L'atmosphère et l'enveloppe gazeuse de la Terre

Auteur :
MOREAU René, Professeur émérite à Grenoble-INP, Laboratoire SIMaP (Science et Ingénierie des Matériaux et des Procédés), membre de l'Académie des sciences et de l'Académie des technologies

10-05-2021

La Terre est entourée d'un domaine gazeux, couramment appelé l'atmosphère bien que, étymologiquement, cette appellation ne soit justifiée que pour la couche la plus basse et la plus dense, où la teneur en oxygène permet aux humains de respirer. Dans cette enveloppe gazeuse, l'usage amène à distinguer plusieurs couches concentriques, la troposphère jusqu'à environ 12 km, puis la stratosphère jusqu'à environ 60 km et enfin la mésosphère, jusqu'à des altitudes au-delà desquelles l'air devient trop raréfié pour qu'il puisse être modélisé comme un gaz. Les mécanismes spécifiques à chacune de ces couches justifient leurs dénominations ; ils imposent une variation de température non monotone, alors que la pression et la densité diminuent régulièrement avec l'altitude. Cette couche gazeuse possède une influence cruciale sur les conditions de vie sur Terre, à la fois par son action sur le climat, notamment par l'effet de serre, et par son rôle de bouclier qui filtre une grande partie du rayonnement solaire.

1. La structure en couches de l'atmosphère

On qualifie souvent d'**atmosphère** l'enveloppe gazeuse qui se trouve au-dessus des éléments lourds de la croûte terrestre que sont le sol et les mers. Au niveau de la mer, elle est déjà 1000 fois plus légère que ceux-ci et, progressivement, sa densité diminue en fonction de l'altitude. On situe habituellement la transition entre l'atmosphère et l'environnement spatial de la Terre (lire La haute atmosphère) au-delà de 85 km au-dessus du sol, où la densité de l'air n'est plus qu'un millionième (10^{-6}) de ce qu'elle est au

niveau de la mer. Cette enveloppe bleue (lire Les couleurs du ciel) est visible sur la photographie de la figure 1.



Figure 1. Au lever du soleil, depuis la station spatiale internationale (ISS), en juin 2011, un équipage de la NASA a photographié la coupe de la couche atmosphérique. Depuis le sol encore très peu éclairé, les couleurs passent du rouge, à l'orange, puis à des bleus de plus en plus foncés, jusqu'au noir absolu de l'espace. [© NASA]

La caractéristique principale de ce milieu est **sa nature gazeuse**, ce qui signifie que les molécules, qui s'agitent en permanence à des vitesses supérieures à la vitesse du son (environ 340 m/s dans l'air au niveau de la mer), ont des collisions extrêmement fréquentes. Soyons plus précis : dans l'air à des altitudes modérées la durée typique entre deux collisions (de l'ordre de 10^{-9} secondes au niveau de la mer) est beaucoup plus courte que les durées des trajets des oiseaux et des avions volant au sein de ce milieu, ou que les temps caractéristiques des vents et des dépressions atmosphériques. Au-delà, dans l'environnement spatial de la Terre (lire La haute atmosphère), les distances entre molécules, atomes ou ions sont tellement grandes que cette condition n'est plus remplie et que ce milieu ne peut pas être modélisé comme un gaz. Par ailleurs, cette enveloppe gazeuse s'avère presque transparente aux ondes électromagnétiques et donc à la lumière, mais ne laisse aux ondes acoustiques (les sons) qu'une portée relativement limitée en raison de la viscosité de l'air, suffisante pour dissiper leur énergie.

Trois phénomènes parmi les plus significatifs, le **transfert de chaleur par conduction et convection** [1]**,** la **teneur en eau** et **l'absorption du rayonnement ultraviolet** émis par le soleil sont utilisés pour définir les couches concentriques qui constituent l'atmosphère. Entre le sol et une altitude voisine de 8 km aux pôles et 15 km à l'équateur, c'est le transfert de chaleur par **conduction et convection** qui l'emporte et qui impose une **diminution linéaire de la température** : en moyenne 6,5°C/km, quantité qui peut varier entre 5°C /km dans l'air saturé en vapeur d'eau et 9°C/km dans l'air sec (Figure 2). Pourquoi la teneur en vapeur d'eau influence-t-elle autant cette distribution de température ? C'est en raison du phénomène de **condensation** qui prend place aux altitudes de plus en plus hautes, lorsque la température et la pression diminuent et que l'agitation des molécules d'azote et d'oxygène n'est plus suffisante porter les molécules d'eau. Cette condensation dégage une chaleur latente (lire Pression, température et chaleur) qui vient diminuer le refroidissement linéaire de la température. Cette première couche est appelée la **troposphère**. Elle est la plus dense, la plus humide et la plus agitée. Son agitation provient d'une part de la **convection naturelle** due au fait que le gaz le plus chaud, donc le plus léger, est souvent situé au-dessous d'un gaz plus lourd, et d'autre part à des vents plus ou moins organisés à l'échelle de la planète entière (lire La circulation atmosphérique : son organisation).

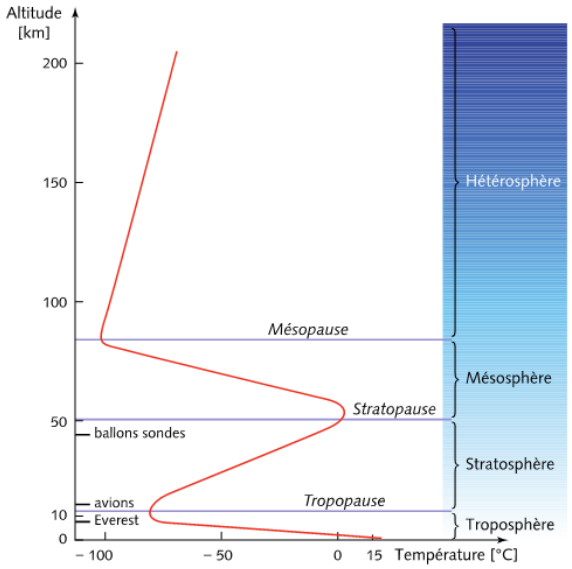


Figure 2. Distribution de température typique en fonction de l'altitude à travers les couches concentriques constituant l'atmosphère. La chute de température dans la troposphère résulte de la conduction de la chaleur du sol vers l'espace. Le réchauffement de la stratosphère est engendré par l'absorption du rayonnement ultraviolet en provenance du soleil. La température chute à nouveau dans la mésosphère en l'absence d'un apport de chaleur significatif. L'évolution des couleurs dans la colonne de droite met en évidence leur variation pendant la journée depuis le bleu du ciel vers la nuit noire de l'espace. [© NASA]

Au-delà de la **tropopause**, limite supérieure de la troposphère, le gaz est trop raréfié pour bien transporter la chaleur par conduction et convection ; c'est alors **l'absorption du rayonnement ultraviolet** en provenance du soleil qui devient prépondérante. Elle engendre des réactions chimiques qui transforment l'oxygène (O_2) en ozone (O_3). Celles-ci sont exothermiques (autrement dit, elles dégagent de la chaleur) et réchauffent ainsi une deuxième couche, appelée la **stratosphère** parce qu'il est possible d'y distinguer plusieurs sous-couches, ou strates, selon leur composition en oxygène et en ozone. Ces strates sont visibles sur la figure 1. La température, voisine de -56°C dans la tropopause, remonte alors jusqu'à des valeurs proches de 0°C dans la stratopause, limite supérieure de la stratosphère. A la différence de la troposphère, dans cette couche **stratifiée**, le gaz le plus lourd est systématiquement situé au-dessous d'un gaz plus léger, ce qui lui confère une très grande stabilité et empêche que l'agitation de la troposphère puisse la perturber.

Et encore plus loin du sol, une troisième couche, la **mésosphère**, est tellement diluée que l'absorption des ultraviolets est beaucoup moins significative, ce qui provoque à nouveau une diminution de la température en fonction de l'altitude. La figure 2 illustre ces trois couches, leurs séparations, ainsi que la transition vers l'**hétérosphère** (lire La haute atmosphère), au-delà de la **mésopause,** limite supérieure de la mésosphère.

2. Comment les propriétés de l'atmosphère varient avec l'altitude

- Une pression en décroissance exponentielle

Puisque ce milieu gazeux se meut très lentement par rapport au mouvement propre de ses molécules, il est justifié de le considérer comme **un fluide en équilibre** sous l'action de la gravité. Cet état d'équilibre est caractérisé par plusieurs variables qui dépendent de l'altitude. La **pression** au sein de ce gaz ne subit pas d'autre force que la gravité et ceci implique la **décroissance exponentielle** illustrée sur la figure 3 et dont on trouve la justification dans *L'air et l'eau* [2]. Cette loi exponentielle impose à la diminution de pression en fonction de l'altitude d'être proportionnelle à la pression locale, forte au niveau de la mer, où la pression est maximale (1013 hPa) et de plus en plus faible quand l'altitude croît (le Pascal est l'unité de pression du système international : 1 Pa=1 N/m^2 ou newton par mètre carré).

- Une composition homogène

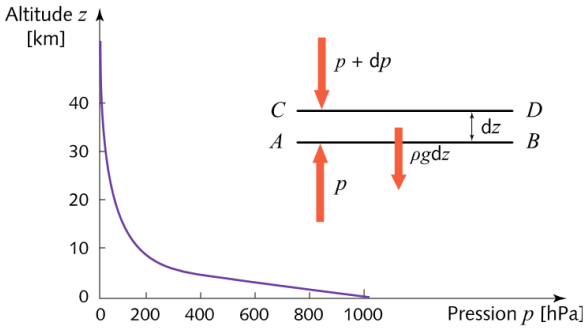


Figure 3. Illustration de la décroissance exponentielle de la pression depuis le niveau de la mer vers l'espace (courbe bleue), avec un schéma représentatif de l'équilibre des forces entre la gravité (vers le bas) et la différence de pression entre le bas et le haut d'une couche infinitésimale (vers le haut). Ce schéma permet de déduire la loi exponentielle de variation de la pression. D'après « L'air et l'eau », René Moreau, 2013. [© EDP sciences]

L'air sec est composé de quatre gaz majeurs, dont les concentrations sont approximativement les suivantes : 78 % pour l'**azote** (N_2), 21 % pour l'**oxygène** (O_2), 1 % pour l'**argon** (Ar) et 0,035 % pour le **dioxyde de carbone** (CO_2). Ces pourcentages varient très peu en fonction de l'altitude au sein de l'ensemble troposphère-stratosphère-mésosphère, en raison de l'agitation moléculaire, assez efficace pour imposer cet équilibre thermodynamique (lien vers Thermodynamique). Cette propriété a conduit à dénommer **homosphère** cette portion de l'enveloppe gazeuse de la Terre allant du sol à environ 85 km d'altitude.

Mais l'air de la troposphère n'est pas sec, sauf à très grande distance des plans d'eau sources d'évaporation. Sa **teneur en vapeur d'eau** varie entre zéro par temps sec et son maximum possible, que l'on appelle la **pression de vapeur saturante**. Au-delà de ce maximum, l'eau se condense en gouttelettes, qui forment les brouillards et les nuages. Cette tension de vapeur saturante dépend à la fois de la température (la pression partielle de la vapeur d'eau passe de 0,6 % de la pression atmosphérique à 0°C, à 7,4 % à 40°C) et de la pression locale : les nuages se forment dans les dépressions qui amènent la pluie et disparaissent dans les anticyclones où la pression est supérieure à sa valeur moyenne.

- Où la pression diminue, l'oxygène vient à manquer

Le fait que la pression subisse une diminution continue et exponentielle jusqu'à sa limite proche de zéro au-delà de 40 km a d'importantes conséquences pour toutes les formes de vie (lire L'origine de la vie vue par un géologue qui aime l'astronomie). Dans la troposphère, où la température absolue[3] varie modérément (de 288 K au sol à 200 K dans la tropopause, où K est le kelvin, unité de température du système international), la teneur en oxygène varie presque comme la pression. Au sommet du Mont Blanc (4810 m), elle a diminué de moitié. Ceci signifie qu'avant tout effort de marche ou d'escalade un alpiniste doit respirer deux fois plus vite qu'au niveau de la mer pour apporter à son organisme la même quantité d'oxygène, en portant son rythme cardiaque de 60 pulsations par minutes à 120. Cet exercice est à la portée de nombreuses personnes en bonne santé et explique la grande affluence sur ce sommet emblématique. Par contre, les hauts sommets de l'Himalaya culminent aux environs de 8000 m, où la pression et la teneur en oxygène ont été divisées par trois. Devant respirer trois fois plus vite qu'au niveau de la mer, avant tout effort l'alpiniste doit porter son rythme cardiaque à 180 pulsations par minute, ce qui rend pratiquement impossibles les efforts d'escalade. C'est pourquoi ces hauts sommets sont réservés à des sportifs spécialement entraînés qui ont pu réduire leur rythme cardiaque normal à 50 pulsations par minute ou moins.

- Plus la densité diminue, plus il devient difficile de voler

La **masse volumique** de l'air au sein de l'homosphère, souvent appelée sa **densité,** est liée à la pression et à la température par **l'équation d'état** de ce gaz assez dilué pour être assimilé à un gaz parfait (lire Pression, température et chaleur). Puisque la température absolue varie relativement peu, alors que la pression varie de son maximum au niveau de la mer à des valeurs presque nulles dans la mésosphère, il est classique de considérer que la masse volumique varie elle aussi de façon exponentielle. Cette diminution rapide de la densité de l'air explique que les oiseaux ne volent que dans les basses couches de la troposphère où ils trouvent un air assez dense pour les porter. De même, les avions de ligne, dont le poids doit être compensé, ne peuvent voler que dans la troposphère, où leur grande envergure reçoit une portance suffisante. Les fusées, qui vont dans la stratosphère et au-delà, n'ont plus d'ailes mais seulement un petit empennage pour les stabiliser.

3. Thermique de l'atmosphère

Il a été dit plus haut que la distribution de température au sein de la troposphère diminuait de façon linéaire à partir d'une valeur moyenne au niveau de la mer de l'ordre de 15°C (voir Figure 2). La clé, pour comprendre la distribution de température linéaire au sein de la troposphère, est l'analyse des échanges de chaleur entre le Soleil, la Terre et son atmosphère. Cette question constitue la base de toute analyse des variations du climat, objet d'une autre rubrique de cette encyclopédie, dont ce paragraphe

ne constitue qu'une brève introduction. Les articles Rayonnement et climat (lien) et La machine climatique de cette encyclopédie en présentent une analyse plus précise et mieux documentée. Le flux de chaleur rayonné par le soleil vers la Terre est voisin de 1361 W/m^2 (le watt est l'unité de puissance du système international : 1W=1Joule/s=1N.m/s) à la distance moyenne Terre-Soleil ; il varie en effet au cours de l'année à cause de l'excentricité (de 5% environ). Cette grandeur varie très lentement, essentiellement au rythme des variations de l'orbite terrestre autour du soleil, sur des durées d'environ 100 000 ans. Sa variation est l'une des causes de l'alternance des glaciations et des rémissions interglaciaires comme celle que nous vivons, appelée l' **holocène**.

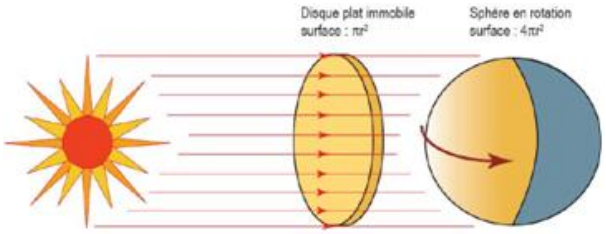


Figure 4. La Terre n'est pas un disque d'aire πR^2 mais une sphère tournante d'aire $4\pi R^2$. En conséquence, l'ensoleillement sur chaque mètre carré est 4 fois moins important que celui que recevrait un disque.

Deux corrections sont indispensables pour en déduire l'échauffement de la Terre[4],[5]. Il faut d'abord soustraire l'**albédo**, c'est à dire la fraction de cette énergie réfléchie vers l'espace essentiellement par les nuages, les surfaces enneigées et les océans. Ceci ramène le flux de chaleur à environ 950 W/m^2. Par ailleurs, puisque la Terre n'est pas un disque d'aire πR^2 mais une sphère d'aire $4\pi R^2$, cette valeur doit encore être divisée par quatre (Figure 4). On aboutit alors à un flux moyen de 240 W/m^2. Et pour que la température moyenne du sol ne varie que faiblement, il doit exister un équilibre thermique tel que celui-ci rayonne vers l'espace le même flux de 240 W/m^2.

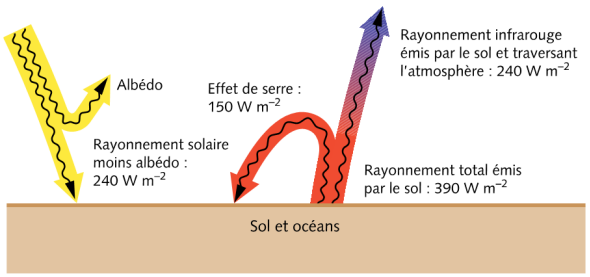


Figure 5. Rayonnement solaire vers la Terre (couleur jaune) diminué de l'albédo, et rayonnement infrarouge de la Terre vers l'espace, affecté par l'effet de serre (couleur rouge). D'après « L'air et l'eau », René Moreau, 2013. [© EDP Sciences]

Pour déduire de cet équilibre la température moyenne de la Terre, il faut utiliser la loi de Stefan-Boltzmann qui exprime l'énergie rayonnée par un corps noir en fonction de sa température. En effet, alors que la température de surface du Soleil est de l'ordre de 6000 K, ce qui lui permet de rayonner dans un très large spectre, celle de la Terre, beaucoup plus basse, lui impose de rayonner comme un **corps noir** (lire Le rayonnement thermique du corps noir) dans l'infrarouge. Cette loi prédit une température au sol de 255 K, ou -18°C. Clairement, ce calcul ne rend pas compte de la température moyenne de l'atmosphère au niveau de la mer, voisine de +15°C. Il existe donc un autre mécanisme capable de limiter le refroidissement de la Terre. C'est **l'effet de serre**, grâce auquel l'atmosphère intercepte et renvoie vers le sol une fraction très significative du rayonnement infrarouge de la Terre, de l'ordre de 150 W/m^2. Ainsi, à l'équilibre thermique, la surface terrestre émet en moyenne 390 W/m^2, au lieu de 240 W/m^2, et ceci explique que la température moyenne au niveau de la mer soit voisine de +15°C. Les contributions respectives du **rayonnement solaire vers la Terre** et du **rayonnement infrarouge de la Terre vers l'espace** sont illustrées sur la figure 5. Le focus associé à cet article explique l'origine physique de cet effet de serre, lié à la composition de l'atmosphère, ainsi que son accroissement au cours de l'ère industrielle.

4. Messages à retenir

L'atmosphère terrestre est structurée en 3 couches gazeuses : la **troposphère** assez dense pour permettre la vie et le vol des oiseaux ou des avions, la **stratosphère** qui nous protège du rayonnement ultraviolet émis par le Soleil et la **mésosphère** lointaine, extrêmement peu dense.

L'air de l'atmosphère est constitué de 4 gaz majeurs dont les proportions ne varient pratiquement pas avec l'altitude : l'**azote** (71%), l'**oxygène** (21%), l'**argon** ((1%) et le **dioxyde de carbone** (0,035%).

Les échanges thermiques au sein de l'atmosphère conditionnent la température moyenne de la Terre. Le flux de chaleur moyen rayonné par le Soleil qui parvient sur le sol est voisin de 240 W/m^2 et la température moyenne de la planète doit être telle que son propre rayonnement vers l'espace ait exactement la même valeur. Il en résulte que cette température moyenne est voisine de +15°C (ou 288 K).

Ces flux rayonnés sont influencés par deux effets importants : l'**albédo** qui réduit le rayonnement solaire parvenant sur le sol et le réoriente vers l'espace, et **l'effet de serre** qui intercepte une partie du rayonnement infrarouge de la Terre vers l'espace et le renvoie vers le sol.

Références et notes

[1] La conduction est le mode de transfert de chaleur au sein d'un matériau au repos en l'absence de rayonnement ; elle résulte de l'agitation des particules élémentaires, les molécules dans le cas des gaz. La convection désigne la contribution complémentaire due au mouvement, qui amplifie ce transfert de chaleur en évacuant le fluide chaud pour le remplacer par du fluide froid, qui se réchauffe à son tour et ainsi de suite.

[2] *L'air et l'eau*, René Moreau, EDP sciences, collection Grenoble sciences, 2013

[3] La température absolue est comptée à partir du zéro absolu. Elle est égale à la température en degré centigrade, comptée à partir d'une origine conventionnelle, celle de la glace fondante au niveau de la mer, augmentée de 273,15. Elle se mesure en kelvin (K).

[4] *L'Homme est-il responsable du réchauffement climatique ?*, André Legendre, EDP Sciences, 2009

[5] *L'Humanité face au changement climatique*, Robert Dautray et Jacques Lesourne, Odile Jacob sciences, 2009

L'Encyclopédie de l'environnement est publiée par l'Université Grenoble Alpes - www.univ-grenoble-alpes.fr

Pour citer cet article: **Auteur :** MOREAU René (2021), L'atmosphère et l'enveloppe gazeuse de la Terre, Encyclopédie de l'Environnement, [en ligne ISSN 2555-0950] url : http://www.encyclopedie-environnement.org/?p=252

Les articles de l'Encyclopédie de l'environnement sont mis à disposition selon les termes de la licence Creative Commons Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Pas de Modification 4.0 International.
