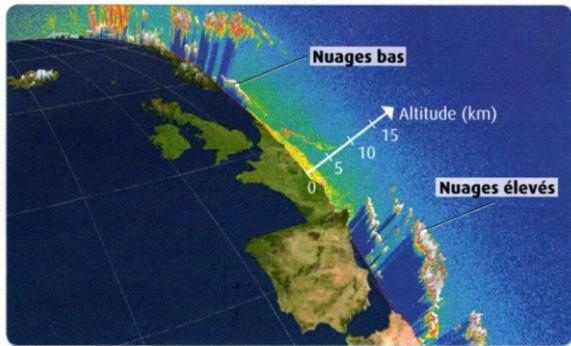


Rôle des nuages dans la machine climatique

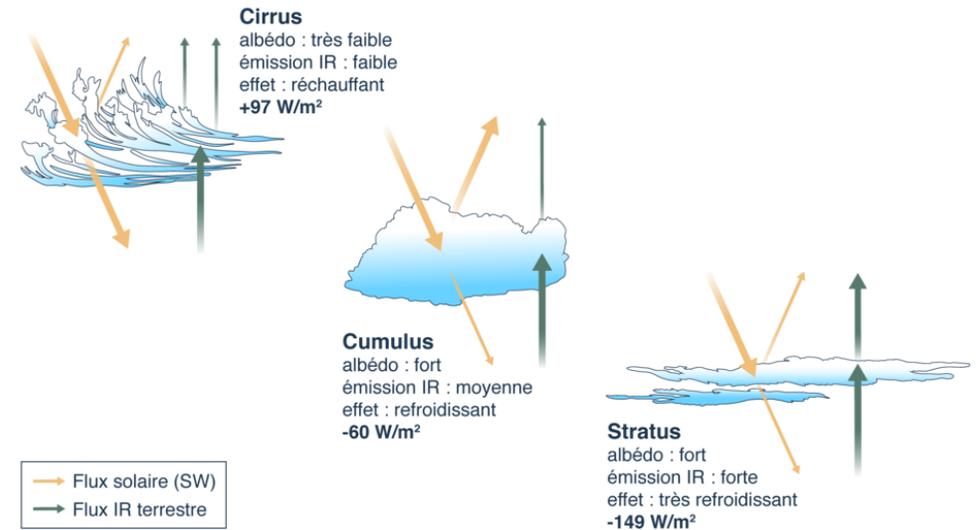
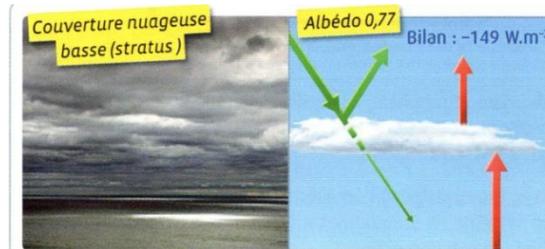
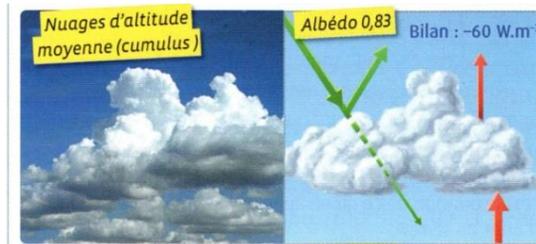
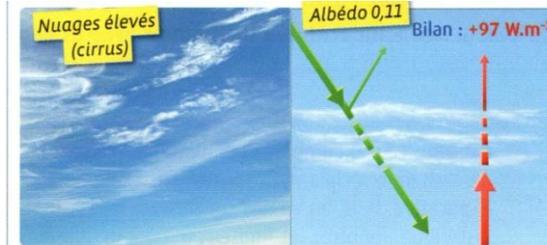
Les nuages jouent un rôle très important car ils sont à l'origine de deux effets antagonistes: l'effet d'albédo et l'effet de serre. Le nuage réfléchit une partie du rayonnement solaire reçu, c'est l'effet d'albédo: sa contribution en terme de forçage est donc négative. Au contraire, l'effet de serre piège les émissions infrarouges terrestres dans l'atmosphère et est donc responsable d'un forçage positif. Le bilan de ces deux effets détermine donc le rôle global des nuages dans le bilan énergétique du climat.

Pour un nuage de type cirrus, fin et élevé, l'albédo sera faible car il laisse passer une grande partie du rayonnement solaire vers le sol. Par contre son effet de serre est important car bloque les infrarouges lointains terrestres → réchauffement

Pour les cumulus et stratus, plus épais et plus bas, l'albédo est élevée car ils réfléchissent davantage le rayonnement solaire. Par contre leur effet de serre est faible car ils laissent passer une partie des infrarouges lointains terrestres → refroidissement

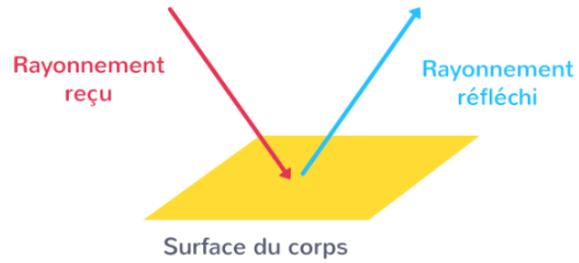


2 Coupe verticale de l'atmosphère d'Europe de l'Ouest. Cette coupe, obtenue dans le cadre du projet franco-américain Calipso, montre le profil de l'atmosphère au-dessus de l'Europe le 17 avril 2010. Les couleurs traduisent la diffusion de la lumière, ce qui permet de visualiser les nuages.

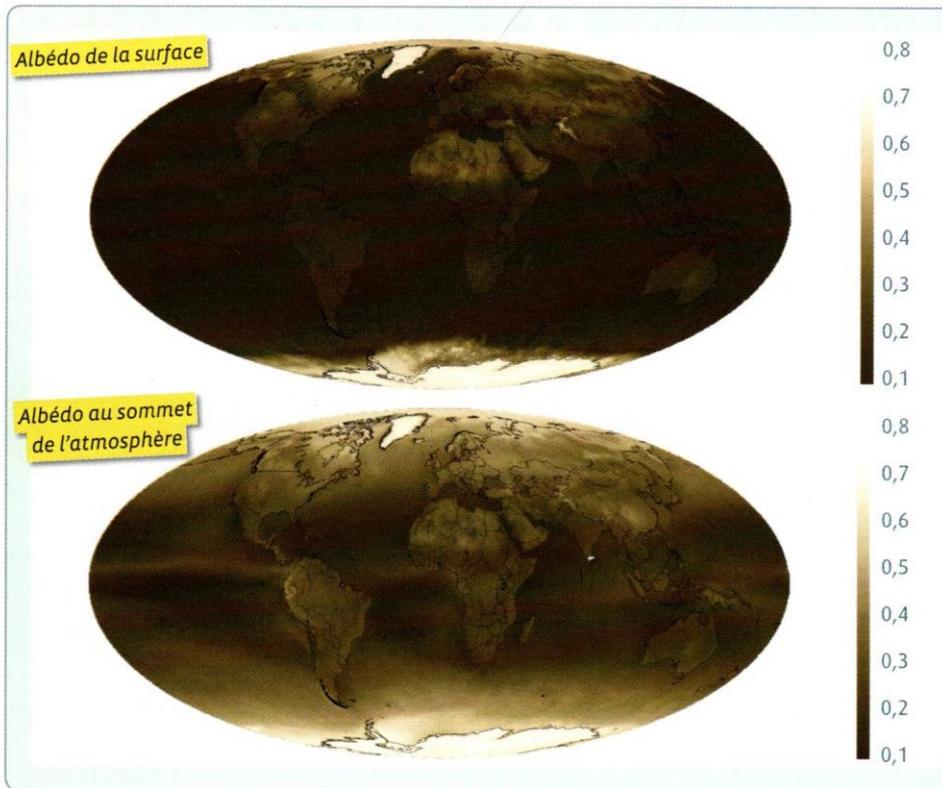
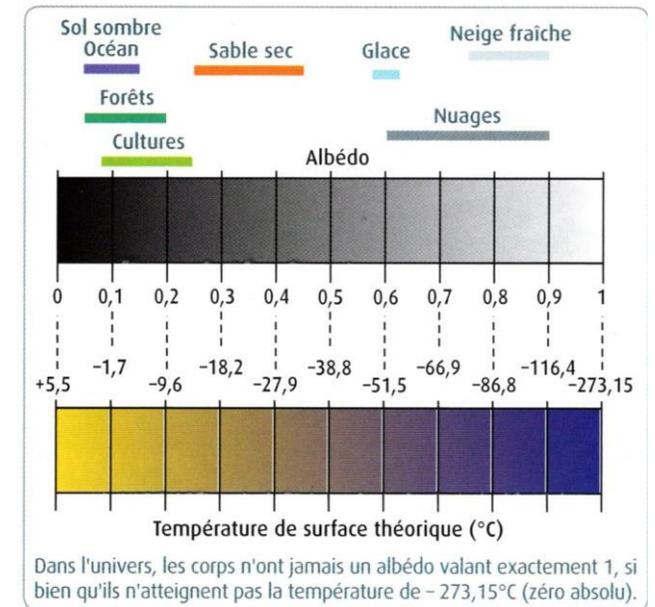


Effets radiatifs des différents types de nuages
→ Flux solaire → Flux IR terrestre

L'albédo

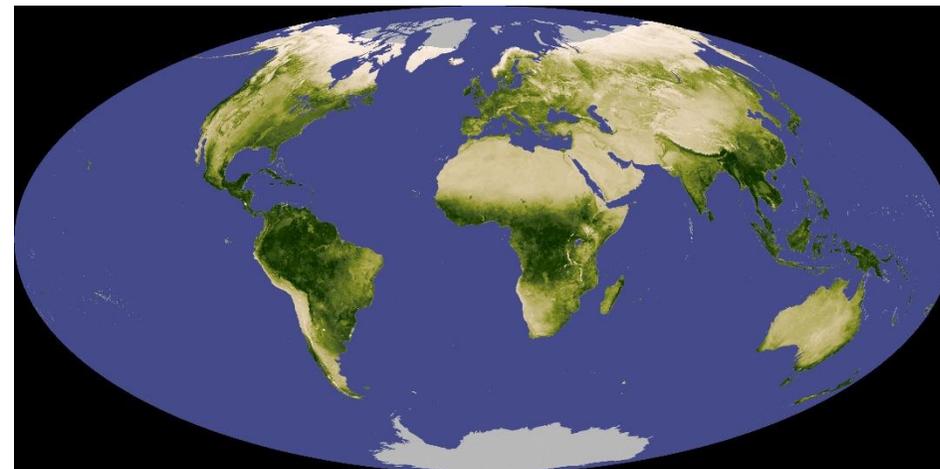


Relation entre albédo et température de surface d'un corps. On peut calculer la température de surface théorique d'un objet en fonction de son albédo. On considère ici un objet sphérique, placé comme la Terre à 150 millions de kilomètres du Soleil, de température homogène, d'albédo homogène, et ayant comme seule source d'énergie l'énergie solaire absorbée.



1 L'albédo de la Terre.

L'albédo est le **rapport entre l'énergie solaire réfléchie et l'énergie reçue** (incidente). C'est une grandeur sans unité dont les valeurs sont comprises entre 0 (surface parfaitement absorbante) et 1 (surface parfaitement réfléchissante).



Couvert végétal sur les continents

Activité pratique: mesure de l'albédo de différents échantillons

Protocole :

1) Etalonnage du radiomètre :

- placez le capteur au-dessus d'une feuille de papier blanc, à environ 5cm de distance ;

- éclairez la feuille à l'aide de la lampe et ouvrez le diaphragme du capteur:

!!! La lampe ne devra pas être déplacée au cours des manipulations suivantes !!!

- l'appareil étant utilisé avec le filtre «blanc », amenez la mesure à 100 % (+/-2%) à l'aide des boutons à gauche de l'écran ;

2) Mesure de l'albédo :

- remplacez la feuille blanche par une feuille de papier noir ;

- disposez les échantillons à tour de rôle sous le capteur et mesurez la réflectance de la substance étudiée ;

- reportez les valeurs dans un tableau.

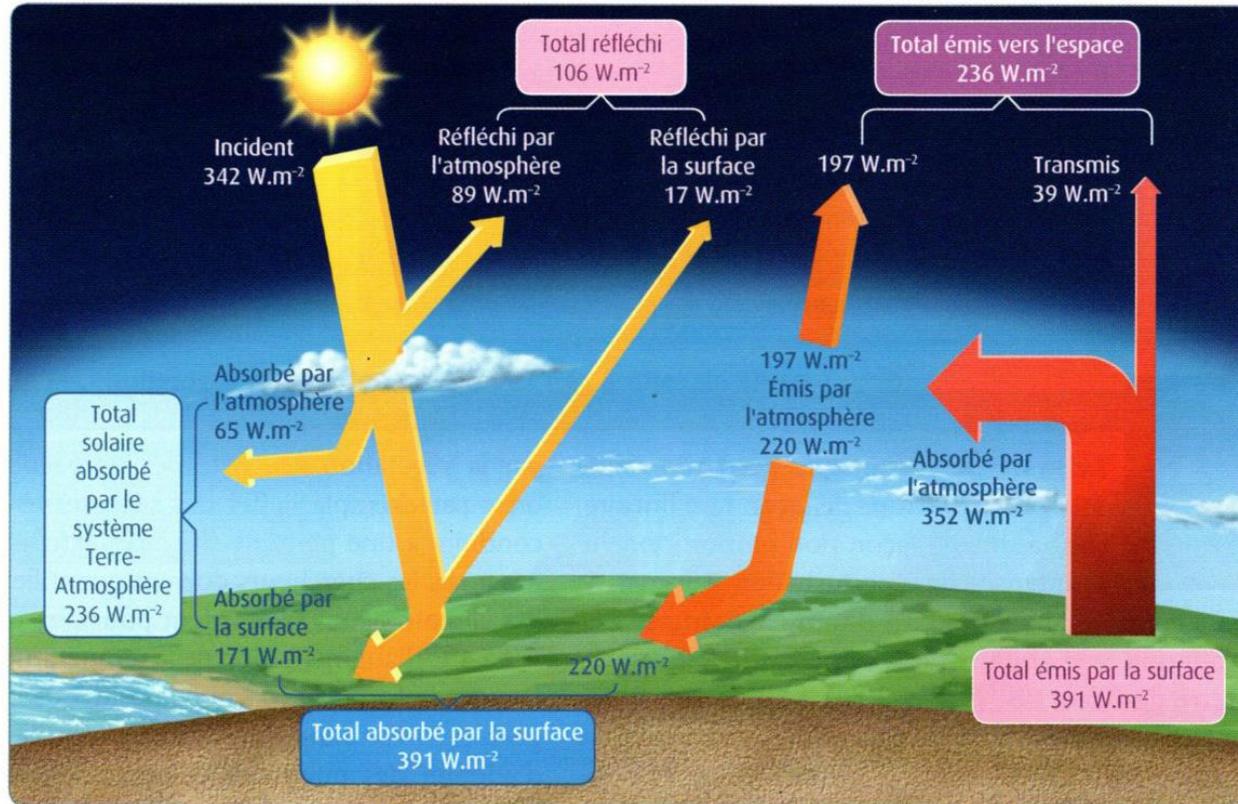
	Feuille noire	Givre Sur fond blanc	Feuilles vertes	Sable rouge	Sable gris	Eau de Mer (feuille bleue)
Réflectance (albédo)						

- Analysez vos résultats : que constatez-vous ?

- Répondez au problème : comment les calottes polaires contribuent-elles aux variations climatiques ?

- Quels autres éléments peuvent avoir le même effet que les calottes polaires ?

Le bilan radiatif de la Terre

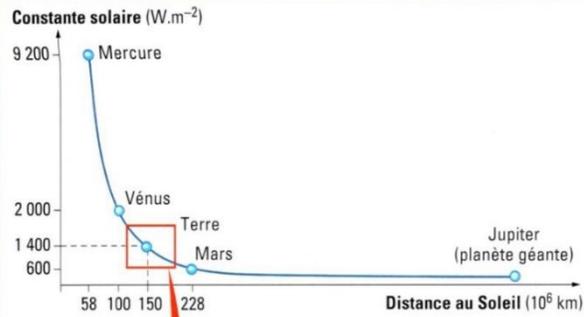


Bilan radiatif simplifié du système Terre-Atmosphère.

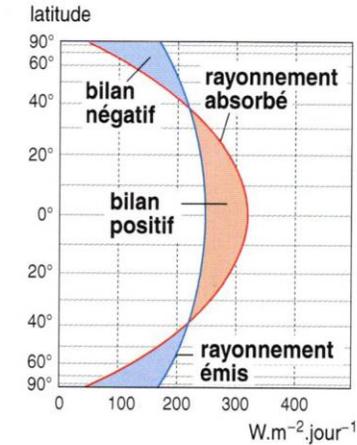
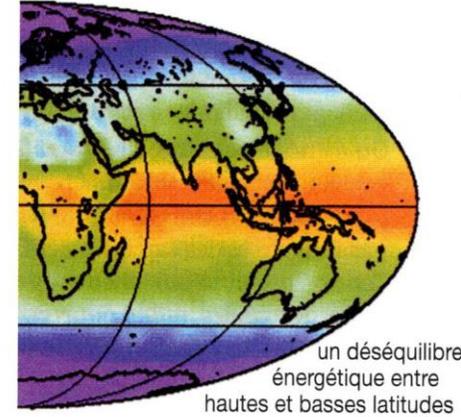
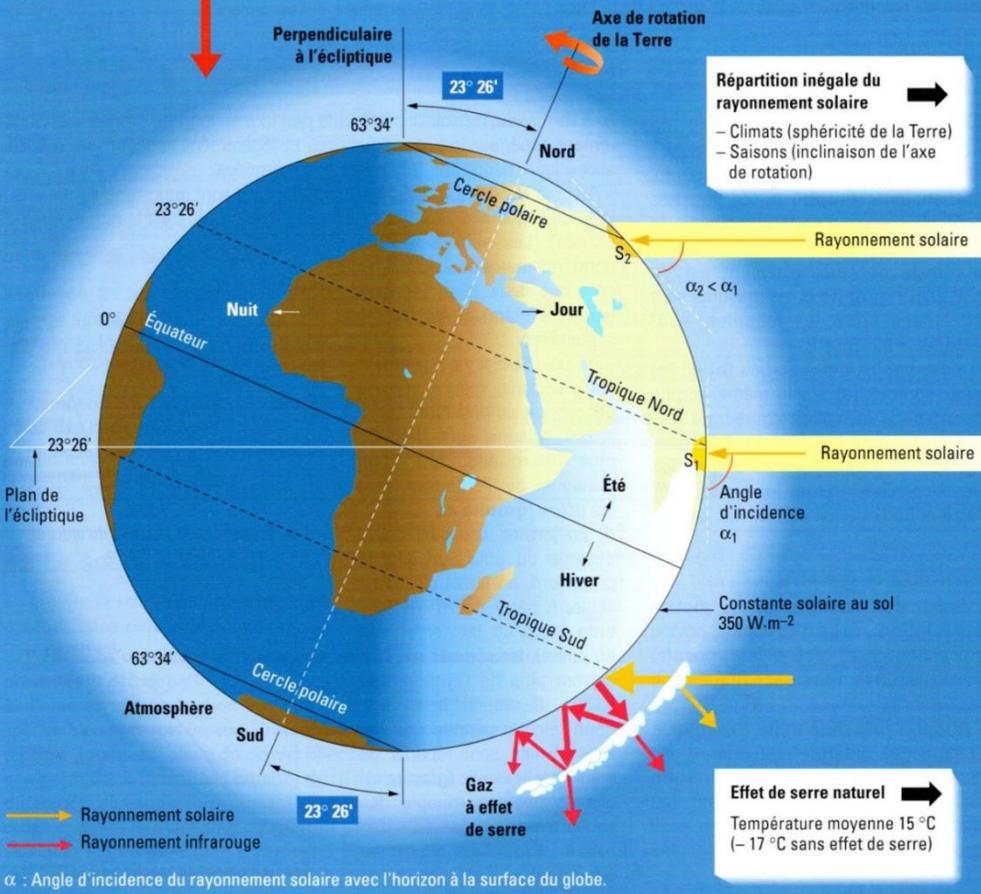
L'énergie reçue par le rayonnement solaire ($342 \text{ W}/\text{m}^2$) est partiellement réfléchiée par l'atmosphère et la surface de la Terre ($106 \text{ W}/\text{m}^2$). Le reste réchauffe l'atmosphère ($65 \text{ W}/\text{m}^2$) et le sol ($171 \text{ W}/\text{m}^2$), soit $236 \text{ W}/\text{m}^2$ au total. Le sol se refroidit et restitue cette énergie principalement sous forme d'infrarouges longs qui sont en grande partie absorbés par l'atmosphère ($352 \text{ W}/\text{m}^2$). Une partie réchauffe à nouveau le sol qui reçoit donc en totalité $171 + 220 = 391 \text{ W}/\text{m}^2$. Conséquence: la température de l'atmosphère est donc supérieure à ce qu'elle serait du seul fait du rayonnement incident. Il y a donc un forçage radiatif connu sous le nom d'effet de serre.

Le système climatique terrestre

INFLUENCES DIRECTES ET INDIRECTES DU RAYONNEMENT SOLAIRE SUR LA PLANÈTE TERRE



Plus une planète est éloignée du Soleil, moins elle reçoit d'énergie solaire.



La quantité d'énergie reçue par une planète dépend de sa distance au soleil. La gravité de la Terre a permis de créer une atmosphère. Celle-ci en piégeant les radiations infrarouges issues du sol réchauffés par le soleil produit un effet de serre. (température moyenne $15^{\circ}C$) L'énergie solaire est inégalement répartie à la surface de la Terre à cause de sa sphéricité, et l'inclinaison de son axe de rotation est à l'origine des variations climatiques saisonnières. Les grandes zones climatiques sont réparties selon les latitudes mais d'autres facteurs, comme l'albédo qui varie selon la nature de la surface terrestre ou de la végétation, l'altitude, les reliefs, les concentrations locales de gaz à effet de serre, la couverture nuageuse créent des disparités. Globalement on a un bilan énergétique moyen positif entre environ 40° latitude nord et sud, et négatif au-delà. Ce déséquilibre est à l'origine du déplacement des masses d'airs (vents) et océaniques (courants marins) qui eux-mêmes peuvent, surtout les vents, impacter le climat. D'autres facteurs, l'activité solaire, les paramètres orbitaux, l'activité volcanique et des êtres vivants en particulier humaine peuvent également impacter le climat. Le système climatique sur Terre est très complexe.