

Leçon 3 : Le bilan radiatif de la Terre

1. Le bilan radiatif vu de l'espace

La Terre reçoit 340 W/m² en moyenne.

Une partie de cette énergie est réfléchiée par les surfaces "claires" :

- les nuages
- les glaciers
- les déserts...

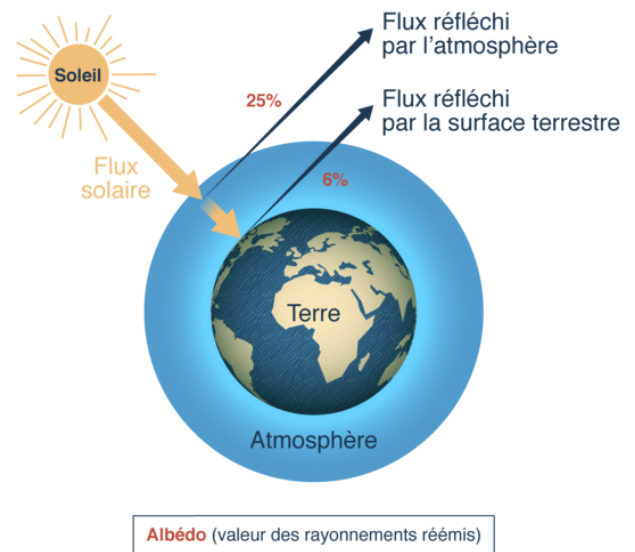
La proportion d'énergie réfléchiée est caractérisée par l'**albédo** α .

$$\alpha = \frac{E(\text{réfléchiée})}{E(\text{reçue})}$$

Où E désigne la puissance énergétique du rayonnement.

L'albédo est une grandeur sans unité variant entre 0 et 1.

L'albédo de la Terre est de 0.3 c'est-à-dire que 30% de l'énergie solaire reçue est réfléchiée dans l'espace. Il s'agit bien sûr d'une moyenne !



L'énergie solaire qui n'est pas réfléchiée se propage dans l'atmosphère puis atteint la surface terrestre.

Celle-ci absorbe le rayonnement et se réchauffe.

En appliquant le **principe de la conservation de l'énergie**, on peut écrire que : $E(\text{reçue}) = E(\text{réfléchiée}) + E(\text{absorbée})$

Et en utilisant la définition de l'albédo, on obtient : $E(\text{reçue}) = \alpha E(\text{reçue}) + E(\text{absorbée})$

Autrement dit : $E(\text{réfléchiée}) = \alpha E(\text{reçue})$ et $E(\text{absorbée}) = (1-\alpha) E(\text{reçue})$

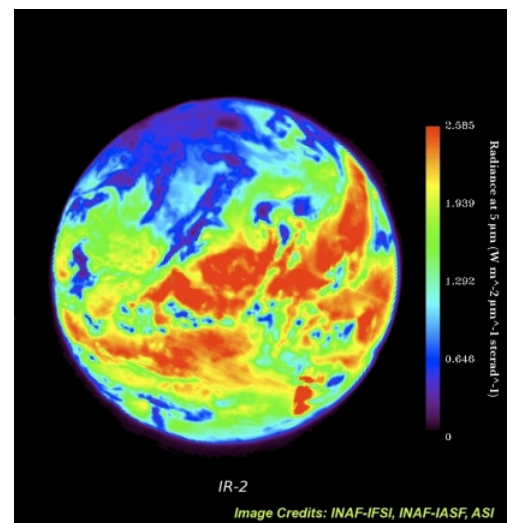
La Terre absorbe une partie de l'énergie solaire : $E(\text{absorbée}) = (1-\alpha) E(\text{reçue})$ et cette énergie lui permet de se réchauffer ! L'énergie solaire est transformée en chaleur qui émane dans l'atmosphère.

La Terre émet donc à son tour un rayonnement électromagnétique. Celui-ci est moins puissant que celui du Soleil. Il n'est pas dans le domaine du visible mais dans le domaine infrarouge !

Vu depuis l'espace, la Terre émane autant de rayonnement qu'elle n'en reçoit. On dit qu'elle est en équilibre radiatif. Cela signifie que : $E(\text{absorbée}) = E(\text{émise})$

Ainsi, on peut aussi écrire que $E(\text{émise}) = (1-\alpha) E(\text{reçue})$. Avec cette équation, nous allons pouvoir estimer la température de surface de la Terre !

Hypothèse : Nous allons supposer que la Terre est un corps noir idéal.



Le **modèle du corps noir** est un concept théorique en physique qui décrit un objet idéalisé qui absorbe toute l'énergie électromagnétique incidente, quelle que soit la longueur d'onde, et émet de l'énergie thermique uniquement en fonction de sa température. La relation entre la puissance rayonnée et la température est donnée par la loi de Stefan-Boltzmann : $E(\text{émise}) = \sigma T^4$ avec $\sigma = 5,6703 \times 10^{-8} \text{ W.m}^2.\text{K}^{-4}$.

Ainsi $E(\text{émise}) = (1-\alpha) E(\text{reçue})$ et $E(\text{émise}) = \sigma T^4$

Donc $(1-\alpha) E(\text{reçue}) = \sigma T^4$

Conclusion : $T = \left(\frac{E(\text{reçue})(1-\alpha)}{\sigma} \right)^{1/4}$ → Applications : voir exercices 1, 2 et 3

2. L'effet de serre

L'énergie solaire est la principale source de chaleur des planètes du système solaire. Chaque planète du système solaire reçoit chaque année la même quantité moyenne d'énergie solaire. Une partie est réfléchiée dans l'espace et l'autre est absorbée et transformée en chaleur. Connaissant la quantité d'énergie solaire reçue en moyenne annuelle (constante solaire) et l'albédo, nous avons calculé la température d'équilibre radiatif des planètes Terre, Mars et Vénus (exercices 2 et 3).

Nous avons trouvé $T_{\text{Terre}} = -18^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{Mars}} = -63^{\circ}\text{C}$ et $T_{\text{Vénus}} = -31^{\circ}\text{C}$

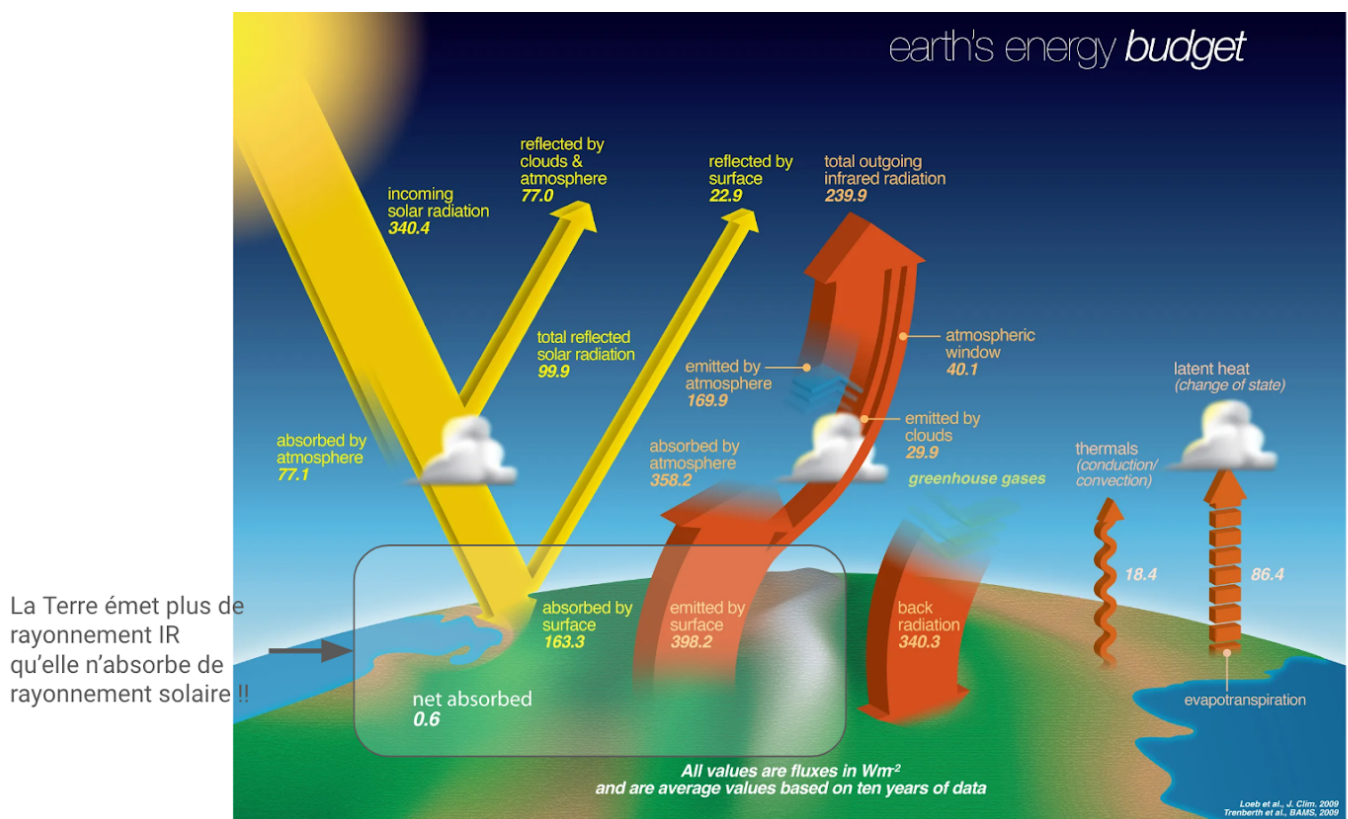
En réalité, les températures de surface de ces planètes sont $T_{\text{Terre}} = 15^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{Mars}} = -60^{\circ}\text{C}$ et $T_{\text{Vénus}} = 462^{\circ}\text{C}$

Pourquoi y a-t-il de si grandes différences entre nos calculs et les températures réelles de ces planètes ?

La température d'équilibre radiatif est une estimation théorique de la température à laquelle une planète serait si elle émettait autant d'énergie qu'elle en absorbe du Soleil, tout en négligeant les effets de l'atmosphère.

Cette estimation est basée sur le modèle simplifié d'un corps noir, qui absorbe et émet de manière idéale le rayonnement électromagnétique. La formule de la température d'équilibre radiatif est liée à la loi de Stefan-Boltzmann, qui décrit comment la puissance rayonnée par un corps noir est proportionnelle à la quatrième puissance de sa température absolue.

Cependant, certaines planètes possèdent une atmosphère gazeuse contenant des gaz capables d'absorber et de réémettre le rayonnement thermique infrarouge produit par la surface. Le rayonnement thermique réémis par les gaz est en partie redirigé vers la surface. Cet effet augmente la température réelle de la Terre par rapport à la température d'équilibre radiatif. On appelle ce phénomène l'effet de serre.



La Terre émet plus de rayonnement IR qu'elle n'absorbe de rayonnement solaire !!

Crédit : NASA

3. Le forçage radiatif

Le forçage radiatif est un concept clé en climatologie. Il permet de quantifier l'impact des composants atmosphériques sur l'équilibre énergétique de la Terre en modifiant le flux d'énergie radiative. Ce phénomène joue un rôle central dans la compréhension des changements climatiques observés et des projections futures liées aux activités humaines et aux modifications de la composition de l'atmosphère.

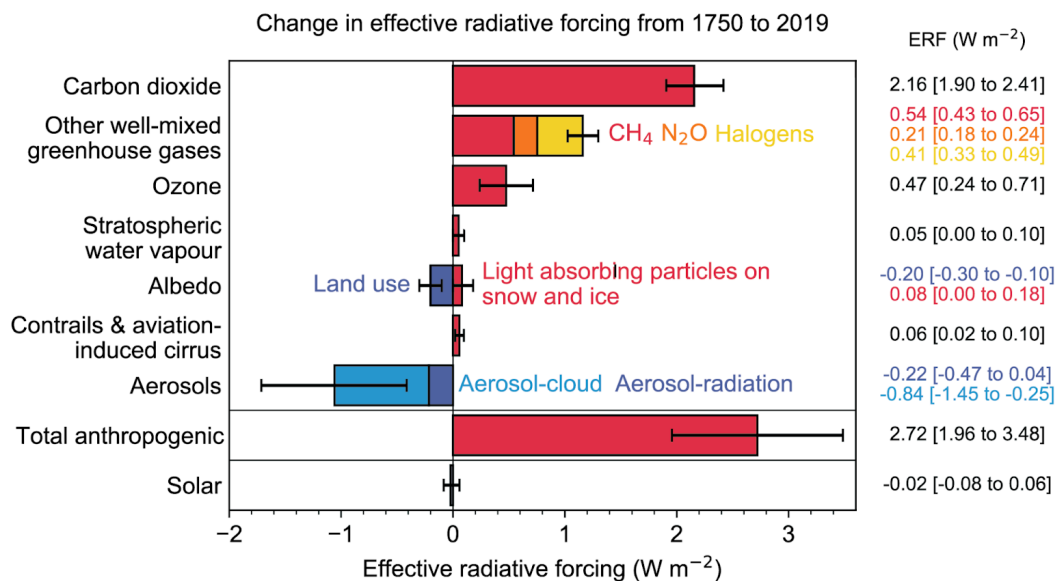
Le **forçage radiatif** d'un composant atmosphérique (gaz, nuage, aérosol) correspond à sa capacité à moduler la puissance du rayonnement thermique terrestre et ainsi modifier l'équilibre radiatif de la Terre. Le forçage radiatif peut être positif ou négatif, en fonction des processus qui l'induisent.

Un **forçage radiatif positif** survient lorsque la quantité de rayonnement énergétique absorbée par l'atmosphère augmente, généralement en raison de l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre tels que le dioxyde de carbone (CO₂), le méthane (CH₄) et la vapeur d'eau. Ces gaz absorbent le rayonnement thermique émis par la Terre, contribuant ainsi à un réchauffement de la planète.

À l'inverse, un **forçage radiatif négatif** se produit lorsque des substances telles que les aérosols atmosphériques réfléchissent une partie de la lumière solaire vers l'espace, réduisant ainsi la quantité d'énergie atteignant la surface terrestre. Les aérosols peuvent être d'origine naturelle (éruptions volcaniques) ou d'origine humaine (émissions industrielles). Bien que ces particules aient un effet refroidissant direct, elles peuvent également influencer la formation des nuages et d'autres processus atmosphériques complexes.

La mesure du forçage radiatif s'exprime en watts par mètre carré (W/m²) et permet de quantifier le changement net d'énergie à la surface de la Terre dû à des facteurs spécifiques. Les scientifiques utilisent des modèles climatiques pour évaluer l'impact cumulatif des différents forçages sur le climat. Ces modèles intègrent des données sur les émissions de gaz à effet de serre, les aérosols, les variations solaires et d'autres paramètres afin de simuler les changements climatiques futurs.

Evaluation du forçage radiatif de différents paramètres (IPCC, AR6)



Les activités humaines, en particulier la combustion d'énergies fossiles et la déforestation, ont conduit à une augmentation significative des concentrations de gaz à effet de serre, entraînant un forçage radiatif positif et contribuant au réchauffement climatique observé au cours des dernières décennies. Cela a des implications graves, telles que l'élévation du niveau de la mer, des événements météorologiques extrêmes plus fréquents et des perturbations dans les écosystèmes.

En résumé, le forçage radiatif est un concept fondamental qui aide les scientifiques à comprendre et à quantifier les changements climatiques induits par l'homme. En évaluant les contributions relatives des différents forçages, les chercheurs peuvent mieux anticiper les tendances climatiques futures et formuler des stratégies pour atténuer les impacts négatifs du changement climatique.