

Quentin Boesch

Climatologie

À la découverte des climats passés,
présents et futurs de notre planète



+ EN LIGNE

Exercices complémentaires
intégralement corrigés


OFFERT

deboeck **B**
SUPÉRIEUR

Quentin Boesch

Climatologie

À la découverte des climats passés,
présents et futurs de notre planète

Chez le même éditeur (extrait du catalogue)

BOUCHEZ J.-L. & NÉDELEC A., *Pétrologie des granites*.

BOUCHEZ J.-L. & NICOLAS A., *Principes de tectonique*.

CHAZOT G., LÉNAT J.-F., MAURY R., AGRANIER A. & ROCHE O., *Volcanologie*.

DANIEL J.-Y., BRAHIC A., HOFFERT M., MAURY R., SCHAAF A., TARDY M., avec BALDEYROU-BAILLY A. & MERZERAUD G., *Sciences de la Terre et de l'Univers*, 3^e éd.

DANIEL J.-Y. & RIAZUELO A., *Sciences de l'Univers*.

DECONINCK J.-F., *Le Précambrien. 4 milliards d'années d'histoire de la Terre*.

DECONINCK J.-F., *Paléoclimats. L'enregistrement des variations climatiques*.

DELANNOY J.-J., DELINE P. & LHÉNAFF R., *Géographie physique. Aspects et dynamiques du géosystème terrestre*.

JUTEAU T. & MAURY R., *La croûte océanique. Pétrologie et dynamiques endogènes*.

MARSHAK S., *Terre, portrait d'une planète*, 2^e éd.

MERZERAUD G., *Sédimentologie*.

MERZERAUD G., *Stratigraphie séquentielle*, 2^e éd.

MEUNIER A., *Les argiles par la pratique. Cristallographie, minéralogie, géologie*.

SCHNEIDER J.-L., *Les traumatismes de la Terre. Géologie des phénomènes naturels extrêmes*.

VAN VLIET-LANOË B., *Cryosphère. Histoire et environnements de notre ère glaciaire*.

VAN VLIET-LANOË B., *Les environnements froids. Glaciaire et périglaciaire*.

Pour toute information sur notre fonds et les nouveautés dans votre domaine de spécialisation, consultez notre site web :

www.deboecksuperieur.com

En couverture :

Le paysage magnifique de la côte d'Oahu à Hawaï. © Getty Images/Art Wager.

Croquis d'un cyclone tropical. © Getty Images/Aleksej Belozerskij.

Relecture : Jean-Louis Liennard

Maquette de couverture : Primo&Primo

Maquette intérieure et mise en page : Jean-Louis Liennard/GraphieProd

Couverture : SCM, Toulouse

Dépôt légal :

Bibliothèque royale de Belgique : 2022/13647/134

Bibliothèque nationale, Paris : octobre 2022

ISBN : 978-2-8073-4795-3

Tous droits réservés pour tous pays.

Il est interdit, sauf accord préalable et écrit de l'éditeur, de reproduire (notamment par photocopie) partiellement ou totalement le présent ouvrage, de le stocker dans une banque de données ou de le communiquer au public, sous quelque forme ou de quelque manière que ce soit.

© De Boeck Supérieur SA, 2022 - Rue du Bosquet 7, B-1348 Louvain-la-Neuve

De Boeck Supérieur - 5 allée de la 2^e DB, 75015 Paris

Table des matières

Avant-propos

IX

1

Les climats actuels : comprendre le fonctionnement du système climatique

1	Introduction.....	1			
E1.1	LA DIFFÉRENCE ENTRE MÉTÉOROLOGIE ET CLIMAT – 1				
2	L'énergie solaire et le bilan radiatif de la Terre ..	2			
2.1	Le Soleil : source d'énergie du système climatique – 2				
2.1.1	L'origine de l'énergie solaire – 2				
E1.2	LA DISTINCTION ÉNERGIE ET PUISSANCE – 4				
E1.3	LE SPECTRE ÉLECTROMAGNÉTIQUE – 4				
2.1.2	La propagation et la répartition de l'énergie solaire – 5				
E1.4	RADIATION, CONVECTION ET CONDUCTION : TROIS MODES DE TRANSFERT D'ÉNERGIE – 5				
E1.5	UNE « CONSTANTE » SOLAIRE PAS SI CONSTANTE QUE ÇA... – 6				
E1.6	EXISTE-T-IL DES SOURCES INTERNES D'ÉNERGIE POUR LA DYNAMIQUE DES ENVELOPPES FLUIDES ? – 7				
2.2	Le bilan radiatif de la Terre – 8				
2.2.1	L'albédo – 8				
2.2.2	L'effet de serre – 8				
E1.7	UN EFFET DE SERRE INDISPENSABLE À LA VIE – 9				
E1.8	COMMENT EXPLIQUER QUE LA SURFACE REÇOIVE PLUS DE PUISSANCE QUE LE SOLEIL NE LUI EN ENVOIE DIRECTEMENT ? – 12				
E1.9	DIFFUSION ET ABSORPTION : DES TERMES À NE PAS CONFONDRE – 13				
2.2.3	Quantification des flux d'énergie dans l'atmosphère terrestre – 13				
E1.10	CHALEUR SPÉCIFIQUE, CHALEUR LATENTE ET TEMPÉRATURE – 15				
2.3	Variations spatiales et temporelles du bilan radiatif à l'origine des climats et des saisons – 16				
2.3.1	Les variations énergétiques latitudinales – 16				
2.3.2	Les variations énergétiques saisonnières – 16				
Bilan	L'énergie solaire et le bilan radiatif de la Terre – 19				
3	L'atmosphère terrestre et sa dynamique.....	20			
3.1	L'atmosphère : composition et stratification – 20				
3.2	D'où vient le vent ? Moteurs et forces contrôlant le mouvement des masses d'air – 21				
3.2.1	Le gradient de pression, moteur des vents – 21				
3.2.2	La force de Coriolis et l'équilibre géostrophique – 23				
E1.11	LA FORCE DE CORIOLIS N'EST PAS RESPONSABLE DU SENS DE ROTATION DE L'EAU DANS LES ÉVIER ! – 27				
3.2.3	Les forces de frottement – 27				
3.3	Pourquoi pleut-il ? Les mouvements de l'atmosphère expliquent les variations pluviométriques – 28				
3.3.1	Humidité relative et saturation de l'air en vapeur d'eau – 28				
3.3.2	Les noyaux de condensation – 30				
3.3.3	La formation des nuages et des précipitations – 30				
E1.12	FABRIQUER UN NUAGE CHEZ SOI, DANS UNE BOUTEILLE ! – 31				
3.3.4	Des précipitations dépendantes des mouvements verticaux de l'air – 32				
E1.13	POUR ALLER PLUS LOIN DANS LA FORMATION DES NUAGES ET DES PRÉCIPITATIONS – 33				
3.4	La circulation atmosphérique globale et ses impacts sur le climat – 34				
3.4.1	Le principe de fonctionnement des cellules de convection – 34				
3.4.2	Les six cellules de convection atmosphériques – 35				
E1.14	LES CELLULES DE CONVECTION DANS LA RÉALITÉ – 37				
E1.15	UN LIEN ANTICYCLONE, DÉPRESSION ET TEMPÉRATURE AMBIGU – 39				
3.4.3	Les jet streams et la circulation atmosphérique au niveau de la tropopause – 39				
3.4.4	Variations temporelles de la position des cellules de convection au cours de l'année – 40				
3.5	Des variations locales de la circulation atmosphérique – 43				
3.5.1	Des variations liées à des « petites cellules de convection » – 43				
3.5.2	Des variations des caractéristiques des masses d'air liées à une interaction avec la topographie – 43				
3.6	Perturbations et phénomènes atmosphériques violents : des phénomènes à risque pour les populations – 45				
3.6.1	Cyclones extratropicaux et perturbations des zones tempérées – 45				
E1.16	RISQUE, ALÉA, ENJEU, VULNÉRABILITÉ : DES TERMES À NE PAS CONFONDRE ! – 45				
3.6.2	Tempêtes des zones tempérées – 48				
3.6.3	La formation des cyclones tropicaux – 48				

3.6.4	La formation des orages – 50
3.6.5	Les tornades – 51
E1.17	POUR ALLER PLUS LOIN DANS LES MÉCANISMES DE FORMATION DES TORNADES – 51
E1.18	LA PRÉVISION MÉTÉOROLOGIQUE, COMMENT ÇA MARCHE? – 53
Bilan	L'atmosphère terrestre et sa dynamique – 54
4	L'océan et sa dynamique 55
4.1	La stratification des océans permet de délimiter trois grands ensembles – 55
4.2	La circulation océanique de surface – 55
4.2.1	L'organisation de la circulation de surface – 55
4.2.2	Le vent, moteur de la circulation océanique de surface – 56
4.2.3	La formation des gyres océaniques – 57
4.2.4	Les courants océaniques liés au gradient de pression – 59
4.2.5	La formation des upwellings et des downwellings – 59
4.2.6	Variations couplées de la circulation atmosphérique et océanique de surface – 62
E1.19	LE « MÉGA » EL NIÑO DE 1788–1789 – 67
4.3	La circulation océanique profonde – 67
4.3.1	Caractéristiques de la circulation océanique profonde – 67

4.3.2	Le moteur de la circulation profonde – 69
4.4	La circulation océanique globale, « great conveyor belt » – 71
Bilan	L'océan et sa dynamique – 72
E1.20	ÉNERGIE SOLAIRE, DYNAMIQUE DES ENVELOPPES FLUIDES ET ÉNERGIES RENOUVELABLES – 73

5	Synthèse sur les climats de la Terre. 74
5.1	Le climat global de la Terre – 74
5.2	Les climats zonaux – 74
5.3	Les climats azonaux – 76
5.3.1	L'impact du relief présent à la surface des continents – 76
5.3.2	L'impact de la continentalité – 77
5.3.3	L'impact de la circulation océanique sur l'azonalité des climats – 79
5.4	La classification des climats – 80
E1.21	LA BIOSPHERE : ACTEUR MAJEUR ET SOUVENT OUBLIÉ DU CLIMAT! – 81
Bilan	Synthèse sur les climats de la Terre – 82

Exercices	83
---------------------	----

FICHE

1. LE CYCLE DU CARBONE	87
----------------------------------	----

2

Les paléoclimats

1	Introduction. 93
2	La reconstitution des paléoclimats 93
2.1	Les indices historiques – 93
2.2	Les indices géomorphologiques et sédimentaires – 94
2.2.1	Les indices géologiques en domaine continental – 94
E2.1	LE PRINCIPE D'ACTUALISME : UNE CLÉ POUR DÉCRYPTER LES INDICES PALÉOCLIMATIQUES – 94
E2.2	LA DATATION DES INDICES GLACIAIRES – 98
2.2.2	Les indices paléoclimatiques en domaine marin – 102
2.3	Les indices paléontologiques – 104
2.3.1	L'utilisation d'espèces à conditions de vie strictes – 104
2.3.2	La palynologie – 104
E2.3	LA DATATION DES POLLENS – 106
E2.4	LA DATATION DU BOIS ET L'ÉTABLISSEMENT DE LA LARGEUR DES CERNES SUR DE GRANDES DURÉES – 106
2.3.3	La dendroclimatologie – 107
E2.5	LES PROXYs ET LES FONCTIONS DE TRANSFERT, DES OUTILS DE QUANTIFICATION DES PARAMÈTRES CLIMATIQUES PASSÉS – 107
2.4	Les indices géochimiques – 108
2.4.1	Les isotopes de l'oxygène – 108
E2.6	LA DATATION DES CAROTTES DE GLACE – 112
2.4.2	Les isotopes du carbone : $\delta^{13}\text{C}$ et plantes en C3 et en C4 – 117

E2.7	LA DATATION DES INDICES PALÉOCLIMATIQUES VIEUX DE PLUSIEURS MILLIONS D'ANNÉES – 118
2.5	Synthèse des indices et reconstitution des ceintures climatiques de la Terre – 119
Bilan	La reconstitution des paléoclimats – 120

3	L'évolution des climats dans l'histoire de la Terre 121
3.1	Les variations climatiques à l'échelle de plusieurs millions à plusieurs milliards d'années – 121
3.1.1	Identification de la succession de périodes greenhouse et icehouse – 121
3.1.2	Le climat de la Terre primitive et le paradoxe du Soleil jeune – 121
3.1.3	Les épisodes snowball du Protérozoïque – 123
E2.8	COMMENT LA VIE AURAIT-ELLE PU SURVIVRE À UN ENGLACEMENT TOTAL? – 129
3.1.4	Les périodes icehouse et greenhouse du Phanérozoïque – 130
E2.9	POUR ALLER PLUS LOIN : LA QUANTIFICATION DES FLUX PASSÉS DANS LE MODÈLE GÉOCARB – 135
E2.10	L'INDICE STOMATIQUE, UN PROXY DE LA TENUE PASSÉE EN CO_2 ATMOSPHÉRIQUE – 136
E2.11	POURQUOI LE CO_2 CONTRÔLE-T-IL LES VARIATIONS CLIMATIQUES AUX GRANDES ÉCHELLES DE TEMPS PLUS QUE LES AUTRES GAZ À EFFET DE SERRE? – 137
E2.12	LA NOTION DE FORÇAGE – 139

3.1.5	Variations du climat local aux grandes échelles de temps en lien avec la tectonique des plaques – 142	3.3.3	Le Dryas récent – 167
		3.3.4	Le refroidissement de 8200 BP – 168
Bilan	Les variations climatiques à l'échelle de plusieurs millions à milliards d'années – 143	Bilan	Les variations climatiques à l'échelle de 20 000 à 400 000 ans – 168
3.2	Les variations climatiques à l'échelle de 20 000 à 400 000 ans : l'effet de l'astronomie – 144	3.4	Les variations climatiques des 1 000 dernières années : des variations sous contrôle de l'activité solaire ? – 169
3.2.1	Les variations climatiques d'origine astronomique au sein d'une période greenhouse – 144	3.4.1	Mise en évidence de variations climatiques au cours des 1 000 dernières années – 169
3.2.2	Les variations climatiques d'origine astronomique dans une période icehouse – 146	3.4.2	L'Optimum climatique médiéval – 169
E2.13	LES PÉRIODES GLACIAIRES-INTERGLACIAIRES ONT-ELLES EXISTÉ DURANT LES AUTRES PÉRIODES ICEHOUSE DU PHANÉROZOÏQUE? – 149	3.4.3	Le Petit âge glaciaire – 170
E2.14	POUR ALLER PLUS LOIN : L'ORIGINE DE LA PRÉCESSION CLIMATIQUE – 152	3.4.4	L'activité solaire, cause de ces variations climatiques ? – 170
E2.15	LES BULLES D'AIR DES CAROTTES DE GLACES, DES ÉCHANTILLONS DE L'ATMOSPHÈRE DU PASSÉ – 160	E2.18	L'ACTIVITÉ SOLAIRE N'EST PAS LA CAUSE DU RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE MODERNE ! – 171
E2.16	LE SAHARA VERT : QUAND L'ACTUEL DÉSERT ÉTAIT UNE ÉTENDUE VERDOYANTE – 161	E2.19	L'ACTIVITÉ SOLAIRE A-T-ELLE CAUSÉ DES VARIATIONS CLIMATIQUES DANS DES PÉRIODES PLUS REÇULÉES? – 171
Bilan	Les variations climatiques abruptes au sein d'une période glaciaire – 163	3.5	Les variations ponctuelles de température à l'échelle de quelques années – 171
3.3	Les variations climatiques abruptes au sein d'une période glaciaire – 163	E2.20	L'IMPACT DES VARIATIONS CLIMATIQUES HISTORIQUES SUR LES SOCIÉTÉS HUMAINES – 173
3.3.1	Mise en évidence de variations abruptes du climat glaciaire – 163		
3.3.2	Les événements de Heinrich – 164		
E2.17	DES SCÉNARIOS ALTERNATIFS POUR EXPLIQUER LES CYCLES DE DANSGAARD-OESCHGER – 166		
		4	En guise de conclusion 175
		Exercices	 176
		FICHE	
		2. VARIATIONS CLIMATIQUES PASSÉES ET CRISES DE LA BIODIVERSITÉ.....	187

3

Le changement climatique moderne et les projections sur l'évolution climatique future

1	Introduction 199	E3.6	LE GIEC (GROUPE D'EXPERTS INTERGOUVERNEMENTAL SUR L'ÉVOLUTION DU CLIMAT) – 212
2	Mise en évidence et caractéristiques du changement climatique moderne 199	E3.7	EFFET DE SERRE ET TROU DANS LA COUCHE D'OZONE : DEUX PHÉNOMÈNES DISTINCTS À NE PAS CONFONDRE ! – 213
2.1	Les changements de température observés – 199	4	Projections sur l'évolution future du climat . . . 215
2.2	Les modifications de pluviométrie observées – 201	4.1	L'établissement des scénarios d'évolution climatique – 215
3	Les causes du changement climatique moderne 203	E3.8	DES RÉTROACTIONS CLIMATIQUES PARFOIS DIFFICILES À MODÉLISER... – 216
3.1	Un réchauffement lié à l'augmentation de la teneur en gaz à effet de serre – 203	4.2	L'évolution prévue de la température et de la pluviométrie – 216
E3.1	POURQUOI LE SOLEIL NE SERAIT-IL PAS RESPONSABLE DU RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE ? – 203	4.2	La notion de « surprise climatique » – 217
E3.2	POURQUOI L'ÉVOLUTION DE LA TEMPÉRATURE NE SUIT-ELLE PAS EXACTEMENT L'ÉVOLUTION DE LA TENEUR EN CO₂ ATMOSPHÉRIQUE ? – 204	5	Les risques associés aux changements climatiques 218
3.2	L'origine des gaz à effet de serre – 204	5.1	La montée du niveau marin – 218
E3.3	QUELS ARGUMENTS PERMETTENT D'ATTRIBUER LES ÉMISSIONS DE CO₂ AUX ACTIVITÉS HUMAINES ? – 205	5.2	L'augmentation de l'intensité ou de la fréquence des phénomènes extrêmes – 219
3.3	Le devenir des gaz à effet de serre – 206	5.2.1	Les vagues de chaleur – 219
E3.4	CO₂ ET ACIDIFICATION DES OCÉANS – 207	5.2.2	Les phénomènes atmosphériques violents – 220
E3.5	LA POMPE À CARBONE PEUT-ELLE SE GRIPPER ? – 209	5.2.3	Les épisodes de sécheresse et la modification du cycle hydrologique – 220
3.4	Quantification de l'effet des facteurs anthropiques sur le bilan radiatif – 209	5.3	L'effet du changement climatique sur la biosphère – 221
		5.3.1	Modification de la phénologie des espèces – 221

E3.9	L'ATTRIBUTION DES ÉVÉNEMENTS EXTRÊMES AU CHANGEMENT CLIMATIQUE	– 221	Bilan	Le changement climatique moderne et les projections sur l'évolution climatique future	– 224
5.3.2	<i>Modification des aires de répartition des espèces</i>	– 222	6	En guise de conclusion	225
5.3.3	<i>Désoxygénation des océans</i>	– 223	E3.10	DE LA GÉOINGÉNIERIE POUR REFROIDIR LE CLIMAT?	– 225
5.3.4	<i>Disparition des espèces</i>	– 223	Exercices		226
5.3.5	<i>Modification des ressources alimentaires</i>	– 224			

Solutions des exercices	231
Bibliographie	244
Index	247

+ de compléments en ligne

À l'issue des énoncés d'exercices, un lien QR_code permet au lecteur de trouver en ligne des exercices supplémentaires accompagnés de leurs corrigés :

- chapitre 1 lien page 86
- chapitre 2 lien page 186
- chapitre 3 lien page 229

Avant-propos

La Terre et ses climats : la dynamique des enveloppes fluides

D'où viennent les nuages ? Pourquoi y a-t-il du vent ? Comment se forment les cyclones ? Pourquoi y a-t-il des déserts et des zones humides sur Terre ?

Voici autant de questions que tout un chacun s'est probablement déjà posées et auxquelles cette partie se propose de répondre.

Au-delà de la simple curiosité et d'un aspect fondamental associé à la compréhension de ces mécanismes, la recherche des réponses à ces questions constitue un enjeu majeur actuellement. Cela permet par exemple de développer et d'améliorer la prévision météorologique qui conditionne de nombreux aspects de la vie courante. Ensuite, la majeure partie des catastrophes naturelles (inondations, sécheresses mettant en danger la production agricole, tempêtes, cyclones, etc.) est liée à ces phénomènes climatiques (le reste étant lié aux phénomènes internes comme le volcanisme ou les séismes). Par exemple, aux États-Unis en 2017, les trois cyclones Harvey, Irma et Maria ont été responsables de 265 milliards de dollars de dommages sur un total de 306 milliards de dollars générés par les catastrophes naturelles. On comprend donc facilement l'enjeu de la compréhension et de la prévision de ces phénomènes pour minimiser les risques qu'ils constituent pour les populations.

À plus long terme, les médias nous parlent de changement climatique d'origine anthropique. Même si nous sommes inondés d'un flot d'informations sur ce sujet médiatisé, nous oublions souvent les fondements scientifiques de ce phénomène et nous retenons davantage les affirmations péremptoires que les faits et arguments sur lesquels elles sont censées reposer. Cette partie se propose donc de faire le point sur l'état actuel de notre connaissance des causes et des conséquences prévues du changement climatique.

Cependant, comment prévoir l'évolution d'un système aussi complexe que celui qui contrôle le climat ? Le climat résulte en effet de très nombreuses interactions entre l'énergie solaire, l'atmosphère, les océans terrestres, les calottes de glace et la biosphère. Pour prévoir l'évolution du climat, il faut comprendre son fonctionnement et donc ces interactions. En biologie, le scientifique qui veut comprendre le fonctionnement d'un organisme complexe peut très bien perturber le fonctionnement d'un gène, d'un type de cellule ou d'un organe pour voir son effet sur l'organisme. En sciences du climat, il n'est non seulement pas souhaitable de perturber l'océan et l'atmosphère pour voir leurs effets respectifs sur le climat, mais ce n'est également pas réalisable en raison des échelles de temps et d'espace impliquées. Les seules « expériences climatiques » dont le climatologue dispose lui proviennent de l'étude des variations climatiques naturelles qu'a subies la Terre au cours de son histoire. On comprend ainsi qu'il est indispensable de s'intéresser aux climats anciens avant de tenter toute projection de l'évolution future du climat.

Quentin Boesch

L'auteur

• Agrégé en Sciences de la Vie, Sciences de la Terre et de l'Univers, **Quentin Boesch** est PRAG en Sciences de la Terre à l'EOST (École et observatoire des sciences de la Terre, université de Strasbourg). Il y forme principalement les étudiants préparant les concours de l'enseignement et de futurs ingénieurs en géophysique. Il intervient pour la formation continue des enseignants déjà en poste et réalise également des conférences de vulgarisation à destination des élèves de l'école primaire, des collégiens, des lycéens et du grand public. Il participe à des missions de recherche en sédimentologie et en paléontologie et est enseignant invité dans une université étrangère.

Guide de lecture

Afin de hiérarchiser les informations, des encarts ont été réalisés. Ces encarts apportent des précisions qui ne sont pas forcément indispensables à la compréhension du contenu des parties. Le lecteur souhaitant des détails pourra s'y référer et celui souhaitant aller à l'essentiel pourra s'affranchir de leur lecture.

Remerciements

Cet ouvrage a bénéficié de la relecture attentive et des conseils avisés de :

- Jean-Yves Daniel, astrophysicien ;
- François Labolle, PRAG en Sciences de la Vie, université de Strasbourg ;
- Marine Hinderer, professeur agrégée, lycée Albert-Schweitzer, Mulhouse ;
- Alain Riazuelo, astrophysicien, chargé de recherche au CNRS, Institut d'astrophysique de Paris ;
- Armelle Baldeyrou-Bailly, PRAG en Sciences de la Terre, université de Strasbourg.



Les climats actuels : comprendre le fonctionnement du système climatique

1 Introduction

Tout le monde associe l'équateur, les pôles, la Bretagne ou la Provence à un climat particulier. L'objet de cette partie est d'expliquer l'origine de cette zonation actuelle

des climats de la Terre, qui fait intervenir l'énergie solaire, l'atmosphère, l'océan, les masses continentales, les glaces polaires et la biosphère.

Encart 1.1 LA DIFFÉRENCE ENTRE MÉTÉOROLOGIE ET CLIMAT

La **météorologie** désigne l'étude des phénomènes atmosphériques (nuages, précipitations, vents...) dans le but de comprendre comment ils se forment et évoluent. Elle étudie donc le « temps qu'il fait » et établit des prévisions de son évolution à **court terme** (de l'ordre de quelques jours à quelques semaines).

Le **climat** désigne quant à lui l'état **moyen à long terme** de l'atmosphère en un lieu donné (fig. 1.1). Cet état

correspond à la **moyenne** de paramètres météorologiques **sur au moins 30 ans**. Tous les paramètres quantifiables sont généralement pris en compte pour définir le climat : **l'insolation, la température, la pluviométrie, la pression, le vent** (direction et vitesse), **l'humidité de l'air, la nébulosité...**

Généralement, quand on définit le climat, on réalise une moyenne de ces paramètres, mais rigoureusement toutes

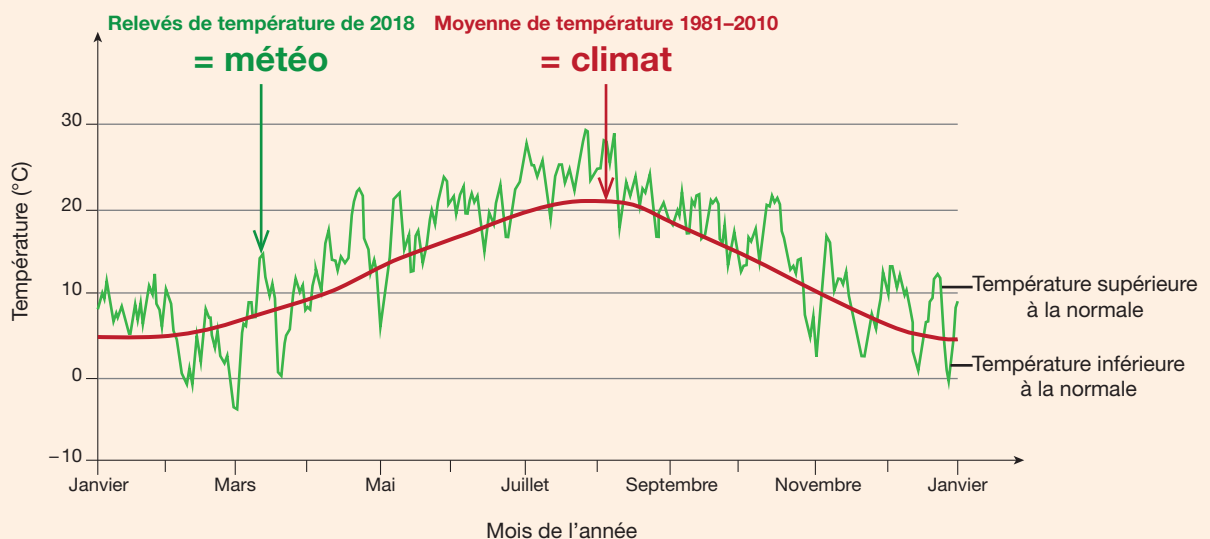


Figure 1.1. Valeurs de température relevée dans la station météo de Paris-Montsouris.

La courbe rouge correspond à la moyenne climatique (ce sont les « normales de saisons »), l'autre aux relevés météorologiques de l'année 2018.

Crédit : Q. Boesch, d'après les données de Météo-France

les caractéristiques statistiques du temps doivent être prises en compte : écarts types entre années, valeurs des extrêmes (minima et maxima de température), répartition des précipitations dans l'année...

On peut définir le climat de Brest comme ayant une moyenne annuelle de température de 11,1 °C et des précipitations moyennes de 1 100 mm/an alors qu'à Nice la température moyenne annuelle est de 14,8 °C et les précipitations atteignent 811 mm/an. Ces deux villes bénéficient donc d'un climat différent. Cela traduit le fait qu'il est plus **probable** d'avoir de la pluie et une température faible à Brest qu'à Nice. Pour autant, il est possible d'aller à Brest en ayant une température élevée et du soleil et d'aller à Nice en ayant

une température basse et de la pluie. L'un relève du climat, l'autre de la météo. **La météo correspond donc à des fluctuations autour de la moyenne climatique.**

Pour parler de **changement climatique**, il faut donc observer l'évolution de ces paramètres à **long terme**. Les jours de canicule ont ainsi toujours existé mais l'augmentation de leur nombre ces dernières années traduit bien l'existence d'un réchauffement climatique au XXI^e siècle. De la même façon, le fait d'avoir un épisode ponctuel de chute de neige au Sahara (comme en décembre 2016, fig. 1.2) ou une vague de froid aux États-Unis (février 2019) ne contredit pas l'existence de ce réchauffement climatique car il s'agit d'un simple événement à l'échelle météorologique !



Figure 1.2. Des chutes de neige au Sahara en décembre 2016, un phénomène météorologique qui ne contredit pas le réchauffement climatique.

Photographie Photo12/Alamy/Karim Bouchetata

2 L'énergie solaire et le bilan radiatif de la Terre

2.1 LE SOLEIL : SOURCE D'ÉNERGIE DU SYSTÈME CLIMATIQUE

Les vents, les courants marins, l'évaporation de l'eau des océans et la pluie qui en découle sont des phénomènes qui nécessitent des énergies colossales. Tous ces processus géodynamiques « externes » qui peuvent impacter notre quotidien sont alimentés par l'énergie provenant du Soleil.

2.1.1 L'ORIGINE DE L'ÉNERGIE SOLAIRE

Le Soleil est constitué de **73% d'hydrogène**, **25% d'hélium** et de 2% d'autres éléments. Avec ses 2×10^{30} kg, il concentre 99,8% de la masse du système solaire. Cette énorme masse génère une très forte densité de matière et des températures très importantes ($150 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ et $15 \times 10^6 \text{ K}$) au cœur du Soleil. Dans ces conditions, la matière se trouve sous forme de **plasma**, un état dans lequel les noyaux sont séparés de leurs électrons, formant un mélange d'ions chargés positivement et d'électrons libres. La grande agitation de ces ions et de ces électrons ainsi que la densité de la

matière produisent de nombreuses collisions entre les particules, favorisant les **réactions de fusion nucléaire** (réaction d'association de noyaux petits conduisant à la formation d'un noyau plus grand, fig.1.3).

La fusion a lieu dans une partie du Soleil appelée **four thermonucléaire** (fig.1.6) et concerne principalement les noyaux d'hydrogène qui, après plusieurs étapes intermédiaires, forment des noyaux d'hélium.

Il existe un déficit de masse entre les noyaux au cours de la réaction de fusion : la masse du noyau d'hélium est légèrement inférieure à la somme des masses de quatre noyaux d'hydrogène (fig.1.4). Cette **perte de masse** correspond à une **libération d'énergie** comme l'indique l'équation d'Einstein $\Delta E = \Delta m c^2$ (avec E l'énergie, m la masse et c la vitesse de la lumière).

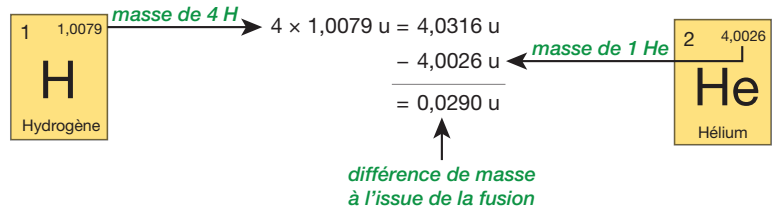
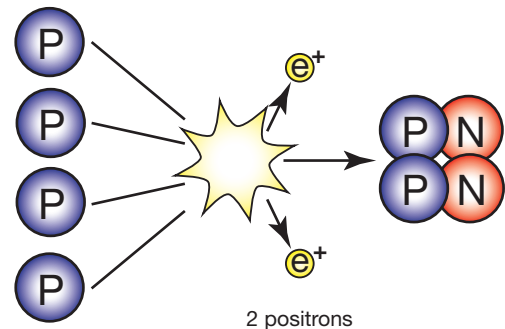
Figure 1.3. Fusion de l'hydrogène en hélium.

Il s'agit d'un bilan simplifié de plusieurs étapes de réactions intermédiaires (voir encart 1.6). Quatre noyaux d'hydrogène (protons) fusionnent et forment un noyau d'hélium. Cette transformation est permise par le fait que deux protons donnent deux neutrons en perdant leur unique charge positive (cette charge est libérée sous forme de positron, rayonnement β^+). Les deux neutrons produits s'associent à deux protons et forment ainsi un noyau d'hélium à quatre nucléons ${}^4\text{He}$. Cette réaction s'accompagne d'une émission de neutrinos et de photons de haute énergie.

Crédit : Q. Boesch

Dans la réalité, 600 millions de tonnes d'hydrogène fusionnent chaque seconde pour donner 596 tonnes d'hélium. Ainsi, 4 millions de tonnes de matière sont transformées en énergie (E) chaque seconde. La masse du Soleil diminue donc de 4 millions de tonnes chaque seconde, mais cela reste faible au regard de sa masse totale.

Cette perte de masse correspond à la libération de $3,6 \times 10^{26}$ joules d'énergie chaque seconde (soit $3,6 \times 10^{26}$ W), ce qui explique la luminosité actuelle du Soleil (fig.1.5). Par comparaison, un réacteur nucléaire puissant produit 1 000 MW = 10^9 W. Le Soleil libère donc autant de puissance que 100 millions de milliards de réacteurs nucléaires !



Données :

$$1 \text{ u} = 1,660539 \times 10^{-27} \text{ kg}$$

$$c = 3,0 \times 10^8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$$

Application :

$$E = mc^2$$

$$\Delta mc^2 = \underbrace{0,029 \times 1,660539 \times 10^{-27}}_{m \text{ en kg}} \times \underbrace{9 \times 10^{16}}_{c^2} = 4,33 \times 10^{-12} \text{ J}$$

$$E = \Delta mc^2$$

$$E = \underbrace{4 \times 10^6 \times 10^3}_{\text{4 millions de tonnes par seconde}} \times \underbrace{(3,0 \times 10^8)^2}_{c^2} \approx 3,6 \times 10^{26} \text{ J}$$

= luminosité du Soleil

Figure 1.4. Fusion de l'hydrogène en hélium et quantification de la libération d'énergie correspondante.

u = unité de masse atomique

Crédit : Q. Boesch

Figure 1.5. Quantification de l'énergie libérée chaque seconde par le Soleil (ou luminosité du Soleil). Crédit : Q. Boesch

La puissance rayonnée est donc $L = 3,6 \times 10^{26} \text{ J}\cdot\text{s}^{-1}$ (= W).

Encart 1.2 LA DISTINCTION ÉNERGIE ET PUISSANCE

Une énergie correspond à la capacité d'un système à produire un travail et s'exprime en **joules**. Une puissance correspond à une énergie dissipée **par unité de temps** et s'exprime en **watts**. Un watt correspond à un joule libéré en une seconde ($1 \text{ W} = 1 \text{ J}\cdot\text{s}^{-1}$).

Laisser une lampe allumée durant une semaine consommera plus d'énergie qu'un four qui chauffe durant 5 minutes, mais le four dissipera son énergie bien plus rapidement, il génère donc une puissance supérieure à celle de la lampe.

Cette énergie émise au cœur du Soleil sous forme de photons gamma (photons de haute fréquence et courte longueur d'onde, donc très énergétiques) se propage par radiation puis par convection jusqu'à la photosphère (fig. 1.6). La durée de ce cheminement peut atteindre un à deux millions d'années. Au cours de ce transfert d'énergie du cœur vers la périphérie, la longueur d'onde des photons augmente et

ils perdent de l'énergie (l'énergie totale est conservée mais, puisque le nombre de photons croît, leur énergie individuelle diminue). Au niveau de la photosphère, la température n'est plus que de $5\,800 \text{ K}$ ($\approx 5\,500 \text{ }^\circ\text{C}$) et les photons émis sont de longueur d'onde ultraviolette (UV) à infrarouge (IR) avec un maximum d'émission centré sur le visible (voir fig. 1.14 pour le spectre solaire).

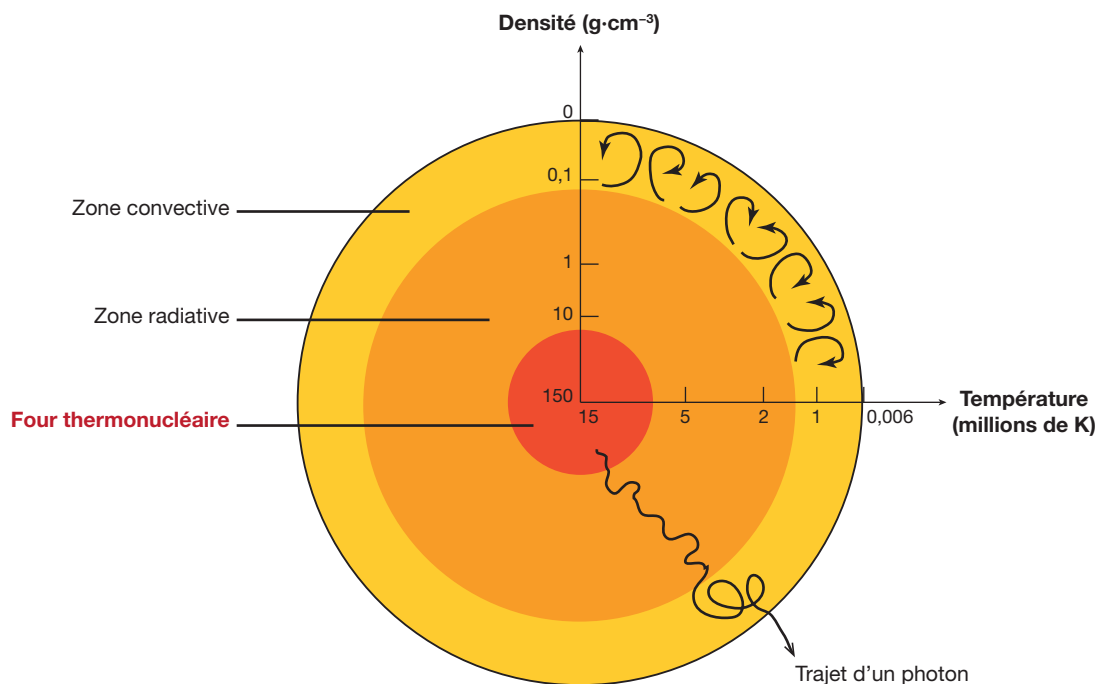


Figure 1.6. Structure interne du Soleil, position du four thermonucléaire et modes de propagation de l'énergie dans les différentes enveloppes solaires. Crédit : Q. Boesch

Encart 1.3 LE SPECTRE ÉLECTROMAGNÉTIQUE

Les photons peuvent avoir des énergies différentes. Plus les photons sont chargés d'énergie, plus l'onde électromagnétique associée possède une fréquence de vibration élevée et une courte longueur d'onde (fig. 1.7). En fonction de cette

longueur d'onde, on distingue les photons suivants (des plus au moins énergétiques) : gamma, puis les rayons X, les ultraviolets (UV), les photons visibles (du bleu au rouge), les infrarouges (IR), les micro-ondes, les ondes radio, etc.

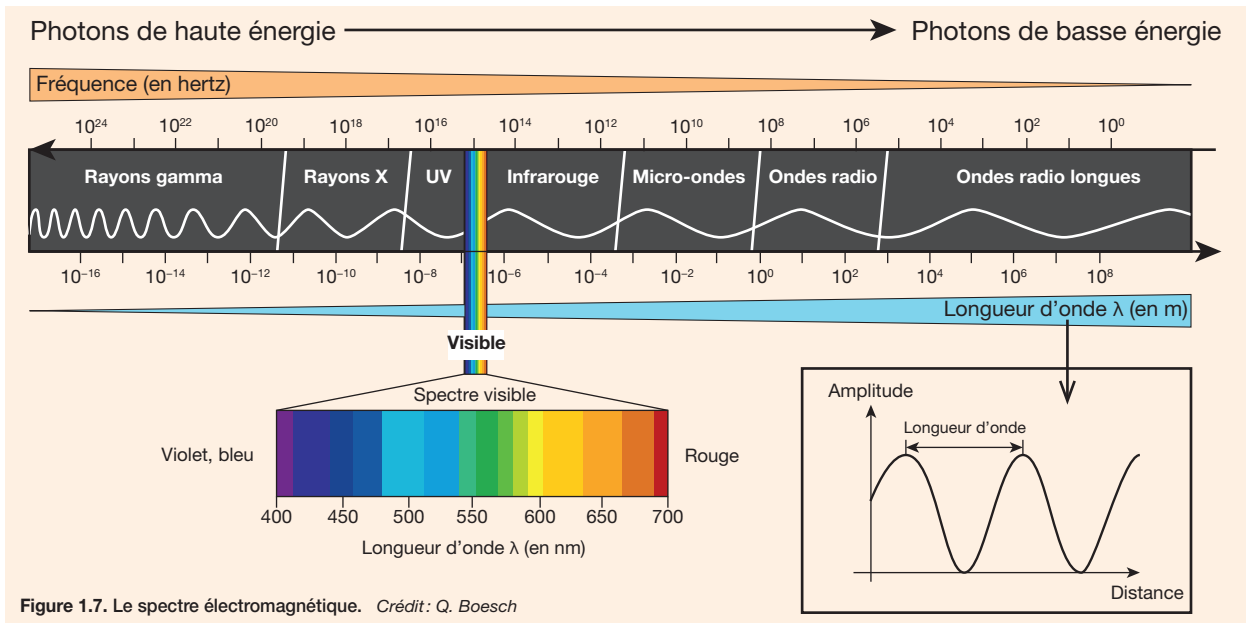


Figure 1.7. Le spectre électromagnétique. Crédit : Q. Boesch

2.1.2 LA PROPAGATION ET LA RÉPARTITION DE L'ÉNERGIE SOLAIRE

L'énergie émise par le Soleil se propage par **radiation** jusqu'à la Terre. C'est en effet le seul mode de transfert

d'énergie possible dans un milieu non matériel comme le vide interplanétaire.

Encart 1.4 RADIATION, CONVECTION ET CONDUCTION : TROIS MODES DE TRANSFERT D'ÉNERGIE

Radiation : transmission d'énergie impliquant une onde ou une particule (photon de différentes longueurs d'onde : gamma, UV, visible, IR...). C'est le seul mode de transmission d'énergie possible dans un milieu non matériel comme le vide. C'est ce mode de transfert d'énergie qui explique que l'on ait chaud lorsque l'on est en face d'un feu, même si celui-ci se trouve derrière une vitre. Dans cet exemple, il s'agit d'un transfert d'énergie thermique par rayonnement infrarouge.

Conduction : propagation d'énergie thermique nécessitant un milieu matériel conducteur (comme le métal) ou entre deux milieux en contact mais sans déplacement de matière (du moins à l'échelle macroscopique). Le transfert se fait par propagation de la vibration électronique des atomes ou molécules de proche en proche lorsque l'on a un gradient thermique (différence de température dans le matériau). C'est ce phénomène qui explique que l'on ressent la chaleur à une extrémité d'une barre en métal lorsque l'on place l'autre extrémité dans une source de chaleur. Le métal conduit bien la chaleur pour la même raison qu'il conduit bien l'électricité, c'est-à-dire grâce à la mobilité des électrons.

Convection : propagation d'énergie thermique nécessitant un milieu matériel et associé à un déplacement macro-

scopique de matière. Le transfert de chaleur se fait par déplacement des molécules ou atomes présentant une certaine agitation. C'est ce phénomène qui explique majoritairement que l'on ait chaud lorsque l'on se place au-dessus d'une source de chaleur même sans la toucher et notamment la présence de chaleur dans l'ensemble d'une pièce munie de radiateurs.

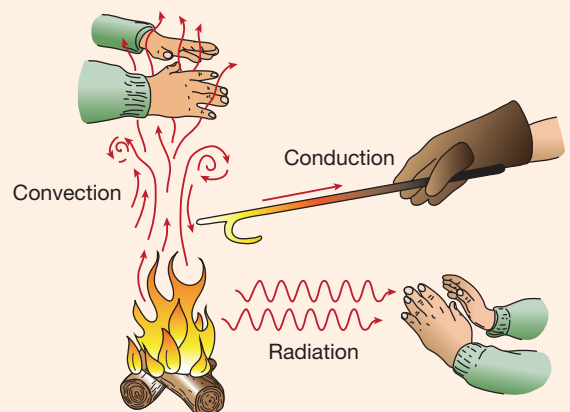
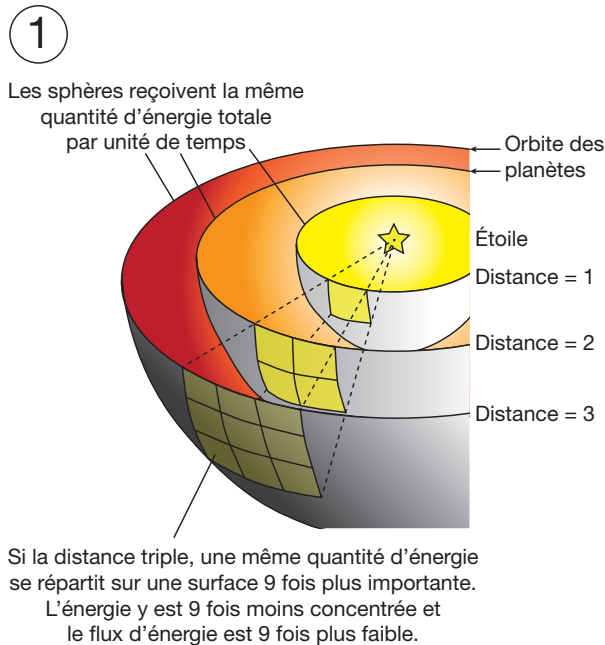


Figure 1.8. Les trois modes de transfert de la chaleur. Crédit : Q. Boesch

Au cours de son transfert, on considère que l'énergie solaire n'est pas altérée car elle se propage dans le vide (ou en tout cas dans un milieu à densité de matière extrêmement faible). Ainsi, l'énergie totale reçue par une sphère située à 1 unité de distance du Soleil est égale à l'énergie totale reçue par une sphère située à 2 unités du Soleil (fig. 1.9). Cependant, le rayon de cette sphère étant deux fois plus

grand, la surface de cette seconde sphère sera $2^2 = 4$ fois plus grande. On comprend ainsi aisément que l'énergie reçue par unité de surface (ou éclairement) décroît à mesure que l'on s'éloigne du Soleil. Ceci explique que **plus une planète est éloignée du Soleil et moins elle reçoit d'énergie solaire par unité de surface**, donc plus sa température de surface est théoriquement basse.



2 Calcul de la fraction de la puissance solaire reçue au sommet de l'atmosphère

Comme il n'y a pas d'absorption, la puissance totale rayonnée par la sphère solaire équivaut à la puissance reçue par la sphère dont le rayon est la distance Terre-Soleil (ST), d'où :

$$L = \text{Flux énergie}_{\text{Soleil}} \times \text{surface}_{\text{Soleil}} = \text{Flux énergie}_{\text{Terre}} \times \text{surface}_{\text{ST}}$$

$$\Phi_{\text{Soleil}} \times 4\pi R_{\text{Soleil}}^2 = \Phi_{\text{Terre}} \times 4\pi R_{\text{orbite terrestre}}^2$$

$$\Phi_{\text{Soleil}} \times R_{\text{Soleil}}^2 = \Phi_{\text{Terre}} \times R_{\text{orbite terrestre}}^2$$

$$\Phi_{\text{Terre}} = \Phi_{\text{Soleil}} \times \left(\frac{R_{\text{Soleil}}}{R_{\text{orbite terrestre}}} \right)^2$$

$$\Phi_{\text{Terre}} = 63,2 \times 10^6 \times \left(\frac{695\,600}{150 \times 10^6} \right)^2$$

$$\Phi_{\text{Terre}} \approx \underbrace{1\,361 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}}_{\text{Constante solaire (notée C)}}$$

Figure 1.9. Calcul de l'énergie reçue par unité de surface à la distance Terre-Soleil.

(1) Principe de la répartition de l'énergie solaire; (2) calcul de la constante solaire. Crédit: Q. Boesch

Chaque mètre carré de la surface d'un objet dont la température de surface est de 5 500 °C émet une énergie de $63,2 \times 10^6$ joules chaque seconde, soit $63,2 \times 10^6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Ceci correspond à un **flux d'énergie**, exprimé en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. À la distance Terre-Soleil (150 millions de km en moyenne

= 1 unité astronomique), 1 m² perpendiculaire aux rayons du Soleil reçoit 1 361 joules d'énergie chaque seconde, soit un flux d'énergie de **1 361 W·m⁻²**. Ce flux d'énergie reçu au sommet de l'atmosphère correspond à la «**constante solaire**» ou irradiance solaire totale.

Encart 1.5 UNE «CONSTANTE» SOLAIRE PAS SI CONSTANTE QUE ÇA...

Les mesures faites par les radiomètres embarqués sur les satellites montrent que la «constante» solaire n'est pas exactement constante et fluctue autour de la valeur moyenne actuelle de $1\,361 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ($1\,361 \pm 1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, soit des variations de l'ordre de 0,1 %).

Ceci s'explique par les variations de l'activité solaire, notamment corrélées au nombre de **taches solaires**. Les taches solaires sont des zones plus sombres et plus

froides (3 700 °C) que le reste de la surface du Soleil (5 500 °C) et diminuent donc localement le flux d'énergie émis par une surface donnée du Soleil. Cependant, elles s'accompagnent d'une émission plus intense de *faculae* ou facules (torches de gaz expulsées à partir de la photosphère) qui sont plus brillantes, plus chaudes et qui possèdent une durée de vie plus grande que les taches. Ces facules augmentent l'intensité de la radiation solaire.

L'effet des facules l'emporte sur celui des taches dans le bilan énergétique. Ces facules surcompensent la perte d'énergie due aux taches. Le Soleil est donc en fait d'autant plus lumineux que le nombre de taches augmente !

Le nombre de taches solaires varie à plusieurs échelles de temps. La plus connue est la périodicité de 11 ans, qui correspond au cycle solaire (ou *cycle de Schwabe*). Il existe

d'autres variations de cette constante solaire à l'échelle séculaire. Bien que pouvant paraître anecdotiques, ces variations séculaires de la constante solaire pourraient avoir des conséquences sur le climat terrestre et sont souvent invoquées comme la cause du Petit Âge Glaciaire qui a refroidi l'Europe du XV^{e} au XIX^{e} siècle (voir chapitre 2).

Cependant, ce flux ne se répartit pas sur un disque mais sur la Terre qui est une sphère. Or, une sphère possède une surface 4 fois plus grande qu'un disque de même rayon (fig. 1.10). Donc l'énergie reçue par unité de surface chaque seconde vaut $1361/4 \approx 340 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ en moyenne sur Terre. Cette valeur correspond au **flux solaire incident**. Dans la réalité, ce flux n'éclaire que la moitié de la Terre située face

au Soleil. Il est toutefois plus intéressant de considérer sa répartition sur l'ensemble de la Terre afin de pouvoir mieux appréhender son effet sur la température moyenne du globe. Il est donc important de préciser qu'il s'agit d'une **moyenne** dans l'espace mais aussi dans le temps puisque ce flux varie entre les pôles et l'équateur, entre le jour et la nuit et au cours des saisons.

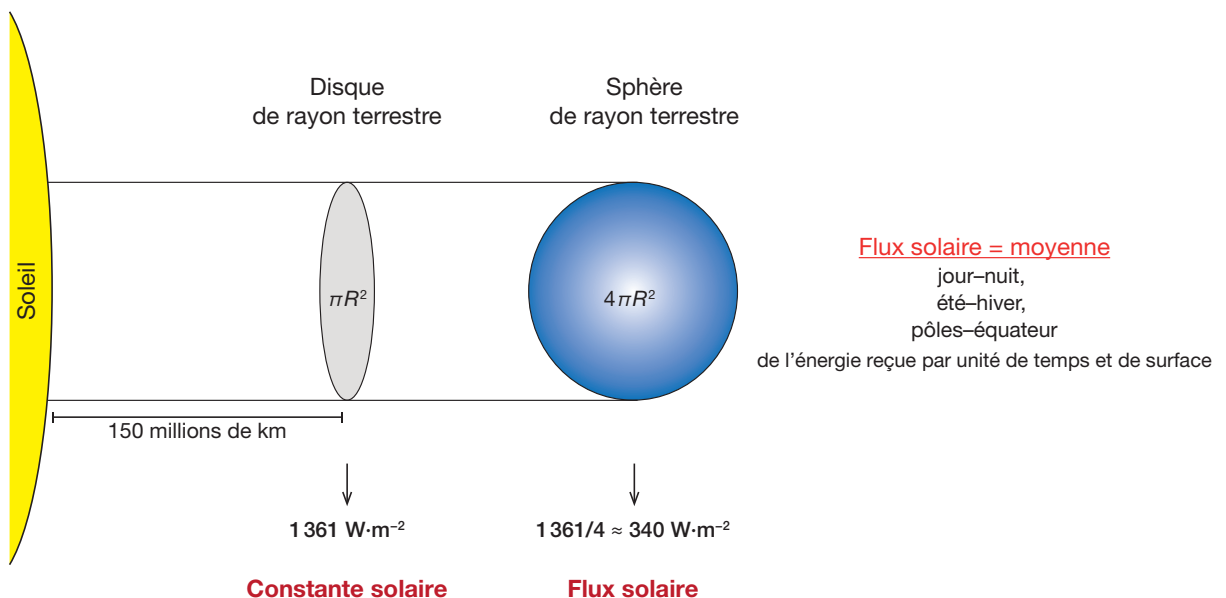


Figure 1.10. Répartition de l'énergie solaire sur un disque de rayon terrestre ou sur une sphère de rayon équivalent. Crédit : Q. Boesch

Encart 1.6 EXISTE-T-IL DES SOURCES INTERNES D'ÉNERGIE POUR LA DYNAMIQUE DES ENVELOPPES FLUIDES ?

L'énergie interne de la Terre s'exprime majoritairement par l'existence d'un **flux géothermique** en surface et très peu par le volcanisme ou par l'énergie cinétique associée aux séismes ou au déplacement des plaques lithosphériques. Ce flux géothermique, bien que très variable géographiquement, vaut en moyenne $0,090 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, soit 0,0265 % de l'énergie parvenant directement du Soleil en surface ($340 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$).

L'énergie gravitationnelle liée aux marées et susceptible de libérer de l'énergie sous forme de chaleur en raison des frottements ne compte que pour moins d'un dixième du

flux géothermique, soit moins de 0,0025 % de l'énergie de surface.

L'ensemble de ces sources internes d'énergie est donc responsable d'un flux 4000 fois plus faible que le flux d'origine solaire ! C'est donc véritablement le Soleil qui est la source d'énergie à l'origine de la dynamique des enveloppes fluides que sont l'atmosphère et l'océan.

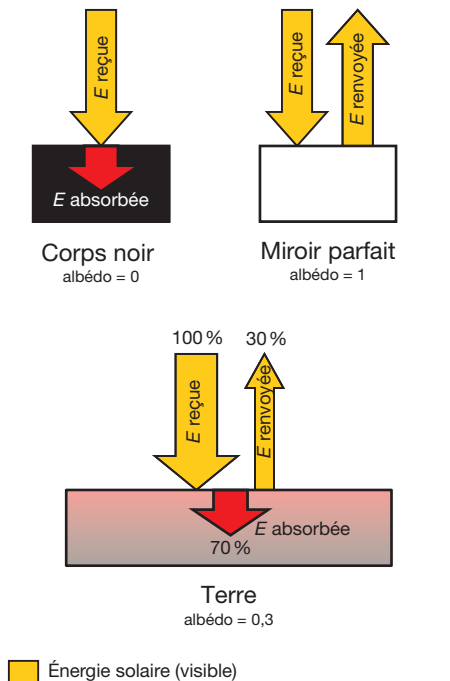
2.2 LE BILAN RADIATIF DE LA TERRE

Toute l'énergie solaire qui parvient à la Terre n'est pas uniquement absorbée, sinon la température terrestre s'élèverait continuellement. La Terre réémet également en permanence de l'énergie, ce qui conditionne sa température moyenne globale. Pour comprendre ce qui détermine la température terrestre, il est nécessaire de faire un **bilan de l'énergie reçue et perdue par le système climatique** de la Terre (système sol-atmosphère-océans-biosphère). C'est ce que l'on appelle le **bilan radiatif**. Ce bilan est un **élément majeur qui détermine le climat terrestre global** car il explique pourquoi la température moyenne de la Terre est de 15 °C.

2.2.1 L'ALBÉDO

Le premier élément à prendre en compte dans ce bilan est le renvoi d'une partie des rayons lumineux vers l'espace. En effet, lorsque l'énergie solaire visible arrive au niveau du sol, une partie est **réfléchi**e sous forme de rayonnement visible, une partie est **diffusée** sous forme visible également, et une partie est **absorbée**. L'énergie réfléchi et l'énergie diffusée sont donc renvoyées vers l'espace, dans la même longueur d'onde que celle avec laquelle l'énergie solaire est arrivée.

L'**albédo** permet de quantifier la proportion d'énergie renvoyée vers l'espace (par réflexion et diffusion) par rapport à la quantité totale d'énergie parvenant en surface (fig. 1.11).



L'albédo d'une surface parfaitement réfléchive (miroir parfait) se rapproche de 1 car il n'y a que de la réflexion et pas d'absorption. L'albédo d'un corps noir, qui par définition absorbe tous les rayonnements qu'il reçoit, serait de 0 (dans la réalité, il s'agit d'un objet théorique et aucune surface réelle ne possède un albédo parfaitement nul). **L'albédo moyen de la Terre vaut 0,3 ou 30%**, ce qui signifie que 30 % des $340 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ qui parviennent en surface sont renvoyés vers l'espace par réflexion et diffusion, soit environ $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Dans le détail, cette énergie est renvoyée par la diffusion liée aux molécules de l'atmosphère, par les nuages et par le sol (cf. fig. 1.18).

2.2.2 L'EFFET DE SERRE

On constate sur la figure 1.12 que la température mesurée à la surface de certaines planètes est **supérieure à la température théorique** en ne tenant compte que de la distance au Soleil. La température de Vénus est ainsi 440 °C plus élevée que celle attendue. La Terre possède également une température moyenne de 15 °C (moyenne jour-nuit, été-hiver, pôles-équateur) alors que la Lune, située à même distance du Soleil, possède une température moyenne de -18 °C. Or, la différence principale entre ces deux astres est la **présence d'une atmosphère** pour la Terre alors qu'elle est absente pour la Lune. Ce gain de température est lié à l'interaction des rayonnements avec l'atmosphère de la Terre, phénomène à l'origine d'un **effet de serre**.

$$\text{Albédo} = \frac{\text{Énergie réfléchiée} + \text{énergie diffusée}}{\text{Énergie reçue}}$$

Valeurs d'albédo de quelques surfaces :

Type de surface	Albédo (en %)
Neige fraîche	80–85
Sable	20–30
Herbe	20–25
Forêt	5–10
Océans (incidence normale)	3–5
Océans (incidence rasante)	50–80
Terre et atmosphère	30

Figure 1.11. Calcul de l'albédo et valeurs pour un corps noir, un miroir parfait et différents types de surfaces terrestres.

E = énergie. Crédit : Q. Boesch

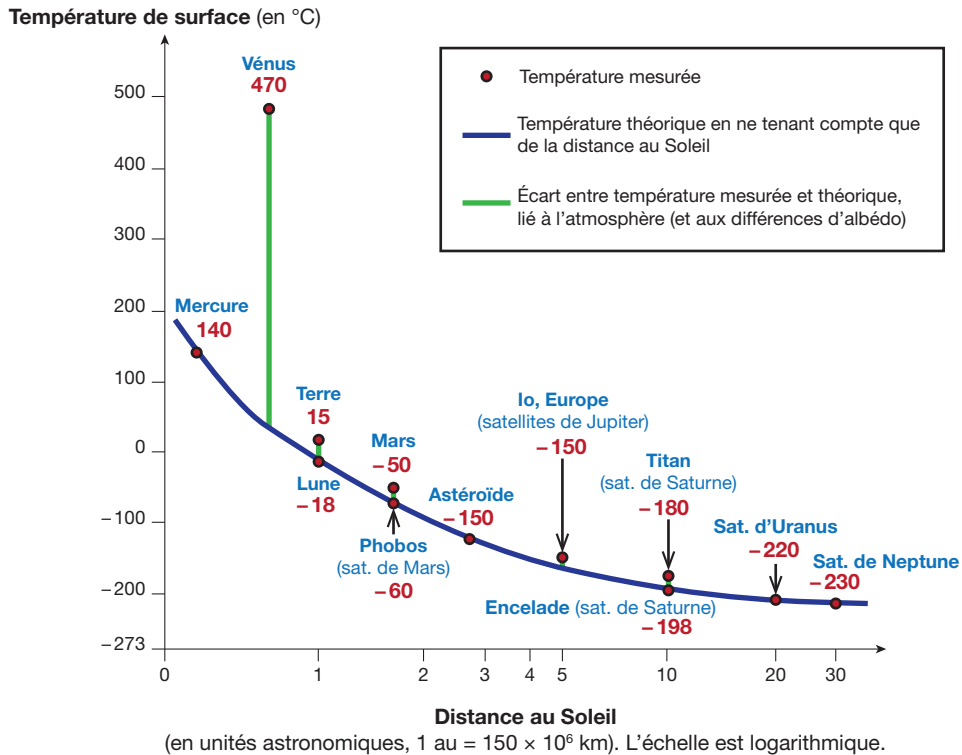


Figure 1.12. Température théorique de la surface de corps du système solaire et température mesurée.

La température théorique est celle que l'on obtient en ne tenant compte que de la distance au Soleil (fig. 7.9), elle décroît en fonction du carré de la distance car les rayons lumineux se répartissent sur une surface plus grande à mesure que l'on s'éloigne du Soleil. La température de surface est celle mesurée par les radiomètres infrarouges des sondes spatiales et les mesures *in situ*. Crédit : Q. Boesch

Encart 1.7 UN EFFET DE SERRE INDISPENSABLE À LA VIE

L'effet de serre est un phénomène parfaitement naturel. Malgré sa connotation négative, il est indispensable à la vie sur Terre car il permet l'existence d'une température

de 15 °C en moyenne et donc d'eau liquide. Ce qui est problématique n'est donc pas ce phénomène en tant que tel, mais son augmentation rapide suite aux activités anthropiques.

a) Quel est le principe de cet effet de serre ?

Les $340 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ reçus du Soleil sont apportés par des photons dont les longueurs d'ondes vont des UV aux IR en passant par le visible. 30 % de cette énergie sont renvoyés vers l'espace ($100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). Lorsque l'énergie solaire traverse l'atmosphère, $75 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ sont **absorbés par certains gaz atmosphériques** comme l'ozone qui absorbe les UV (et nous protège de leurs effets mutagènes) ou par la vapeur d'eau qui absorbe les proches IR (fig. 1.14 et 1.18). Les photons absorbés par ces gaz sont réémis sous forme d'infrarouges qui participent donc légèrement à chauffer l'atmosphère.

La majorité de l'énergie solaire est cependant **transmise** : elle peut traverser l'atmosphère sans aucun phénomène d'absorption car les gaz atmosphériques sont relativement **transparents à ces longueurs d'ondes visibles** (fig. 1.14 et 1.15). Ainsi, un flux de $340 - (100 + 75) = 165 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ arrive

au sol. À ce niveau, des **photons visibles sont absorbés par la surface**. Cette absorption **échauffe la surface** qui réémet donc des **photons infrarouges** (photons moins énergétiques, de longueurs d'onde plus grandes). Ces infrarouges participent massivement à chauffer l'atmosphère.

Contrairement à une idée reçue, **l'atmosphère n'est donc pas chauffée majoritairement par le Soleil mais par le sol**, qui a au préalable absorbé l'énergie solaire !

La Terre **émet un rayonnement infrarouge**. Or, cet infrarouge émis par la surface **ne peut pas entièrement repartir directement vers l'espace**, une partie va être absorbée par les **gaz à effet de serre** lors de la traversée de l'atmosphère.

En effet, certaines molécules comme **la vapeur d'eau H_2O , le dioxyde de carbone CO_2 , le protoxyde d'azote ou oxyde nitreux N_2O , l'ozone O_3 ou le méthane CH_4**

possèdent une structure atomique particulière (molécules à trois atomes ou plus) qui leur confère la particularité d'absorber certaines longueurs d'ondes dans la **gamme des infrarouges**. Les gaz à effet de serre présents dans l'atmosphère absorbent une partie des IR émis par le sol ou par l'atmosphère elle-même, ce qui augmente leur énergie et donc leur vitesse d'agitation, générant un échauffement. Ils émettent alors à leur tour des IR. Mais ces IR sont réémis

dans **toutes les directions**. Ainsi, une partie de l'énergie est renvoyée vers le sol et une partie vers l'espace (fig. 1.13). Les molécules diatomiques comme O_2 ou N_2 présentes dans l'atmosphère n'interagissent pas avec les IR et les laissent donc repartir vers l'espace. L'effet de serre est causé majoritairement par les gaz présents dans la **troposphère** car c'est dans cette partie inférieure de l'atmosphère que se concentrent l'essentiel des gaz.

Ce renvoi d'énergie thermique par les gaz à effet de serre crée un **surplus d'énergie qui arrive en surface**. L'exemple théorique de la figure 1.16 montre ainsi que la surface de la Terre reçoit un flux direct de puissance solaire de 100 unités et un flux de puissance rayonné par les gaz à effet de serre de 100 unités. La surface reçoit alors un total de 200 unités, soit plus de puissance que le Soleil ne lui envoie directement ! Cela change donc la **température d'équilibre** de la Terre par rapport à ce qu'elle serait sans atmosphère donc sans effet de serre.

Le mécanisme clé de l'effet de serre repose donc sur la **sélectivité d'absorption de certaines longueurs d'ondes** : les gaz atmosphériques sont **transparents au visible** mais certains sont **opaques aux infrarouges**, piégeant ainsi une partie de la chaleur dans l'atmosphère !

Cette propriété a valu à ce phénomène le nom d'effet de serre par analogie avec la serre horticole, bien que cette comparaison soit limitée. Dans la serre horticole, la vitre stoppe la convection donc il existe aussi un effet mécanique qui limite les pertes de chaleur et crée une augmentation de température alors que ce phénomène n'est pas présent dans l'atmosphère.

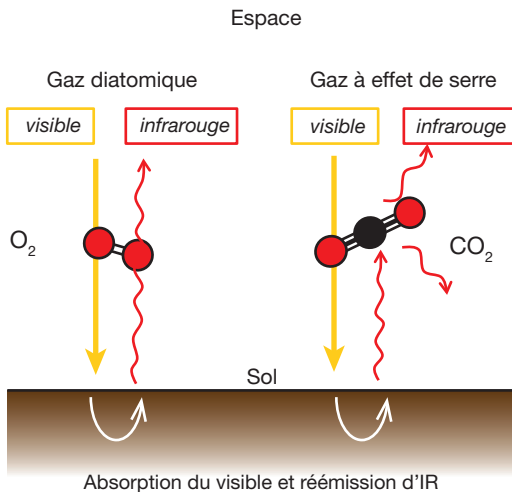


Figure 1.13. Structure moléculaire de certains gaz atmosphériques et interactions avec des rayonnements de différentes longueurs d'ondes. Le raisonnement pour N_2O , O_3 ou CH_4 est identique à celui présenté pour le CO_2 . Crédit : Q. Boesch

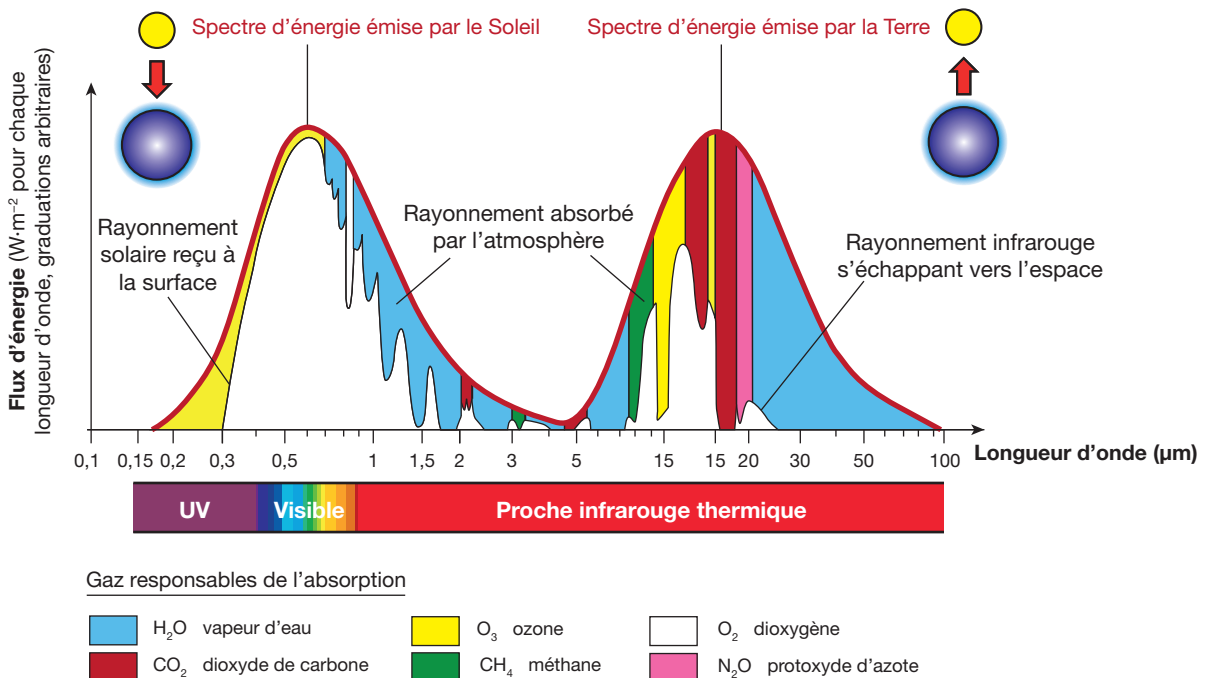


Figure 1.14. Longueurs d'ondes émises par le Soleil et la Terre. Crédit : Q. Boesch

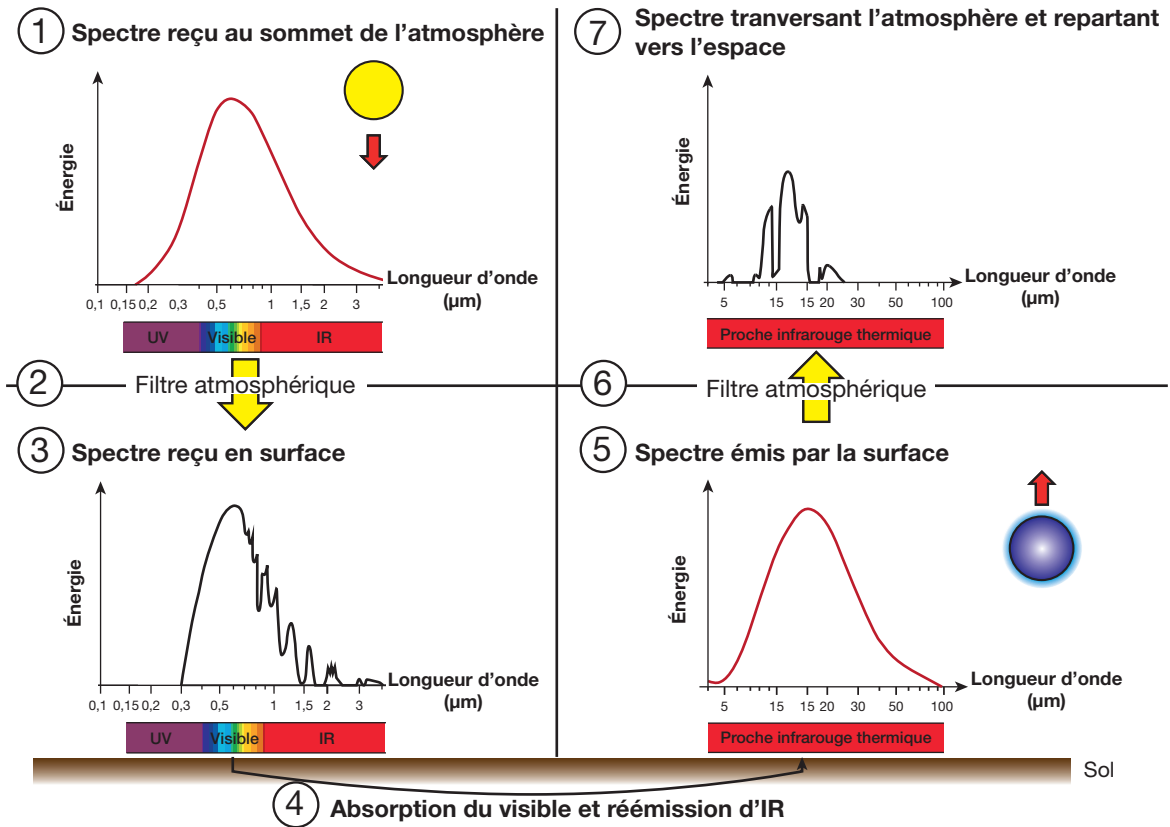


Figure 1.15. Explication schématique du devenir du rayonnement solaire reçu par la Terre.

La différence entre les spectres 5 et 7 correspond aux rayonnements piégés dans l'atmosphère par les gaz à effet de serre. Crédit : Q. Boesch

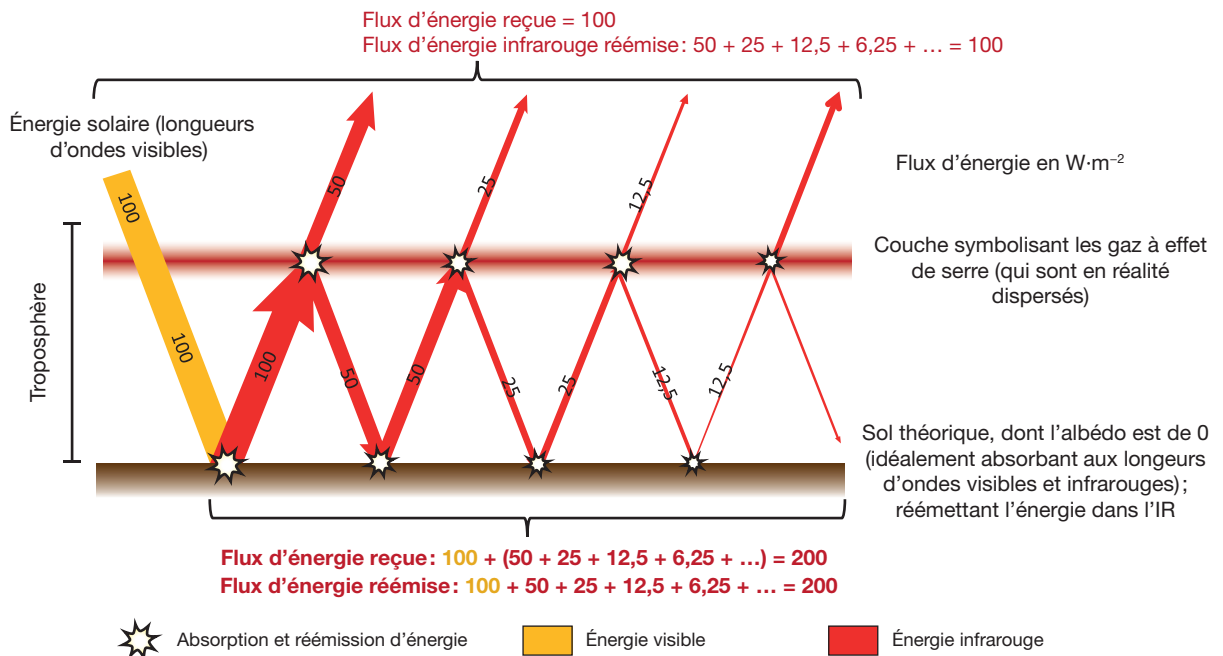


Figure 1.16. Le principe de l'effet de serre.

Dans cet exemple simplifié, le flux d'énergie solaire est de $100 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ afin de permettre de meilleures comparaisons. Attention : l'aspect de ce schéma ne doit pas faire oublier qu'il ne s'agit pas de réflexion des rayonnements mais systématiquement d'absorption puis de réémission d'énergie.

Crédit : Q. Boesch

Encart 1.8 COMMENT EXPLIQUER QUE LA SURFACE REÇOIVE PLUS D'ÉNERGIE QUE LE SOLEIL NE LUI EN ENVOIE DIRECTEMENT ?

Les figures 1.16 et 1.18 montrent que la Terre émet plus d'énergie sous forme d'IR qu'elle ne reçoit de rayonnement visible du Soleil. La Terre émet précisément $398 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ d'IR alors qu'elle ne reçoit que $165 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ de visible du Soleil !

Pour expliquer ce paradoxe, prenons un modèle analogue très simple de l'effet de serre (fig. 1.17). À t_1 , la surface est exposée aux rayonnements visibles du Soleil. La surface assimilée à un corps noir absorbe ce visible et réémet des IR. Elle chauffe progressivement et émet de plus en plus d'IR (t_2).

À mesure que la surface chauffe, elle émet des IR jusqu'à atteindre une température d'équilibre. À ce moment-là (t_3), la surface émet autant d'énergie qu'elle n'en reçoit (100 unités absorbées et 100 émises). Sa température reste stable mais basse. Nous obtenons un analogue d'une Terre sans atmosphère.

Si l'on place une vitre opaque aux IR (analogue d'une atmosphère contenant des gaz à effet de serre) au-dessus de la surface (t_4), cette vitre va à son tour absorber les IR et chauffer. Sa température augmente jusqu'à un état d'équilibre où elle réémet autant d'IR qu'elle en a reçu (t_5).

Ces IR sont théoriquement réémis pour moitié vers le sol (50 unités) et pour moitié vers l'extérieur du système (analogue de l'espace). Dans ce nouvel état, le sol reçoit un surplus d'énergie rayonné par la vitre (50 unités). Il reçoit en tout 150 unités d'énergie. En absorbant cette énergie additionnelle, sa température va augmenter jusqu'à un nouvel équilibre où il réémet à son tour 150 unités d'énergie.

Puisque le sol émet d'avantage d'énergie (150 unités), la vitre va également chauffer davantage et rayonner plus d'énergie vers le sol (75 unités). Ce cycle d'absorption-réémission se poursuit (t_6). L'équilibre final est atteint lorsque le sol reçoit 100 unités d'énergie du Soleil et 100 unités d'énergie de la vitre. Ainsi, le sol reçoit en tout 200 unités d'énergie (par unité de temps et de surface) alors que le Soleil ne lui en envoie directement que 100. Ce surplus d'énergie rayonné par la vitre (ou par l'atmosphère dans la réalité) est le mécanisme clé de l'effet de serre. Une fois ce second état d'équilibre atteint, la température du sol reste constante au cours du temps mais est plus élevée que sans la vitre. Nous obtenons un analogue d'une Terre avec effet de serre.

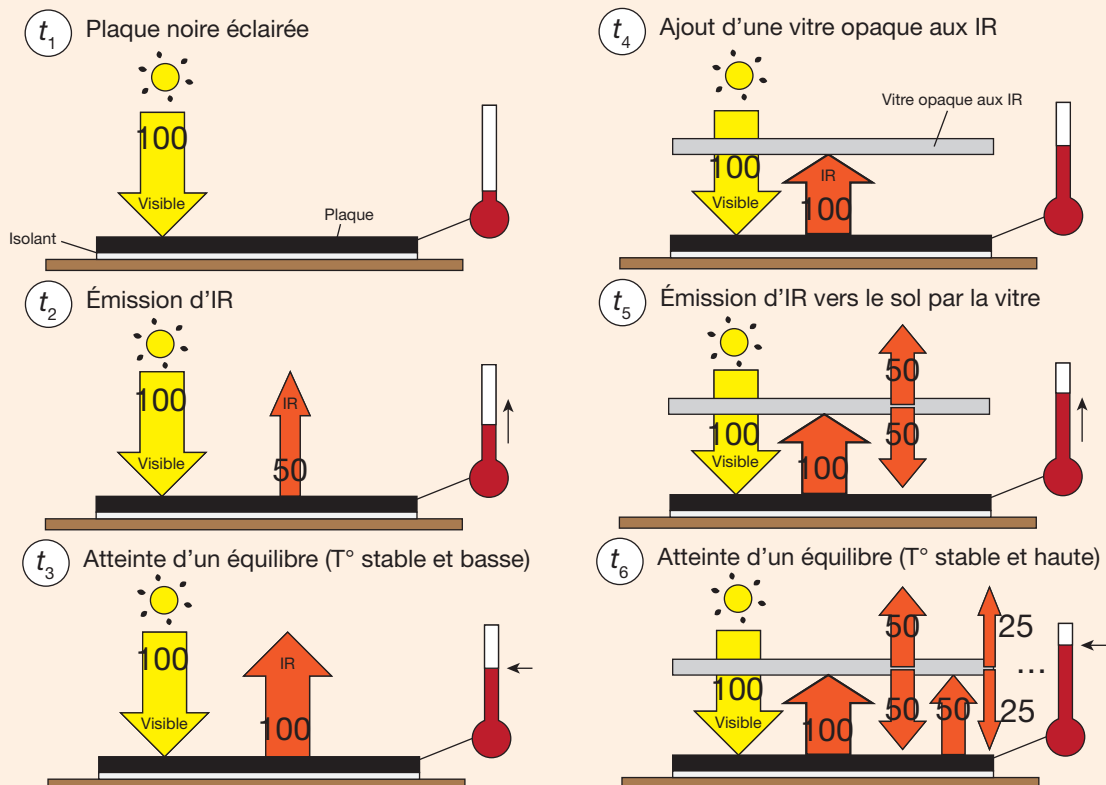


Figure 1.17. Modèle analogique d'effet de serre.

Crédit : Q. Boesch, d'après Jean-Louis Dufresne

b) Quantification de l'effet des différents gaz à effet de serre

La concentration en gaz à effet de serre est très faible dans l'atmosphère. On estime qu'à l'aplomb de 1 m^2 de surface terrestre on trouve plus de $10\,000 \text{ kg}$ d'air. Cependant, on ne compte que 30 kg de vapeur d'eau, un peu plus de 6 kg de CO_2 et quelques grammes d'ozone. Malgré cela, l'importance des gaz à effet de serre dans le bilan radiatif est primordiale !

Tous les gaz à effet de serre n'ont pas le même **pouvoir d'absorption des IR**. Le CO_2 absorbe nettement mieux les IR que la vapeur d'eau, ce qui signifie qu'à concentration égale il génère plus d'effet de serre. Cependant, pour quantifier l'impact d'un gaz à effet de serre sur le bilan radiatif, il faut aussi tenir compte de sa **concentration** dans l'atmosphère terrestre. La vapeur d'eau étant bien plus abondante que le CO_2 , c'est elle qui contribue majoritairement à l'effet de serre naturel et donc à l'élévation des températures terrestres, malgré son pouvoir d'absorption plus faible !

Encart 1.9 DIFFUSION ET ABSORPTION : DES TERMES À NE PAS CONFONDRE

La **diffusion** désigne un simple **changement de direction** de propagation d'une onde lumineuse par interaction avec une particule. Dans le cas de la Terre, la surface reçoit des longueurs d'onde visibles et renvoie une partie de ce visible dans une autre direction mais sans perte d'énergie. Lors de la diffusion, il n'y a pas de changement de longueur d'onde.

L'**absorption** correspond au processus physique par lequel l'énergie électromagnétique est **transformée en une autre forme d'énergie**. Le photon absorbé est alors **détruit** par l'opération et son énergie électromagnétique est absorbée par la matière. Cette énergie absorbée peut par la suite être réémise sous forme de photons de plus grande

longueur d'onde et/ou transformée en agitation particulière (augmentation de la vitesse de la particule), ce qui se traduit à l'échelle macroscopique par une augmentation de la température. Dans le cas de la Terre, la surface reçoit des photons visibles, dont une partie est absorbée. Cette **énergie électromagnétique visible absorbée** est ensuite **transformée en agitation cinétique** et/ou émission électromagnétique sous forme de **rayonnement infrarouge**.

L'albédo détermine la part relative de ces deux processus : si l'albédo d'un corps vaut 0, il n'y a que de l'absorption ; si l'albédo vaut 1, il n'y a que de la diffusion. La Terre ayant un albédo de 30 %, un tiers de l'énergie solaire est renvoyé et deux tiers sont absorbés.

2.2.3 QUANTIFICATION DES FLUX D'ÉNERGIE DANS L'ATMOSPHÈRE TERRESTRE

La figure 1.18 permet de faire le bilan de tous ces flux d'énergie.

La Terre reçoit $165 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ directement du Soleil, mais réémet environ $398 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ sous forme d'infrarouges. Ceci peut sembler paradoxal que la Terre émette plus d'énergie qu'elle n'en reçoit du Soleil, mais il ne faut pas oublier que la surface reçoit aussi $345 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ qui sont rayonnés par l'atmosphère en raison de l'effet de serre (cf. encart 1.8) ! La surface reçoit donc $165 + 345 = 510 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ et en réémet $398 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ sous forme d'infrarouges.

Le bilan radiatif dépend donc du flux solaire incident, de l'albédo et de l'effet de serre comme nous l'avons vu. Cependant, il dépend aussi de deux **flux non radiatifs**, c'est-à-dire faisant appel à d'autres modes de transfert de chaleur que la radiation.

En effet, la surface terrestre émet des IR qui chauffent l'air à son contact. Ces masses d'air chaudes ont tendance à se dilater et à s'élever (voir §3.2). Arrivées dans la partie

haute de l'atmosphère, leur chaleur peut être libérée dans l'environnement. Il s'agit d'un transfert thermique associé à un transfert de matière donc de **convection**. Ce flux de $24 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ transfère de l'énergie de la surface vers l'atmosphère sous forme de **chaleur spécifique**. Il refroidit donc la surface terrestre et chauffe l'atmosphère. Il participe à équilibrer le bilan radiatif.

Par ailleurs, la chaleur de la surface terrestre est susceptible de provoquer l'évaporation de l'eau des océans. Un mètre d'eau s'évapore en moyenne de la surface chaque année, ce qui nécessite un flux d'énergie de $88 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Lorsque les masses d'air chargées en humidité parviennent en altitude, la vapeur d'eau se condense en libérant de l'énergie sous forme de **chaleur latente** (énergie échangée lors d'un changement d'état de l'eau, cf. encart 1.10). Ainsi, la surface perd de l'énergie au moment de l'évaporation, ce qui la refroidit. L'atmosphère gagne de l'énergie lors de la condensation, qui participe à un équilibre du bilan radiatif.

Ces deux flux non radiatifs induisent une perte d'énergie au niveau de la surface terrestre et donc un refroidissement.

Sans eux, la surface de la Terre serait beaucoup plus chaude, car la surface émettrait $510 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ uniquement sous forme d'infrarouges et la température moyenne de surface serait de quasiment 35°C et non de 15°C , la rendant en grande

partie invivable. Les 33°C de gain de température entre la Terre et la Lune (de -18°C à $+15^\circ\text{C}$) ne correspondent donc pas uniquement à l'effet de serre mais à l'effet de serre diminué des flux non radiatifs.

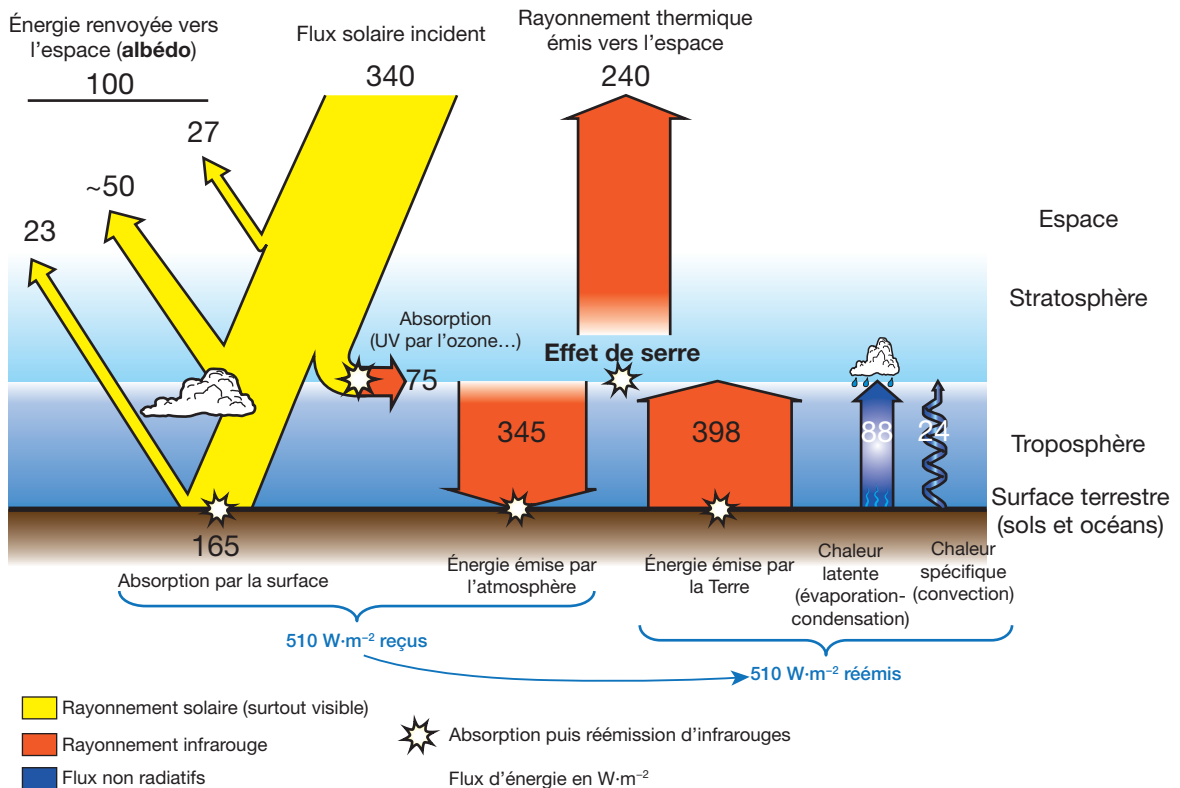


Figure 1.18. Le bilan radiatif de la Terre.

Ce bilan est une moyenne jour-nuit, pôles-équateur, été-hiver pour la période 2000–2010. Les flux arrivant en surface ont un effet réchauffant, les flux partant de la surface ont un effet refroidissant.

Crédit : Q. Boesch, d'après les valeurs tirées de Stephens et al., Nature Geoscience, n° 10, vol. 5, octobre 2012

Pour conclure, l'atmosphère reçoit l'énergie issue de l'absorption directe des UV ($75 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), les IR émis par le sol ($398 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) et la chaleur issue de la convection ($88 + 24 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), soit un total de $585 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. L'atmosphère réémet ces $585 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ en direction du sol ($345 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) et en direction de l'espace ($240 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$).

À l'échelle globale, les analyses par satellites comme celles du programme *Earth Radiation Budget* ont permis de mettre en évidence qu'il y avait comme attendu **autant d'absorption que d'émission** d'énergie au sommet de l'atmosphère. Le bilan radiatif est donc équilibré. Ceci est également vrai au niveau du sol (il reçoit $510 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ et réémet $510 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$). Cela signifie qu'il n'y a **pas d'élévation ou de baisse de température** de ces différents compartiments au cours du temps.

Pour autant, ce n'est pas parce que le bilan radiatif est équilibré au sommet et à la base de l'atmosphère que la température associée à cet équilibre y est la même ! Le flux d'énergie arrivant en surface est plus important que celui arrivant au sommet de l'atmosphère. Par conséquent, la température de la surface est plus élevée que celle du sommet de l'atmosphère.

La modification d'un paramètre du bilan radiatif (flux solaire, albédo, teneur en gaz à effet de serre, flux non radiatifs liés à la circulation atmosphérique et océanique) est susceptible de modifier cet équilibre et donc de provoquer des **variations climatiques** (voir chapitres 2 et 3).

Encart 1.10 CHALEUR SPÉCIFIQUE, CHALEUR LATENTE ET TEMPÉRATURE

1. Chaleur et température: deux grandeurs différentes à ne pas confondre

La **chaleur** est un **transfert d'énergie** sous forme d'agitation cinétique de particules. Elle fait varier la **quantité totale d'énergie** présente dans un système. La **température** est proportionnelle quant à elle à la **moyenne** des énergies cinétiques des particules (dans le cas idéal d'un gaz parfait). Par exemple, la température d'une tasse de café est plus élevée que celle d'un bain, ce qui signifie que les molécules d'eau s'agitent plus dans le café. Cependant, il faut plus d'énergie pour chauffer l'eau d'un bain que celle d'un café, le bain contient ainsi plus d'énergie. Il est susceptible de fournir plus de chaleur. Bien que ces termes soient pris pour synonymes dans le langage courant, il faut bien les distinguer !

2. Les deux formes d'énergies échangeables par un corps

La **chaleur spécifique** (aussi appelée **chaleur sensible** ou **capacité thermique massique**) désigne la quantité d'énergie qu'il faut apporter à un corps d'une masse de 1 kg pour élever sa température d'un degré (mais sans changer d'état). Plus la chaleur spécifique d'un corps est élevée, plus il faut fournir d'énergie au corps pour élever sa température. Cela signifie aussi que ce corps a une forte capacité à accumuler de l'énergie. L'eau a par exemple une chaleur spécifique 4 fois plus élevée que celle de l'air, ce qui explique

la grande inertie thermique des océans comparée à celle de l'atmosphère. Elle s'exprime en joules par kilogramme et par kelvin ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$). Cette chaleur peut être échangée directement par conduction ou convection à l'interface entre l'océan et l'atmosphère.

Lors des **changements d'état**, de l'énergie, donc de la **chaleur peut être échangée avec le milieu**: il s'agit de **chaleur latente** (aussi appelée *enthalpie de changement d'état*). L'**évaporation** de l'eau est par exemple un processus qui **consomme de l'énergie**: il faut fournir de l'énergie à l'eau pour qu'elle s'évapore, c'est ce que nous réalisons quand nous faisons bouillir de l'eau dans une casserole placée sur le feu. De la même façon, l'évaporation de notre transpiration consomme de l'énergie, ce qui **refroidit** notre corps et participe à notre thermorégulation. À l'échelle moléculaire, la chaleur latente de vaporisation correspond à l'énergie permettant de briser les liaisons hydrogène entre les molécules d'eau. La fusion de la glace consomme également de l'énergie pour briser les liaisons hydrogène entre molécules d'eau (c'est la chaleur latente de fusion). À l'inverse, la condensation et la cristallisation libèrent de la chaleur latente dans le milieu. Ainsi, lors de l'évaporation de l'eau, les océans se refroidissent. Lorsque la vapeur d'eau condense et forme des nuages, cette chaleur est libérée dans le milieu. Il y a donc un échange d'énergie indirect ou différé entre l'océan et l'atmosphère, à l'origine du terme de **chaleur latente**. Elle s'exprime en $\text{J} \cdot \text{mol}^{-1}$.

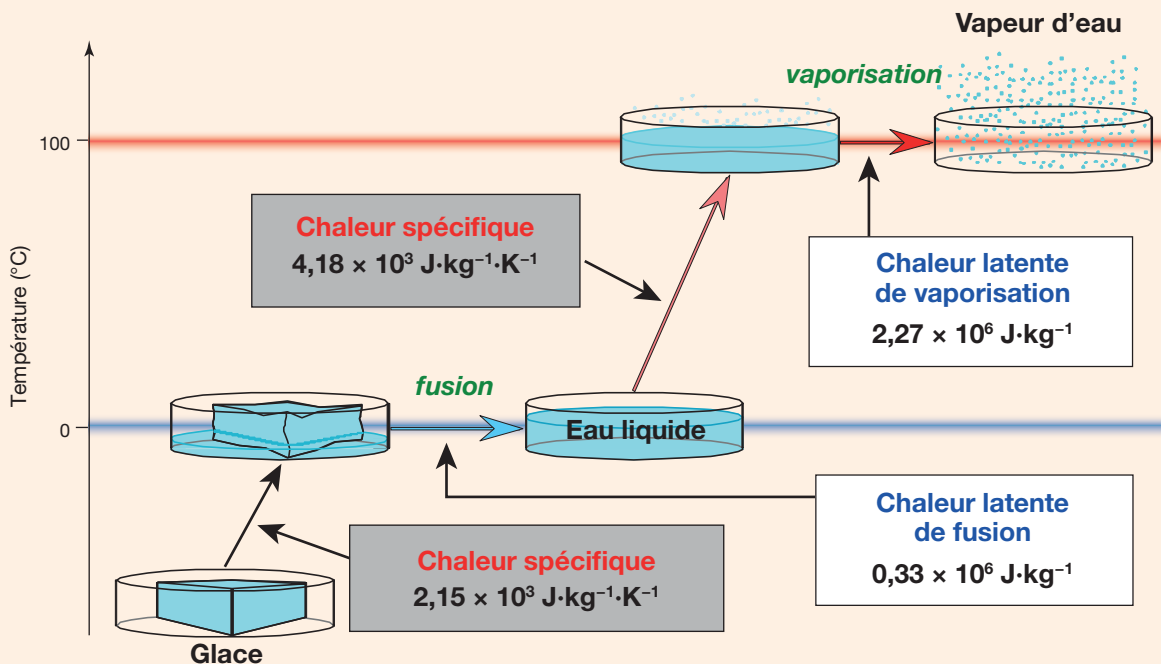


Figure 1.19. Chaleur spécifique et chaleur latente de l'eau. Crédit : Q. Boesch

2.3 VARIATIONS SPATIALES ET TEMPORELLES DU BILAN RADIATIF À L'ORIGINE DES CLIMATS ET DES SAISONS

2.3.1 LES VARIATIONS ÉNERGÉTIQUES LATITUDINALES

Le bilan radiatif montre que la Terre reçoit en moyenne un flux d'énergie solaire de $340 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Or, cette énergie n'est pas uniformément répartie à sa surface. L'insolation est plus forte à l'équateur qu'aux pôles. Cette particularité s'explique par la **sphéricité** de la Terre. Prenons deux faisceaux lumineux éclairant une planète comme sur la figure 1.20. Ces faisceaux ayant le même diamètre, on considère qu'ils transportent la même quantité d'énergie par unité de temps (donc le même flux d'énergie en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). Cependant, ces deux faisceaux d'énergie ne se répartissent pas sur une même surface. La surface éclairée est plus petite à l'équateur qu'aux pôles, donc l'énergie y est **plus concentrée** par unité de surface.

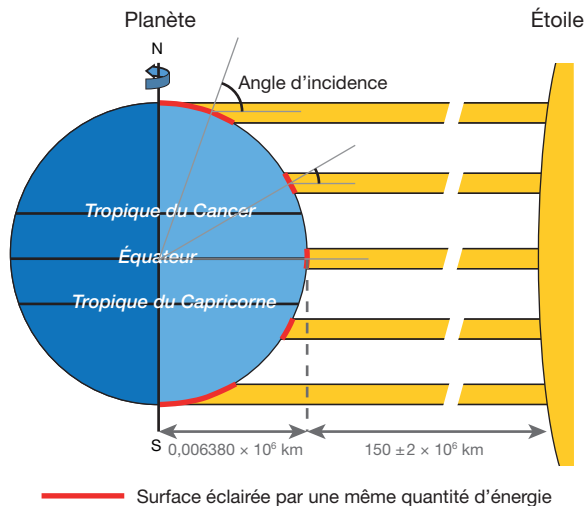


Figure 1.20. Répartition de l'énergie solaire à la surface d'une planète en lien avec la sphéricité.

La répartition est indiquée pour une planète sans obliquité (son axe de rotation est orthogonal au plan de sa trajectoire autour de son étoile) pour bien montrer que l'obliquité présentée par la Terre n'est pas indispensable à l'existence d'une insolation différentielle. L'échelle de distance indiquée pour la Terre montre bien que la différence de distance entre les pôles, l'équateur et l'étoile est négligeable et ne peut être la cause de l'insolation différentielle. Crédit : Q. Boesch

Globalement, la surface sur laquelle se répartit cette énergie dépend de l'**angle d'incidence** des rayons solaires, c'est-à-dire l'angle entre la verticale du lieu et les rayons solaires. Plus les rayons arrivent perpendiculairement à la surface (angle d'incidence proche de zéro), plus la surface éclairée sera faible et plus l'énergie y sera concentrée. L'insolation est donc plus forte à l'équateur qu'aux pôles. La sphéricité est donc à l'origine d'une **insolation différen-**

tielle (insolation variant en fonction de la latitude). Cette particularité explique qu'il fasse globalement plus chaud à l'équateur qu'aux pôles, cela détermine donc en partie les **climats zonaux** de la Terre, c'est-à-dire la **répartition des climats en fonction de la latitude**.

2.3.2 LES VARIATIONS ÉNERGÉTIQUES SAISONNIÈRES

Les variations saisonnières de températures sont évidentes pour nous qui habitons en zone tempérée. Nous venons de voir que le bilan radiatif était une moyenne annuelle. Intéressons-nous à présent à ses variations temporelles pour comprendre l'origine des saisons.

À ces variations spatiales d'insolation se surimposent des **variations saisonnières** comme le montre la figure 1.21. L'hémisphère nord reçoit un maximum d'insolation durant l'été boréal et l'hémisphère sud reçoit un maximum d'insolation durant l'été austral. La zone où le flux solaire est le plus important va déterminer la position de la zone la plus chaude de la surface appelée **équateur thermique**. Cet équateur thermique a certes une position moyenne autour de l'équateur géographique, mais sa position varie entre les deux tropiques au cours de l'année. Comment expliquer ces variations saisonnières d'insolation ?

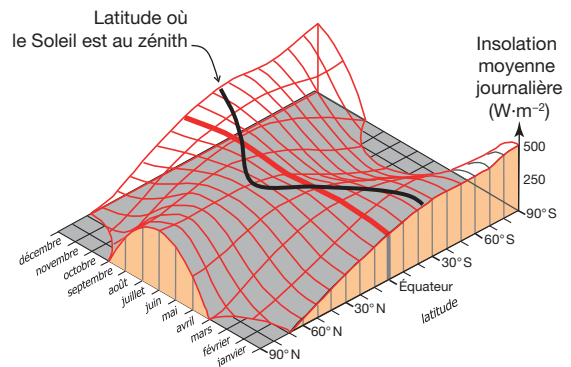


Figure 1.21. Les variations saisonnières d'insolation.

La zone où se situe le maximum d'insolation se déplace au cours des saisons. Les pôles ont une insolation moyenne journalière très élevée en été car le Soleil ne se couche pas et éclaire la surface 24 h/24 et nulle en hiver car le Soleil ne s'y lève pas. Crédit : Q. Boesch

La figure 1.20 doit être complétée car en réalité la Terre possède une certaine **obliquité** (fig. 1.22). L'obliquité est définie comme l'angle entre l'axe de rotation de la Terre (axe définissant l'axe nord-sud géographique) et la normale au **plan de l'écliptique** (plan contenant la trajectoire elliptique de la Terre autour du Soleil). Cette obliquité vaut actuellement $23^{\circ}26'$. La conséquence de cette obliquité est que les rayons du Soleil n'arrivent pas toujours à la verticale des mêmes zones de la Terre au cours de l'année.

Quentin Boesch

Climatologie

À la découverte des climats passés,
présents et futurs de notre planète

Pourquoi y a-t-il des déserts et des zones pluvieuses sur Terre ? Quelle est l'origine des cyclones et des tempêtes ? Comment peut-on « remonter le temps » pour déceler les variations du climat passé de la Terre ? Quelles sont les causes et les conséquences du changement climatique que nous vivons actuellement ? Quel climat nous attend dans les prochaines décennies ?

L'objectif du livre est de répondre à ces questions – et à bien d'autres encore – en abordant le fonctionnement du système climatique de notre planète et en décelant les innombrables interactions entre les océans, l'atmosphère, les continents, les glaces des pôles et la biosphère qui régissent son fonctionnement.

Cette compréhension est devenue un outil indispensable pour décrypter les nombreux phénomènes climatiques auxquels nous sommes exposés. La réponse à ces questions s'organise en trois parties :

- Comprendre l'origine de la diversité des climats terrestres actuels
- Reconstituer et expliquer les variations climatiques du passé
- Caractériser le changement climatique actuel et discuter de l'évolution future du climat

Malgré la complexité des sciences du climat, les notions sont explicitées pas à pas et richement illustrées. Des bilans aident le lecteur à hiérarchiser les notions en faisant ressortir les concepts fondamentaux. Des encarts

invitent les plus curieux à approfondir leurs connaissances. De nombreux exercices intégralement corrigés permettent enfin de vérifier l'acquisition des connaissances et la maîtrise de leur application.

L'ouvrage s'adresse aux étudiants de licence et de master de sciences de la Terre, de géographie, aux candidats préparant le CAPES des SVT et l'agrégation des SV-STU. L'ouvrage étant conçu de manière à couvrir les notions de climatologie abordées dans les programmes du secondaire et des classes préparatoires BCPST, il s'adresse également aux enseignants cherchant à actualiser leurs connaissances.

L'auteur

Agrégé en Sciences de la vie, Sciences de la Terre et de l'Univers, **Quentin Boesch** est PRAG en Sciences de la Terre à l'EOST (École et Observatoire des Sciences de la Terre, université de Strasbourg). Il y forme principalement les candidats aux concours de l'enseignement et de futurs ingénieurs en géophysique. Il intervient pour la formation continue des enseignants et réalise également des conférences de vulgarisation à destination des élèves du primaire et du secondaire, ainsi que du grand public. Enseignant invité dans une université étrangère, il participe à des missions de recherche en sédimentologie et en paléontologie.

- Nombreux schémas et illustrations en couleurs
- Encarts techniques et fiches pédagogiques
- Exercices d'application intégralement corrigés

En ligne : de nombreux
exercices complémentaires
intégralement corrigés également
accessibles par flash codes

ISBN : 978-2-8073-4795-3



deboeck
SUPÉRIEUR

www.deboecksuperieur.com