

Chapitre 29

Composition et structure verticale de l'atmosphère et de l'océan

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Composition et structure de l'atmosphère terrestre
- 2 Composition et structure de l'océan

ZOOM

- 1 Bilan radiatif de la Terre
- 2 Origine des principaux gaz atmosphériques
- 3 Stabilité de l'atmosphère et utilisation d'un émagramme

INTRODUCTION

L'atmosphère et l'hydrosphère forment les enveloppes externes fluides de la Terre, soumises au rayonnement solaire. Elles constituent les milieux de vie de la majorité des organismes vivants, avec lesquels elles interagissent. Ces enveloppes jouent un rôle majeur dans les échanges d'énergie associés au fonctionnement du système climatique.

- ➔ Quelles sont les compositions chimiques de ces enveloppes et quelle en est l'origine ?
- ➔ Comment sont-elles structurées verticalement ?
- ➔ Dans quelle mesure cette structuration est-elle stable ?

1 Composition et structure de l'atmosphère terrestre

La composition et la structure de l'**atmosphère** terrestre sont établies à partir de données de surface (stations météorologiques), d'altitude (ballons-sondes, avions météorologiques) et satellitaires. En complément des mesures locales très précises effectuées grâce aux autres systèmes, les mesures réalisées par satellite permettent d'obtenir, au cours du temps, une couverture globale des paramètres atmosphériques : couverture nuageuse, température en surface et en altitude, humidité, teneur en certains gaz.

1.1 Chimie globale de l'atmosphère

L'atmosphère terrestre est constituée majoritairement de **diazote** N_2 , de **dioxygène** O_2 , d'**argon** Ar et de **dioxyde de carbone** CO_2 (figure 29.1). Les proportions en ces différents gaz sont

constantes selon l'altitude. Les proportions des composants moins abondants comme l'eau H_2O , l'ozone O_3 , le méthane CH_4 ou le protoxyde d'azote N_2O , varient en fonction de l'altitude (voir § 1.2) :

- **La vapeur d'eau** est presque exclusivement présente dans la troposphère, sa teneur décroissant avec l'altitude. Sa proportion est cependant extrêmement variable en surface : de 0,1 ppm en région polaire à près de 4 % en région tropicale. La vapeur d'eau provient de l'évapotranspiration qui correspond à l'évaporation au niveau des sols et des végétaux. Sa condensation est à l'origine de gouttelettes d'eau liquide ou des cristaux de glace formant les nuages.
- **L'ozone** est principalement présent dans la stratosphère au niveau de la « couche d'ozone » située vers 30 km d'altitude : la teneur y est de 2 ppmv contre 0,04 ppmv en surface. L'ozone stratosphérique se forme à partir d' O_2 sous l'effet du rayonnement UV solaire.
- Le **méthane** (2 ppmv en surface) et le **protoxyde d'azote** (0,3 ppmv) sont des gaz émis par la surface terrestre, naturellement et du fait des activités humaines (industrie, agriculture). Leur teneur décroît au-delà de 20 km d'altitude.

L'atmosphère contient en quantités infimes d'autres gaz comme le néon (Ne), l'hélium (He) ou les CFC (chlorofluorocarbones), ainsi que des particules solides nommées **aérosols** (embruns, poussières, cristaux de soufre par exemple) participant à la formation des nuages en tant que noyaux de condensation des gouttelettes d'eau.

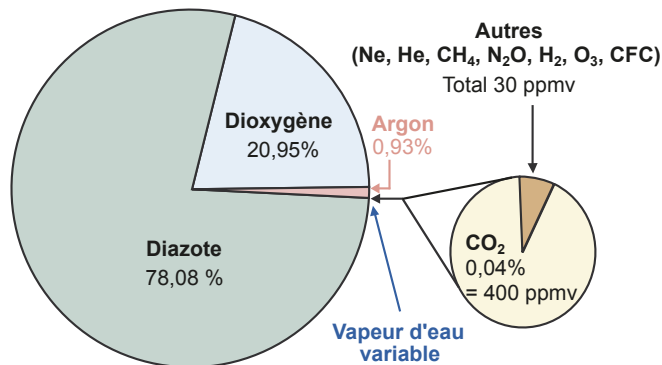


Figure 29.1 Composition moyenne de l'atmosphère. Les % sont donnés en volume. « ppmv » = parties par million volumique.

ZOOM 1

Bilan radiatif de la Terre

Parmi l'ensemble de ces gaz, la vapeur d'eau, le CO_2 , le CH_4 , le N_2O et les CFC sont des **gaz à effet de serre** : ils absorbent le rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre et le réémettent en partie vers la Terre, contribuant au chauffage de sa surface. L'existence de ce processus est à l'origine de l'établissement et du maintien de températures compatibles avec la vie.

ZOOM 2

Origine des principaux gaz atmosphériques

Les gaz constituant l'atmosphère ont une origine majoritairement naturelle, en lien avec l'histoire de la Terre. Cependant, les activités anthropiques depuis la fin du XIX^e siècle sont à l'origine d'une évolution de la teneur en certains gaz : vapeur d'eau mise à part, les gaz à effet de serre cités ci-dessus sont pour tout ou partie d'origine anthropique (industrie, agriculture, changements d'usage des sols). Le CH_4 , par exemple, est issu du processus de méthanogenèse réalisé par certaines bactéries décomposant la matière organique. Naturellement émis dans les marécages, il est produit en grande quantité dans les rizières ou les élevages bovins.

Le N_2O et les CFC sont en outre impliqués dans la destruction de la couche d'ozone stratosphérique. L' O_3 troposphérique quant à lui est un polluant des basses couches de l'atmosphère, se formant en zone urbaine.

1.2 Structuration verticale de l'atmosphère

L'atmosphère peut être décrite physiquement à partir de sa température T , sa pression P , et sa masse volumique ρ . Ces grandeurs varient plus fortement selon la verticale que selon la latitude, il est possible de définir une structure verticale moyenne.

a) Évolution de la température et de la pression avec l'altitude

L'atmosphère terrestre présente des variations verticales de sa **température**, à l'origine de l'identification de plusieurs enveloppes (figure 29.2) :

- La **troposphère** est la plus basse couche, située au contact de la surface terrestre. La température y décroît depuis $+15\text{ °C}$ à sa base (température moyenne de surface de la Terre) jusqu'à -56 °C vers 11 km d'altitude en moyenne au niveau de la **tropopause**. L'altitude de la tropopause varie en fonction de la latitude : de 7 km aux pôles à 18 km en zone intertropicale. Le gradient thermique moyen dans la troposphère est négatif, de l'ordre de $-6,5\text{ °C/km}$.
- La **stratosphère** se situe entre 11 et 50 km d'altitude. Le gradient thermique y est positif, la température croissant de -56 °C à sa base (tropopause) jusqu'à 0 °C à son sommet nommé **stratopause**.
- La **mésosphère** et la **thermosphère** constituent les couches de plus haute altitude, ne contenant quasiment plus de matière.

La **pression atmosphérique** P_{atm} en un point représente le poids de la colonne d'air située au-dessus de ce point, ramenée à une unité de surface. La pression est ainsi liée au nombre de molécules de gaz présentes dans un volume donné : plus ce nombre est faible, plus la pression est faible. En surface, la pression atmosphérique moyenne est d'1 atm (atmosphère) = 1 013 hPa = 1,013 bar. La P_{atm} diminue avec l'altitude (figure 29.2) du fait de la baisse d'intensité de l'attraction gravitationnelle exercée par la Terre. Au-delà de 100 km d'altitude, cette force est suffisamment faible pour que les molécules de gaz s'échappent dans l'espace.

Du fait de la diminution de pression avec l'altitude, 80 % de la masse atmosphérique se situent dans les 10 à 15 premiers kilomètres.

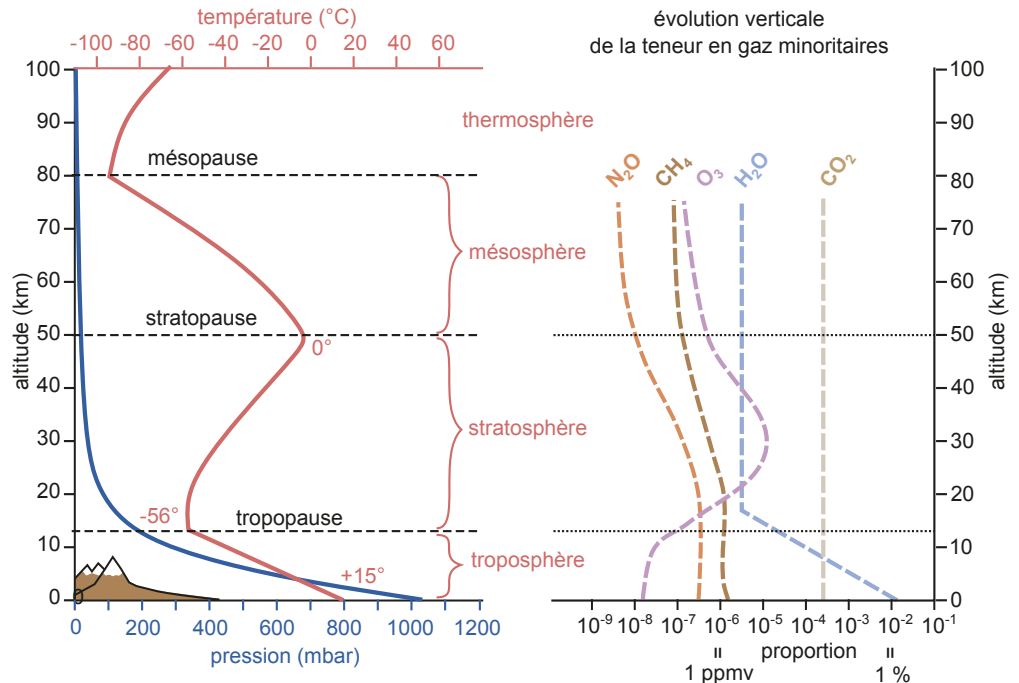


Figure 29.2 Structure verticale de l'atmosphère.

ZOOM 1

Bilan radiatif
de la Terre**b) Relations entre variations de température et teneurs en gaz atmosphériques**

Les évolutions de la température dans la troposphère et la stratosphère sont dues au système de chauffage de chacune de ces couches :

- La **troposphère** est une couche contenant très peu de gaz absorbant directement le rayonnement solaire. Elle est donc majoritairement **chauffée par le bas**, par absorption du rayonnement infrarouge réémis par la surface terrestre.
La température T_y est décroissante avec l'altitude. Cette décroissance de T explique l'absence presque totale de vapeur d'eau dans les couches supérieures de l'atmosphère. L'air humide, s'il s'élève, voit sa température diminuer, et avec elle la pression de vapeur saturante : la vapeur d'eau se condense et il y a formation de nuages. Au-delà de la tropopause, la pression de vapeur saturante est telle que l'air est très pauvre en vapeur d'eau.
- La **stratosphère** est la couche de l'atmosphère contenant le plus d'ozone O_3 (figure 29.2) : à cette altitude, la pression partielle en O_2 et le rayonnement UV (deux éléments indispensables à la formation d' O_3) sont suffisamment importants pour que sa production soit intense. Cette production étant exothermique, et l' O_3 absorbant le rayonnement UV solaire, la stratosphère est **chauffée en son sein** : la température y est croissante. La « couche d'ozone » stratosphérique joue en outre un rôle majeur dans la filtration du rayonnement UV arrivant à la surface de la Terre.

1.3 Stabilité verticale des couches de l'atmosphère

L'air pouvant être assimilé à un gaz parfait, sa **masse volumique** peut être exprimée en fonction de la température et de la pression en utilisant la loi des gaz parfaits :

$$\rho = P \times Ma/RT$$

où Ma est la masse molaire de l'air (par exemple l'air sec), R la constante des gaz parfaits et T la température. La masse volumique de l'air décroît avec l'altitude. Elle varie par exemple de $1,25 \cdot 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ à la surface à $0,3 \cdot 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ à la tropopause. L'atmosphère peut ainsi être considérée en moyenne comme un fluide à l'**équilibre hydrostatique** : les basses couches de l'atmosphère sont les plus denses, surmontées par des couches de moins en moins denses.

La **stabilité** de cet équilibre peut être considérée localement en suivant le comportement d'un petit volume d'air dont le mouvement vertical serait déclenché par présence d'un relief, poussée par une autre masse d'air, chauffage local, humidification qui diminue la densité :

- l'équilibre est **stable** si ce volume d'air revient à sa position de départ ;
- il est **instable** si le volume d'air continue son ascension et s'écarte encore plus de sa position d'origine.

a) Cas d'une inversion thermique

On parle d'**inversion thermique** lorsque, contrairement à la situation moyenne, une couche de la troposphère voit sa température augmenter avec l'altitude. Ceci s'observe par exemple suite à un refroidissement nocturne dans les quelques dizaines à centaines de mètres près du sol, ou par déplacement d'une masse d'air chaud au-dessus d'une masse d'air froid.

La couche concernée présente alors une densité bien supérieure à celle de la couche située au-dessus. Un volume d'air qui s'élève dans une telle atmosphère se trouve alors rapidement bloqué dans son ascension, car plus dense que l'air alentour : l'atmosphère est **stable**.

Les inversions thermiques sont des situations bloquant le mélange entre les basses couches de la troposphère et celles situées juste au-dessus : en zone urbaine, elles peuvent être associées à une stagnation des polluants à proximité du sol (exemple du Grand Smog de Londres ayant fait plusieurs milliers de morts en quelques jours en 1952). Elles sont souvent associées à la formation de brouillard, la vapeur d'eau se condensant dans la couche froide.

b) Stabilité ou instabilité atmosphérique lors de la formation d'un nuage

L'ascension d'un volume d'air – donc la baisse de pression – correspond à une **détente adiabatique** (diminution de pression sans échange de chaleur avec l'environnement) : ce volume d'air se refroidit alors, ce qui induit la baisse de la pression de vapeur saturante. Lorsque cette dernière devient égale à la pression partielle en vapeur d'eau de la masse d'air, de fines gouttelettes d'eau sont formées et constituent un **nuage**. La forme des nuages est corrélée à la stabilité de l'atmosphère dans la zone d'ascendance :

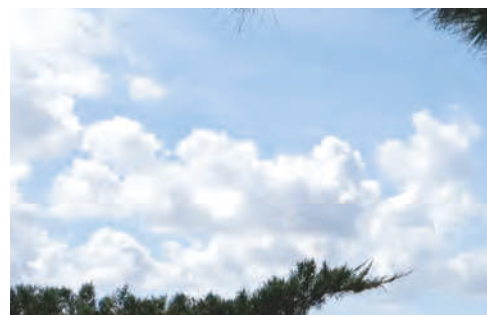
- dans le cas d'une atmosphère **stable**, l'ascendance de l'air humide est rapidement bloquée. Le nuage formé a une extension verticale faible : on parle de **stratus** ou de **nuage stratiforme** (figure 29.3) ;
- dans le cas d'une atmosphère **instable**, l'ascendance peut s'effectuer sur une large gamme d'altitudes (on parle de **convection atmosphérique**), tant que la masse d'air en mouvement vertical est moins dense que l'air alentour (phénomène entretenu par la condensation de la vapeur d'eau, processus libérant de la chaleur). Le nuage formé est moutonnant et peut avoir une extension verticale importante : on parle de **cumulus** ou **nuage cumuliforme** (figure 29.3).

ZOOM 3

Stabilité de l'atmosphère et utilisation d'un émagramme



(a) Nuage de type stratus



(b) Nuage de type cumulus

Figure 29.3 Deux formes de nuages particulières : stratiforme (a) et cumuliforme (b).

2**Composition et structure de l'océan**

L'**hydrosphère** regroupe les différentes formes d'eau présentes à la surface du globe. D'un volume total estimé à $1,4 \cdot 10^9 \text{ km}^3$, elle est constituée à plus de 98 % d'**eau liquide**, douce ou salée, présente dans deux réservoirs :

- les **océans** qui couvrent 72 % de la surface terrestre et contiennent de l'eau salée ;
- l'eau douce **continentale** qui est présente en surface (cours d'eau, lacs) et au sein des nappes phréatiques. Elle ne représente que quelques pourcents de l'eau liquide totale.

L'eau sous forme de glace (glaciers de montagne, inlandsis aux pôles, eau du permafrost) constitue la **cryosphère**.

2.1 Chimie globale de l'océan

La composition et la structure de l'océan sont établies à partir de données de surface (bouées, navires), de données profondes (sondes, flotteurs Argo) et de données satellites (télédétection) permettant d'accéder à divers paramètres : température, concentrations en différents constituants, contenu en chlorophylle...

L'eau océanique est une eau salée, riche en différents ions dont les majoritaires sont les ions chlorures Cl^- et sodium Na^+ . De façon minoritaire, elle contient des ions sulfates SO_4^{2-} , magnésium Mg^{2+} , calcium Ca^{2+} , potassium K^+ , mais également hydrogénocarbonates HCO_3^- , phosphates HPO_4^{3-} , nitrates NO_3^- et de l'acide silicique, $\text{Si}(\text{OH})_4$ (figure 29.4). La **salinité** moyenne

(contenu en sels) de l'eau océanique est de 35 g/kg. Cette salinité varie en fonction de la latitude et de la profondeur (voir § 2.2).

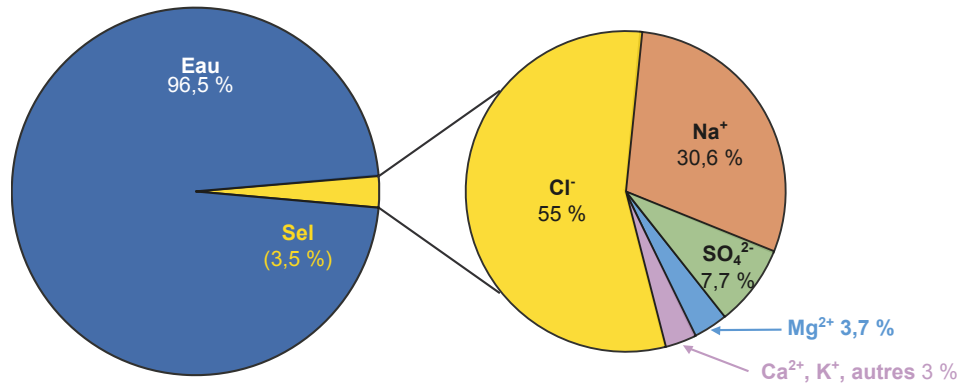


Figure 29.4 Chimie moyenne de l'eau de mer.

Les pourcentages donnent des teneurs massiques (1 % = 10 g/kg)

L'eau océanique contient également des gaz dissous tels que l'O₂, le CO₂, l'Ar, le N₂, d'origine atmosphérique mais aussi – pour l'O₂ et le CO₂ – d'origine biologique (organismes vivant dans la colonne d'eau, voir § 2.2).

2.2 Structuration verticale moyenne de l'océan

a) Structuration verticale de l'océan selon la densité

La **masse volumique** de l'eau de mer est une fonction croissante de sa salinité, et décroissante de sa température. En moyenne sur le globe, l'influence de la température est prépondérante : les masses d'eau les plus chaudes, même plus salées, sont généralement les moins denses.

Aux latitudes comprises entre 50°N et 50°S, les profils de température, salinité et densité établis dans l'océan (figure 29.5) indiquent une variation verticale de ces trois paramètres avec la profondeur, à l'origine de l'identification de trois couches :

- la **couche de mélange**, chaude, salée, et peu dense, correspond à la couche de surface bien brassée sous l'effet du vent et des courants. Son épaisseur varie selon la latitude, et peut atteindre plus de 500 m. Cette couche est le lieu de nombreux échanges de chaleur et de gaz avec l'atmosphère. Le rayonnement solaire y pénètre jusqu'à une centaine de mètres maximum, la couche éclairée constituant la **zone euphotique** au sein de laquelle se développent les organismes photosynthétiques.
- la **thermocline permanente** constitue la zone de fort gradient thermique située sous la couche de mélange. Elle coïncide avec la zone de fort gradient de salinité (**halocline**) et de fort gradient de masse volumique (**pycnocline**). La présence de cette zone limite fortement les échanges de nutriments, de chaleur, de gaz entre les couches de surface et les couches profondes.
- l'**océan profond** (au-delà de 1 000 m de profondeur) correspond à une couche d'eau froide (autour de 3 °C), peu salée et dense.

Remarque

Au sein de la couche de mélange peut se développer de façon saisonnière une couche superficielle plus chaude, dont la base est nommée « thermocline saisonnière ». Aux moyennes latitudes, du fait d'un brassage plus intense en hiver, la thermocline saisonnière s'abaisse et se confond avec la thermocline permanente. Aux hautes latitudes, il n'existe pas de thermocline, les eaux étant froides quelle que soit la profondeur.

b) Évolution verticale du contenu chimique et biologique de l'océan

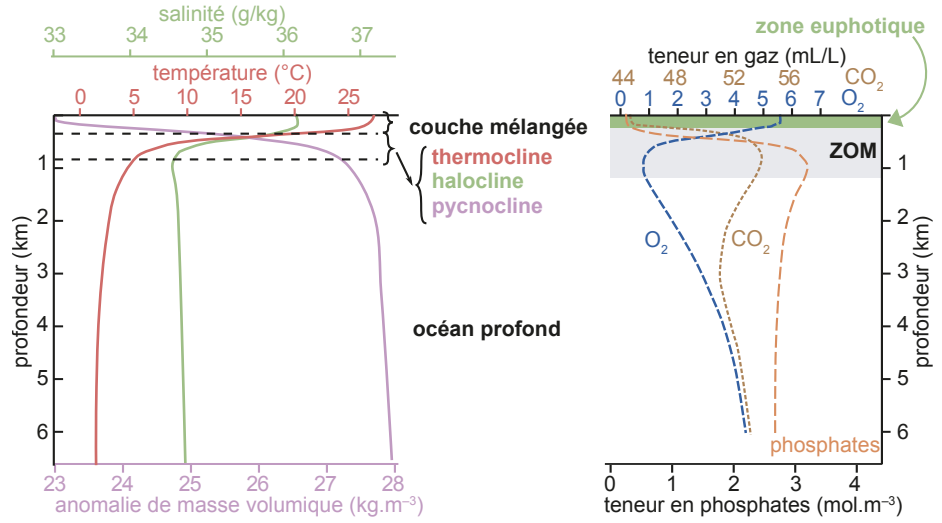


Figure 29.5 Profils verticaux de température, salinité, densité, teneur en gaz et en phosphates dans l'océan tropical.

L'anomalie de masse volumique est l'écart entre la masse volumique mesurée et celle de l'eau pure. ZOM : zone d'O₂ minimum.

Du fait des échanges avec l'atmosphère et de l'activité biologique présente dans les couches de surface, les teneurs en gaz dissous (O₂, CO₂...) et principaux nutriments varient avec la profondeur (figure 29.5) :

- la zone euphotique (environ 100 m) est très **pauvre en nutriments et en CO₂** en raison de l'intense activité photosynthétique consommatrice de CO₂, phosphates, nitrates et silicates ; la concentration en chlorophylle y est maximale (jusqu'à 0,4 mg.m⁻³). Inversement, du fait de l'équilibration avec l'atmosphère et de l'activité photosynthétique, elle est très **riche en O₂** ;
- sous la couche euphotique, la matière organique des organismes calcaires et siliceux est **minéralisée** : la teneur en O₂ décroît jusqu'à la thermocline tandis que les teneurs en nutriments et en CO₂ augmentent. La thermocline, qui limite les mélanges entre surface et océan profond, est ainsi associée à un minimum d'O₂ (ZOM = « zone d'O₂ minimum ») ;
- l'évolution au-delà de la thermocline est contrôlée par des processus physiques : déplacements latéraux des masses d'eau sous l'influence des courants profonds, et mélange progressif des masses d'eau les unes avec les autres. En moyenne, l'océan profond est plus riche en nutriments et en CO₂ et plus pauvre en O₂ que l'océan de surface.

2.3 Variations latitudinales de la stratification océanique

Les paramètres de surface de l'océan – que l'on retrouve dans l'ensemble de la couche mélangée – sont directement liés au chauffage solaire et aux interactions entre l'océan et l'atmosphère (figure 29.6) :

- le flux solaire étant plus élevé à l'équateur qu'aux pôles, la température des eaux de surface varie d'environ 0 °C aux pôles à 30 °C à l'équateur et aux tropiques. Ainsi, la pente de la thermocline est plus forte aux basses qu'aux moyennes latitudes, tandis que la thermocline permanente est absente en région polaire ;
- la salinité de surface est le reflet des échanges d'eau avec l'atmosphère par évaporation et précipitation ; ces deux processus engagent de l'eau douce donc concentrent ou/diluent respectivement les sels dans l'eau de mer. Globalement plus élevée aux basses latitudes (36-37 ‰)

Voir chapitre 30

Voir chapitre 30

qu'aux hautes latitudes (33-34 ‰), la salinité de surface présente toutefois un minimum local à l'équateur (34 ‰) en raison de l'intensité des précipitations à cet endroit.

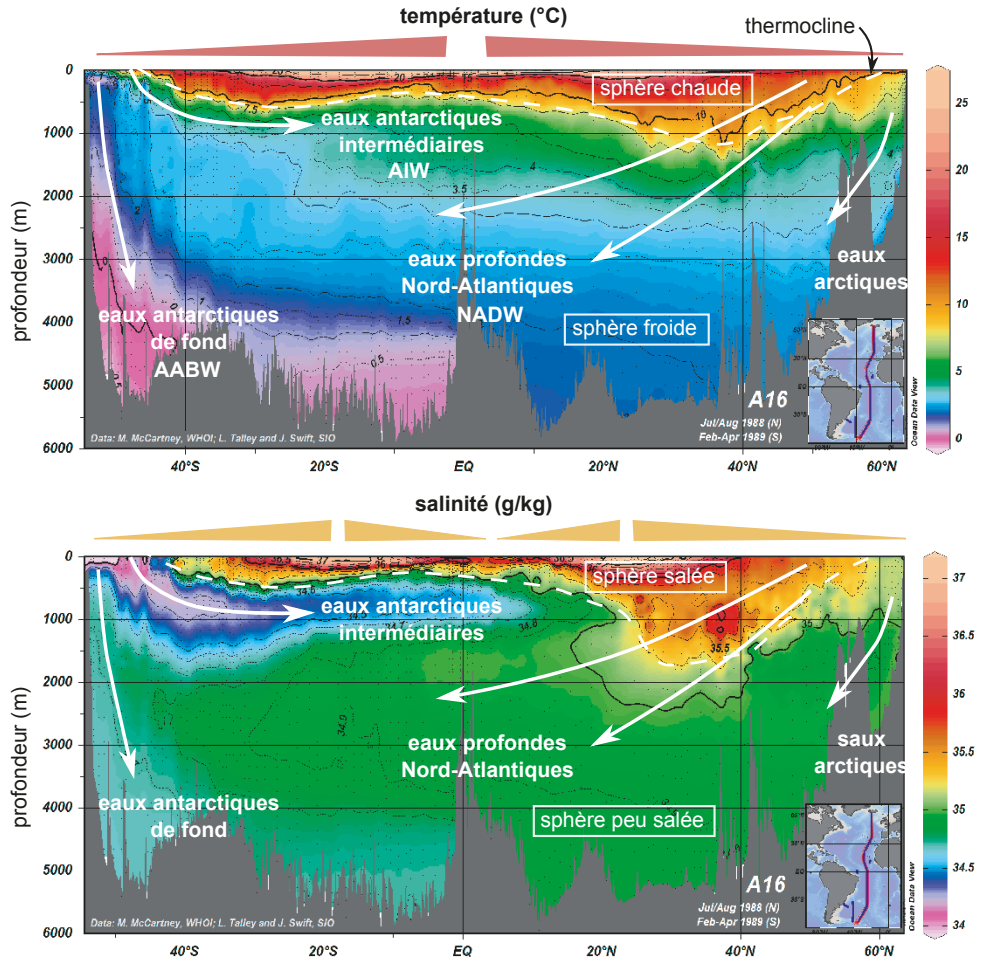


Figure 29.6 : Coupe nord-sud dans l'océan Atlantique montrant la sphère chaude et salée séparée par la thermocline de la sphère froide et peu salée.

L'effet de la température est prépondérant : des eaux de surface, même plus salées, peuvent avoir une densité inférieure à celle des eaux profondes du fait d'une température plus élevée. Sont notées les différentes masses d'eau identifiables dans l'océan profond. NADW : north Atlantic deep water ; AABW : Antarctic bottom water ; AIW : Antarctic Intermediate water (D'après Schlitzer, R., *Electronic Atlas of WOCE Hydrographic and Tracer Data Now Available*, Eos Trans. AGU, 82(5), 45, 2000).

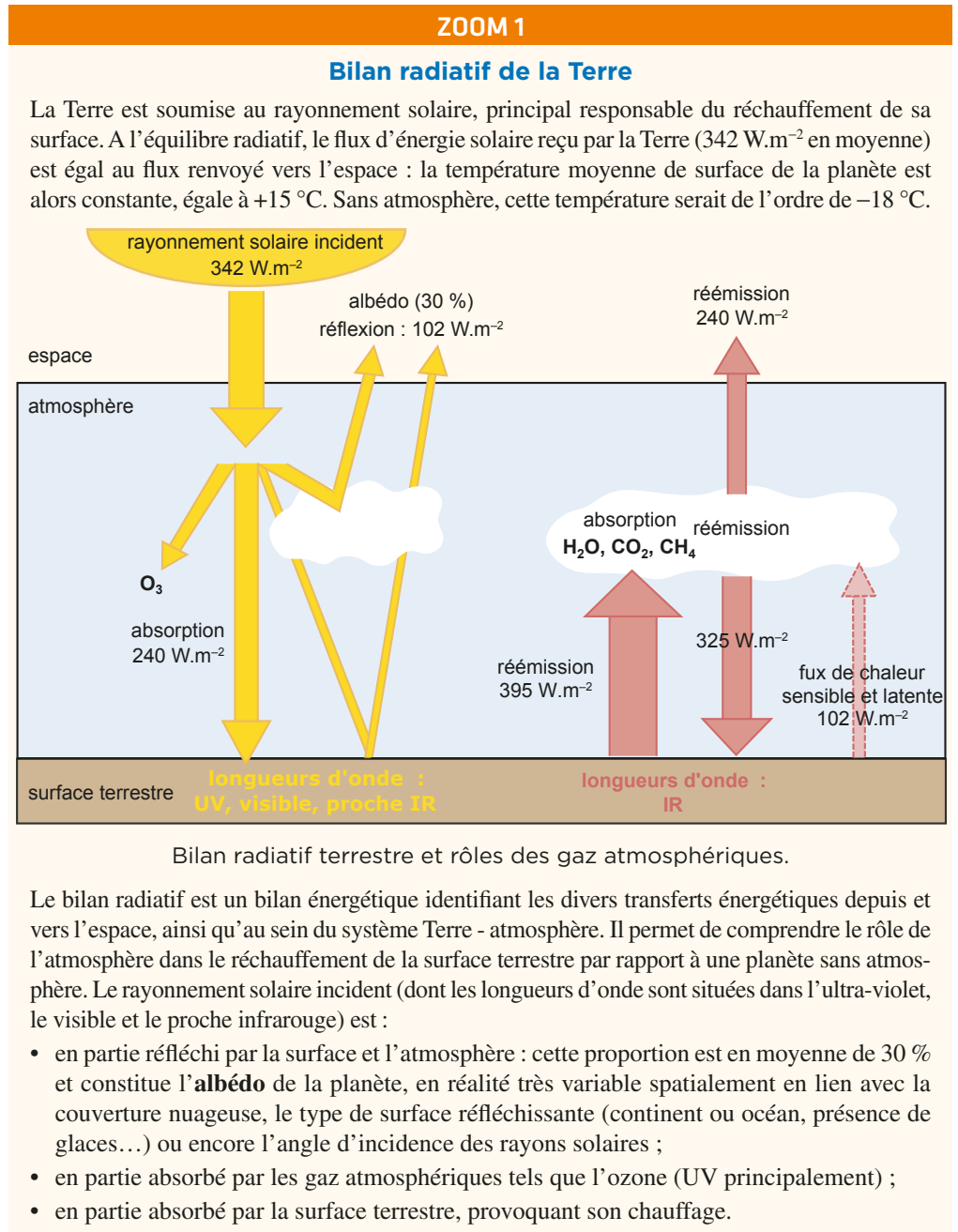
Les régions polaires ne présentent ni thermocline, ni halocline, ni pycnocline permanente. Les eaux de surface de ces régions ont les mêmes caractéristiques en hiver que les eaux profondes. Les eaux polaires et les eaux de fond constituent ainsi la **sphère froide** de l'océan – également dense et peu salée, séparée par la thermocline permanente de la **sphère chaude** également peu dense et salée, présente en surface aux moyennes et basses latitudes.

Dans certaines régions polaires, en hiver, le refroidissement important des masses d'eau de surface et la formation de glace de mer, constituée d'eau douce ce qui concentre le sel dans l'eau océanique, induisent leur densification. Ces eaux de surface, plus denses que les eaux sous-jacentes, se mélangent aux eaux plus profondes : on parle de **convection profonde**. Ce processus

Voir chapitre 30

initie une circulation des masses d'eau, lente et à grande échelle, et explique les caractéristiques de l'océan profond : température et salinité faibles, teneur en O_2 supérieure à celle de la ZOM, teneur élevée en nutriments.

D'une façon générale, les caractéristiques acquises par les masses d'eau en surface sont conservées lors de leur plongée et de leur circulation en profondeur, du fait d'un faible mélange par diffusion. Différentes masses d'eau sont ainsi identifiables, formées dans les régions polaires arctique et antarctique (figure 29.6).



En retour, la surface terrestre est à l'origine de plusieurs flux vers l'atmosphère :

- un flux de chaleur sensible (transfert d'agitation moléculaire au contact du sol) ;
- un flux de chaleur latente (transfert de chaleur par évaporation de l'eau) ;
- un rayonnement dans l'infrarouge, absorbé quasi-intégralement par les gaz à effet de serre (« GES ») tels que la vapeur d'eau, le CO_2 , le CH_4 .

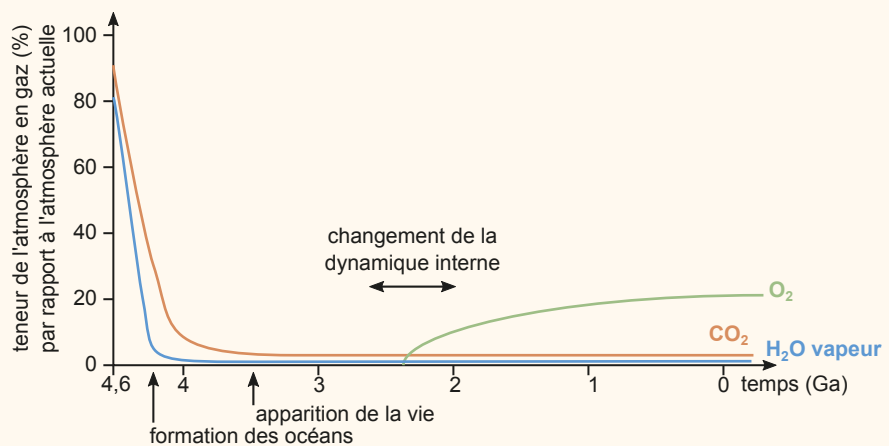
L'atmosphère ainsi chauffée réémet un rayonnement vers l'espace mais également **vers la surface terrestre** : cela constitue l'**effet de serre**. La surface terrestre est ainsi chauffée non seulement par le soleil, mais également par réémission de l'atmosphère : elle reçoit plus d'énergie que dans une situation sans atmosphère (et en réémet tout autant, ce qui assure l'équilibre du système).

ZOOM 2

Origine des principaux gaz atmosphériques

L'**atmosphère** terrestre est considérée comme une atmosphère « secondaire » : elle serait principalement issue du dégazage de la planète par le volcanisme, les gaz étant retenus du fait de l'attraction gravitationnelle. La composition chimique de l'atmosphère terrestre est très différente de celles des autres planètes telluriques, majoritairement constituées de CO_2 , d'un peu de N_2 et d'Ar, et dont la teneur en O_2 ne dépasse pas 0,1 %. Cette spécificité peut s'expliquer par divers événements :

- entre 4,55 et 4 Ga, le refroidissement de la planète permet la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique et la formation des océans, vastes étendues d'eau liquide. Le CO_2 atmosphérique peut alors être **stocké** dans l'hydrosphère et les sédiments carbonatés ;



Évolution de l'atmosphère terrestre (hors N_2 et Ar).

- entre 2,5 Ga et 2,1 Ga, à la limite entre l'Archéen et le Protérozoïque, le GOE (« Great Oxydation Event ») correspond à l'apparition de l' O_2 dans l'atmosphère, associée à la formation des premiers sols rouges en milieu continental et à l'existence d'un océan majoritairement oxydant. L'oxygénation de l'atmosphère est classiquement reliée à l'apparition de la vie sur Terre, les premières traces d'**activité photosynthétique** remontant à plus de 3 milliards d'années.

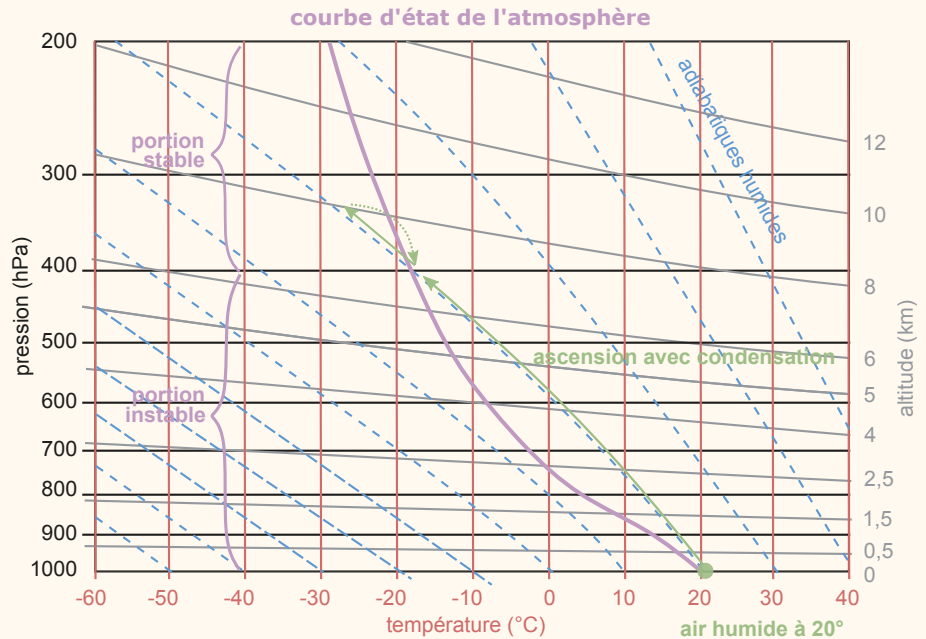
Un changement de la dynamique interne de la Terre il y a 2,5 à 2 Ga, dû au refroidissement de la planète, aurait largement contribué à cette oxygénation (émission d'oxydes de soufre et de fer donnant de l'O₂ dans l'atmosphère).

Le N₂ et l'Ar, gaz inertes et peu impliqués dans les échanges avec les organismes vivants, constituent ainsi la majorité de l'atmosphère actuelle hors O₂.

ZOOM 3

Stabilité de l'atmosphère et utilisation d'un émagramme

Un émagramme est un diagramme utilisé en météorologie pour décrire l'état thermodynamique de l'atmosphère suivant la verticale. Il permet d'analyser la **stabilité** verticale de l'air, et de visualiser les processus de formation des nuages.



Utilisation d'un émagramme pour déterminer la stabilité de l'atmosphère.

Sur ce diagramme, les courbes horizontales noires correspondent à des courbes d'égale pression (isobares). Les courbes en gris clair indiquent l'altitude en km ; elles ne sont pas confondues avec les isobares car la pression dépend à la fois de l'altitude et de la température, donnée en abscisse (droites rouges). Les courbes pointillées bleues (« adiabatiques humides ») donnent l'évolution de la température d'une masse d'air saturée en vapeur d'eau subissant une détente adiabatique lors d'une ascension verticale. Ces quatre types de courbes sont théoriques.

La courbe violette, issue de mesures locales par radiosondage, donne le profil de température réel de l'atmosphère (« courbe d'état ») à l'endroit considéré. Sa position par rapport aux adiabatiques humides permet de définir 2 portions sur cet exemple :

- entre 0 et 8 km d'altitude environ (jusqu'à 400 hPa), le profil de température suivi par une masse d'air saturée en vapeur d'eau, nommée « air humide », initialement à 20°, est

à droite de celui réel : à chaque altitude, $T_{\text{air humide}} > T_{\text{environnement}}$. L'atmosphère est **instable**. Des nuages se forment en une colonne verticale de **cumulus** tout au long de l'ascension. Leur sommet correspond au point de croisement entre l'adiabatique humide suivie par la masse d'air et le profil réel ;

- au-delà de 8 km, le profil de température suivi par la masse d'air est à gauche de celui réel : à chaque altitude, $T_{\text{air}} < T_{\text{environnement}}$. L'atmosphère est **stable**. Une particule d'air subissant une ascension sera plus dense que l'air environnant, donc redescendra (pointillés verts). Les **nuages** formés dans ce type d'environnement sont plutôt **stratiformes**.

Réviser

Résumé

L'atmosphère et l'océan sont deux enveloppes fluides contenant des constituants légers à l'état principalement liquide ou gazeux. Elles présentent une stratification selon la densité et leurs couches sont définies par des variations de température. La stratification définie en moyenne sur le globe présente des variations latitudinales en lien avec les variations du rayonnement solaire et les échanges entre ces deux enveloppes. De façon locale (zones d'instabilité) et limitée dans le temps, les masses d'air et les masses d'eau peuvent subir des mouvements verticaux à l'origine d'un mélange entre les différentes couches. Ce mélange ou convection initie des mouvements plus globaux participant à la redistribution de l'énergie sur le globe.

S'entraîner

QCM de connaissances

- Indiquez si les propositions ci-dessous sont exactes :
 - a. La tropopause est la couche de l'atmosphère siège des phénomènes météorologiques.
 - b. L'ozone atmosphérique ne se situe que dans la stratosphère.
 - c. La concentration actuelle de CO_2 dans l'atmosphère est de 0,4 %.
 - d. La diminution moyenne de température avec l'altitude dans la troposphère est de $0,65^\circ$ par 100 m.
- Un gaz à effet de serre :
 - a. Est toujours d'origine anthropique.
 - b. Absorbe le rayonnement solaire dans les longueurs d'onde du visible.
 - c. Absorbe le rayonnement infrarouge.
 - d. N'est que du dioxyde de carbone.
- Indiquez si les propositions ci-dessous sont exactes :
 - a. La salinité moyenne des eaux océaniques est d'environ 35 %.
 - b. La zone à oxygène minimum correspond à la zone euphotique.
 - c. À salinité constante, une eau plus chaude est plus dense qu'une eau plus froide.
 - d. Les eaux océaniques peuvent renfermer du carbone sous différentes formes.