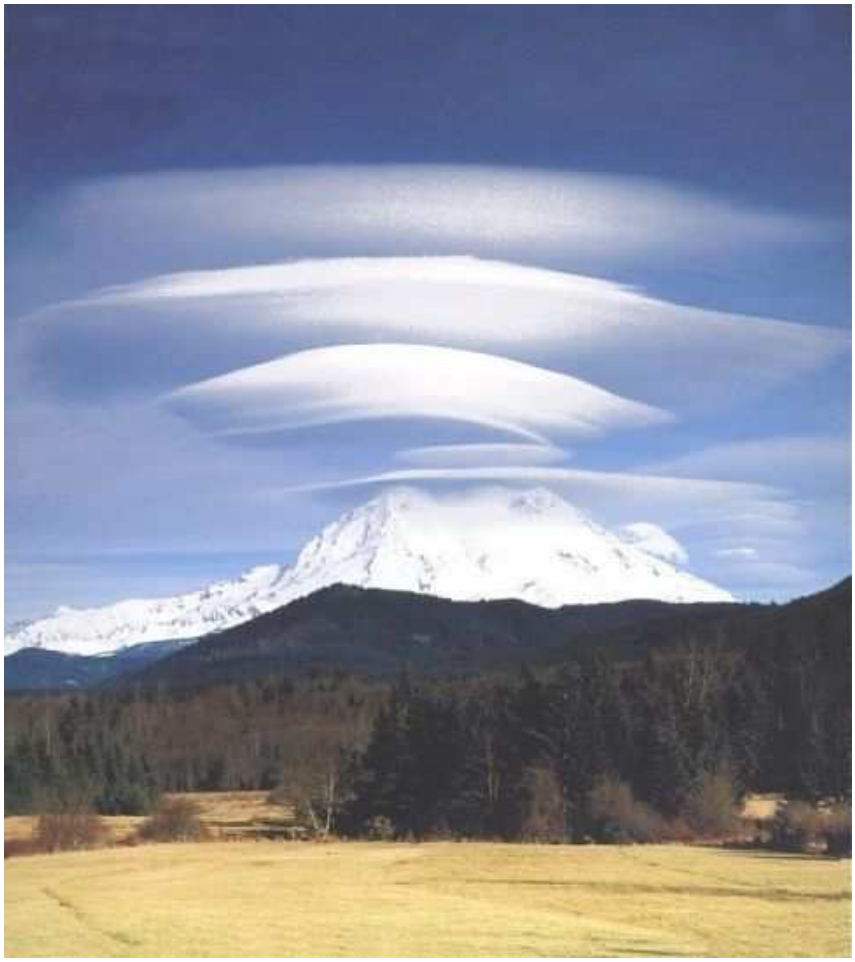
L1 SVT Majeure Sciences de la Terre et de l'Univers

Enseignement de *Cycles externes*

—

Une introduction à l'atmosphère terrestre : description, bilan énergétique et circulations



François Gheusi, Laboratoire d'Aérologie, Toulouse

Table des matières

1 Présentation de l'atmosphère terrestre **5**

1.1 Notions générales 5

1.1.1 Définition. Condition de pérennité 5

1.1.2 La pression atmosphérique 6

1.2 Atmosphères planétaires 11

1.2.1 Tour d'horizon du système solaire 11

1.2.2 Modes de formation des atmosphères 12

1.3 L'atmosphère de la Terre de l'origine à nos jours 13

1.4 L'atmosphère terrestre actuelle 14

1.4.1 Les différentes couches atmosphériques 14

1.4.2 Composition de l'atmosphère terrestre 19

1.4.3 L'importance de certains constituants mineurs 21

2 Transferts d'énergie dans l'atmosphère – Effet de serre **31**

2.1 Rayonnement électromagnétique – Rayonnement thermique 31

2.1.1 Rayonnement électromagnétique 31

2.1.2 Lois du rayonnement thermique 34

2.2 L'équilibre thermique de la Terre 37

2.2.1 Notre source d'énergie : le Soleil 37

2.2.2 Le rayonnement thermique de la Terre 39

2.3 Bilan énergétique – Effet de serre 43

2.3.1 Bilan énergétique 43

2.3.2 Actions de l'atmosphère sur le rayonnement 45

2.3.3 Influence spécifique des nuages 48
2.3.4 Effet de serre 48

3 Circulation atmosphérique 51

3.1 Le vent 51
3.1.1 Vent horizontal et vertical 51
3.1.2 Mécanique du vent 51
3.1.3 Détermination du vent géostrophique 52
3.2 Moteur des mouvements atmosphériques 52
3.2.1 Conséquence des variations de la température 52
3.2.2 Profils méridiens moyens de température et de pression 54
3.3 Circulation générale 55
3.3.1 Circulation zonale moyenne 55
3.3.2 Circulation méridienne moyenne 58
3.4 Aspects énergétiques 59
3.4.1 Bilan radiatif suivant la latitude 59
3.4.2 Transport d'énergie par la circulation atmosphérique 60

Chapitre 1

Présentation de l'atmosphère terrestre

1.1 Notions générales

1.1.1 Définition. Condition de pérennité

Qu'est-ce qu'une atmosphère ?

C'est enveloppe gazeuse entourant une planète (ou un satellite).

L'atmosphère peut jouer de nombreux rôles affectant les conditions qui règnent sur les planètes qui en possèdent une. Sur Terre par exemple, l'atmosphère peut être vue comme :

- un **bouclier mécanique** nous protégeant des météorites,
- un **bouclier contre certaines radiations dangereuses**, voire mortelles, régnant dans l'espace (rayonnement UV et vent solaires, rayonnement cosmique),
- un **régulateur thermique** assurant presque partout des températures propices à la vie,
- une **machine thermique** convertissant l'énergie solaire en mouvement,
- un **réacteur chimique** où ont lieu de nombreuses réactions, naturelles (comme la photosynthèse, l'oxydation des minéraux, etc.) ou due à l'homme (comme celles créant le médiatique "trou" dans la couche d'ozone),
- etc.

Comment une planète peut-elle garder durablement son atmosphère ?

Bien évidemment, aucune planète n'est entourée d'une enceinte hermétique pour retenir son atmosphère ! C'est en fait la **gravité** qui peut jouer le rôle de retenir le gaz dans l'environnement planétaire – *i.e.* près de la surface pour les planètes telluriques. Mais alors, pourquoi les molécules de gaz ne tombent-elles pas à la surface comme des pierres ?

A l'échelle microscopique qui est la leur, les molécules sont aussi soumises à une **agitation thermique**, dirigée en tous sens (y compris vers le haut, et avec des vitesses très élevées, de

l'ordre du km/s !). Cette agitation implique qu'une masse de gaz non confinée va avoir une tendance spontanée à se disperser.

A l'échelle qui est la nôtre, la gravité va donc avoir tendance à comprimer le gaz, et l'agitation thermique à le détendre. Si la gravité est suffisante (voir TD), il s'établit un équilibre entre ces deux tendances antagonistes. De cet équilibre résulte alors une **pression atmosphérique** stable.

1.1.2 La pression atmosphérique

Remarque : Dans ce paragraphe, on fait essentiellement référence à l'atmosphère terrestre. Cependant, toutes les notions abordées ici sont au mieux valables, au pire transposables aux atmosphères des autres planètes.

Rappel : pression exercée par un fluide

L'agitation thermique des molécules d'un fluide (*i.e.* un gaz ou un liquide) se traduit à notre échelle – dite macroscopique – par une force s'exerçant sur la surface des corps en contact avec le fluide. Si ce fluide est l'air, on parle alors de pression atmosphérique.

En chaque point de contact, cette force est dirigée perpendiculairement à la surface de contact, dans le sens opposé au fluide. Son intensité F est proportionnelle à la surface de contact S :

$$F = P \times S. \tag{1.1}$$

Le coefficient de proportionnalité P est appelé **pression du fluide**. Son unité SI est le pascal[1] (Pa) : 1 Pa = 1 N/m^2 (newton par mètre carré).

Une autre unité communément utilisée est le bar : 1 bar = 10^5 Pa. Par exemple, la pression de l'air dans un pneu de voiture est d'environ 2 bars ; celle du champagne dans une bouteille fermée d'environ 6 bars.

Les météorologues utilisent le plus souvent le millibar (mb) ou l'hectopascal (hPa) : 1 mb = 1 hPa = 100 Pa.

L'équilibre hydrostatique

Ceux qui pratiquent la montagne savent d'expérience que la pression de l'air chute lorsqu'on s'élève en altitude. Ici, on se propose d'établir la loi qui décrit cette variation.

Elle est basée sur l'hypothèse, dite ***de l'équilibre hydrostatique***, que **l'air est immobile et en équilibre mécanique dans le référentiel terrestre.**

[1] en hommage au mathématicien, physicien et philosophe français Blaise Pascal (1623-1662) qui découvrit la pression atmosphérique par une série d'expériences menées à Clermont-Ferrand et au sommet du Puy-de-Dôme.

(Bien sûr l'air est en général en mouvement – c'est le vent – et cette hypothèse n'est pas strictement vraie. Cependant, ses conséquences permettent de rendre compte des variations réelles de la pression avec l'altitude de façon très précise : c'est ce qui en fait son intérêt, et ce pourquoi nous l'utilisons.)

Prenons comme système mécanique étudié une colonne d'air verticale, de section S (de petite dimension, disons quelques m^2), située entre les altitudes z_1 et $z_2 > z_1$. On appellera M_{z_1,z_2} la masse de cette colonne.

Le bilan des forces *extérieures* exercées sur ce système est le suivant :
- le poids de la colonne d'air $\vec{\mathcal{P}} = M_{z_1,z_2}\,\vec{g}$,
- la force de pression exercée par l'air situé juste au dessous de la colonne, $\vec{\mathcal{F}}_1 = P(z_1)S\vec{u}_z$ (elle est dirigée vers le haut),
- la force de pression exercée par l'air situé juste au dessus, $\vec{\mathcal{F}}_2 = -P(z_2)S\vec{u}_z$ (elle est dirigée vers le bas).
- la résultante des forces de pression exercées par l'air sur les parois latérale de la colonne :$\vec{\mathcal{F}}_{lat}$.

Ici $\vec{u}_z$ représente le vecteur unité dirigé vers le haut, et $\vec{g} = -g\vec{u}_z$.

La condition de l'équilibre mécanique est donc

$$\vec{\mathcal{P}} + \vec{\mathcal{F}}_1 + \vec{\mathcal{F}}_2 + \vec{\mathcal{F}}_{lat} = 0.$$

$\vec{\mathcal{F}}_{lat}$ est la somme de vecteurs horizontaux, elle est donc elle même horizontale. Les autres forces sont verticales. On a donc en projection horizontale $\vec{\mathcal{F}}_{lat} = 0$, et en projection verticale, en remplaçant chaque terme par son expression, il vient :

$$\boxed{\Delta P(z_1, z_2) = P(z_2) - P(z_1) = -\frac{M_{z_1,z_2}\,g}{S}} \tag{1.2}$$

Dans cette expression, le membre de droite est manifestement négatif, et donc $P(z_2) > P(z_1)$, traduisant le fait que la pression de l'air diminue avec l'altitude.

Une conséquence mathématique est que la pression est une fonction monotone (décroissante) de z, et donc qu'à une pression donnée correspond une et une seule altitude. C'est sur ce principe que sont basés de nombreux modèles d'altimètres. Il est en outre possible d'exprimer à quel niveau on se trouve dans l'atmosphère par la donnée d'une pression. C'est d'ailleurs ce que font couramment les météorologues[2].

Retenons finalement les résultats suivants :

- **La masse d'une colonne d'air est proportionnelle à la différence de pression entre sa base et son sommet.**
- **La pression de l'air diminue avec l'altitude.**
- **A une pression donnée correspond une et une seule altitude : c'est la base de l'altimétrie barométrique.**

[2]Pour des raisons historiques : le GPS est une invention récente, et pendant longtemps, les météorologues ne savait pas précisément à quelle hauteur se trouvait les ballons-sondes qu'ils lançaient. En revanche les ballons sont équipé depuis toujours d'une mesure de la pression : l'enregistrement de cette mesure au cours du vol permettait donc de savoir comment le ballon avait voyagé verticalement.

En TD, nous démontrerons que la relation 1.2 peut s'écrire sous forme différentielle (*i.e.* en utilisant la notion mathématique de dérivée) de la façon suivante :

$$\frac{\mathrm{d}P}{\mathrm{d}z} = -\rho(z)g \tag{1.3}$$

où $\rho(z)$ est la masse volumique de l'air à l'altitude z et $\mathrm{d}P/\mathrm{d}z$ est la dérivée de la fonction $P(z)$. D'après la relation ci-dessus, cette dérivée est clairement négative, traduisant la décroissance de la fonction $P(z)$.

Pression atmosphérique au niveau du sol

La pression atmosphérique ressentie au niveau du sol est la manifestation du poids total de la colonne d'air qui s'étend du sol jusqu'à la limite supérieure de l'atmosphère – c'est-à-dire dans le vide spatial où il n'y a (presque) plus de gaz. Il suffit donc d'appliquer le résultat précédent avec $z_1 = 0$ (niveau du sol), et $z_2 = \infty$ (*i.e.* une altitude suffisante pour qu'on puisse considérer que $P(z_2) = 0$), pour évaluer la masse de l'air pesant sur nous, connaissant la pression atmosphérique ausol. On notera $P_0 = P(z_1 = 0)$ cette pression. On obtient donc :

$$\boxed{P_0 = \frac{M_{0,\infty}\, g}{S}}$$

La pression de l'air au sol est proportionnelle à la masse totale de la colonne d'air sétendant à la verticale d'un lieu.

Application numérique : Au niveau de la mer, on mesure que la pression atmosphérique moyenne est de 1013 hPa. On peut donc en déduire que la masse totale de la colonne d'air reposant sur 1 m^2 de sol est :

$$M_{0,\infty} = \frac{P_0 \times S}{g} = \frac{101300Pa \times 1m^2}{9.81N/kg} \simeq 10330kg.$$

Sur 1 m^2 à la surface de la mer reposent donc plus de 10 tonnes d'air !

L'épaisseur de l'atmosphère terrestre

L'atmosphère n'a pas de frontière supérieure bien définie car la pression et la densité du gaz décroissent progressivement avec l'altitude. En effet on trouve encore des traces de gaz à plusieurs centaines de kilomètres, là où certains satellites sont en orbite (zone déjà qualifiée d'"espace"). Cela dit, l'atmosphère peut-être qualifiée de "très fine" dans la mesure où l'essentiel de sa masse est confinée en quelques dizaines de kilomètres à peine, ce qui est très petit devant le rayon terrestre (6400 km).

Atmosphère terrestre vue aux limbes.

Pour se fixer les idées, posons nous la question suivante : ***quand on se place à une altitude z donnée, quelle fraction de la masse totale de l'atmosphère a-t-on en dessous de soi ?***

La masse $M_{0,z}$ de la colonne d'air du sol (niveau de la mer) jusqu'à l'altitude z vaut, d'après la relation 1.2 :

$$M_{0,z} = \frac{S}{g}(P_0 - P(z)).$$

Le rapport de ces deux masses s'exprime donc très simplement en fonction des seules pressions au niveau de la mer (P_0) et à l'altitude z :

$$\frac{M_{0,z}}{M_{0,\infty}} = \frac{P_0 - P(z)}{P_0}.$$

Ainsi donc, on a la moitié de la masse de l'atmosphère en dessous de 500hPa, 90% en dessous de 100 hPa, 99% en dessous de 10 hPa, etc. Le tableau suivant donne les altitudes moyennes correspondant à quelques valeurs clé.

Pression (hPa)	$M_{0,z}/M_{0,\infty}$	Altitude z (km)
500	50%	5.5
250	75%	10.5
100	90%	16
10	99%	30
1	99.9%	50
10^{-8}	99.999999999%	500

Si l'on prend donc 99% de la masse totale comme critère pour définir l'épaisseur de l'atmosphère, celle-ci est donc d'environ 30 km. Mais cette définition n'a rien de général car certains

phénomènes qualifiés d'atmosphériques (par exemple les étoiles filantes et la "rentrée dans l'atmosphère" des engins spatiaux, les aurores polaires, etc.) se passent à des altitudes nettement plus élevées. Tout dépend en fait du centre d'intérêt. Les météorologues, par exemple, ne s'intéressent guère qu'aux 15 ou 20 premiers kilomètres...

Les paragraphes suivants seront traités en TD.

Loi du gaz parfait pour l'air

Si la relation de l'hydrostatique (1.3) assure qu'il y a correspondance bi-univoque entre altitude et pression, la fonction $P(z)$ ne peut en revanche être obtenue simplement. En effet, L'air étant un gaz compressible, sa masse volumique ρ dépend lui-même de la pression P, et de la température T.

Précisons cette interdépendance entre ρ, P et T. En bonne approximation (du moins très suffi sante en météorologie), l'air peut être considéré comme un mélange idéal de gaz parfaits, donc se comporter lui-même comme un gaz parfait de masse molaire $\mathcal{M}_{air} = 29$ g/mol (correspondant à la moyenne des masses molaires de N_2 et de O_2 avec des poids respectifs de 78% et 22% – voir plus loin la composition de l'atmosphère terrestre).

Pour un volume d'air V contenant n moles de gaz à pression P et température T, la relation du gaz parfait s'écrit :

$$PV = N\,R\,T, \tag{1.4}$$

où $R = 8.31$ SI est la constante des gaz parfaits.

Modifi ons cette relation de façon à apparaître la masse volumique ρ du gaz, qui est égale à sa masse M divisée par le volume V. La masse M est reliée à la quantitité de matière n par la relation $M = \mathcal{M}_{air} \times n$, soit encore $n = M/\mathcal{M}_{air}$. En substituant cette dernière expression dans 1.4, il vient $P = R/\mathcal{M}_{air} \times M/V \times T$.

En fi n de compte, **la loi du gaz parfait** s'écrit **spécifiquement pour l'air :**

$$\boxed{P = \rho\, r_{air}\, T} \tag{1.5}$$

où l'on a posé $r_{air} = R/\mathcal{M}_{air}$ – grandeur appelée *constante spécifique de l'air*.

Correspondance entre pression et altitude

Nous avons ici obtenu la relation liant P, ρ et T. Utilisons la pour éliminer ρ de la relation de l'hydrostatique 1.3. Nous obtenons :

$$\frac{1}{P}\frac{\mathrm{d}P}{\mathrm{d}z} = -\frac{g}{r_{air}} \cdot \frac{1}{T},$$

soit encore (en remarquant que $\mathrm{d}\ln(P/P_0)/\mathrm{d}z = 1/P\mathrm{d}P/\mathrm{d}z$) :

$$\boxed{\frac{\mathrm{d}\ln(P/P_0)}{\mathrm{d}z} = -\frac{g}{r_{air}} \cdot \frac{1}{T(z)}} \tag{1.6}$$

Cette dernière relation montre que **la variation de la pression avec z, et par suite la fonction $P(z)$ elle-même, ne dépendent que du profil vertical de température $T(z)$.**

A ce stade, le problème est que le profil $T(z)$ n'est pas une fonction mathématique simple, mais est le résultat de processus nombreux et complexes d'interaction entre l'atmosphère et le rayonnement solaire. La fonction $P(z)$ ne peut donc être obtenue que de façon plus ou moins empirique.

De plus on comprend bien que le profil de température ne sera pas le même sous les tropiques et dans les régions polaires, en été ou en hiver, etc. Le profil réel $P(z)$ va donc être aussi fonction du lieu et du temps.

Un exemple : le profil de pression "standard" Cette complexité a conduit les scientifiques à proposer des *modèles* d'atmosphère, c'est à dire d'émettre un certain nombre d'hypothèses permettant d'intégrer la relation 1.6 pour obtenir une expression mathématique de $P(z)$ qui permette certaines applications avec une précision suffisante et dans un certain domaine de validité.

Un exemple de modèle est celui de l'atmosphère dite "standard" utilisée pour l'altimétrie barométrique, notamment en aéronautique, et qui correspond assez bien aux conditions atmosphériques moyennes à nos latitudes. Les hypothèses sont les suivantes :

- La pesanteur vaut $g = 9.80665$ N/kg.
- Au niveau de la mer, la température est $T_0 = +15$ °C et la pression $P_0 = 1013.25$ hPa.
- Jusqu'à 11 km d'altitude, la température décroît linéairement de 6.5 °C/km.
- De 11 à 20 km, la température est constante et vaut -56.5 °C.
- Au dessus de 20 km, la température augmente de 1 °C/km.

Pour les 11 premiers kilomètres, l'intégration de la relation 1.6 donne alors

$$P(z) = 1013.35 \times \left(1 - \frac{0.0065\, z}{288.15}\right)^{5.25}$$

avec P exprimé en hPa et z en mètres.

1.2 Atmosphères planétaires

1.2.1 Tour d'horizon du système solaire

Dans le système solaire, Vénus, la Terre, Mars, Jupiter, Saturne, Uranus, Neptune et Pluton ont de véritables atmosphères (véritable = durable).

Mercure n'en a pas à proprement parler. Sa taille – et donc sa gravité – modeste (comparable à la Lune) n'est guère favorable, et de plus le flux de particules issues du soleil tout proche (appelé *vent solaire*) a depuis longtemps soufflé le peu de gaz que Mercure pourrait retenir.

Certains gros satellites de ces planètes ont également une véritable atmosphère : Titan (Saturne) et Triton (Neptune). L'atmosphère de Io (Jupiter) est constamment régénérée par l'échappement de gaz volcaniques, mais ce satellite étant trop petit pour retenir le gaz, il s'en échappe constamment dans l'espace. L'atmosphère de Io est donc transitoire.

En résumé, **les corps celestes trop petits, ou trop près du soleil, n'ont pu garder durablement leur atmosphère, alors que les corps suffisamment gros en ont tous une.**

1.2.2 Modes de formation des atmosphères

La formation des atmosphères est liée à la façon dont les planètes elles-même se sont formées dans les premiers temps du système solaire, il y a environ 5 milliards d'années. Dans le système solaire, il faut distinguer deux types de planètes bien différentes.

Les planètes gazeuses géantes (Jupiter, Saturne, Uranus, Neptune) sont constituées d'un petit coeur solide entouré d'une atmosphère très épaisse – sans doute plusieur fois le rayon du coeur – qui constitue la majeure partie de la masse de la planète. Ces planètes se sont formées par accrétion gravitationnelle[3], sans doute autour d'une proto-planète solide, de la matière gazeuse de la nébuleuse solaire originelle, principalement composée de dihydrogène et d'hélium.

Les planètes telluriques (Mercure, Vénus, Terre, Mars) sont essentiellement des corps solides formées dans les premiers temps du système solaire par accrétion de matière solide (poussières, grains, météorites, astéroïdes, etc.). Les nombreuses collisions vont provoquer le réchauffement de cette matière solide, qui se traduit encore aujourd'hui sur Terre par les phénomènes de volcanisme et de tectonique des plaques.

Les éruptions volcaniques vont libérer les gaz contenus dans les roches – on parle de dégazage. Ces gaz sont principalement le dioxyde de carbone (CO_2), le diazote (N_2) et la vapeur d'eau (H_20). Ils vont former l'atmosphère originelle des planètes telluriques – y compris celle de la Terre qui va ensuite évoluer comme nous l'allons montrer tout à l'heure...

La variété des conditions de température et de pression rencontrées de nos jours est résumée dans les deux tableaux suivants. Concernant la composition actuelle des atmosphères, on notera qu'elle varie qualitativement peu au sein de chacun des deux groupes – exception faite de la Terre.

	Planètes telluriques			
	Vénus	**Terre**	Mars	Terre sans vie
Pression au sol (bar) (1 bar = 10^5Pa)	92	**1**	0.0007	70
Température (°C) (au sol)	∼460	**-90 à +50**	-70 à 0	? ? ? chaud !
Composants principaux	CO_2 (96.5%) N_2	**N_2 (78%) O_2 (21%)**	CO_2 (95%) N_2	CO_2 (99.8%) N_2

	Planètes géantes (gazeuses)			
	Jupiter	Saturne	Uranus	Neptune
Pression au sol (bar)	inconnue, certainement très élevée			
Température (deg C) partie sup. de l'atm.	-145	-133	-223	-193
Composants principaux	H_2 (82%) He (17%)	H_2 (93%)	H_2	H_2

[3] c'est à dire rassemblement sous l'effet de l'attraction gravitationnelle.

1.3 L'atmosphère de la Terre de l'origine à nos jours

Conditions à l'origine Dans les premiers temps, la composition de l'atmosphère terrestre devait être proche de celle de Vénus et de Mars : majoritairement du CO_2, et en moindre quantité N_2 et H_2O. La pression en surface devait être nettement supérieure à la pression actuelle : plus de 60 bars.

Ces conditions, fort inhospitalières pour nous, ont toutefois permis à l'eau de se condenser en liquide et former les océans, dans lesquels la vie est apparue malgré l'absence de dioxygène (métabolismes anaérobies).

Disparition du CO_2 La majeure partie du CO_2, soluble dans l'eau, a été absorbée par les océans et s'est déposé au fond sous forme de carbonates de calcium (calcaire). Les micro-organismes vivants ont aidé à ce processus (coquilles, coraux, etc.). L'absorption du CO_2 (*i.e.* de la quasi-totalité de l'atmosphère originelle !) a fait diminuer la pression jusqu'à l'ordre de grandeur actuel.

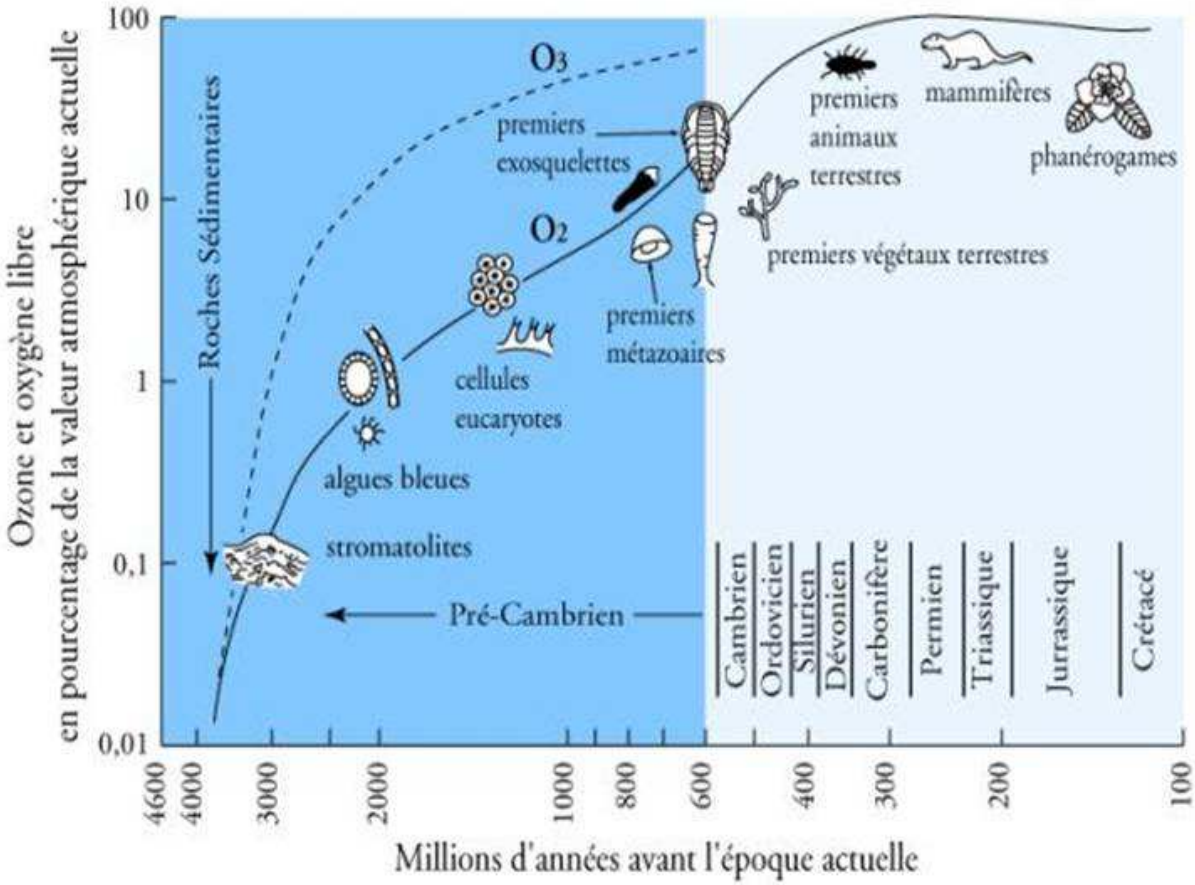
Apparition de l'O_2 Le dioxygène de l'atmosphère actuelle a été intégralement produit par des organismes vivants dans les océans, par photosynthèse ! Cette production a démarré il y a plus de 3.5 milliards d'années. L'O_2 s'est lentement accumulé dans l'atmosphère pour atteindre la quantité actuelle il y a seulement 300 millions d'années (voir graphique).

Mais en même temps qu'il était produit, une grande partie a servi à oxyder différents composés réduits, principalement le fer. A l'arrivée, 96% de l'O_2 produit par les êtres vivants à travers les âges reste stocké dans la croute terrestre sous forme d'oxydes. L'oxygène moléculaire libre (O_2) présent dans l'océan et l'atmosphère ne représente en fait que 4% de cette production.

Moralité : ***C'est la vie qui a crée le dioxygène, et non celui-ci qui a permis la vie !***

Apparition de l'ozone (O_3) et de la vie continentale En haute atmosphère, l'action du rayonnement ultra-violet (UV) solaire sur les molécules d'O_2 provoque leur dissociation et induit un cycle de réactions photochimiques, le cycle de Chapman (voir plus loin), conduisant à la formation de la **couche d'ozone stratosphérique** en même temps que l'O_2 s'accumulait dans l'atmosphère. En outre les molécules d'O_3 sont elles-mêmes capables d'absorber le rayonnement UV pour se dissocier et redonner de l'O_2.

Au total l'activité photo-chimique entre O_2 et O_3 absorbe une bonne partie du rayonnement UV solaire. Cette "crème solaire" naturelle a rendu les conditions en surface beaucoup moins agressives (en particulier pour la molécule d'ADN) et a permis à la vie de sortir des océans et de conquérir les terres émergées il y a 500 millions d'années.

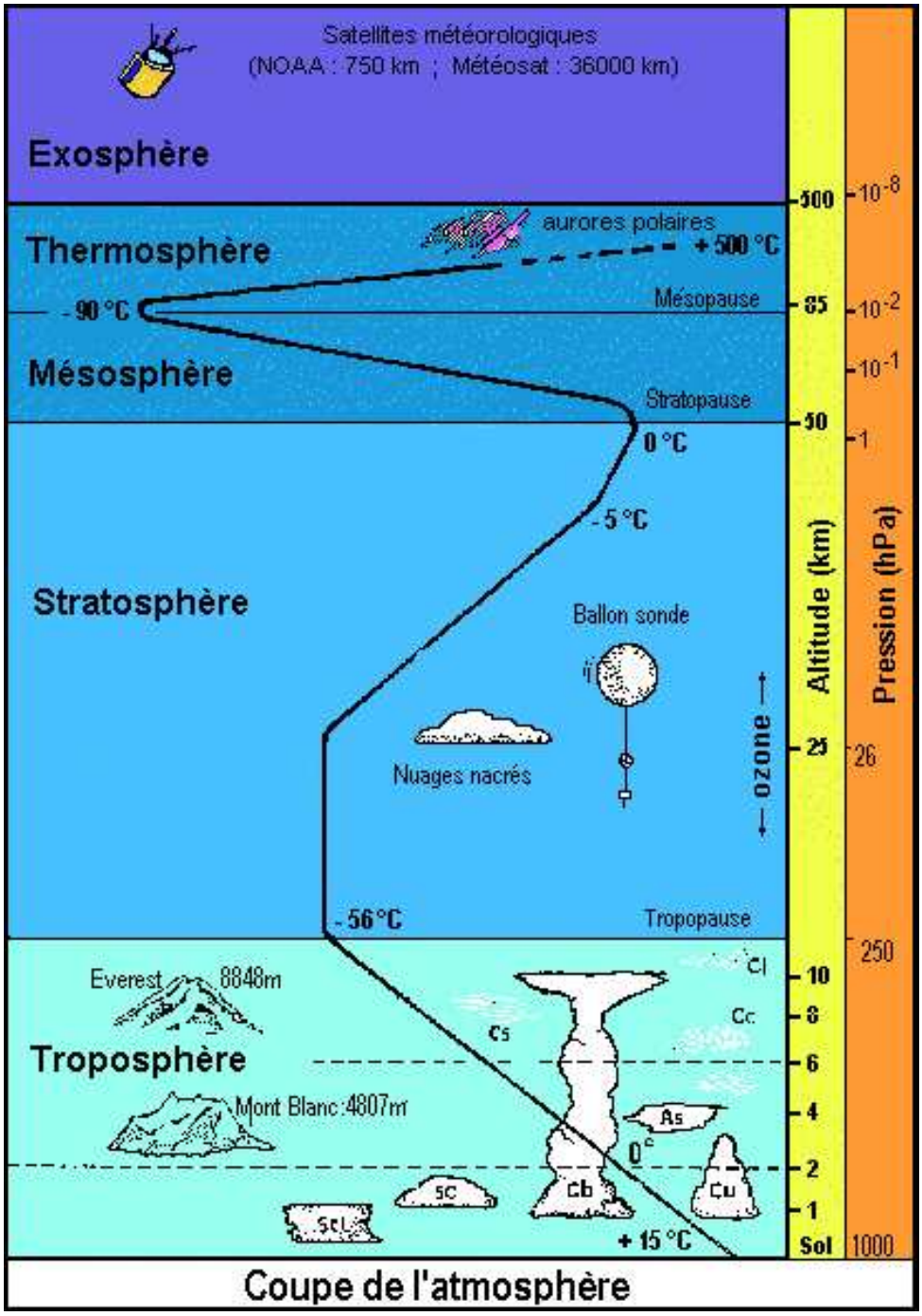


Lien entre dioxygène, ozone et vie sur la Terre.

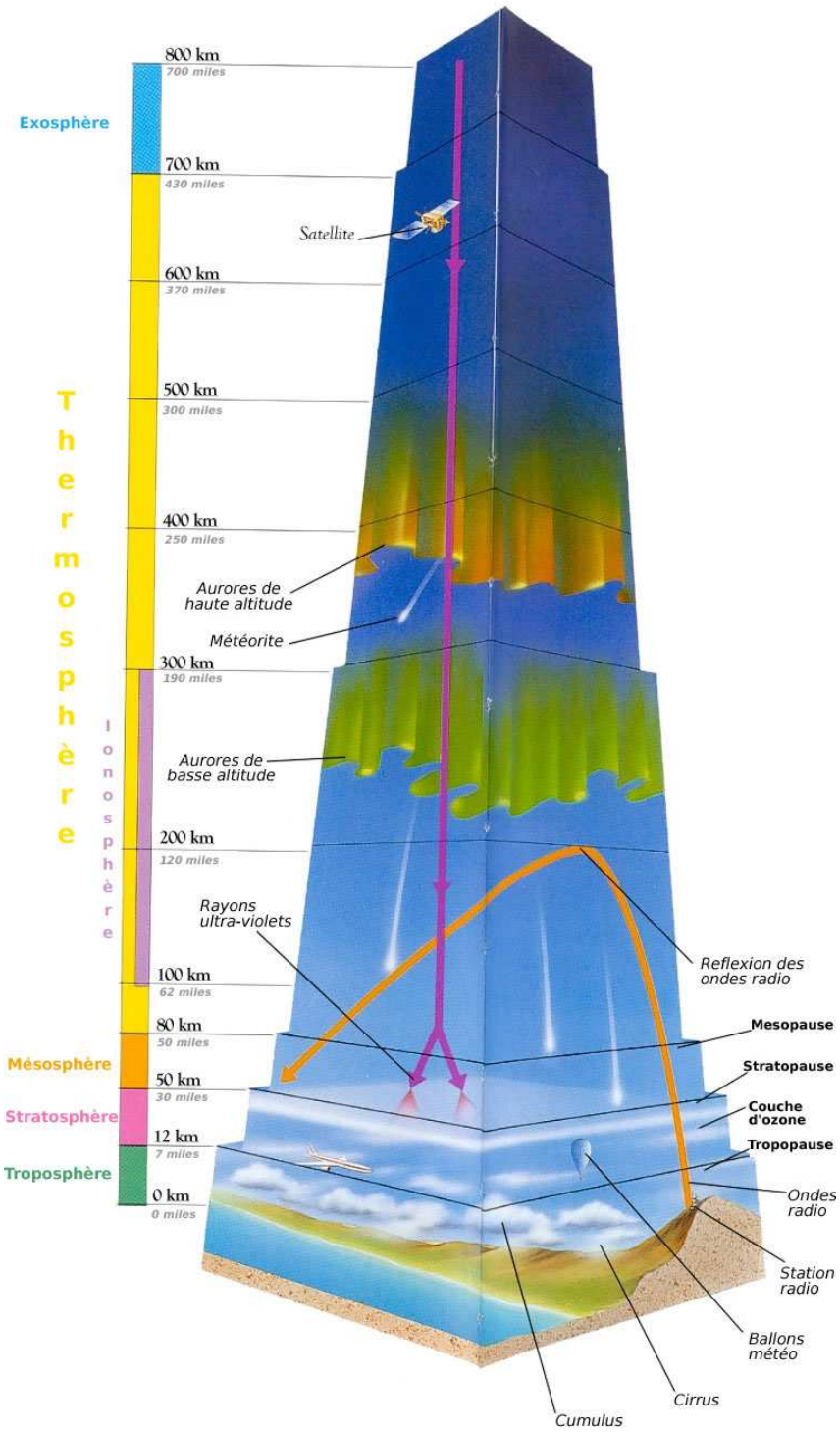
1.4 L'atmosphère terrestre actuelle

1.4.1 Les différentes couches atmosphériques

Si l'on examine le profil vertical de température $T(z)$ moyen sur Terre, on observe quatre couches bien définies au sein desquelles la température évolue de façon monotone avec l'altitude, et séparées par des fines zones de transition, assimilables à des surface de discontinuité. Cette constatation a amené les scientifiques à distinguer et nommer ces différentes couches de l'atmosphère, et à les étudier de façon spécifique.



Structure verticale de l'atmosphère selon le profil de température.



La troposphère

Nous savons par notre expérience personnelle que la température décroît avec l'altitude, puisque nous allons à la montagne pour trouver la neige. Cette décroissance est en moyenne de 6.5

°C/km. Pourtant, cette décroissance n'a lieu que jusqu'à environ 11 km d'altitude à nos latitudes. Cette première couche à température décroissante est appelée la **troposphère**.

C'est là que se passent la plupart des phénomènes météorologiques qui nous sont familiers : les nuages, les précipitations (pluie, neige, grésil, grêle), les orages, les éclairs, etc. De fait, l'essentiel de l'eau présente dans l'atmosphère – sous forme gazeuse (vapeur) ou condensée (*i.e.* particules liquides ou de glace) – est concentrée dans la tropopshère. C'est évidemment la couche de l'atmosphère la plus étudiée et la mieux connue.

Les avions de ligne restent la plupart du temps dans la troposphère.

La tropopause est la surface constituant la limite supérieure de la troposphère. Elle se situe environ à 8 km d'altitude (température d'environ -50°C) dans les régions polaires, à 11 km à nos latitudes (-56°C), à 17 km sous les tropiques (-80°C).

La tropopause peut jouer a un rôle très important dans certains phénomènes météorologiques. Par exemple, les nuages d'orage, ou cumulonimbus, se développent verticalement jusqu'à la tropopause où ils sont stoppés et s'étalent horizontalement, ce qui explique leur forme d'enclume. Des déformations de la tropopause peuvent également favoriser le développement de tempêtes au niveau du sol.

La stratosphère

Au dessus de la tropopause, la température reste à peu près constante sur quelques kilomètres puis *augmente* progressivement pour atteindre environ 0°C vers 50 km d'altitude. Cette couche est appelée **stratosphère**.

Elle contient très peu d'eau, les nuages en sont quasiment absents. En revanche **elle contient une grande partie de l'ozone atmosphèrique**, formant ce que l'on appelle souvent la *couche d'ozone*. En fait, comme on le verra plus loin, c'est l'absorption par ce gaz du rayonnement ultra-violet solaire qui réchauffe l'air et explique la croissance de température avec l'altitude.

Les avions supersoniques volent dans la basse stratosphère, jusqu'à environ 20 km d'altitude. Seul des ballons atteignent des altitudes plus élevées dans la stratosphère (~ 35 km).

La stratopause constitue la limite supérieure de la stratosphère. Elle se situe environ à 50 km d'altitude.

La mésosphère

La température y décroît à nouveau jusqu'à la **mésopause** à 85 km d'altitude, où la température est à son minimum absolu, à environ -100°C.

La pression est la densité de l'air y sont très faibles (le ciel est noir et les étoiles visibles même en plein jour), mais cependant suffisants pour que des corps lancés à des vitesses "spatiales" (de plusieurs kilomètres par seconde) s'échauffent fortement sous l'effet du frottement avec l'air. Ainsi c'est dans la mésosphère que les petits météorites s'enflamment pour former des étoiles

filantes, ou que les engins spatiaux effectuent leur éprouvante "rentrée" dans l'atmosphère.

La thermosphère

Au delà de 85 km l'air est si peu dense que le molécules d'O_2 sont directement exposées au rayonnement solaire UV. Celui-ci provoque leur dissociation en atomes d'oxygènes libres. Cette absorption du rayonnement échauffe ce gaz de molécules et d'atomes libres : la température augmente à nouveau avec l'altitude, et ce jusqu'à des températures de plus de 500°C[4] (d'où son nom).

C'est dans la thermosphère qu'ont lieu les aurores polaires (boréales et australes), à environ 100 km d'altitude.

Et au delà ? La thermosphère se termine vers 500 km d'altitude avec la **thermopause**, qui est la limite au delà de laquelle les constituants principaux à cette altitude (hydrogène et hélium) peuvent s'échapper de l'attraction terrestre[5]. Au delà s'étend l'**exosphère** – qui n'est guère plus que le "vide" spatial, peuplé de quelques rares atomes, molécules, ions ou particules libres de leur mouvement.

Mais encore une fois, soulignons qu'il n'y a pas de limite précise à l'atmosphère, que l'air se raréfie très progressivement avec l'altitude, et que la notion de température (le paramètre de notre découpage en couches) n'a plus grand sens en deçà d'une certaine densité du gaz.

Autres "sphères"

Notre classification précédente était basée sur la variation de la température avec l'altitude. Cependant, d'autres mots en *-sphère* sont parfois utilisés à propos de l'atmosphère ou du proche environnement terrestre, mais font référence à des centres d'intérêt scientifiques spécifiques. En voici brièvement quelques uns.

L'ozonosphère. C'est tout simplement la couche d'ozone, située dans la stratosphère. Rappelons que ce n'est pas une couche fine, mais que l'ozone se répartit à peu près sur toute l'épaisseur de la stratosphère.

[4] Mais la densité du gaz est ici si faible qu'un thermomètre ne pourrait "ressentir" l'agitation thermique de la matière gazeuse environnante. Dans ce quasi-vide, un corps solide (un satellite artificiel en orbite basse par exemple) est, sur le plan thermique, beaucoup plus sensible à son exposition directe au rayonnement solaire qu'à la température de l'environnement gazeux. Ainsi un corps exposé au soleil sera rapidement très chaud ; à l'ombre, au contraire, sa température chutera très vite.

[5] Attention : **pouvoir s'échapper de l'attraction terrestre n'est pas un question d'altitude !** La condition en jeu est la vitesse d'agitation des molécules et leur libre parcours moyen (*i.e.* la distance qu'elles peuvent parcourir en moyenne sans entrer en collision avec une autre molécule). Nous n'irons pas plus loin ici sur cette question.

L'ionosphère. C'est la partie de l'atmosphère où l'on trouve des ions en quantité importante. Elle débute dans la partie supérieure de la mésosphère, vers 60 km d'altitude, et s'étend dans la thermosphère. C'est principalement le rayonnement solaire dans sa partie la plus énergétique (rayons UV et X) qui provoque l'ionisation des molécules et atomes neutres. On appelle ce processus *photo-ionisation*.

La présence d'ions rend le milieu conducteur, ce qui donne à l'ionosphère un rôle important dans les phénomènes électriques de l'atmosphère (champ électrique, éclairs). Cela lui donne aussi la propriété de réfléchir certaines ondes radio (ondes courtes) et de permettre leur diffusion à longue distance sur le globe sans le besoin de relais au sol ou de satellites.

La magnétosphère. On désigne sous ce nom la zone d'influence du champ magnétique terrestre sur le mouvement des particules chargées. Comme celui-ci est très déformé du fait de son interaction avec le vent solaire, la magnétosphère n'a rien de sphérique, mais possède au contraire une queue très étirée du côté opposé au Soleil. En outre, elle s'enfonce vers la Terre comme des entonnoirs près de ses pôles magnétiques. La magnétosphère nous protège des particules ionisantes du vent solaire en les déviant. Cependant elles pénêtrent parfois dans la thermosphère au niveau des "entonnoirs" et y produisent les spectaculaires aurores polaires.

1.4.2 Composition de l'atmosphère terrestre

Des constituants pas seulement gazeux

L'atmosphère terrestre est en premier lieu un mélange de différents gaz, principalement sous forme moléculaire[6]. Cependant, il faut aussi noter la présence, minoritaire mais essentielle pour certains processus importants, de matière condensée – *i.e.* à l'état liquide ou solide.

L'eau en particulier est présente dans l'atmosphère sous ses trois phases :

- phase gazeuse : c'est la **vapeur d'eau**, gaz transparent, incolore et inodore (attention : les nuages, ou le panache blanchâtre s'élevant d'une casserole d'eau qui bout ne sont pas de la vapeur d'eau !) mais pourtant bien présent.
- phases condensées (liquide et solide) : de taille très variable (de quelques microns à quelques millimètres[7]), les particules d'eau liquide ou de glace en suspension ou en chute dans l'air forment l'ensemble des ***hydrométéores***.

Notons aussi la présence dans l'atmosphère de fines particules solides, les **aérosols** : poussières, particules de fumées (naturelles ou émises par l'homme), particules salées, etc. Nous ne nous étendrons pas sur la question des aérosols, mais notons cependant qu'ils jouent plusieurs rôles très importants :

- ils facilitent grandement la condensation de la vapeur d'eau et la formation des hydrométéores ;

[6] Les couches où l'on trouve des atomes libres et des ions – principalement la thermosphère – ne représentent qu'une toute petite partie de la masse de l'atmosphère.

[7] Parfois quelques centimètres pour les plus gros grêlons !

- en excès (par exemple après des erruptions volcaniques majeures) ils contribuent à refroidir l'atmosphère – on ne sait cependant pas très bien quantifier ce processus ;
- ils peuvent être dangereux pour la santé (fumées d'échappement, etc.).

Les constituants principaux

En toute première approximation, l'atmosphère terrestre est constituée pour quatre cinquièmes de diazote (N_2) et pour un cinquième de dioxygène (O_2). A cela, il faut ajouter environ un pourcent d'argon (Ar)[8]. A eux trois, ces constituants majeurs représentent 99.97% des molécules de l'atmosphère.

Notons que cette composition n'est valable, et à peu près constante, que sur une épaisseur d'environ de 100 km – couche que l'on nomme ***turbosphère***. A mesure que l'on s'élève ensuite dans la thermosphère, la proportion d'oxygène moléculaire (dioxygène O_2) diminue au profit de l'oxygène atomique libre (O) à cause de la photo-dissociation UV de plus en plus importante. Mais comme on l'a vu cette partie supérieure de l'atmosphère contribue cependant très peu à sa masse totale, et a donc peu d'influence sur la composition moyenne globale.

Une composition plus précise est donnée dans le tableau suivant. La quantité donnée, appelée *rapport de mélange*, représente le pourcentage de molécules du constituant nommé par rapport au nombre total de molécules[9].

Constituant	Etat	Rapport de mélange (%)	
Diazote (N_2)	gaz	78.09	constituants majeurs
Dioxygène (O_2)	gaz	20.95	
Argon (Ar)	gaz	0.93	
Eau (H_2O)	g/l/s	0.33	constituants mineurs
Dioxyde de carbone (CO_2)	gaz	0.037	
...			
Ozone (O_3)	gaz	0.000001	
...			

Parmi les constituants majeurs, le diazote est peu réactif chimiquement, et ne joue guère d'autre rôle que d'occuper de la place. Certaines plantes légumineuses l'intègrent toutefois à leur métabolisme. Le dioxygène est évidemment indispensable au métabolisme d'une grande majorité d'être vivants (organismes aérobies). Il est également produit par photosynthèse (rappelons que c'est là son origine). C'est la diffusion séléctive de la lumière blanche du soleil par le dioxygène qui donne sa couleur bleue au ciel. Quant à l'argon, sa réactivité chimique est strictement nulle (gaz *inerte*). C'est un résidu de l'atmosphère originelle.

[8]Gaz monoatomique de la famille des gaz dits "rares" (pas si rare que ça concernant l'argon...) : hélium (He), néon (Ne), argon (Ar), krypton (Kr), xénon (Xe), radon (Rn).

[9]Ce rapport est égal au rapport volumétrique.

Les constituants mineurs se comptent en réalité par dizaines. Seuls apparaissent dans ce tableau ceux qui, malgré leur faible teneur, jouent un rôle particulièrement important dans l'atmosphère – ils font l'objet de commentaires spécifiques dans les paragraphes suivants. Pour les autres, citons les autres gaz rares (He, Ne, Kr, Xe, Rn), le méthane (CH_4), le dihydrogène (H_2), l'oxyde nitreux (N_2O), le monoxyde de carbone (CO), etc.

1.4.3 L'importance de certains constituants mineurs

L'eau

Cycle de l'eau – Nuages – Précipitations Les conditions de température et de pression sur Terre sont telles que l'eau peut y exister sous ses trois phases (liquide en particulier, ce qui a permis la formation d'océan et l'apparition de la vie). C'est donc un constituant atmosphérique tout a fait spécial puisqu'il va subir des transformations incessantes d'une phase à l'autre, ainsi que des échanges incessants entre l'atmosphère et la surface. Tout ce va-et-vient est ce que l'on nomme le ***cycle de l'eau***.

Globalement, toute la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère provient de l'évaporation des océans ou de l'eau présente sur les continents (lacs, rivières, eau présente dans le sol et les plantes). Sous l'effet d'un refroidissement de l'air d'origines diverses, la vapeur d'eau peut se condenser en hydrométéores. Une partie de cette eau condensée va s'évaporer ou se sublimer à nouveau en vapeur d'eau, ou bien retomber au sol. On estime qu'une molécule d'eau donnée ne séjourne en moyenne pas plus de 6 à 15 jours d'affilée dans l'atmosphère (ce que l'on appelle le *temps de résidence* dans l'atmosphère).

Parmi les hydrométéores, on distingue :

- **les hydrométéores nuageux** : fines gouttelettes d'eau liquide (quelques microns à quelques dizaine de microns) ou fines particules de glace en suspension dans l'air, ils forment les nuages. En réalité, ils ont bel et bien une vitesse de chute par rapport à l'air qui les contient, mais ils sont si petits que cette vitesse de chute est très faible, si bien qu'ils peuvent rester des heures, voire des jours sans atteindre le sol, et que le moindre courant d'air ascendant (ce dernier étant souvent la cause même du nuage) les entraîne vers le haut.
- **les hydrométéores précipitants** (ou *précipitations*) : ce sont des gouttes d'eau (pluie) ou des agrégats de cristaux de glace, de l'ordre du millimètre. Ils sont trop gros pour être portés par l'air et ont une vitesse de chute de l'ordre du m/s. Ceux qui ne se vaporisent pas ou ne se subliment pas totalement au cours de chute atteignent le sol. Parmi les précipitations solides, citons : les flocons de neige, le grésil, les grêlons.

La vapeur d'eau : un formidable réservoir d'énergie ! Une propriété des molécules d'eau est qu'elles ont tendance à s'attirer mutuellement. Donc on comprend que pour les faire passer d'un état condensé où elles sont proches les unes des autres, à l'état gazeux où elles sont dispersées, il va falloir fournir de l'énergie (sous forme de chaleur) pour vaincre cette attraction. Inversement, lorsque les molécules vont passer de l'état gazeux à un état condensé, elle vont restituer cette énergie sous forme de chaleur.

C'est ce que l'on appelle la

> ***Chaleur latente de vaporisation*** de l'eau (L_v) : la quantité d'énergie (thermique) à fournir pour transformer 1 kg d'eau liquide en vapeur.

En unité SI, L_v s'exprime en joule par kilogramme (J/kg) :

$$\boxed{L_v = 2260 \times 10^3 \mathrm{J/kg} = 2260 \mathrm{kJ/kg}.}$$

(Il existe aussi une chaleur latente de sublimation de l'eau solide. Sa valeur est légèrement plus élevée.)

Pour se fixer les idées, posons-nous la question suivante : de combien de degrés peut-on chauffer un kg d'air[10] par condensation de 10 g de vapeur d'eau ? (10 g d'eau pour 1 kg d'air est un rapport de mélange typiquement rencontré près du sol à nos latitudes.)

L'énergie Q restituée sous forme de chaleur par la condensation de la vapeur d'eau s'écrit $Q = L_v \times m_{eau}$ où m_{eau}=10 g = 0.01 kg est la masse de vapeur d'eau condensée.

Il faut ici faire intervenir la ***capacité thermique de l'air à pression constante*** : c'est l'énergie à fournir, sous forme de chaleur, à 1 kg d'air pour élever sa température de 1 K (=1°C). Cette quantité vaut pour l'air $C_{p_{air}} = 1.005$ kJ/kg/K.

Pour une masse d'air $m_{air} = 1$ kg, le dégagement de chaleur Q et la réchauffement ΔT de l'air sont liés par la relation : $Q = C_{p_{air}} \times m_{air} \times \Delta T$.

En égalant les deux expressions de Q, il vient finalement

$$\Delta T = \frac{L.m_v}{C_{p_{air}}.m_{air}} \simeq 22.5\ ^\circ\mathrm{C}\ !$$

(Nous démontrerons en TD que la puissance thermique dégagée par la condensation de la vapeur d'eau dans un seul nuage d'orage est colossale.)

On comprend ici que la vapeur d'eau emportée dans une masse d'air représente une énergie thermique *potentiellement* disponible, et que cette façon de transporter cette énergie est très efficace.

Les météorologues parlent de **transfert d'énergie sous forme de chaleur *latente*** lorsqu'un processus atmosphérique quelconque (par exemple le soleil faisant s'évaporer l'eau d'un sol humide) enrichit une masse d'air en vapeur d'eau – sans pour autant en faire varier la température.

En revanche, lorsqu'une source de chaleur (soleil, sol chaud, etc.) fait s'élever la température de l'air sans l'enrichir en vapeur d'eau, on parle de **transfert d'énergie sous forme de chaleur *sensible***.

Retenons finalement les points suivants :

[10] Environ 1 m^3 au niveau de la mer dans des conditions moyennes de température.

- **Transfert de chaleur sensible** : l'énergie thermique de la masse d'air s'accroît par élévation de sa température.
- **Transfert de chaleur latente** : l'énergie thermique de la masse d'air s'accroît par enrichissement en vapeur d'eau.
- **La chaleur latente est le mode de transport principal de l'énergie dans l'atmosphère.**

L'eau : impacts radiatifs L'eau atmosphérique a sous ses différentes formes une influence considérable sur les transferts d'énergie par rayonnement (solaire et infra-rouge) dans la troposphère (où on la trouve pour l'essentiel) :

- La vapeur d'eau est les plus puissant des **gaz à effet de serre** (gaz capable de piéger dans l'atmosphère le rayonnement thermique (infrarouge) de la Terre ; nous préciserons cela dans le chapitre 2).
- A leur base et à leur sommet les nuages captent et réémettent le rayonnement solaire et thermique. Mais leur influence est complexe. Les nuages bas ont plutôt tendance à réchauffer l'atmosphère près du sol[11], les nuages élevés (cirrus) à la refroidir.

Nous n'irons cependant pas plus loin dans ce sujet très riche et très complexe.

Le dioxyde de carbone (CO_2)

C'est aussi un gaz à effet de serre très puissant. Bien qu'en faible concentration, son rôle est essentiel dans l'histoire passée, présente et future du climat terrestre.

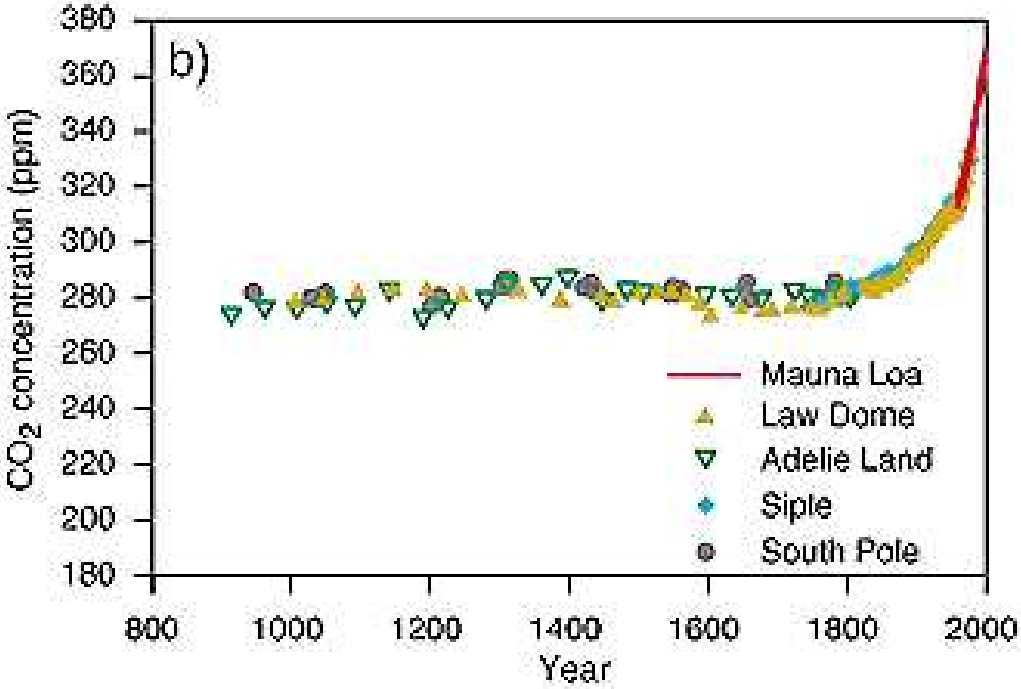
Le CO_2 est naturellement (mais lentement !) absorbé par les océans, au fond desquel il finit par être stocké dans la croûte terrestre sous forme de calcaire (la quantité stockée est estimée à 60 bars). Cependant, à cause du phénomène de tectonique des plaques, une partie de ce CO_2 est rendu à l'atmosphère par le volcanisme au frontières des plaques. Cela a permis de maintenir au cours des âges un taux de CO_2 atmosphérique et un effet de serre naturel suffisants pour éviter une glaciation totale de la Terre.

Le CO_2 atmosphérique est également consommé par les plantes pour la photosynthèse, pour former du carbone organique et rejeter du dioxygène. Mais il faut faire ici attention : une idée fausse est croire que les plantes sont un régénérateur permanent de l'oxygène que nous respirons !

En effet, si un arbre consomme bel et bien du CO_2 et rejette de l'O_2 pour fabriquer une feuille, celle-ci, lorsqu'elle tombera et se décomposera dans le sol, rejettera autant de CO_2 qu'il n'en a fallu pour la fabriquer (et inversement pour l'O_2). **Le bilan de CO_2 d'une forêt à l'état stationnaire** (*i.e.* dont le nombre moyen et la taille moyenne des arbres ne n'évolue pas) **est globalement nul.**

En revanche si la masse d'une forêt – on parle de ***biomasse*** – s'accroît, il est consommé plus de CO_2 pour la production qu'il n'en est rejeté par décomposition de la matière organique. Il est

[11] Pour s'en convaincre, remarquons que durant les nuits claires sans nuages, la température descend en général beaucoup plus que si le ciel est couvert.



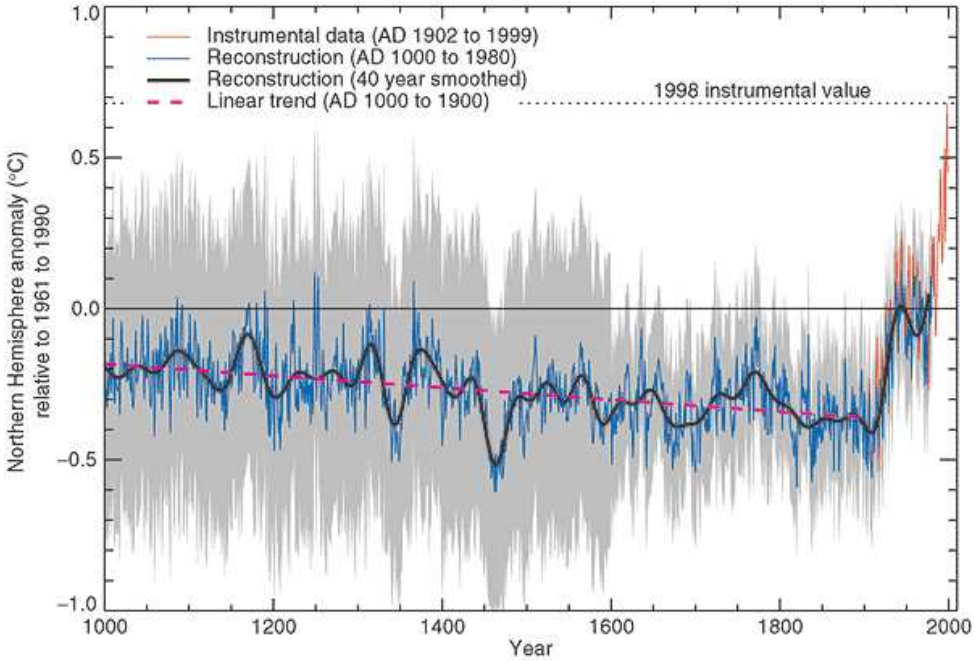


FIG. 1.1 – Evolution du CO_2 atmosphérique et de l'anomalie de température moyenne à la surface de la Terre depuis l'ère pré-industrielle. (Source : IPCC 2001.)

de même si la matière organique est stockée sous forme d'hydrocarbures fossiles (gaz naturel, pétrole et charbon) au lieu de se décomposer.

Inversement, la destruction de biomasse par combustion (par exemple la forêt amazonienne) correspond à une production nette de CO_2 atmosphérique. Il est de même en brûlant des hydrocarbures fossiles puisque du carbone organique est transformé en CO_2.

Retenons finalement que :

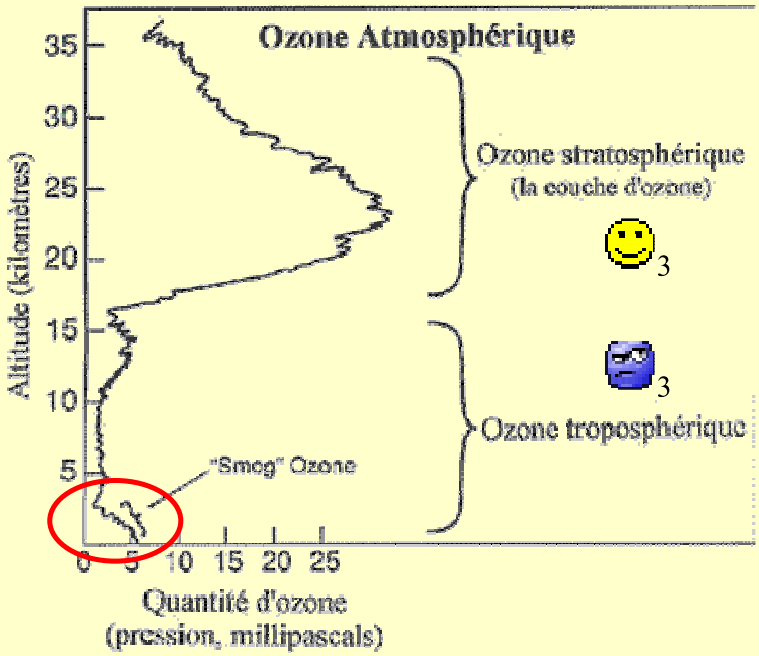
- Ce ne sont pas les plantes elles-mêmes qui font baisser le taux de CO_2 atmosphérique, mais l'*accroissement* de leur biomasse.
- Le taux de CO_2 atmosphérique va augmenter par :
  - destruction de biomasse par combustion,
  - combustion d'hydrocarbures fossiles (gaz naturel, pétrole, charbon).

Comme nous le savons par les médias, le CO_2 atmosphérique constitue un sujet de préoccupation grave pour l'environnement. En effet, depuis 150 ans environ, l'homme ne cesse d'utiliser pour ses activités (industries, transports) la combustion d'hydrocarbures fossiles comme source d'énergie. Ceci a pour conséquence d'avoir fait augmenter le taux de CO_2 atmosphérique, et l'effet de serre additionnel qui en résulte, dans des proportions et à une vitesse qui n'ont pas leur précédent dans l'histoire du climat de la Terre (0.028% au début du XIXème siécle, 0.037% de nos jours – soit une augmentation totale de 32%). La courbe de la figure 1.1 montre sans ambiguité l'augmentation rapide du CO_2 et de la température moyenne de la Terre qui en résulte. Le problème est qu'au jour d'aujourd'hui l'homme a déjà modifié le climat pour des centaines d'années au moins, et que pour l'heure, il n'est pas capable de se passer de cette source d'énergie. Même si depuis une vingtaine d'année, l'humanité a pris conscience de ce problème, loin d'être stoppée, il est probable que la production de CO_2 va encore s'accroître dans les prochaines décennies malgré les efforts consentis (protocole de Kyoto).

L'ozone (O_3)

L'ozone est un gaz incolore, légèrement odorant (on le sent parfois à côté des photocopieuses) et présentant une certaine toxicité (maux de tête). La **stratosphère contient 90% de l'ozone atmosphérique** pour constituer ce qu'on appelle communément la ***couche d'ozone***. La troposphère contient les 10% restants (ozone troposphérique).

La répartition verticale de l'ozone dans l'atmosphère



• Contient 90% de l'ozone atmosphérique
• **Rôle bénéfique** : écran contre les UV dangereux
• Problèmes actuels :
✓ diminution globale
✓ trou d'ozone antarctique chaque année au printemps

• Contient 10% de l'ozone atmosphérique
• **Rôle néfaste** :
✓ Polluant toxique pour les animaux et les plantes
✓ Gaz à effet de serre
• Problèmes actuels :
✓ augmentation globale
✓ fortes pollutions dans les villes et même les campagnes

L'ozone stratosphérique Bien que présent en très petite quantité dans l'atmosphère, l'ozone stratosphérique est pourtant essentiel à la vie sur les continents car la couche d'ozone filtre une bonne partie du rayonnement ultra-violet (UV) du soleil (très agressif pour les êtres vivants). C'est une véritable crème solaire naturelle que nous avons au dessus de nos têtes !

En réalité, c'est à la fois la destruction et la régénération perpétuelles et équilibrées de l'ozone stratosphérique par les rayons UV qui provoque leur absorption. On parle de ***cycle photochimique*** : le cycle de Chapman.

Au dessus d'une trentaine de km d'altitude, le rayonnement UV de longueur d'onde $\lambda = c/\nu <$ 240 nm dissocie lentement le dioxygène (photodissociation) :

$$\boxed{O_2 + h\nu \longrightarrow O + O.}$$

L'atome d'oxygène libre O réagit rapidement avec le dioxygène, en présence d'une tierce molécule M (une autre molécule de o_2, ou du N_2) pour former une molécule d'ozone :

$$O + O_2 + M \longrightarrow \boldsymbol{O}_3 + M.$$

La molécule de O_3 ainsi formée peut à son tour absorber le rayonnement UV de longueur d'onde

$240\ \mathrm{nm} < \lambda < 320\ \mathrm{nm}$ et se décomposer pour reformer O_2 et O :

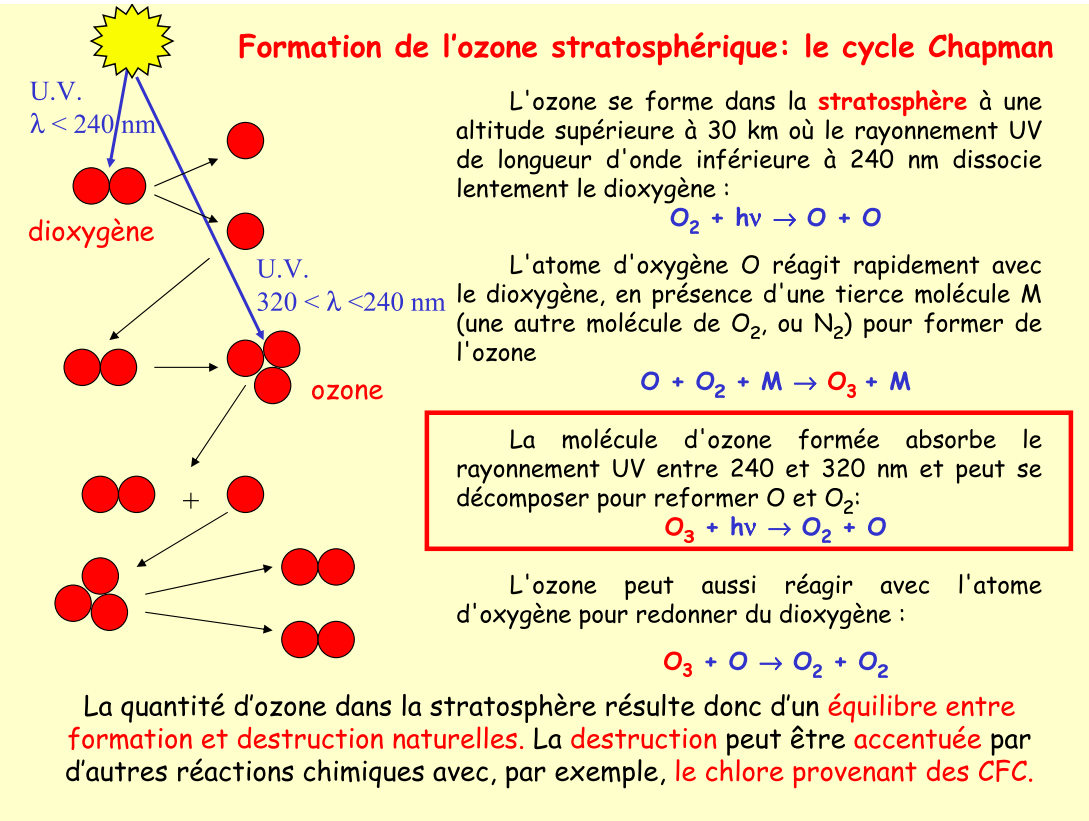
$$\boxed{\boldsymbol{O}_3 + h\nu \longrightarrow O_2 + O.}$$

L'ozone peut aussi réagir avec l'atome d'oxygène libre pour redonner de l'O_2 :

$$O_3 + O \longrightarrow O_2 + O_2.$$

La quantité d'ozone présent dans la stratosphère résulte donc d'un **équilibre entre formation et destruction naturelle** induite par les rayons UV. Notons que les deux réactions encadrées nécessitent l'**absorption de rayonnement UV** : c'est de cette absorption que provient l'effet d'écran de la couche d'ozone.

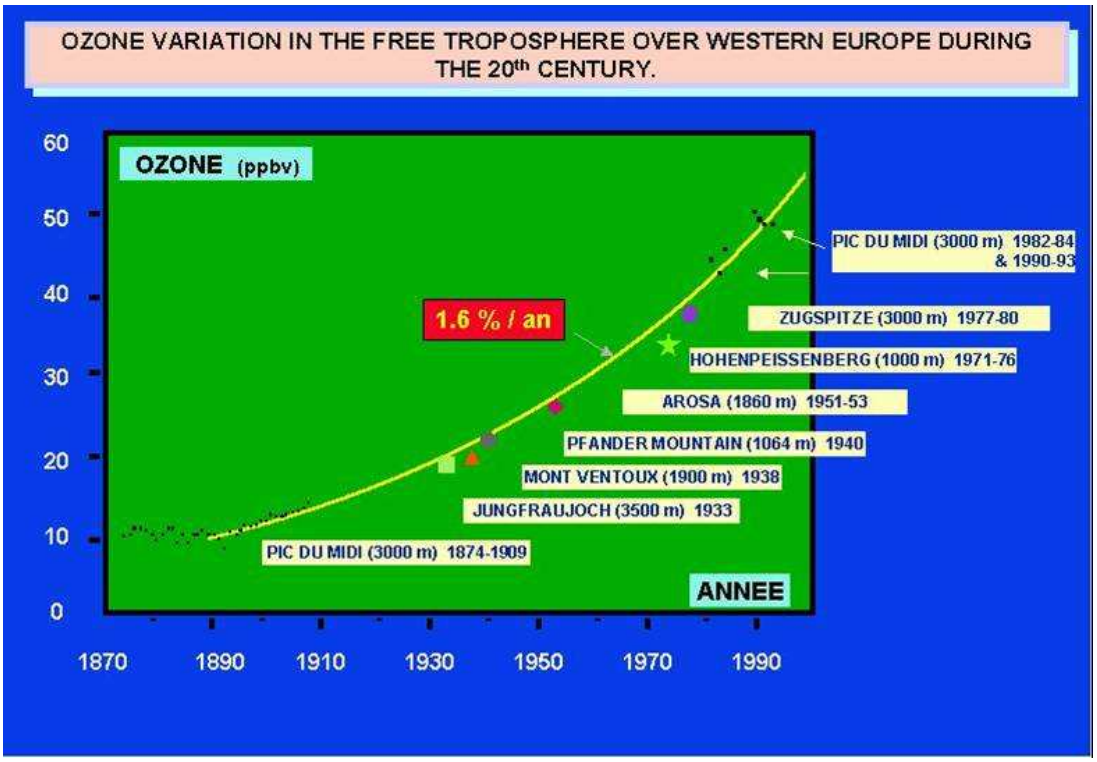
Il faut noter que les réactions de destruction d'O_3 peuvent être accélérées par d'autres réactions chimiques, notamment avec le chlore (Cl) provenant des molécules de la famille des chloro-fluoro-carbures[12] (CFCs). C'est l'utilisation intensive, jusque dans les années 90, des gaz CFCs pour la réfrigération et les bombes aérosols qui est la cause très probable du ***trou d'ozone*** – ou plus exactement d'un appauvrissement en ozone – se formant chaque année, au printemps austral, au dessus de l'Antarctique. On a arrêté d'utiliser des CFCs depuis quelques années, et des mesures commencent à montrer des signes timides de comblement du trou d'ozone. Mais cela reste à confirmer, et quoiqu'il en soit, il faudra probablement plus de trente ans pour éliminer les CFCs de l'atmosphère...



[12] Ce sont toutes des molécules artifi cielles.

L'ozone troposphérique L'ozone troposphérique, que nous respirons, est également une question préoccupante. Ce gaz **doit être considéré comme un polluant** de la troposphère car il est non seulement **nocif pour les plantes et les animaux**, mais aussi un **gaz à effet de serre**.

Or sa concentration dans la troposphère a quintuplé depuis plus d'un siècle (voir courbe ci-dessous). Bien qu'une certaine quantité d'ozone soit présente naturellement dans la troposphère, cette augmentation est d'origine *anthropique* – *i.e.* due à l'activité humaine.



L'ozone n'est pourtant pas directement rejeté dans l'atmosphère. Il se forme par des réactions photo-chimiques à partir d'autres polluants, dits *primaires*, qui eux sont directement émis. Ce sont pour l'essentiel des produits de combustion, soit de biomasse (panaches d'incendies à but agricole, ou de feux domestiques), soit d'hydrocarbures fossiles (gaz et fumées d'échappement des voitures) : monoxyde de carbone, oxydes d'azote, composés organiques, etc. En ce sens, l'ozone troposphérique est donc qualifié de ***polluant secondaire***[13].

Retenons finalement qu'il faut distinguer :

[13]Cela ne veut pas dire que sa nocivité soit de moindre importance !

- **L'ozone stratosphérique** :
  - il se forme naturellement par absorption du rayonnement UV solaire.
  - bénéfique, il nous protège du rayonnement UV.
  - il a diminué du fait de l'activité humaine (trou d'ozone antarctique).
- **L'ozone troposphérique** :
  - c'est un polluant secondaire, toxique pour les plantes et les animaux.
  - c'est un des principaux gaz à effet de serre.
  - sa concentration a quintuplé depuis un siècle du fait de l'activité humaine.

Chapitre 2

Transferts d'énergie dans l'atmosphère – Effet de serre

Tous les mouvements naturels se produisant à la surface de la Terre[1], y compris ceux des êtres vivants, ont à l'origine une source d'énergie commune : le rayonnement électromagnétique émis par le soleil. L'atmosphère n'échappe pas à cette règle : elle peut être vue dans sa globalité comme une machine thermique fonctionnant à l'énergie solaire.

Dans ce chapitre, nous allons voir comment l'atmosphère terrestre reçoit l'énergie solaire et la réémet vers l'espace ou la transmet au sol, tout en en gardant stockée une partie. Mais auparavant, nous reviendrons brièvement sur la physique du rayonnement électromagnétique.

2.1 Rayonnement électromagnétique – Rayonnement thermique

2.1.1 Rayonnement électromagnétique

L'énergie que la Terre reçoit du soleil parvient essentiellement sous forme de rayonnement électromagnétique : c'est en effet la seule forme d'énergie qui puisse être transportée sans support matériel dans le vide de l'espace.

La nature du rayonnement électromagnétique est une pertubation des champs électrique et magnétique qui se propage *dans le vide* à une vitesse constante $c = 299792$ km/s (connue sous le nom de *vitesse de la lumière*, mais aussi valable pour tout rayonnement électromagnétique même hors du domaine visible). Tout rayonnement électromagnétique peut être vu comme la superposition d'ondes électromagnétiques sinusoïdales – on dit encore ***monochromatiques***.

[1] La tectonique des plaques et les phénomènes corollaires – volcanisme et séismes – sont les seules exceptions notables. Dans ce cas, il s'agit d'une énergie thermique résiduelle issue des collisions lors de la formation de la planète.

Notion d'onde monochromatique

Une onde ***monochromatique*** est caractérisée par sa ***fréquence*** ν (exprimée en s^{-1} ou Hz – hertz). En un point fixe quelconque de l'espace, l'intensité du champ électrique (ou magnétique) varie dans le temps proportionnellement à $sin(2\pi\nu t - \phi)$. La période de ce signal sinusoïdal est $T = 1/\nu$.

La ***longueur d'onde dans le vide*** λ d'une onde monochromatique est la distance parcourue, à la vitesse c, par cette onde pendant une période. On a donc la relation

$$\boxed{\boldsymbol{\lambda = cT = c/\nu}}$$

Lorsqu'une onde électromagnétique monochromatique (OEM) se propage non plus dans le vide mais dans un milieu matériel – comme l'atmosphère – (si le mileu le permet : il doit être *transparent* à cette onde) sa vitesse de propagation v est inférieure ou égale à c. En revanche sa fréquence ν ne va pas être modifi ée par le milieu. Sa longueur d'onde sera donc modifi ée en conséquence : on aura $\lambda = v/\nu \leq c/\nu$. Une OEM monochromatique est donc caractérisée avant tout par sa fréquence, et non par sa longeur d'onde qui dépend du milieu traversé.
Néanmoins, les scientifi ques utilisent plus volontiers la longueur d'onde. Sans précision particulière, on doit comprendre que *dans le vide* est sous entendu. Comme c est une constante, la donnée de λ est alors équivalente à celle de ν.

La dualité onde / corpuscule

Les physiciens ont une autre approche du rayonnement électromagnétique, tout aussi fructueuse que la vision ondulatoire. C'est de considérer que ce rayonnement est porté par des particules, appelées ***photons***, de masse nulle (donc immatérielles) et voyageant dans le vide à la vitesse c de la lumière.

Un rayonnement monochromatique de fréquence ν est constitué de photons transportant chacuns une même quantité d'énergie indivisible (appelée *quantum* d'énergie) :

$$\boxed{\boldsymbol{E = h\nu = hc/\lambda}}$$

où h est la *constante de Planck* de valeur 6.626176 10^{-34} J.s (joule-seconde).

C'est pour cela qu'un rayonnement de courte longueur d'onde (de haute fréquence) est dit *de haute énergie*, un rayonnement de grande longueur d'onde (de basse fréquence) est dit *de basse énergie*.

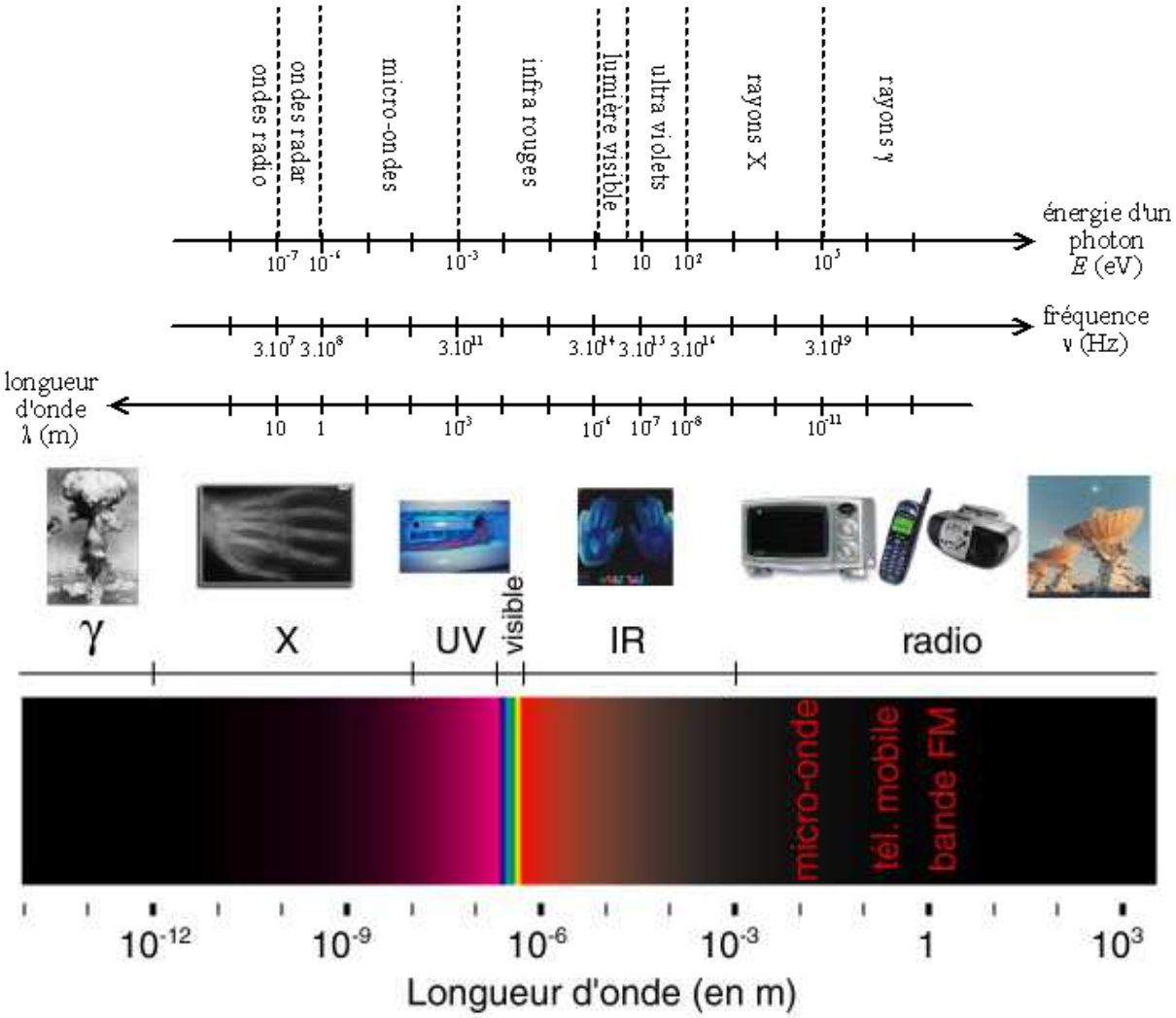
L'approche corpusculaire est particulièrement utile pour interprêter l'interaction du rayonnement électromagnétique avec la matière – par exemple les réactions photochimiques de la stratosphère, les lois du rayonnement thermique, etc.

Les deux approches – ondulatoire et corpusculaire – ont longtemps cohabité car chacune donnait une grande satisfaction pour interprêter tel ou tel fait expérimental. Mais les physiciens ne parvenaient pas pour autant à concilier les deux approches. C'est l'avènement de la physique quantique, dans la première moitié du XXème siècle, qui a permis d'unifi er ces deux points de vue très différents. Mais ceci est un autre histoire que nous n'aborderons pas ici...

Le spectre électromagnétique

Suivant la longueur d'onde, **nous percevons le rayonnement éléctromagnétique, dont la nature physique est unique, sous différentes manifestations physiques** (phénomènes naturels ou applications technologiques) : ondes radio, rayonnement infra- rouge (ex. résistances chauffantes), lumière visible, rayonnement ultra-violet (ex. ozone stratosphérique, bronzage), rayons X (radiographie médicale, astronomie), rayons gamma (physique nucléaire, astronomie).

La seule différence entre ces rayonnements est la gamme de longueurs d'onde (dans le vide) qui les caractérise. Les limites (indicatives) de leur domaines de longueur d'onde sont consignés dans le diagramme suivant, appelé ***spectre électromagnétique***.



Les différents domaines du spectre électromagnétique.

Notons que le rayonnement thermique que nous allons étudier maintenant, recouvre typiquement la gamme de l'infra-rouge (IR), du visible et de l'ultra-violet (UV).

2.1.2 Lois du rayonnement thermique

Rayonnement thermique. Nous avons tous constaté qu'un bout de métal est gris ou noir à température usuelle, et n'émet pas de lumière propre, mais que chauffé à quelques centaines de degrés Celsius, il émet une lumière rouge. En réalité, à toutes températures, l'agitation thermique des molécules, atomes, ions, particules, etc. constituant tout corps matériel, provoque l'émission d'un rayonnement électromagnétique, appelé ***rayonnement thermique***. Ce phénomène est du reste largement exploité dans la vie courante : les lampes à incandescence (filament), les résistance chauffantes, etc.

Ce rayonnement est **polychromatique**, c'est à dire constitué d'un mélange d'ondes éléctromagnétiques de différentes longueur d'onde λ. La fonction (de λ) donnant la proportion respective des différentes longueurs d'onde est appelée **spectre électromagnétique**.

Si, dans le noir, nous ne pouvons voir le rayonnement thermique à température usuelle des objets qui nous entourent, c'est parce que le spectre de ce rayonnement est concentré en dehors du domaine des longueurs d'ondes visibles. Il se situe en réalité dans le domaine de l'infrarouge (IR). (C'est pour cela que les militaires utilisent des jumelles IR pour voir les objets la nuit. Ces jumelles leur permettent de visualiser le rayonnement thermique des objets.)

Par contre, plus la température s'élève, plus le spectre du rayonnement thermique se décale vers les courtes longueur d'onde et peut entrer dans le domaine du visible – comme dans le cas du fer rouge ou du filament d'une lampe. Nous allons préciser tout cela maintenant.

Modèle physique du corps noir – Corps réels. Le rayonnement thermique a été étudié par les physiciens à la fin du XIXème siècle et au début du XXème. Une théorisation qui s'est avérée fructueuse consiste à considérer la matière en équilibre thermodynamique, à température T, avec un gaz photons : en effet l'agitation thermique de la matière induit l'émission de photons ; ceux-ci peuvent ensuite être absorbé par la matière ; un équilibre s'établit entre émission et absorption.

Cette hypothèse implique que la matière considérée peut absorber des photons de toutes longueurs d'ondes. Donc, si l'on éclairait un corps fait d'une telle matière, il absorberait tout le rayonnement incident et apparaîtrait noir. C'est ce que l'on appelle **l'hypothèse du *corps noir***.

Les lois du rayonnement thermique que nous allons énoncer s'appliquent en toute rigueur au corps noir. Mais en réalité le rayonnement thermique de la plupart des corps réels, qui n'ont rien de noir, suit en général assez bien ces lois (c'est vrai en particulier pour les étoiles et les planètes). C'est ce qui fait tout l'intérêt de la théorie du corps noir.

Etablir les lois du rayonnement thermique nécessite une physique qui n'est pas élémentaire. Nous nous contenterons ici de les énoncer.

Puissance du rayonnement : loi de Stefan.

La puissance du rayonnement thermique émis par un corps noir de surface S à température *absolue* T est proportionnelle à S et à la puissance quatrième de T :

$$\boldsymbol{\mathcal{P} = \sigma\, T^4\, S.} \tag{2.1}$$

Le coefficient de proportionnalité σ est appelé ***constante de Stefan***.

Avec $\mathcal{P}$ exprimé en W (watt), S en m^2 (mètre carré) et T en K (kelvin), $\sigma = 5.670\,10^{-8}$ W/m^2/K^4.

Remarquons ici que la puissance rayonnée augmente très fortement avec la température. Alors que la température superficielle du Soleil (environ 6000 K) n'est que 20 fois plus élevée que celle de la Terre (environ 300 K), un m^2 de surface solaire rayonne 160000 fois plus d'énergie qu'un m^2 de surface terrestre !

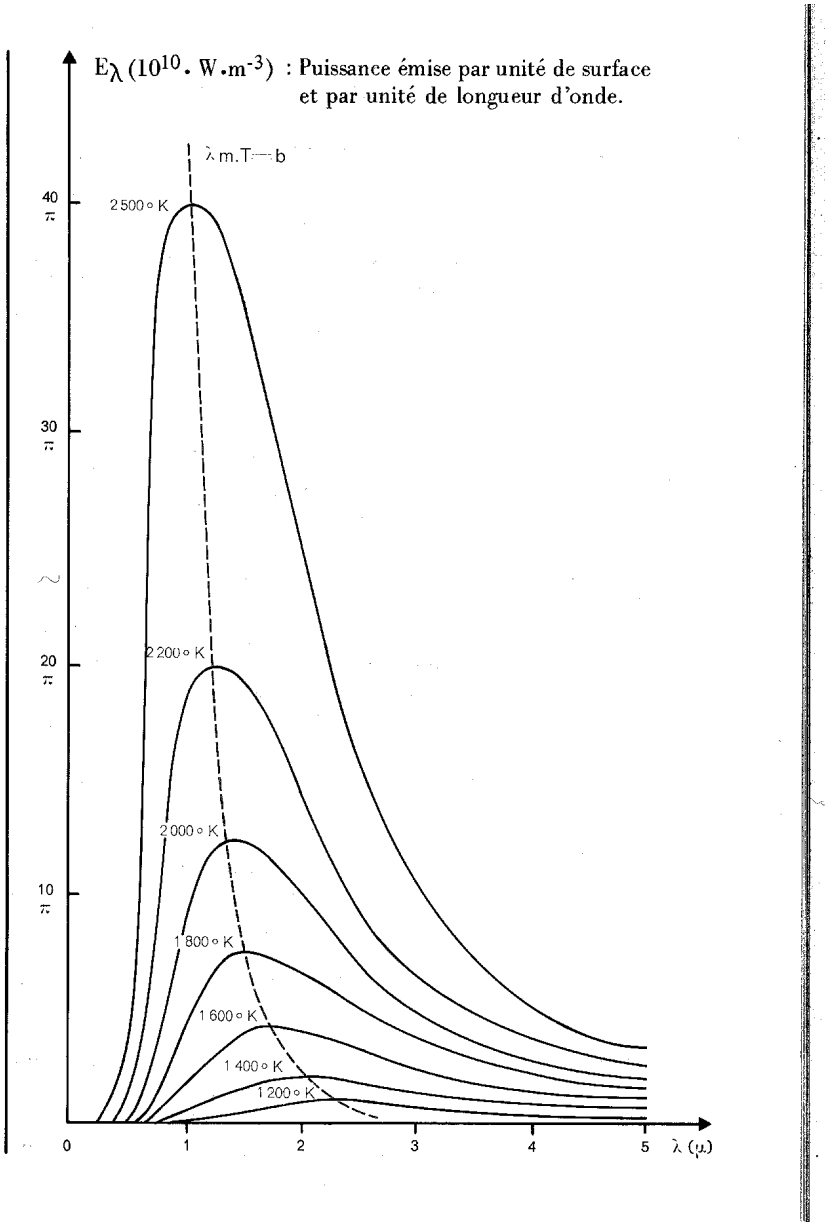
Spectre du rayonnement : loi de Planck.

La ***densité spectrale de puissance***, p_λ – *i.e.* la puissance par unité de surface rayonnée séparément dans chaque longueur d'onde λ – **ne dépend que de λ et de la température absolue T, selon la formule de Planck** :

$$\boldsymbol{p_\lambda = \frac{2\pi h c^2}{\lambda^5}\,\frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda k T}} - 1}} \tag{2.2}$$

$h = 6.63\,10^{-34}$ J.s est la constante de Planck, $k = 1.38\,10^{-23}$ J/K est la constante de Boltzmann et $c = 3\,10^8$ m/s la vitesse de la lumière dans le vide. λ est la longueur d'onde exprimée en m et T la température absolue en K.

L'allure de ces courbes est donnée dans la figure suivante. Remarquons que la puissance rayonnée croît avec la température à toutes les longueurs d'onde, et que la position du maximum se décale vers les courtes longueurs d'ondes.



Spectres de Planck à différentes températures. La position du maximum suit la loi de Wien (courbe pointillée).

Pour être plus précis, la densite spectrale de puissance p_λ est la quantité telle que la puissance par unité surface $\mathrm{d}\mathcal{P}(\lambda)/S$ rayonnée entre les deux longueurs d'onde infi niment voisines λ et $\lambda + \mathrm{d}\lambda$ est

$$\mathrm{d}\mathcal{P}(\lambda)/S = p_\lambda \, \mathrm{d}\lambda.$$

La puissance totale rayonnée par toutes les λ est par conséquent :

$$\mathcal{P}/S = \int_0^\infty \mathrm{d}\mathcal{P}(\lambda)/S = \int_0^\infty p_\lambda \, \mathrm{d}\lambda.$$

En intégrant l'expression (2.2) de p_λ on trouve fi nalement la loi de Stefan (2.1).

Déplacement du spectre avec la température : loi de Wien. Il découle enfin directement de la loi de Planck (2.2) que

La longueur d'onde λ_{max} où la puissance rayonnée est maximale, est une fonction de la seule température absolue T, et suit la loi dite *loi de déplacement de Wien* :

$$\boldsymbol{\lambda_{max} = \frac{b}{T}} \tag{2.3}$$

Avec λ_{max} en m et T en K, la constante b vaut $b = 2.89789\,10^{-3}$ m.K (mètre-kelvin).

Pour la surface solaire, $T \sim 5800$ K, ce qui donne $\lambda \simeq 0.5$ μm, soit vers le milieu du spectre visible (notons que cela correspond au maximum de sensibilité de l'œil humain, ce qui n'est évidemment pas un hasard).

Pour la Terre, $T \sim 300$ K, ce qui donne $\lambda \simeq 10$ μm, soit dans le domaine infra-rouge.

2.2 L'équilibre thermique de la Terre

2.2.1 Notre source d'énergie : le Soleil

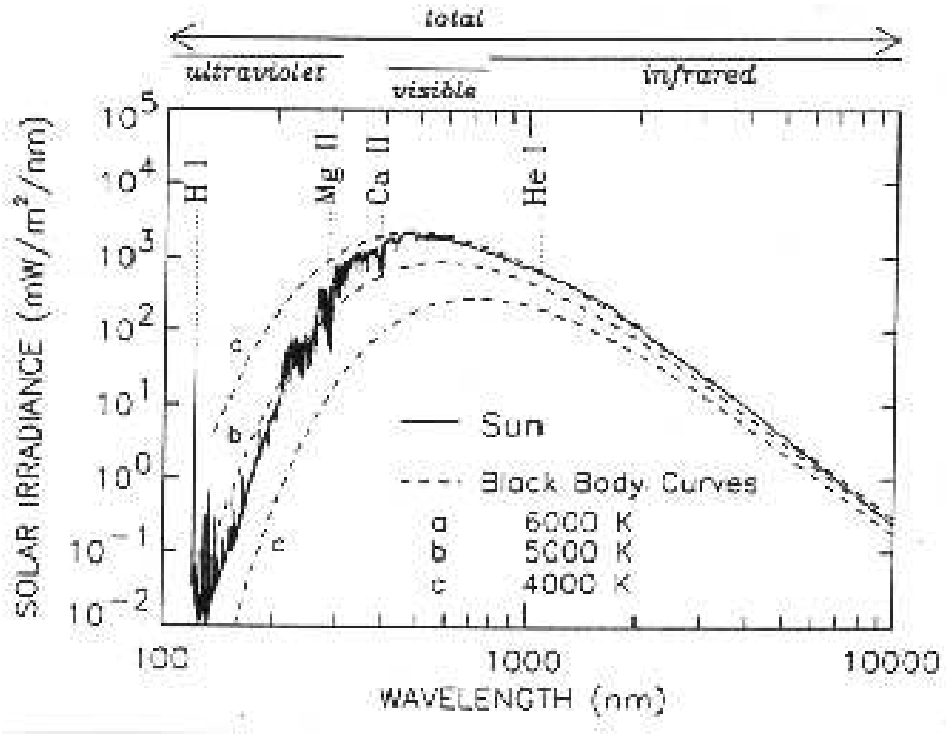
Rayonnement thermique propre

En bonne approximation, **le Soleil rayonne comme un corps noir**[2] **de température apparente $T_s \simeq 5800$ K.**

Cette température correspond en réalité à une couche externe de l'atmosphère solaire appelée *photosphère*. Au centre du Soleil, les températures sont beaucoup plus élevées – plusieurs millions de K ! – du fait des réactions de fusion nucléaire. Mais le rayonnement thermique qui en résulte est absorbé par la matière solaire avant de parvenir à la surface.

Le spectre d'émission du Soleil se concentre dans une bande de longueurs d'onde comprise entre 0.25 μm (domaine UV) et 5 μm (IR). Ce spectre couvre en particulier tout le domaine visible (0.4 – 0.8 μm) dans lequel se concentre la plus grande partie de l'énergie solaire (46%). (Ce n'est évidemment pas un hasard : la nature nous a rendu sensible au rayonnement propre du corps qui nous éclaire.) On trouve en outre 42% de l'énergie dans l'IR et 12% dans l'UV.

[2] Le Soleil n'est évidemment pas noir : c'est une source propre de lumière blanche. Voir plus haut ce que l'on entend par corps noir.



Le spectre réel du Soleil comparé à celui du corps noir (échelle logarithmique en ordonnée).

La puissance totale du rayonnement solaire peut être calculée à partir de la loi de Stefan (2.1). Le Soleil est une sphère de rayon $R_s = 696000$ km, sa surface est donc $S_s = 4\pi\, R_s^2$. La loi de Stefan appliquée à un corps noir de température $T_s = 5800$ K et de surface S_s donne

$$\mathcal{P}_s = \sigma\, T_s^4 \times 4\pi\, R_s^2 = 3.91\, 10^{26}\ \mathrm{W}. \tag{2.4}$$

Cette puissance est difficilement imaginable : elle correspond à la puissance fournie par $4.\,10^{15}$ tranches de centrale nucléaire ! Fort heureusement, la Terre n'en reçoit qu'une petite partie, que nous allons calculer maintenant.

Ce que reçoit la Terre

En bonne approximation, le Soleil rayonne cette puissance $\mathcal{P}_{s0}$ également dans toutes les directions, et le long de radiales partant de son centre.

$d \simeq 150\, 10^6$ km étant la distance moyenne de la Terre au centre du Soleil, considérons la sphère (imaginaire) de rayon d. La surface de cette sphère est $4\pi d^2$. Comme (presque) rien n'est là, entre le Soleil et la Terre, pour accumuler l'énergie solaire, la puissance $\mathcal{P}_s(d)$ du rayonnement solaire s'échappant de cette sphère est égale à $\mathcal{P}_{s0}$.

Définissons ici la

Constante solaire C : c'est la puissance du rayonnement solaire reçue par 1 m^2 d'une surface orientée perpendiculairement aux rayons solaires, située au sommet de l'atmosphère terrestre.

(C est par exemple, la puissance reçue par un panneau solaire d'un m^2 monté sur un satellite artificiel, et exposé perpendiculairement aux rayons solaires.)

Nous sommes ici en mesure de calculer cette quantité : c'est simplement la puissance totale traversant la sphère de rayon d, $\mathcal{P}_s(d) = \mathcal{P}_s$, divisée par sa surface $4\pi d^2$. Nous avons donc

$$C = \frac{\mathcal{P}_s}{4\pi d^2} = \frac{4\pi\, R_s^2 \times \sigma T_s^4}{4\pi d^2}$$

soit finalement

$$\boxed{\boldsymbol{C = \left(\frac{R_s}{d}\right)^2 \sigma T_s^4} \simeq 1380\,\mathrm{W/m^2}} \tag{2.5}$$

Notons qu'en réalité cette "constante" varie périodiquement en fonction du temps suivant l'activité solaire (période de 11 ans). Cette variation est cependant légère – de l'ordre de 1%. En fait, la valeur moyenne admise en 1981 par l'Organisation Météorologique Mondiale est plutôt de **1367 W/m**^{2}.

Ce qu'intercepte la Terre du rayonnement solaire passe à travers un disque de même rayon que la Terre, $R_t \simeq 6400$ km, et placé perpendiculairement aux rayons solaires. Ce disque à une surface πR_t^2 (la surface de ce disque est appelée *section efficace*). La puissance solaire totale reçue par la Terre est donc

$$\mathcal{P}_{S\to T} = C \times \pi R_t^2. \tag{2.6}$$

L'épaisseur de l'atmosphère étant négligeable devant le rayon terrestre $R_t \simeq 6400$ km, le sommet de l'atmosphère peut être considéré comme une sphère de rayon R_t. Sa surface est donc $4\pi R_t^2$. Chaque métre carré de cette surface ne reçoit pas la même puissance puisque son orientation par rapport aux rayons solaires varie suivant la latitude, la saison et l'heure de la journée.

Cependant, on peut évaluer le **flux solaire incident moyen**, *i.e.* la puissance solaire reçue en moyenne par mètre carré au sommet de l'atmosphère, comme étant

$$\boxed{\boldsymbol{\mathcal{F}_s} = \frac{\mathcal{P}_{S\to T}}{4\pi R_t^2} = \frac{C \times \pi R_t^2}{4\pi R_t^2} = \boldsymbol{\frac{C}{4} = 342\ \mathrm{W/m^2}}}$$

2.2.2 Le rayonnement thermique de la Terre

Chauffées par le rayonnement solaire, la Terre et son atmosphère, vues de l'espace, constituent un système ayant atteint un certain équilibre thermique à température T_t. Nous allons dans ce paragraphe déterminer cette température d'équilibre.

Puissance absorbée par le système Terre

Dans ce qui suit, nous appelons *système Terre* le système à l'équilibre thermique constitué par la Terre et son atmosphère, vues de l'espace.

Albédo Le système Terre n'absorbe pas l'intégralité de la puissance solaire $\mathcal{P}_{S\to T}$ qu'elle intercepte. En effet une partie de ce rayonnement est immédiatement réfléchie. C'est d'ailleurs ce qui rend la Terre visible depuis l'espace, quand on regarde sa face éclairée – comme nous la connaissons par de nombreuses photos prises depuis les débuts de l'ère spatiale.

On appelle ***albédo*** d'une surface éclairée par un rayonnement incident, la fraction A de la puissance incidente qui est réfléchie par la surface. Autrement dit

$$\boxed{\boldsymbol{A = \frac{\mathcal{P}_r}{\mathcal{P}_i}}}$$

où $\mathcal{P}_i$ est la puissance du rayonnement incident et $\mathcal{P}_r$ la puissance du rayonnement réfléchi.

L'autre partie du rayonnement incident est absorbée par la surface. La puissance absorbée $\mathcal{P}_a$ est donc

$$\mathcal{P}_a = (1 - A)\mathcal{P}_i \tag{2.7}$$

puisque l'on doit nécessairement avoir l'égalité $\mathcal{P}_i = \mathcal{P}_r + \mathcal{P}_a$ (l'énergie ne se pert ni ne se crée).

L'albédo A est donc un nombre compris entre 0 (la surface absorbe l'intégralité du rayonnement incident) et 1 (la surface réfléchit l'intégralité du rayonnement incident).

L'albédo dépend fortement de la nature de la surface considérée. Quelques exemples sont donnés dans le tableau suivant.

Surface	Albédo
Neige	0.75 – 0.95
Nuages	0.20 – 0.90
Desert	0.20 – 0.40
Ville	0.10 – 0.27
Forêt	0.10 – 0.25
Océans	0.05 – 0.20

L'albédo global du système Terre + atmosphère est $A \simeq 0.3$.

Puissance absorbée et équilibre énergétique D'après les relations 2.6 et 2.7, la puissance du rayonnement solaire finalement absorbé par le système Terre est

$$\boxed{\mathcal{P}_{ABS} = (1 - A) \times C \times \pi R_t^2} \tag{2.8}$$

Température d'équilibre thermique

Cette puissance absorbée sert à chauffer le système Terre qui atteint une température d'équilibre T_t, et par conséquent émet un rayonnement thermique de puissance $\mathcal{P}_t = \sigma\, T_t^4 \times 4\pi\, R_t^2$. Cette dernière relation est obtenue d'après la loi de Stefan par le même raisonnement que pour le Soleil (relation 2.4).

L'équilibre thermique est atteint lorsque la puissance solaire absorbée par le système Terre égale la puissance réémise par le système sous forme de rayonnement thermique, soit $\mathcal{P}_t = \mathcal{P}_{ABS}$. En remplaçant ces puissances par leurs expressions respectives, il vient

$$\sigma\, T_t^4 \times 4\pi\, R_t^2 = (1 - A) \times C \times \pi R_t^2 \tag{2.9}$$

d'où l'on tire la **température d'équilibre thermique de la Terre**

$$\boxed{\boldsymbol{T_t = \left[\frac{(1-A)C}{4\sigma}\right]^{\frac{1}{4}} \simeq 255\mathrm{K} = -18°\mathrm{C}}}$$

Ce résultat peut paraître curieux, puisque la température moyenne à la surface de la Terre est d'environ +15 °C, soit 33 °C de plus que la température d'équilibre thermique. Pourquoi cette différence ?

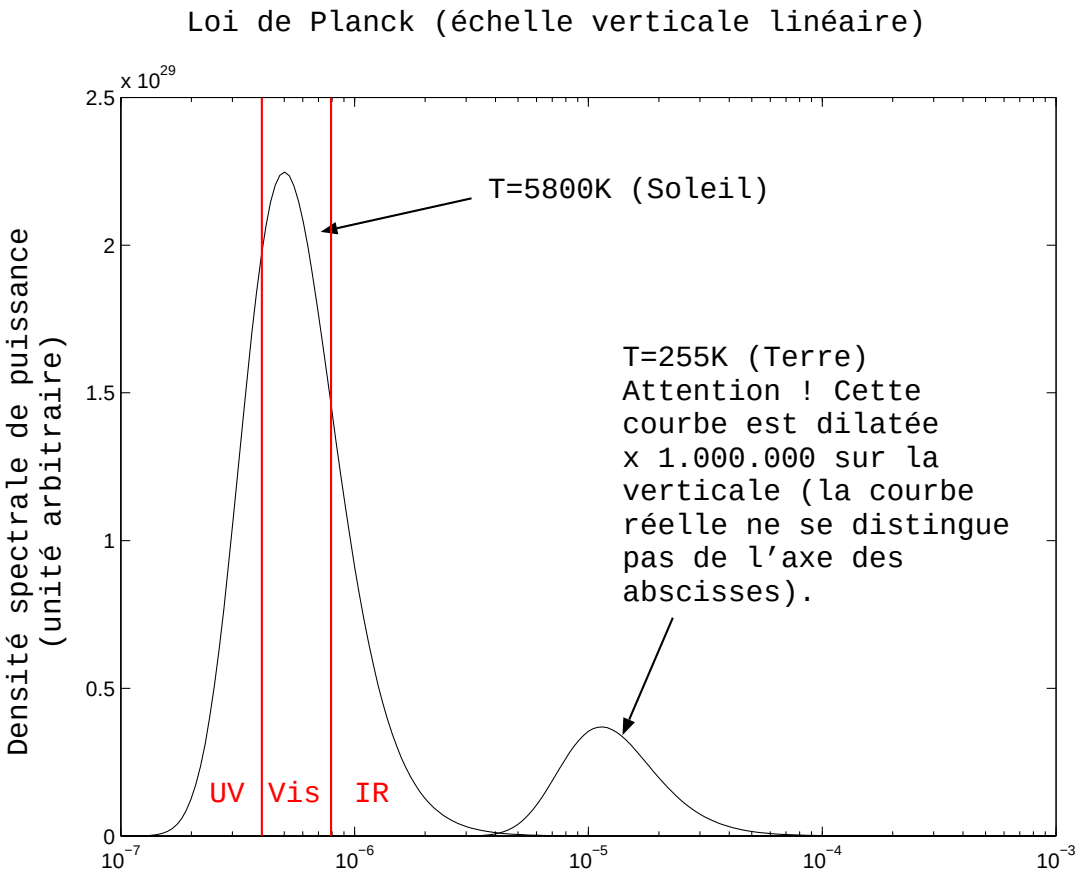
En réalité, T_t correspond à la température du rayonnement thermique effectivement émis vers l'espace[3]. Mais une partie de ce rayonnement reste en réalité piégé dans l'atmosphère et réémis vers le bas par celle-ci. C'est ce qu'on appelle l'***effet de serre*** – phénomène en grande partie naturel qui nous assure une température clémente en surface. Nous reviendrons en détail sur ce phénomène. Auparavant, revenons sur quelques caractéristiques du rayonnement thermique terrestre.

Rayonnement thermique de la Terre

La figure ci-après montre le spectre de rayonnement thermique de corps noir à $T = T_t = 255$ K. Celui-ci se concentre entre 5 et 100 μm de longueur d'onde, soit entièrement dans le domaine infra-rouge. La loi de Wien (relation 2.3) donne la densité spectrale de puissance maximale à $\lambda_m = 11.5\ \mu$m.

Notons que la Terre n'a pas de rayonnement propre dans le domaine visible. Si, depuis l'espace, nous pouvons voir sa face éclairée, il s'agit là de la lumière solaire directement réfléchie (albédo), et non de rayonnement thermique.

[3]On peut du reste se rappeler ici que la température apparente du Soleil, 5800 K, est bien inférieure à celles régnant en son sein (plusieurs millions de K).

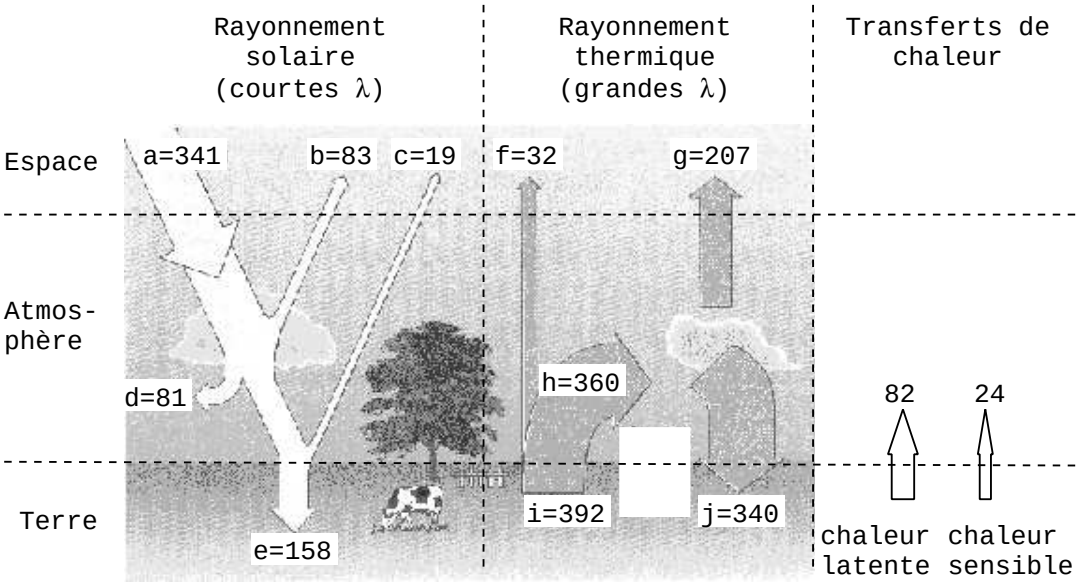


Spectres de Planck pour le Soleil (5800 K) et la Terre (255 K).

2.3 Bilan énergétique – Effet de serre

2.3.1 Bilan énergétique

Vue d'ensemble des échanges énergétiques



a : flux solaire incident
b : réflexion atmosphère (albédo)
c : réflexion surface (albédo)
d : absorption atmosphère
e : absorption surface

f : rayonnement thermique (IR) surface transmis vers espace
g : ray. th. (IR) atmosphère montant (émis vers espace)
h : ray. th. (IR) surface absorbé par atmosphère
i : ray. th. (IR) surface total
j : ray. th. (IR) atmosphère descendant (absorbé par surface)

Les flux dénergie sont exprimés en W/m².

Echanges d'énergie entre la Terre, son atmosphère et l'espace.

Nous venons de le voir, le système Terre + Atmosphère reçoit de l'énergie du rayonnement solaire (UV, visible, proche IR) dont il absorbe environ 70% et réfléchit immédiatement le reste (30%) vers l'espace (albédo moyen de 0.3). Ayant atteint un équilibre thermique, le système émet un rayonnement thermique vers l'espace dans un domaine de longueurs d'onde bien plus longues (IR "thermique").

En outre, nous avons vu que le rayonnement émis par la surface terrestre, de température moyenne +15°C, ne correspond pas au rayonnement thermique effectivement émis vers l'espace – correpondant à un corps noir à -18°C– du fait de la présence de l'atmosphère entre la surface et l'espace (effet de serre).

Enfin, la Terre et son atmosphère étant des corps matériels en contact, des échanges de chaleur (sensible et latente) s'opèrent entre les deux.

Pour analyser les différents échanges énergétiques, nous sommes donc amenés à distinguer
- d'une part trois domaines physiques : la Terre, l'atmosphère, l'espace.
- d'autre part trois types d'échanges d'énergie par :
  - rayonnement solaire (courtes longueurs d'onde),
  - rayonnement thermique terrestre (grandes longueurs d'onde),
  - transfert de chaleur.

Les différents échanges d'énergie et leur valeur moyenne (dans le temps et sur toute la Terre), exprimée en watt par mètre carré (W/m^2), sont représentés dans le schéma ci-dessus.

Ce qui suit reprend le contenu du TD no.2.

Pour bien comprendre le rôle de l'atmosphère, il est instructif de faire à partir de ces données le bilan de l'énergie reçue et cédée d'une part par la Terre vue de l'espace – c'est-à-dire en considérant le système Terre + Atmosphère –, d'autre part par la Terre en surface – c'est-à-dire en considérant le système Terre seule.

Bilan d'énergie du système Terre + Atmosphère

Puissance reçue/cédée	Nature de l'échange	Valeur (W/m^2)
Reçue	Flux solaire	341
	Total puissance reçue	**341**
Cédée	Albédo atmosphère	83
	Albédo surface	19
	Ray. IR surface transmis vers espace	32
	Ray. IR atmosphère vers espace	207
	Total puissance cédée	**341**

Commentaires :
- L'égalité des puissances totales reçues et cédées traduit que **la Terre est en équilibre énergétique**. Ce n'est pas le cas de toutes les planètes : Jupiter par exemple émet plus de puissance qu'elle n'en reçoit du Soleil, car elle n'a pas encore terminé d'évacuer la chaleur emmagasinée lors de sa formation.
- L'équilibre considéré ici revient (en plus détaillé) à celui exprimé par la relation 2.9.
- Le rayonnement IR total de 239 W/m^2 émis vers l'espace (32 W/m^2 + 207 W/m^2) correspond, par inversion de la loi de Stefan (2.1), à une température de 255 K soit -18°C.

Bilan d'énergie du système Terre seule

Puissance reçue/cédée	Nature de l'échange	Valeur (W/m^2)
Reçue	Ray. solaire transmis par l'atmosphère	177
	Ray. IR atmosphérique vers surface	340
	Total puissance reçue	**517**
Cédée	Albédo surface	19
	Ray. IR de la surface	392
	Transfert chaleur latente à l'atm.	*82*
	Transfert chaleur sensible à l'atm.	*24*
	Total puissance cédée	**517**

Commentaires :
- La surface terrestre est également en équilibre énergétique. Notons cependant que la surface terrestre émet au

total nettement plus de puissance (517 W/m^2) qu'il n'est finalement émise vers l'espace (341 W/m^2). Ceci traduit le fait que l'atmosphère agit comme une sorte d'édredon pour la Terre, notamment grâce à l'effet de serre, en interceptant une partie de cette énergie et en la lui renvoyant. Ainsi l'atmosphère assure à la Terre, en surface, une température plus clémente que la température d'équilibre thermique avec l'énergie reçue du soleil (-18°C).

- Par inversion de la loi de Stefan (2.1), le rayonnement thermique (IR) de 392 W/m^2 émis par la surface correspond à une température de +15°C, qui est bien la température moyenne à la surface de la Terre.

Bilan *radiatif* du système Terre seule

Ce bilan se distingue du précédent par le seul fait que l'on n'y compte que les échanges d'énergie par rayonnement, et donc que l'on exclue les transferts de chaleur de la surface à l'atmosphère (termes en italique dans le tableau précédent).

Puissance reçue/cédée	Nature de l'échange	Valeur (W/m^2)
Reçue	Ray. solaire transmis par l'atmosphère	177
	Ray. IR atmosphérique vers surface	340
	Total puissance reçue	**517**
Cédée	Albédo surface	19
	Ray. IR de la surface	392
	Total puissance cédée	**411**

On voit ici que le bilan radiatif de la Terre est déséquilibré, et positif : la surface reçoit plus de rayonnement qu'elle n'en émet.

Ce déséquilibre est évidemment compensé par les termes que l'on a enlevés : les transferts de chaleur, qui globalement se font à sens unique, de la surface vers l'atmosphère. Notons ici que les 4/5 du transfert de chaleur total se fait sous forme de chaleur latente, par évaporation de l'eau de surface (pour l'essentiel celle des océans) vers l'atmosphère. Ceci souligne une fois de plus le rôle énergétique fondamental de l'eau dans l'atmosphère.

2.3.2 Actions de l'atmosphère sur le rayonnement

La diffusion

La matière atmosphérique (molécules gazeuses, hydrométéores, aérosols) peut absorber le rayonnement solaire incident et réémettre **dans toutes les directions** un rayonnement **de même de longueur d'onde**. On appelle ce phénomène la ***diffusion*** du rayonnement électromagnétique.

Suivant la taille des éléments diffusants, le phénomène est plus ou moins efficace (c'est-à-dire la part de l'énergie incidente qui va être absorbée et réémise, va être plus ou moins grande) suivant la longueur d'onde, et donc plus ou moins sélectif.

Diffusion Rayleigh C'est la diffusion par des éléments diffusants très petits devant la longueur d'onde λ du rayonnement incident – donc typiquement par les molécules gazeuses de l'atmosphère. En électromagnétisme, on montre que **la puissance rayonnée (et donc préalablement absorbée) varie proportionnellement à λ^{-4}.**

En conséquence, l'efficacité de la diffusion Rayleigh diminue très rapidement aux grandes lon-

gueurs d'onde. Ainsi, le dioxygène de l'air diffuse beaucoup plus dans la partie bleue du spectre visible que dans le rouge. C'est ce qui donne la **bleue du ciel** le jour (lorsqu'il l'atmosphère est éclairée par le Soleil). Cela explique aussi la couleur rouge du Soleil au lever et au coucher. En effet, c'est à ces deux moments que sa lumière directe traverse la plus grande épaisseur d'atmosphère. La lumière directe du Soleil, appauvrie en bleu et vert par la diffusion, nous apparaît alors rouge. Quand le Soleil est au zénith au contraire, l'épaisseur d'air traversée est moindre, et sa lumière, moins appauvrie en bleu et vert, nous apparaît à peu près blanche.

Diffusion de Mie C'est la diffusion par des éléments diffusants plus grands que la longueur d'onde λ du rayonnement incident – donc typiquement les hydrométéores (essentiellement les nuages) et les aérosols (panaches de fumées, poussières). Ici, la puissance diffusée décroît beaucoup moins vite avec λ (exposant de l'ordre de -1) et la diffusion de Mie est beaucoup moins sélective. Toutes les longueurs d'onde du spectre solaire sont alors diffusées à peu près également, donnant sa couleur blanche à la lumière diffusée par les nuages[4], notamment.

Rôles joués par la diffusion Remarquons que le rayonnement réémis l'est aussi bien vers le haut que vers le bas :

- vers le haut le rayonnement diffusé participe à l'albédo. On parle de ***réflexion diffuse***. Ceci est en particulier vrai pour les nuages (voir plus loin).
- vers le bas le rayonnement diffusé participe à la transmission du rayonnement solaire vers la surface. On parle de ***transmission diffuse***. Par exemple, par ciel clair, la lumière diffusée (bleu du ciel) suffit à assurer du jour un bon moment après le coucher du soleil. Par ciel complètement couvert, la lumière du jour est en totalité due à la transmission diffuse par les nuages.

L'absorption par les gaz

A l'échelle des molécules prévaut la mécanique quantique, selon laquelle l'énergie de chaque molécule ne peut prendre que des valeurs bien précise (on parle de *quantification* de l'énergie). Ainsi un photon ne pourra être absorbé par la molécule que si l'énergie qu'il transporte, $E = hc/\lambda$, correspond à la différence entre deux niveaux d'énergie possibles de la molécule. Si une telle transition se produit, le photon est absorbé et la molécule passe dans un état d'énergie élevée, dit *excité*. La désexcitation des molécules peut intervenir dans le cadre de réactions photo-chimiques (cf. par exemple la formation de l'ozone stratosphérique), et/ou simplement se traduire à l'échelle macroscopique par un échauffement du gaz.

L'absorption moléculaire est donc un phénomène très sélectif vis-à-vis de la longueur d'onde, jouant dans des gammes de valeur de λ bien précises, et ignorant les autres. On parle de **bandes d'absorption**. Celles-ci sont spécifiques à chaque gaz.

La figure tirée à part (intitulée "Absorption des rayonnements solaires et terrestre par les gaz

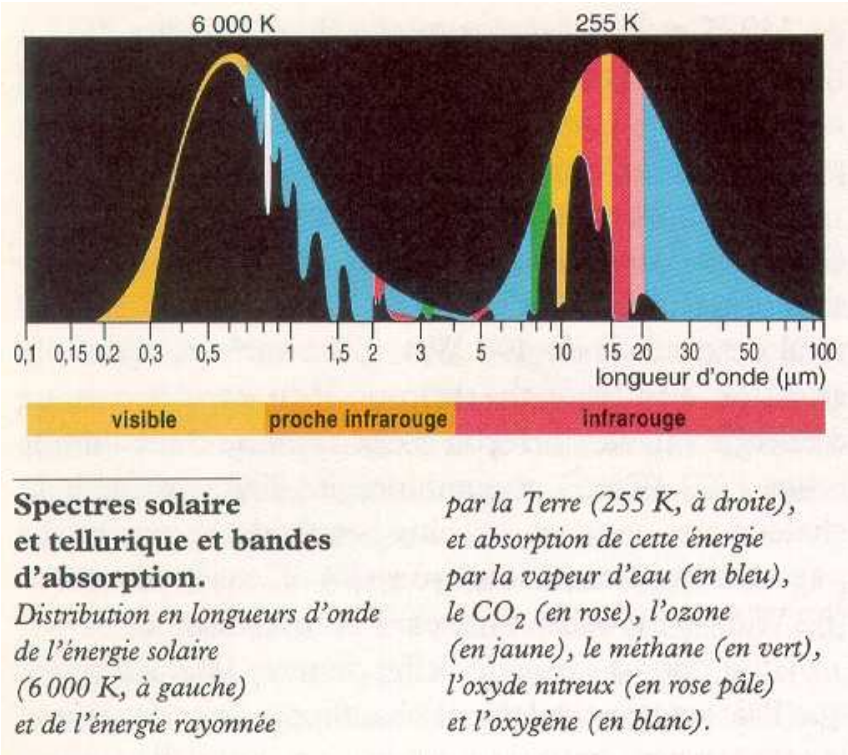
[4]Si les nuages apparaissent parfois gris ou noir, ce n'est pas leur couleur propre, mais c'est qu'ils sont alors moins lumineux que le reste du décor.

atmosphériques") montre ces bandes d'absorption pour différents gaz atmosphériques, et l'absorption qui en résulte.

L'absorption du rayonnement solaire Naturellement, l'atmosphère laisse passer la quasi-totalité du rayonnement visible – sans quoi nous vivrions dans une nuit permanente[5]. On parle de la "fenêtre visible".

En revanche, le dioxygène et l'ozone de la haute atmosphère absorbent la quasi-totalité du rayonnement UV. Il y a aussi de nombreuses bandes d'absorption dans le domaine du proche IR, essentiellement par la vapeur d'eau.

L'absorption du rayonnement IR thermique C'est une phénomène très important puisque l'absorption du rayonnement thermique de la Terre par le gaz atmosphérique est précisément ce qu'on appelle **l'effet de serre**. Cette absorption est le fait d'un certain nombres de gaz, dits *à effet de serre*. Les deux principaux sont **la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone**. Nous reviendrons un peu plus en détail sur l'effet de serre dans la suite. Notons cependant que cette absorption intercepte une partie importante du rayonnement IR terrestre, bien que les gaz à effets de serre ne soient présents qu'en très petite quantité dans l'atmosphère.



Absorption des rayonnements solaire et terrestre par différents gaz atmosphériques.

[5]En réalité il serait plus juste de dire que la nature nous a fait des yeux capables de voir les longueurs d'ondes du rayonnement solaire que l'atmosphère laisse passer...

2.3.3 Influence spécifique des nuages

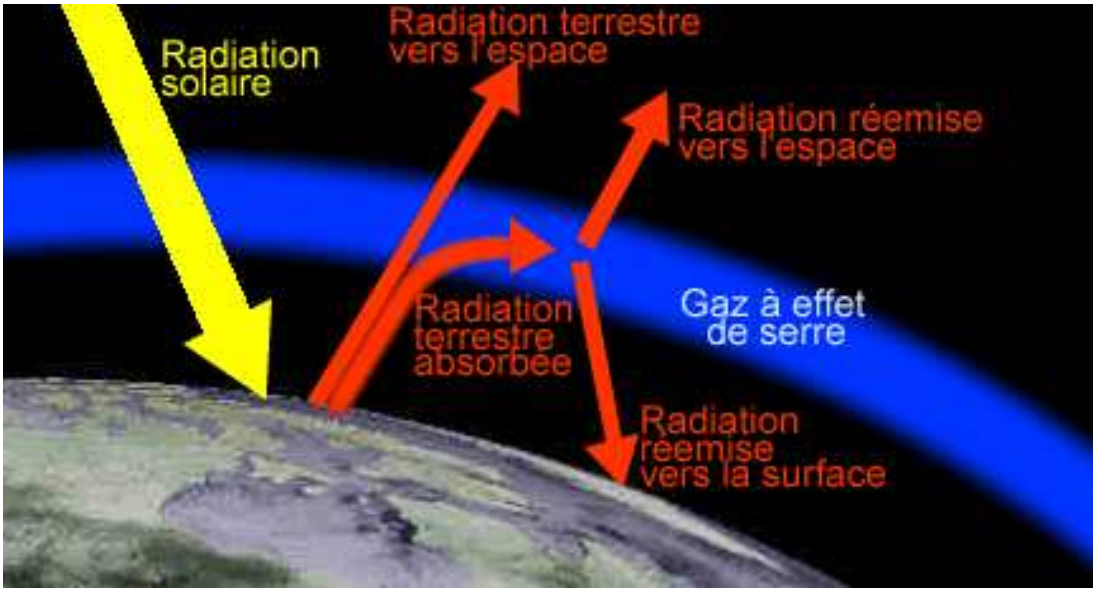
L'influence des nuages sur le bilan d'énergie est complexe car ils induisent des effets contradictoires. Enonçons les faits suivants :

- absorption du rayonnement solaire négligeable (au plus quelques %).
- 80% de l'albédo terrestre (réflexion diffuse) : les nuages limitent fortement l'insolation de la surface.
- un couvert nuageux suffisamment épais (>qqs dizaines de mètres) absorbe la quasi-totalité du rayonnement thermique de la surface : les nuages participent donc à l'effet de serre.
- ils sont la principale source de déperdition du rayonnement thermique atmosphérique vers l'espace.

Si l'on supprimait les nuages, on augmenterait le flux solaire absorbé par la surface de 47 W/m^2 (moins d'albédo), mais on accentuerait du même coup la déperdition IR vers l'espace de 31 W/m^2 (moins d'effet de serre). On voit par ces chiffres que l'effet d'albédo l'emporte sur l'effet de serre : **les nuages induisent globalement un déficit radiatif 16 W/m^2 et donc un refroidissement de la planète.**

2.3.4 Effet de serre

L'effet de serre est la propriété qu'a l'atmosphère terrestre de retenir en partie le rayonnement infrarouge émis par la surface. Cet effet a pour conséquence une élévation de la température moyenne de la surface.



Principe de l'effet de serre.

En effet l'équilibre énergétique du système Terre + Atmosphère impose que la puissance du rayonnement solaire absorbé par le système $\mathcal{P}_{ABS}$ (soit le flux solaire moins l'effet de l'albédo,

voir relation 2.8) soit exactement compensée par une déperdition IR dans l'espace d'intensité égale : $\mathcal{P}_{IR\,out} = \mathcal{P}_{ABS}$.

En présence d'effet de serre, $\mathcal{P}_{IR\,out}$ représente seulement une fraction α du rayonnement IR émis par la surface, de puissance $\mathcal{P}_{IR\,surf}$, soit $\mathcal{P}_{IR\,out} = \alpha\,\mathcal{P}_{IR\,surf}$.

On a finalement

$$\mathcal{P}_{IR\,surf} = \frac{1}{\alpha}\mathcal{P}_{ABS} > \mathcal{P}_{ABS}.$$

Autrement dit, pour maintenir l'équilibre énergétique du système Terre + Atmosphère, la surface terrestre doit émettre un rayonnement thermique plus intense que le rayonnement solaire reçu. La loi de Stefan (2.1) impose par suite que la température en surface T_s soit plus élevée que la température d'équilibre thermique T_t du système T+A. Il vient facilement par inversion de la loi de Stefan que

$$\boxed{T_s = \alpha^{-\frac{1}{4}} T_t.}$$

Pour la Terre on a $\mathcal{P}_{IR\,surf} = 392$ W/m^2, $\mathcal{P}_{IR\,out} = 32 + 207 = 239$ W/m^2, soit $\alpha = 61\%$, et $T_s = 1.13 \times T_t$. La température (absolue) de la surface terrestre est donc de 13% plus élevée que la température (absolue) d'équilibre thermique.

Gaz à effet de serre

Les principaux gaz à effet de serre sont, par ordre d'importance du réchauffement qu'ils induisent : la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4), le protoxyde d'azote (N_2O), l'ozone (O_3) et les chloro-fluoro-carbones ("CFCs").

La vapeur d'eau contribue environ à la moitié de l'effet de serre, le CO_2 environ au quart. Le quart restant est dû à l'effet des nuages (17%) et aux autres gaz à effet de serre.

Effet de serre naturel

L'effet de serre sur Terre est pour l'essentiel un phénomène naturel. Le maintien d'un effet de serre suffisant tout au long de l'histoire de la Terre a d'ailleurs été une condition nécessaire à l'apparition de la vie dans les océans, puisque qu'il a assuré des températures clémentes garantissant la présence d'eau liquide. Sans effet de serre, la Terre serait une boule de glace.

La tectonique des plaques joue un rôle dans le maintien de cet effet de serre, car au niveau des zones de subduction elle recycle une partie du CO_2 stocké sous forme de carbonates dans la croûte océanique, en le réinjectant dans l'atmosphère par les gaz volcaniques. Sans cela, le CO_2 aurait quasiment disparu de l'atmosphère, et la température serait nettement inférieure.

Effet de serre additionnel d'origine anthropique

Un fait indéniable est que l'activité humaine depuis 150 ans environ a sensiblement modifié la composition chimique de l'atmosphère en constituants mineurs, en particulier en gaz à effet

de serre, et ce de façon inédite dans l'histoire de le Terre. Il est quasiment certain que cette modification aura des conséquences sensibles et à long terme sur le système climatique terrestre, dans le sens d'un réchauffement global dû à une augmentation de l'effet de serre. On qualifie ceci d'***effet de serre additionnel d'origine anthropique*** (*i.e.* dû à l'homme). (Voir figure de l'IPCC.)

La modification la plus emblématique est celle de la teneur en CO_2, qui est passée d'un rapport de mélange de 280 ppm (parties par million, soit 0.028%) vers 1800 à 370 ppm de nos jours. Le climat de la Terre a varié par le passé, en montrant une forte corrélation entre la température et le taux de CO_2. Ce qui est inquiétant, c'est que le taux actuel n'a jamais été atteint depuis 400.000 ans. Il faut remonter très loin dans le passé, à des époques où des conditions tropicales régnaient à nos latitudes, pour trouver des taux comparables. De plus jamais un changement aussi rapide n'a eu lieu.

Il est maintenant peu de scientifiques sérieux pour penser que le réchauffement global de 0.6% en moyenne depuis un siècle serait une évolution naturelle du climat et non due à l'homme. Ce qui est moins clair, c'est quelle sera l'intensité du réchauffement dans les décennies à venir, et quelles seront les conséquences à l'échelle régionale. Les causes d'incertitudes sont en effet nombreuses – à commencer par le futur des émissions polluantes. La climat terrestre est de plus un système complexe soumis à un grand nombre de rétro-actions possibles, aussi bien négatives que positives. Par exemple :

- plus d'effet de serre => climat plus chaud => plus de vapeur d'eau => plus d'effet de serre => etc. : boucle positive, emballement du réchauffement.
- climat plus chaud => plus de vapeur d'eau => plus de nuages => climat moins chaud : boucle négative, modération du changement climatique.
- climat plus chaud et atmosphère plus riche en CO_2 => croissance de la végétation => consommation de CO_2 : boucle négative, modération du changement climatique.
- etc.

Chapitre 3

Circulation atmosphérique

3.1 Le vent

3.1.1 Vent horizontal et vertical

L'atmosphère est une couche mince : ~ 30 km d'épaisseur contre des milliers de km d'extension horizontale. Conséquence : les mouvements de l'air vont se faire préférentiellement sur l'horizontale.

Ordres de gandeur :
- vent vertical : de l'ordre du cm/s, sauf très localement à très petite échelle (qqs 10 m/s au coeur des cumulonimbus, mais ça ne compte guère en moyenne).
- vent horizontal : de l'ordre du 10 m/s (0 à 50 m/s dans les cyclones, 100 m/s dans les tornades).

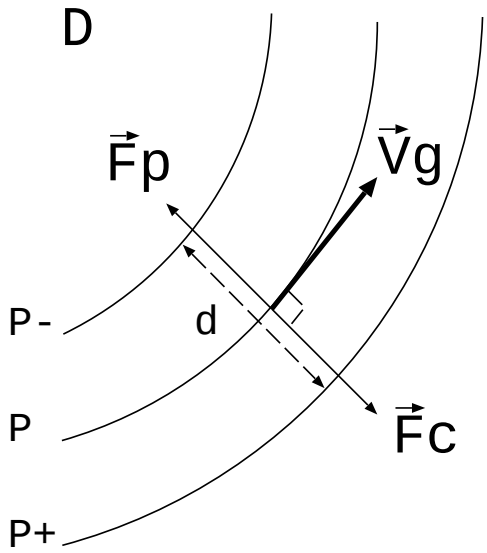
3.1.2 Mécanique du vent

La mécanique du vent aura été traitée en détail en TD. Rappelons les points essentiels suivants :
- Les variations horizontales de pression (gradients) impliquent des forces de pression non nulles, dirigées vers les zones de faible pression, qui mettent en mouvement des masses d'air.
- Force de Coriolis : cette force (apparente dans le référentiel terrestre) dévie les mouvements horizontaux dans le sens opposés à la rotation de la Terre autour de la verticale locale, *i.e.* à droite dans l'hémisphère nord, à gauche dans l'hémisphère sud.
- du fait d'un équilibre s'instaurant entre Coriolis et la force de pression (équilibre géostrophique), le vent n'est pas dirigé vers les faibles pressions, mais au contraire suit les lignes isobares en laissant les faibles pressions à gauche dans l'HN, à droite dans l'HS (règle de Buys-Ballot).
- de ce fait, dans l'HN le vent tourne dans le sens horaire autour des anticyclones, anti-horaire autour des dépressions. Contraire dans l'HS.

3.1.3 Détermination du vent géostrophique

De la condition d'équilibre géostrophique *force de pression = force de Coriolis* on peut déduire les caractéristiques du vent géostrophique :

- Direction : parallèle aux isobares
- Sens : tel que les basses pressions soient à gauche en regardant dans le sens du vent dans l'HN (à droite dans l'HS).
- Module :
$$||\vec{V_g}|| = \frac{||\vec{\mathrm{grad}}_h\, P||}{\rho|f|} \simeq \frac{1}{\rho|f|}\frac{\Delta P}{d},$$
où ρ est la masse volumique de l'air, $f = 2\Omega \sin\lambda$ le paramètre de Coriolis (Ω est la vitesse de rotation de la Terre autour de son axe, λ est la latitude), ΔP la différence de pression entre les deux isobares voisines de part et d'autre de celle considérée, et d la distance entre ces deux isobares au point considéré.



Le vent géostroiphique $\vec{V_g}$ correspond à un équilibre (compensation) entre la force de pression ($\vec{F_p}$, attirant l'air vers les faibles pressions) et la force de Coriolis ($\vec{F_c}$) déviant le mouvement à droite (dans l'hémisphère nord).

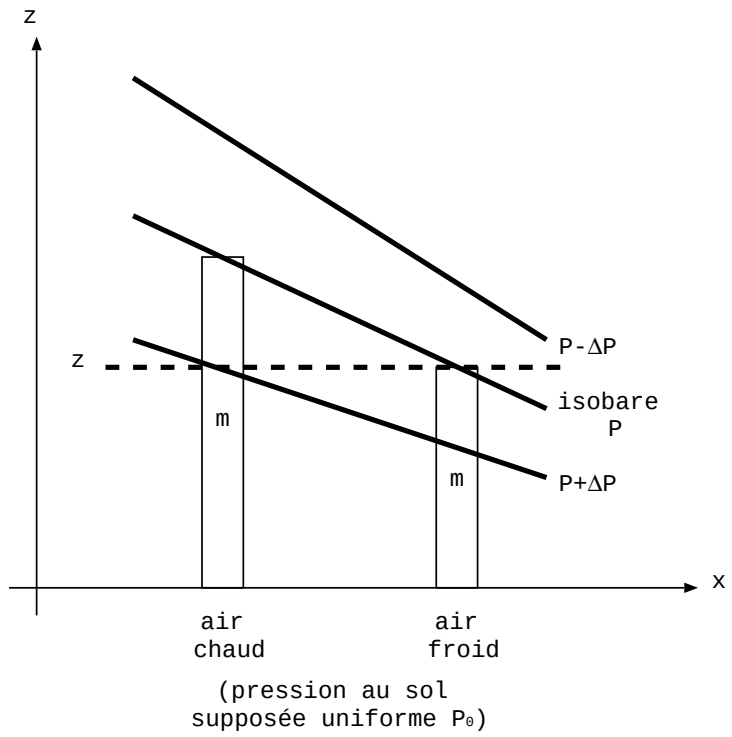
3.2 Moteur des mouvements atmosphériques

Si les différences de pression mettent les masses d'air en mouvement, il s'agit ici de déterminer ce qui cause ces variations horizontales de la pression.

3.2.1 Conséquence des variations de la température

Ce sont les variations de température des masses d'air qui en sont la cause première. En effet à égale pression, température et masse volumique de l'air évoluent en rapport inverse l'une de

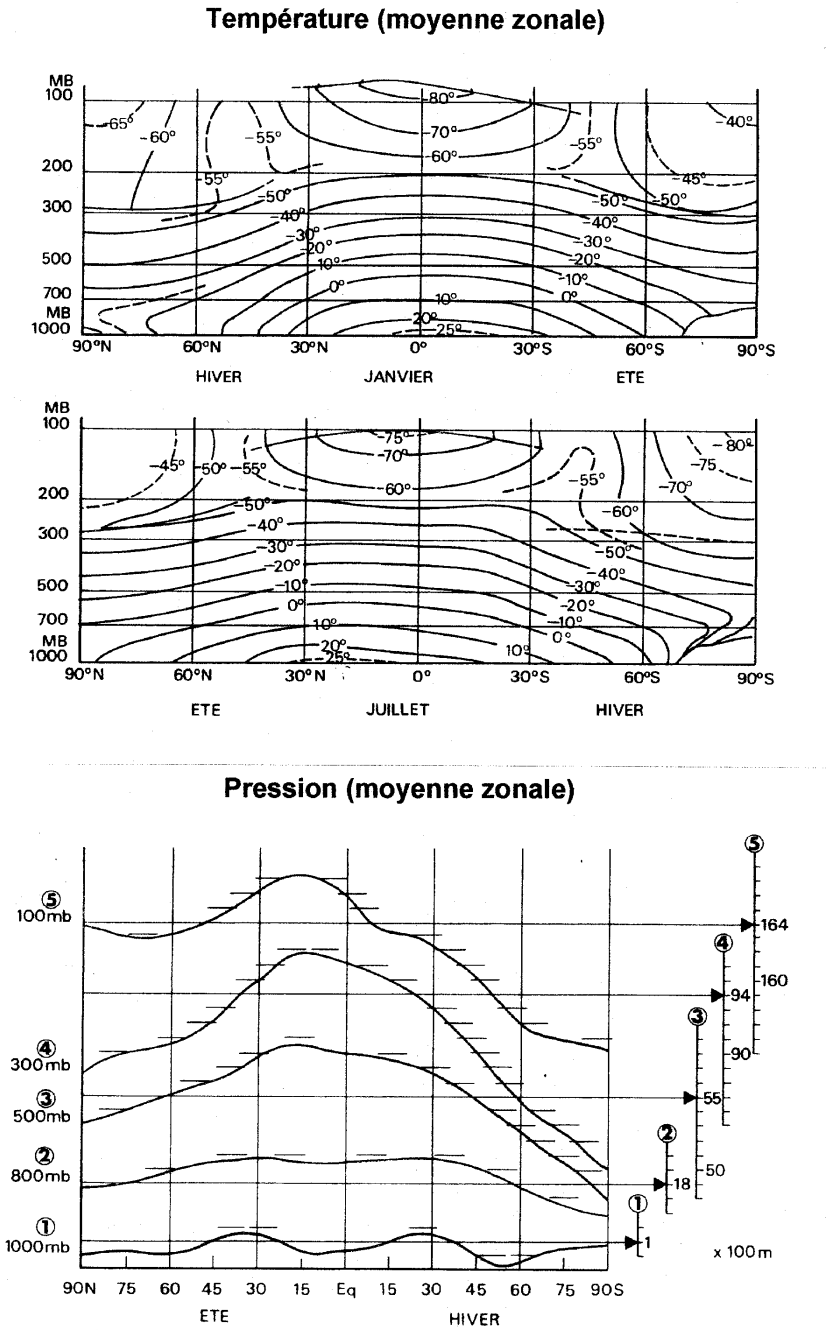
l'autre (équation du gaz parfait : $P = \rho RT/\mathcal{M}$). L'air chaud est donc moins dense que l'air froid, et une même masse d'air chaud occupera un volume plus important. Pour une même pression au sol par exemple, une même isobare sera donc à altitude plus élevée dans l'air chaud que dans l'air froid. A une différence horizontale de température va donc correspondre un gradient de pression. L'atmosphère répondra à ce gradient de pression par une mise en mouvement de l'air.



Un même masse m d'air occupant plus de volume chaude que froide, une même pression P sera trouvée plus haut en altitude dans l'air chaud que dans l'air froid, et par conséquent les surfaces isobares vont pencher du côté de l'air froid. A une altitude z fi xée, cela implique que la pression va diminuer lorsqu'on se déplace horizontalement vers l'air froid.

Remarquons ici que l'atmosphère est ce que l'on appelle en physique une *machine thermique*, puisque de l'énergie thermique est apportée sous forme de rayonnement solaire (à l'origine des constrastes de température) et une partie en est convertie en mouvement (énergie mécanique).

3.2.2 Profils méridiens moyens de température et de pression



Température et pression moyennes selon la latitude et l'altitude, en janvier et juillet. (La moyenne zonale correspond à la moyenne toutes longitudes confondues.)

Température

- Structure logique : températures moyennes élevées à l'équateur, basses aux pôles.
- Noter que le maximum de température se déplace en fonction de la saison (ensoleillement

variable du fait de l'obliquité de la Terre), et se situe vers 10-20° de latitude dans l'hémisphère d'été. On qualifie la position de ce maximum d'*équateur météorologique*.
- L'été boréal est plus chaud que l'été austral car la surface couverte par les continents plus élevée dans l'HN.

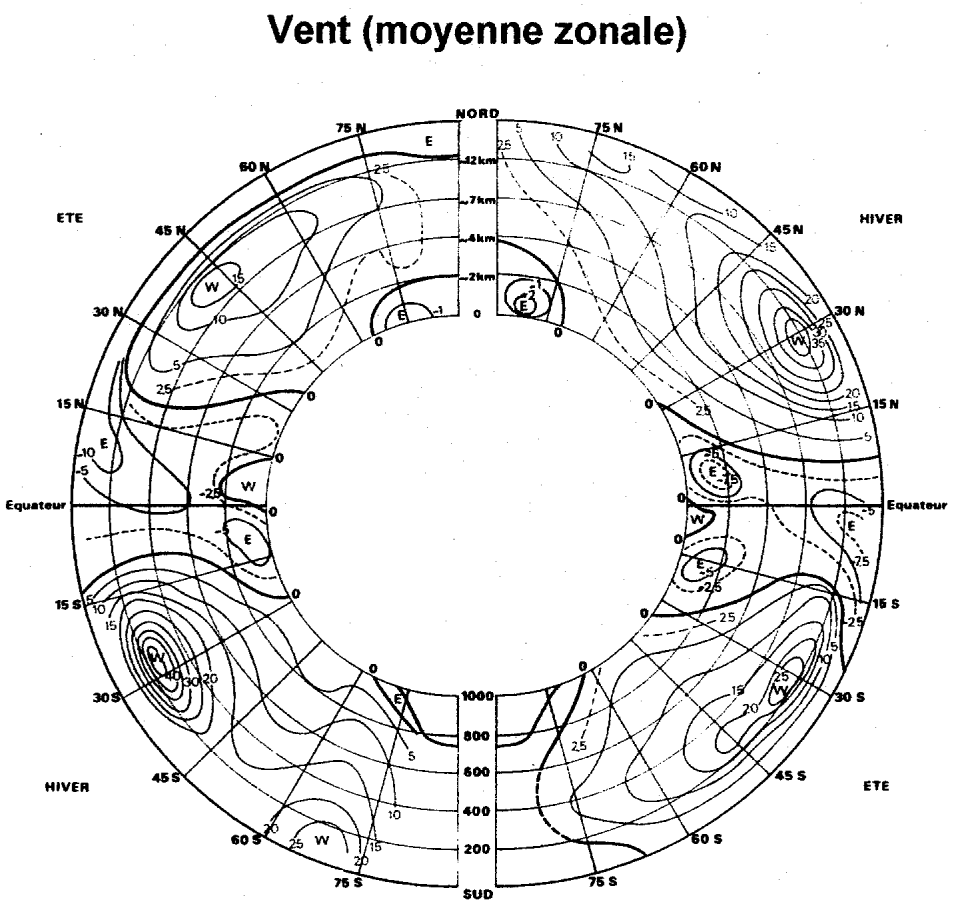
Pression

- En altitude (à partir de 800 hPa) on observe une structure globalement en bosse des isobares, avec son sommet au dessus de l'équateur météo. Ceci correspond à l'effet thermique expliqué plus haut : une même isobare va se trouver plus haut dans l'air chaud, moins dense. C'est ce qu'on appelle un effet d'*anticyclone thermique*.
- Près du sol, c'est plus complexe, on assiste à une alternance de hautes et basses pressions (courbe 1000 hPa).
  - Les zones de basse pression correspondent à des régions où l'air a tendance à s'élever dans la troposphère (effet d'appel d'air). Cet effet est marqué près de l'équateur météo (zone de convergence intertropicale) et aux latitudes tempérées de l'hémisphère d'hiver où se succèdent des systèmes dépressionnaires actifs.
  - Les zones de haute pression au contraire correspondent à des régions où l'air descend (subsidence). Dans ces régions les précipitations sont faibles (car la subsidence subsidence entraîne l'évaporation des nuages). C'est dans les régions anticycloniques vers 30° qu'on trouve les climats les plus arides. Aux niveau des régions polaires, le bilan radiatif est très déficitaire, l'air très refroidit est très dense et tombe (effet de couvercle).

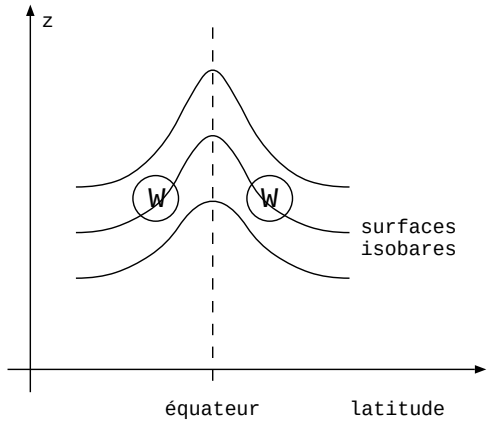
3.3 Circulation générale

3.3.1 Circulation zonale moyenne

Cette circulation constitue la réponse géostrophique aux variations méridiennes de la pression (*i.e.* avec la latitude). Le vent géostrophique correspondant va donc être zonal, c'est-à-dire orienté le long des parallèles. Elle se déduit des profils d'isobares décrits plus haut par la règle de Buys-Ballot.



Composante zonale (*i.e.* orientée ouest-est) du vent moyen selon la latitude et l'altitude, en janvier et juillet. (La moyenne zonale correspond à la moyenne toutes longitudes confondues.)



Anticyclone thermique et circulation d'ouest induite en altitude (basses pression à gauche du vent dans l'hémisphère nord, à droite dans l'hémisphère sud).

Moyenne et haute troposphère

La circulation est globalement d'ouest, du fait de la structure simple d'anticyclone thermique où les basses pressions se situent du côté des pôles. Plus on monte en altitude, plus les isobares sont en pente, d'où l'augmentation de la force du vent d'ouest.

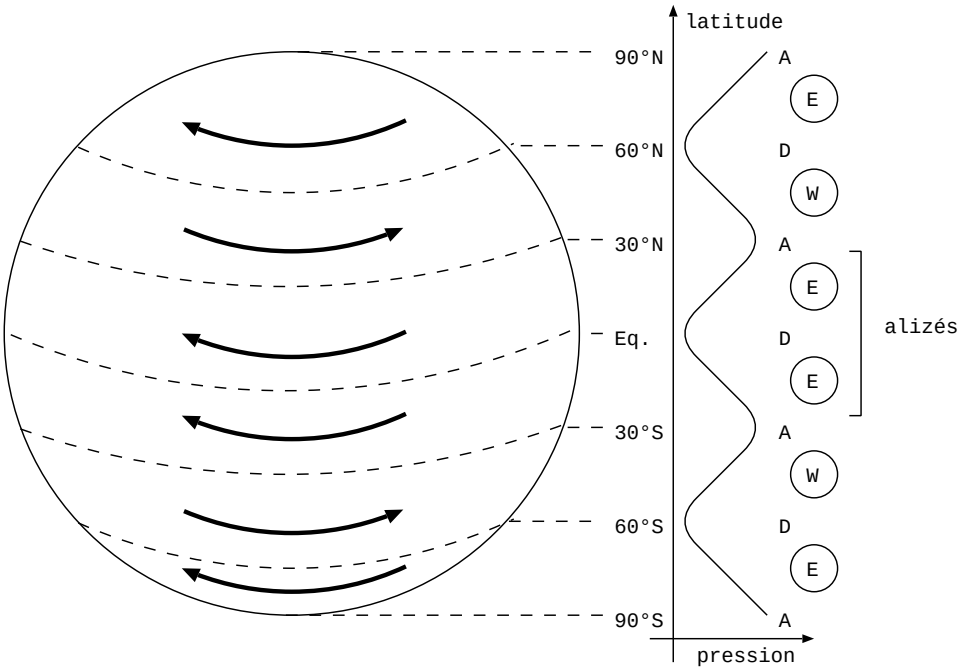
On remarque un noyau de vent d'ouest fort vers 10-12 km altitude, surtout en hiver vers 30° de latitude : le jet-stream (ou courant-jet). Ce noyau correspond à l'endroit où les isobares sont les plus en pente.

(Des effets plus compliqués, les moussons, induisent les jets d'est d'altitude aux latitudes équatoriales dans l'hémisphère d'été.)

Basse troposphère

Puisque on observe une alternance de zones de hautes et de basses pressions, la direction des vents alterne aussi. On a donc

- une zone de vents faibles près de l'équateur météo ("poteau noir" des marins).
- une zone de vents d'est aux latitudes tropicales : les vents alizés.
- des vents d'ouest dominants aux latitudes tempérées.
- des vents d'est dans les régions polaires.



3.3.2 Circulation méridienne moyenne

Comme nous l'avons dit, l'air chaud des régions équatoriales à tendance à s'élever jusqu'à la tropopause (zone de convergence intertropicale) tandis que l'air froid des pôles descend. Il devrait donc se mettre en place une circulation dans le plan vertical méridien (S-N) amenant l'air de l'équateur vers les pôles en haute troposphère et des pôles vers l'équateur près du sol.

Cette idée, énoncée au 18ième siècle par Hadley, est globalement vraie, à ceci près que la force de Coriolis vient perturber tout cela, et qu'en fin de compte cette circulation n'est pas assurée par une cellule, mais trois :

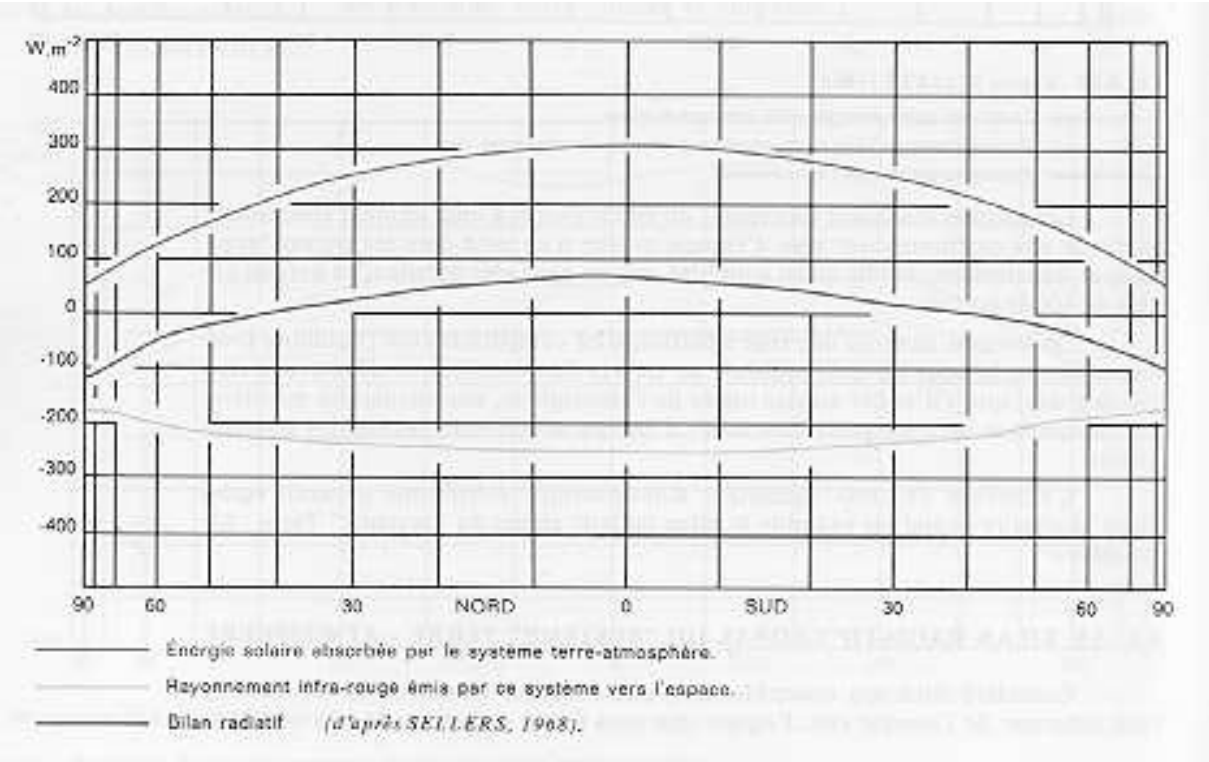
- La cellule de Hadley entre 0 et 30° de latitude,
- La cellule de Ferrel entre 30 et 60° de latitude,
- La cellule polaire entre 60 et 90° de latitude.

Chaque branche ascendante correspond à une zone de convergence au sol, et de maximum de précipitation (ascendance => condensation => nuages). Chaque branche subsidente correspond à une zone de divergence au sol, et de minimum de précipitation (subsidence => évaporation des nuages).

Vitesses moyennes : 2-4 m/s dans les branches horizontales, qqs cm/s dans les branches verticales. Ces vitesses sont donc en général faibles par rapport au vent zonal, mais en revanche ces circulations sont fondamentales pour assurer le transport méridien de l'énergie.

3.4 Aspects énergétiques

3.4.1 Bilan radiatif suivant la latitude

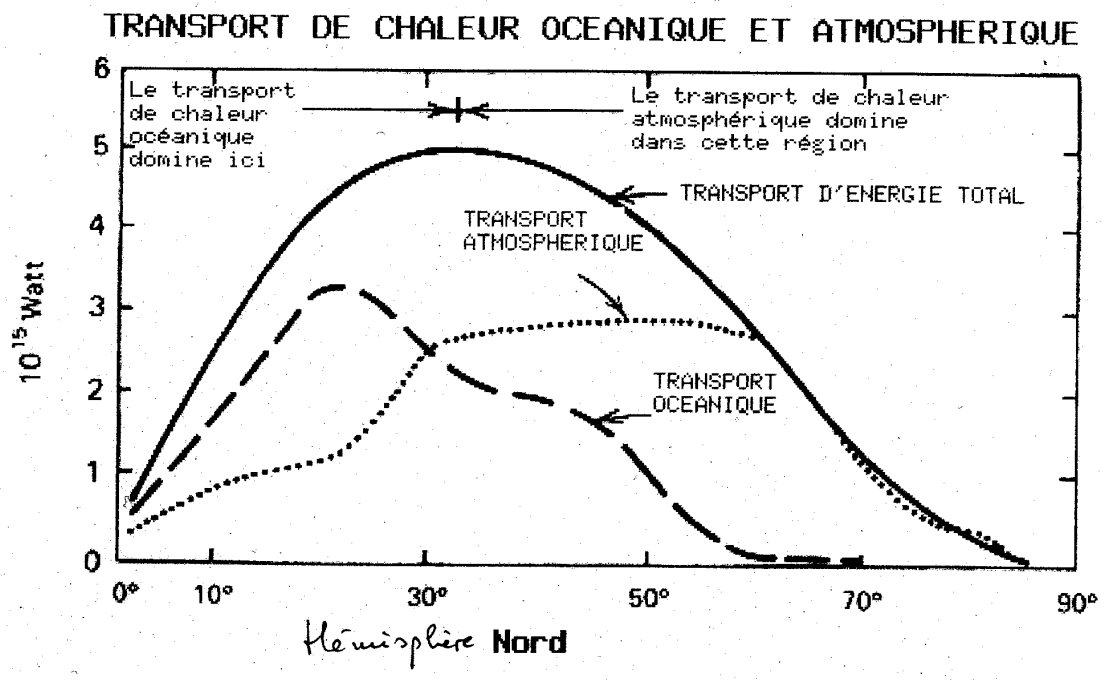


Le bilan radiatif du système Terre + Atmosphère est excédentaire (positif) en dessous de 40° de latitude, déficitaire (négatif) au dessus (mais positif sur le plan global). Cela revient à dire que le système reçoit de l'énergie de rayonnement (solaire) près de l'équateur, en cède à l'espace (rayonnement thermique) près des pôles.

D'une année sur l'autre le système devrait se réchauffer à l'équateur, se refroidir aux pôles, et donc le constraste thermique augmenter de plus en plus. Si nous observons en réalité une certaine stabilité du climat, c'est qu'il existe un transport de l'énergie en excès de l'équateur vers les pôles.

Ce transport est assuré par la circulation océnanique et atmosphérique méridienne, où l'air chaud ou l'eau chaude sont emportés vers les pôles et sont remplacés par de l'air froid ou de l'eau froide venue des pôles.

La figure suivante montre que ce transport d'énergie est assuré majoritairement par l'océan aux latitudes inférieures à 30°, par l'atmosphère au dessus. Le transport atmosphérique reste cependant significatif même aux latitudes tropicales.

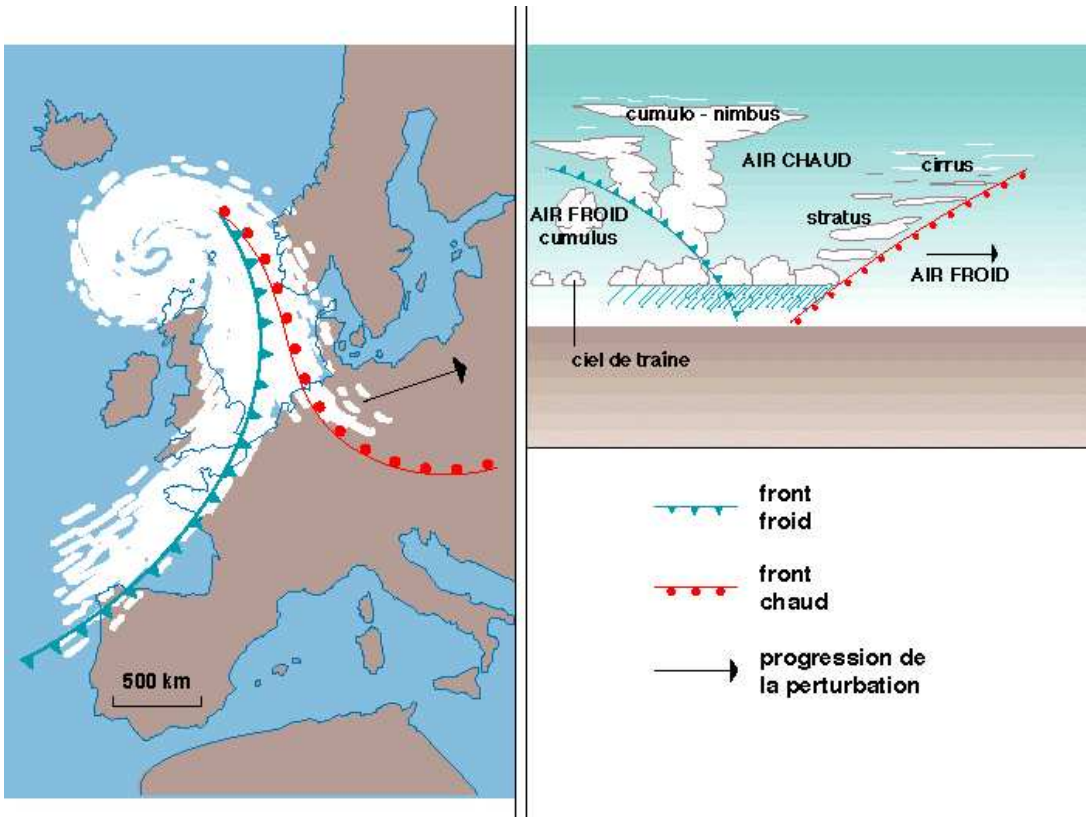


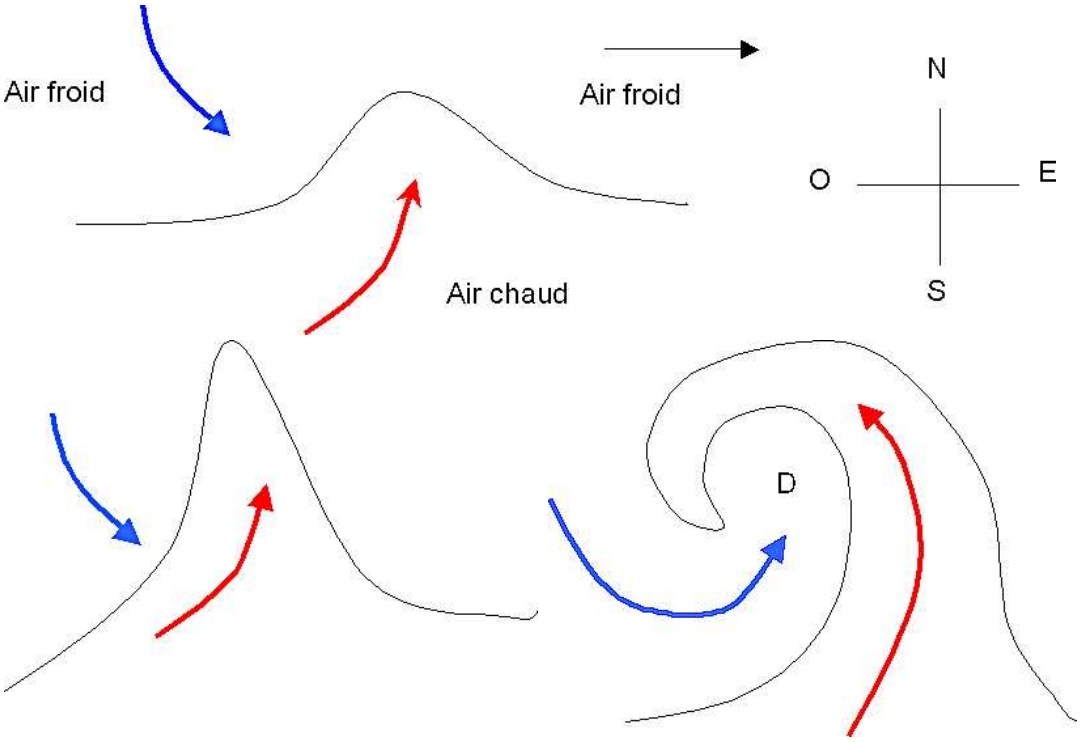
3.4.2 Transport d'énergie par la circulation atmosphérique

Aux latitudes tropicales, il est assuré essentiellement par la cellule de Hadley (transport d'air tropical vers le nord en altitude, d'air subtropical vers le sud en basses couches).

C'est aux latitudes moyennes (40-60°) que le transport atmosphérique est le plus efficace, profitant des systèmes dépressionnaires qui s'y développent. En effet si la circulation moyenne y est quasiment zonale (donc a priori pas de transport méridien d'énergie) ce n'est pas du tout le cas de la circulation instantanée. Le courant d'ouest présente en réalité de nombreuses ondulations propices au développement de systèmes dépressionnaires.

Une dépression extratropicale a tendance à pousser l'air chaud vers le pôle devant elle et à amener de l'air froid derrière (dessin avec fronts). De ce brassage des masses d'air résulte un transport d'énergie net de l'équateur vers le pôle.





Dépression extratropicale et perturbation associée.