

Geol 4 : Atmosphère et hydrosphère

Les attendus du programme officiel

L'atmosphère et l'océan : composition et structure verticale	
<p>L'atmosphère et l'hydrosphère forment les enveloppes fluides de la Terre. L'hydrosphère et l'atmosphère, enveloppes externes fluides, sont stratifiées. Leur structuration verticale dépend de la densité, comme pour les enveloppes solides.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Exploiter des données révélant la stratification des enveloppes fluides. - Expliquer l'origine biologique du dioxygène et du méthane. - Relier le maximum thermique de la stratosphère aux propriétés d'absorption de l'ozone (O₃). - Discuter de la stabilité des couches océaniques et atmosphériques à partir d'un exemple parmi : la structuration verticale océanique, l'inversion thermique, la formation d'un nuage.
<p>Précisions et limites : <i>Pour l'atmosphère, on se limite à l'étude de la troposphère et de la stratosphère. Pour l'océan on se limite aux 3 couches : couche de mélange, thermocline, océan profond. Le détail de l'origine biologique du méthane n'est pas attendu. Le lien entre stratification et densité est simplement présenté. L'approche formelle et calculatoire est vue en programme de physique-chimie comme les aspects physiques de l'effet de serre et du fonctionnement dynamique de l'atmosphère et de l'océan.</i></p>	
Les circulations atmosphériques et océaniques	
Bilan énergétique des enveloppes fluides de la Terre et circulations	
<p>Les disparités temporelles et locales du bilan radiatif conduisent à une inégale répartition de l'énergie à la surface de la Terre. Les circulations troposphériques et océaniques assurent principalement une redistribution latitudinale de l'énergie. Les échanges d'énergie ont lieu par transferts radiatifs, conductifs et convectifs incluant les variations d'enthalpie liés aux changements d'état de l'eau.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Exploiter les données montrant le bilan entre énergie reçue et énergie émise aux différentes latitudes. - Identifier les parts respectives de l'océan et de l'atmosphère dans la redistribution de l'énergie à la surface de la Terre.
<p>Précisions et limites : <i>Il s'agit de remobiliser les acquis du lycée concernant le bilan radiatif de la Terre pour envisager la dynamique des enveloppes fluides.</i></p>	
La circulation atmosphérique	
<p>La circulation de l'atmosphère repose sur l'existence des cellules de convection. On distingue la circulation aux latitudes tropicales et la circulation aux latitudes tempérées.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Relier, à grande échelle, la distribution des températures de surface et des précipitations aux grands biomes. - Présenter et exploiter un schéma général de la circulation atmosphérique.
<p>Précisions et limites : <i>La circulation atmosphérique porte sur l'étude :</i> - aux latitudes tropicales : des cellules de Hadley (et leur extension) et des cellules de Walker ; - aux latitudes tempérées : des cellules de Ferrel, des anticyclones et dépressions (application de la géostrophie), des jets d'altitude. <i>La formalisation mathématique des mécanismes de la circulation océanique ou atmosphérique n'est pas attendue.</i></p>	
La circulation océanique	
<p>Le couplage entre l'atmosphère et l'océan se fait par des échanges de quantité de mouvement, de transferts thermiques et de quantité d'eau. La circulation de surface est étroitement couplée au régime des vents et aux gradients thermiques. La circulation générale de l'océan se caractérise par une circulation méridienne de retournement. Elle</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Relier les courants de surface aux vents troposphériques (grandes gyres, circulation équatoriale). - Exploiter des données montrant la dynamique de l'océan (bathymétrie, température et salinité, delta ¹⁴C des masses d'eau, teneur en chlorophylle, distribution du dioxygène...).

résulte principalement des variations de densité de l'eau de mer liées à sa température et à sa salinité.	- Exploiter des données reliant la circulation océanique et la biogéochimie de l'océan.
Précisions et limites : <i>Le terme circulation méridienne de retournement est utilisé à la place de circulation thermohaline. La force de Coriolis n'est appréhendée que par ses effets sur la circulation. La formalisation mathématique des mécanismes de la circulation océanique ou atmosphérique n'est pas attendue.</i>	

Introduction :

- atmosphère = couche d'air qui entoure la planète, comportant des gaz et des aérosols (gouttelettes), représentant 0,000 09 % de la masse terrestre
- hydrosphère = couche d'eau, liquide ou solide, qui entoure la planète, ce qui représente 0,023 % de la masse terrestre
- enveloppes externes fluides = atmosphère + hydrosphère = couches sans forme propre, situées au-dessus de la lithosphère

I- Composition et structure de l'atmosphère

A- La composition de l'atmosphère, résultat de son interaction avec l'hydrosphère et la biosphère

- 1- Composition actuelle / Composition initiales
- 2- L'impact de l'eau sur la chimie de l'atmosphère
- 3- L'impact de la biosphère sur la chimie de l'atmosphère

B- La structuration verticale de l'atmosphère

C- Hétérogénéité latérale de la base de la troposphère

II- Composition et structure de l'hydrosphère

A- Des réservoirs reliés par le cycle de l'eau

B- La structuration verticale du réservoir océan

III- Des enveloppes en mouvement

A- Des mouvements de convection dans l'atmosphère

- 1- Le bilan thermique de la terre
 - a- un bilan global nul
 - b- une hétérogénéité latérale
- 2- Les cellules de convection de l'atmosphère
 - a- des cellules de convection en série dans chaque hémisphère
 - b- Les vents, manifestations mesurables des cellules de convections
- 3- La formation des nuages

B- Des mouvements complexe dans l'océan

- 1- Des courants de surface entraînés par les vents
- 2- Des courants thermohalins profonds et semi-profonds
- 3- Le phénomène El Nino

I- Composition et structure de l'atmosphère

A- La composition de l'atmosphère, résultat de son interaction avec l'hydrosphère et la biosphère

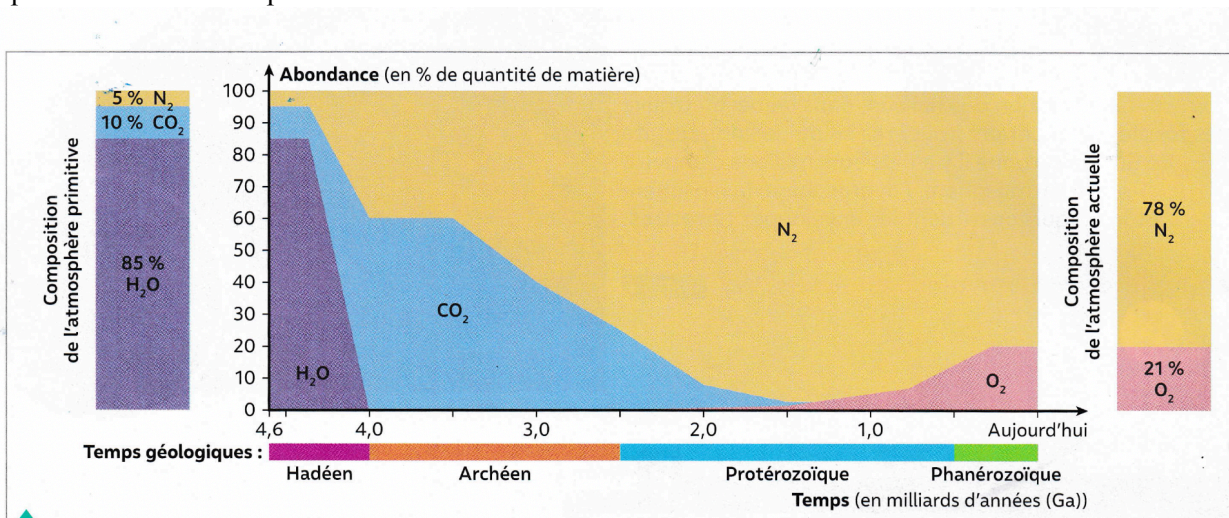
1- Composition actuelle / Composition initiales

La composition actuelle est une mesure : on suit en particulier les composants traces car ce sont majoritaires des polluants.

La composition actuelle est caractérisée par la richesse en dioxygène : c'est la seule atmosphère oxydante connue. A retenir : 78% diazote + 21% dioxygène.

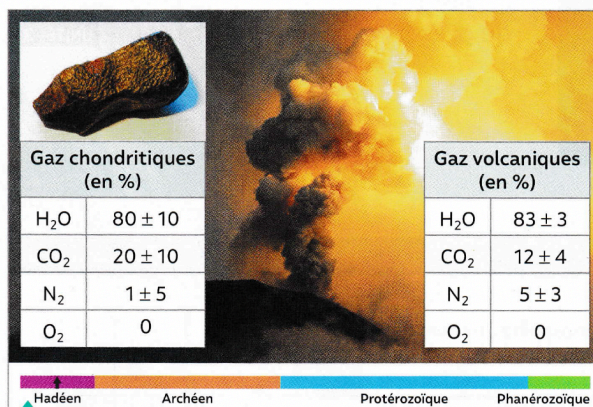
La composition initiale est issue d'un dégazage des matériaux originels de la Terre : ce dégazage gravitaire a fait ressortir les matériaux légers (CO₂ ; H₂O, N₂, H₂....) et est suivi immédiatement de la perte des éléments les plus légers (H₂, He) non retenus par le champ de pesanteur.

La composition initiale est déterminée de façon indirecte : à partir d'expériences ou de modélisation ; par comparaison avec l'atmosphère de Mars et Vénus.



1 Frise présentant l'évolution de la composition de l'atmosphère terrestre depuis ses origines il y a 4,6 milliards d'années (Ga).
On trouve également aujourd'hui des traces d'autres gaz (dont H₂O, CO₂, CH₄, N₂O).

Tous les documents du I-A sont issus de SVT Terminale, Nathan, par Marc Jubault-Bregler.



2 L'atmosphère primitive
La Terre s'est formée par accumulation de chondrites (matériaux des astéroïdes). On estime la composition en espèces chimiques de l'atmosphère primitive soit en analysant le dégazage volcanique de la Terre, soit en mesurant les gaz extraits par vaporisation des chondrites en laboratoire.

2- L'impact de l'eau sur la chimie de l'atmosphère

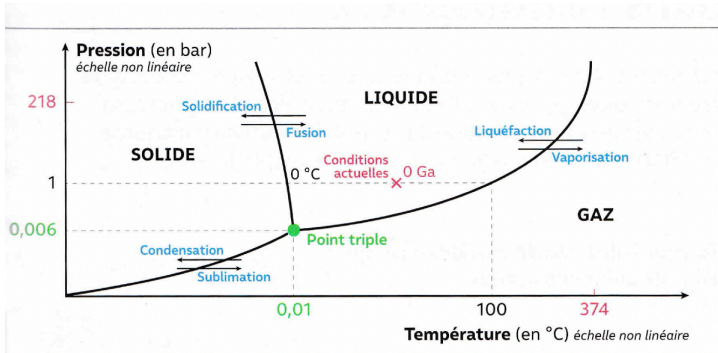


Diagramme d'états de l'eau

Les courbes délimitent trois domaines de pression et de température. Au point triple, les trois états de l'eau coexistent.

Âge terrestre (Ga)	Température de surface (°C)	Pression atmosphérique (bar)	État de l'eau
- 4,6	> 1500	260	Gaz
- 4,4	350	218	
- 4,1	250	< 10	
- 3,3	100	4	
0 (actuel)	15	1	Liquide

5 Évolution de la pression et de la température moyenne sur Terre depuis l'Hadéen

Le refroidissement de la planète après sa formation a permis le changement de l'état de l'eau vapeur en eau liquide vers 4,4-4,3 Ga et la genèse de l'océan primitif.

Trois conséquences :

- passage d'une atmosphère nébuleuse à une atmosphère transparente et accès à la lumière issue du soleil
- mise en route de réactions de dissolution du CO₂ dans l'eau puis production de carbonate de calcium solide (= calcaire) : l'océan fonctionne comme un immense piège à CO₂, et ce gaz diminue très fortement dans l'atmosphère
- vapeur d'eau et CO₂ étant des gaz à effet de serre, leur diminution accélère le refroidissement de surface

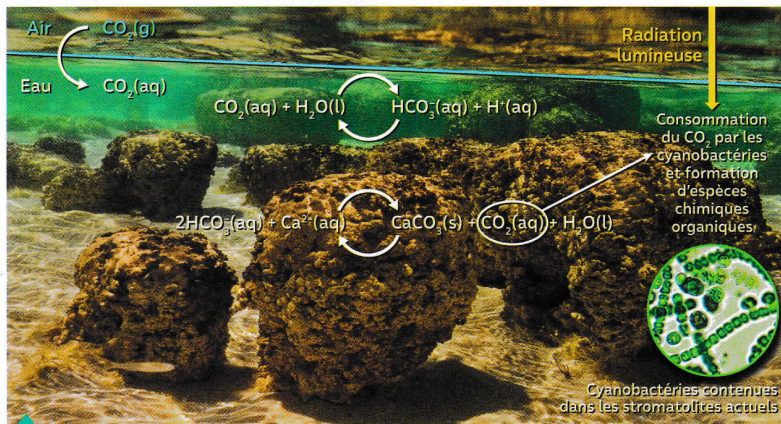
3- L'impact de la biosphère sur la chimie de l'atmosphère

- premières traces de vie dans les sédiments : 3,8 Ga
- premiers fossiles photosynthétiques : les stromatolithes de Pibara en Australie, 3,5 Ga
- piégeage du dioxygène produits dans des roches océaniques pièges : fers rubanés notamment : 3,5Ga à 2Ga
- début de l'accumulation du dioxygène dans l'atmosphère à partir de -2 Ga : le changement d'atmosphère est enregistré dans les paléosols rouges formés en domaine continental (c'est encore l'état d'oxydation du fer, facilement déduit de sa couleur, qui est utilisé comme preuve)
- accumulation d'ozone dans l'atmosphère à partir de -1 Ga ; formation d'une couche d'ozone absorbant les rayons ultra-violets. Prérequis pour vie en milieu aérien ? Amincissement de la couche d'ozone sous l'effet de gaz polluants.



4 Fers rubanés (Afrique du Sud)

Ces roches sédimentaires formées en milieu marin riche en dioxygène (contiennent du fer (III) oxydé sous forme de Fe₂O₃(s)).

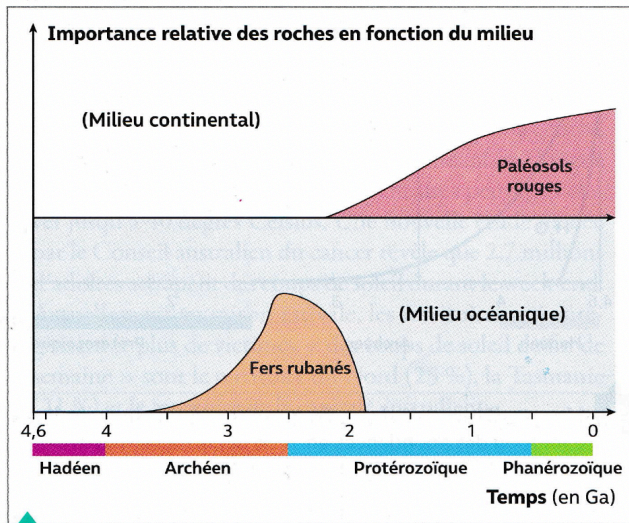


1 Stromatolites actuels de Shark Bay (Australie)
 Dans une eau chaude et peu profonde, les cyanobactéries (bactéries photosynthétiques) permettent la formation de molécules organiques à la surface des stromatolites.

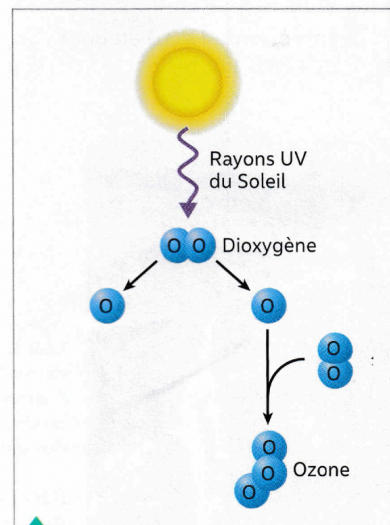


2 Stromatolites fossiles de Pilbara (Australie) vieux de 3,5 milliards d'année
 Observées au microscope, on distingue des structures filamenteuses dont la forme rappelle celle des cyanobactéries actuelles.

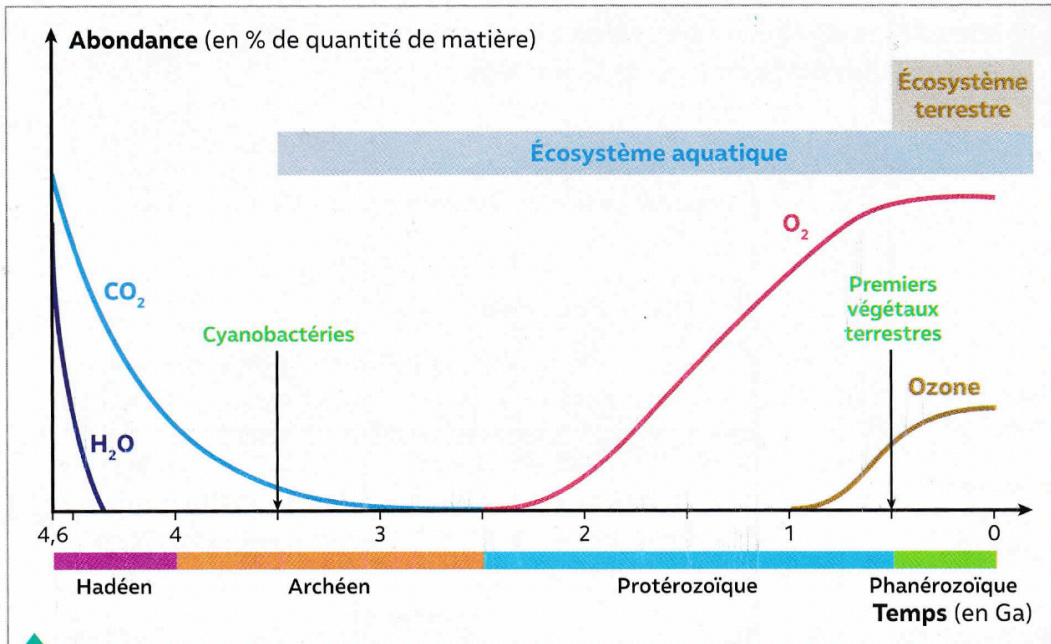
Les stromatolithes fossiles sont compris par analogie au fonctionnement des stromatolithes actuels : c'est une application du principe des causes actuelles (= principe d'actualisme). Des cyanobactéries vivant en biofilm réalisent la photosynthèse. Donc la concentration locale en CO2 sur le biofilm diminue. Donc l'équilibre de précipitation dissolution des carbonates se déplace en faveur de la précipitation. Un film de calcaire se dépose sur le biofilm. Ce scénario se reproduit périodiquement et aboutit à une structure en fines couches concentriques de calcaire.



7 Distribution des fers rubanés et des paléosols rouges
 Les fers rubanés et les paléosols rouges sont des marqueurs de l'évolution de l'atmosphère primitive. À une température donnée, la concentration en masse de dioxygène dissous dans une eau correctement aérée, est fixée. Ce qui ne peut plus se dissoudre reste sous forme de gaz dans l'atmosphère.



2 Formation de l'ozone
 Modèle microscopique de création de l'ozone stratosphérique (couche de l'atmosphère située entre 12 et 55 km d'altitude). Cette transformation est réalisée en présence de radiations UV.



1 L'apparition des deux formes moléculaires de l'oxygène
 Évolution des abondances en % de quantité de matière de dioxygène (O₂) et d'ozone (O₃) dans l'atmosphère terrestre.

B- La structuration verticale de l'atmosphère

Extrait de « Atmosphère, océan et climat », R.Delmas et collaborateurs

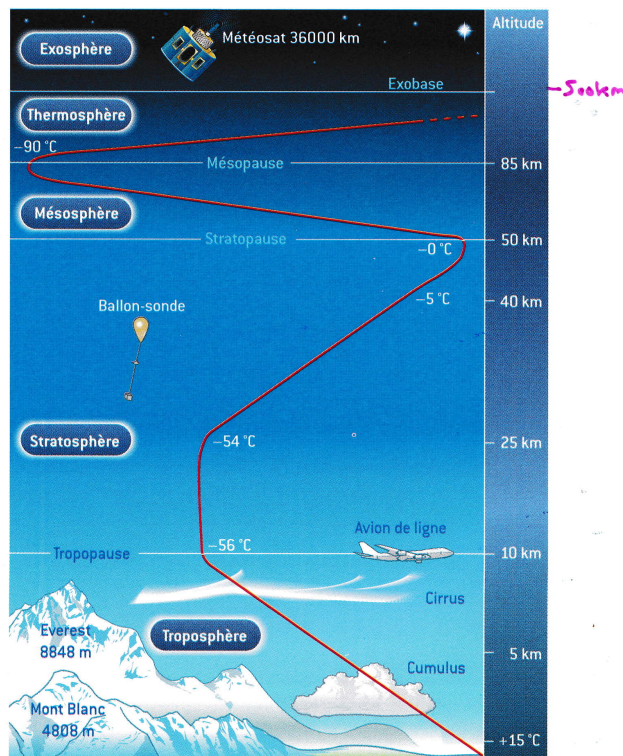
1 L'épaisseur de l'atmosphère est très faible comparée au rayon de la Terre. Les 9/10 de sa masse sont concentrés entre la surface terrestre et 16 km d'altitude, alors que le rayon moyen de la Terre est de 6 400 km.

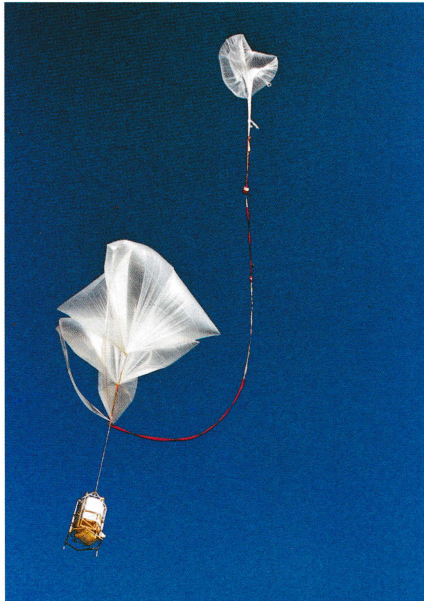
La troposphère. Elle s'étend du sol à 10 km d'altitude en moyenne (de 6 à 8 km aux pôles, de 15 à 18 km à l'équateur). Elle est le siège de la plupart des phénomènes météorologiques. La température y décroît en moyenne avec l'altitude de +15 °C au sol à -56 °C au sommet de la couche dont la limite supérieure est appelée tropopause.

Du fait de la variation importante d'altitude de la tropopause en fonction de la latitude, la température qui y règne à la verticale des pôles (de l'ordre de -55 °C) est paradoxalement plus élevée que celle qui y règne à la verticale de l'équateur (de l'ordre de -80 °C).

La troposphère se subdivise en deux couches superposées: la couche limite atmosphérique d'épaisseur moyenne 1 km qui subit l'influence directe du sol (température, humidité, rayonnement, rugosité, relief, etc.) avec lequel elle est

2 Les différentes couches atmosphériques, caractérisées par la variation verticale de la température (courbe rouge).





3 Les ballons stratosphériques transportant des radiosondes permettent d'établir des profils de température et d'humidité pour déterminer l'état de stabilité ou d'instabilité de l'atmosphère.

superposition
troposphère-
stratosphère =
superposition stable
densitométrique

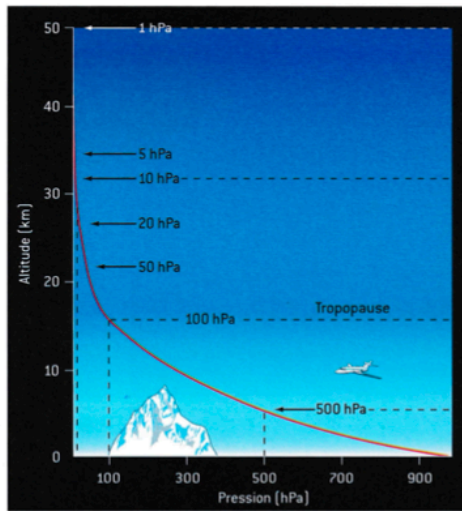
en contact et la troposphère libre qui se dégage de cette influence.

La stratosphère. C'est une couche calme et très stable située en moyenne entre 10 et 50 km d'altitude. La température s'y stabilise puis y augmente avec l'altitude d'environ $-56\text{ }^{\circ}\text{C}$ à la base à $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ au sommet, appelé stratopause. La stratosphère contient l'ozone, zone de formation et d'accumulation de l'ozone (O_3). Les réactions chimiques à l'origine de la formation de l'ozone produisent de la chaleur (réactions exothermiques). Elles sont responsables du réchauffement observé dans la couche.

La mésosphère. Située en moyenne entre 50 et 85 km d'altitude, cette couche correspond à une nouvelle décroissance de la température qui atteint $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$ à son sommet, appelé mésopause.

e.

C- Hétérogénéité latérale de la base de la troposphère



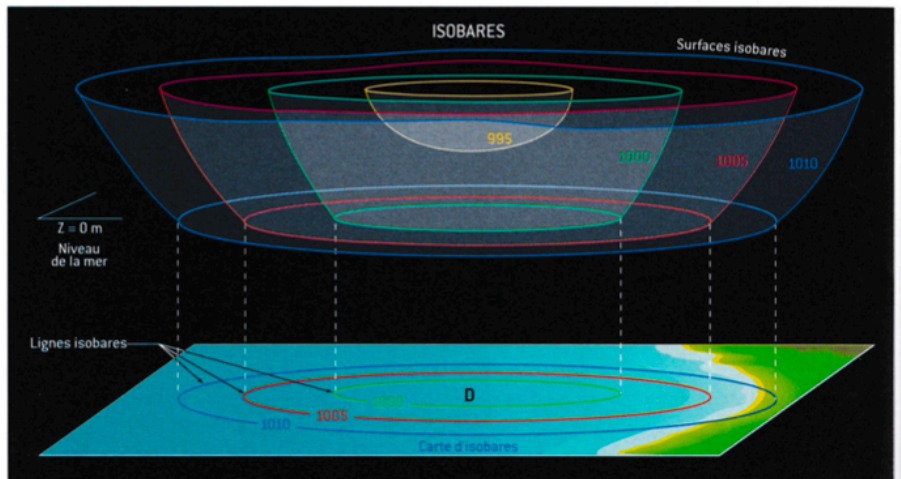
8 Variation moyenne de la pression atmosphérique en fonction de l'altitude. La loi de variation de la pression avec l'altitude est une exponentielle décroissante. Plus la pression est élevée plus elle varie rapidement avec l'altitude. Lorsqu'on s'élève de 10 m, la pression diminue de 1 hPa au niveau de la mer, de 0,4 hPa à 10 km d'altitude et de 0,05 hPa vers 25 km d'altitude.

L'air atmosphérique étant en permanence agité de courants divers, la pression varie localement à la fois dans l'espace et au cours du temps. Néanmoins, en moyenne elle décroît exponentiellement avec l'altitude (**Fig. 8**). La valeur moyenne de la pression observée au niveau de la mer sur toute la surface du globe, appelée « pression normale », est de 1 013,25 hPa.

Représenter la pression

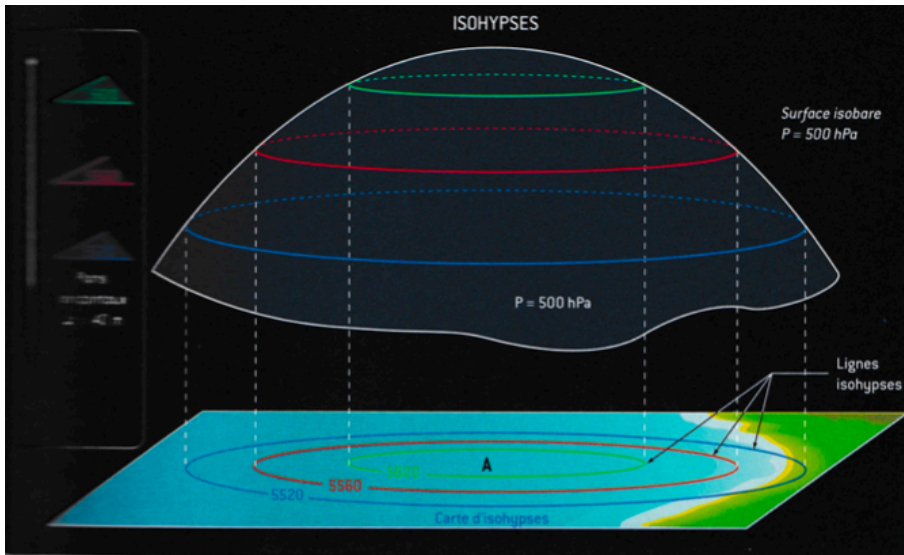
La représentation dans l'espace de la pression atmosphérique, appelée champ de pression, est fondée sur la définition des **surfaces isobares**, surfaces d'égale pression. Ces surfaces possèdent des formes diverses, suivant la situation météorologique, et qui évoluent avec le temps. Comme elles s'étendent en trois dimensions dans le volume atmosphérique, leur représentation n'est pas simple. Les météorologues préfèrent travailler dans un plan, celui de la feuille de papier. Pour cela, ils définissent des lignes d'égale valeur de

pression atmosphérique
moyenne à l'altitude 0 =
1 013,25 hPa
= 1,013 25 bar
= 1 atm



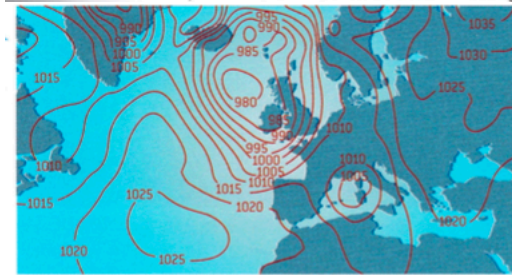
9 Représentation des lignes isobares graduées en hPa : ce sont des lignes d'intersection entre un plan horizontal donné et une série de surfaces isobares. Elles constituent donc des lignes d'égale pression tracées

dans un plan horizontal. Dans l'exemple choisi ici, il s'agit des lignes isobares du plan situé au niveau de la mer [altitude nulle]. D représente une dépression.



12 Représentation des lignes isohypses: lignes d'égale altitude dans une surface d'égale pression. Ce sont les lignes d'intersection entre une surface isobare et une série de plans horizontaux. Elles consti-

tuent donc des lignes d'égale altitude tracées dans une surface isobare et projetées sur un plan horizontal. Elles sont ici tracées tous les 40 m. A représente un anticyclone.



13 Réseau de lignes isobares au niveau de la mer. Elles sont graduées en hectopascals. Chaque ligne fermée représente l'ensemble des points situés au niveau de la mer où la pression possède la valeur indiquée. Ainsi la ligne 1025 relie tous les points où la pression, ramenée au niveau de la mer, vaut 1025 hPa.

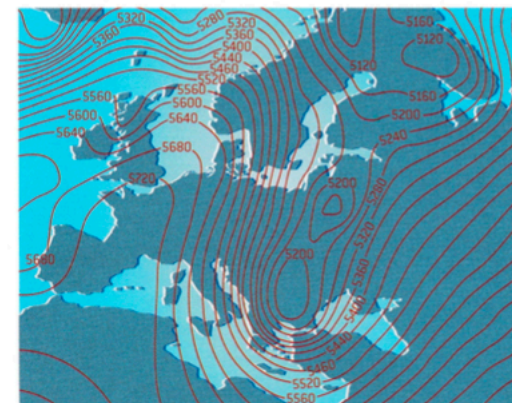
pression appelées **lignes isobares**: ce sont les lignes d'intersection des surfaces isobares avec un plan horizontal (Fig. 9). Elles sont graduées en hectopascals et illustrent le résultat de la mesure de la pression effectuée à altitude constante. On observe qu'elles entourent les zones de haute pression (anticyclones) et de basse pression (dépressions).

On peut également représenter le champ de pression par un ensemble de lignes d'intersection d'une surface isobare donnée avec une série de plans horizontaux (Fig. 10). Ce sont les **lignes isohypses**. Elles sont graduées en valeurs d'altitude et fournissent le même type d'information que les lignes isobares. On parle ainsi des lignes isohypses (ou lignes d'égale altitude) d'une surface isobare donnée.

À quoi ressemble un champ de pression ?

Les cartes météorologiques qui rendent compte de la distribution de la pression atmosphérique peuvent afficher le réseau des lignes isobares dans un plan horizontal (en général, le niveau de la mer où sont ramenées toutes les valeurs de la pression, Fig. 13) ou celui des lignes isohypses qui informent sur les variations d'altitude d'une surface isobare donnée (souvent, la surface 500 hPa, Fig. 14). Les deux

anticyclone = zone de haute pression dans la basse troposphère ;
 dépression = zone de basse pression
 vent au ras du sol = des anticyclones vers les dépressions



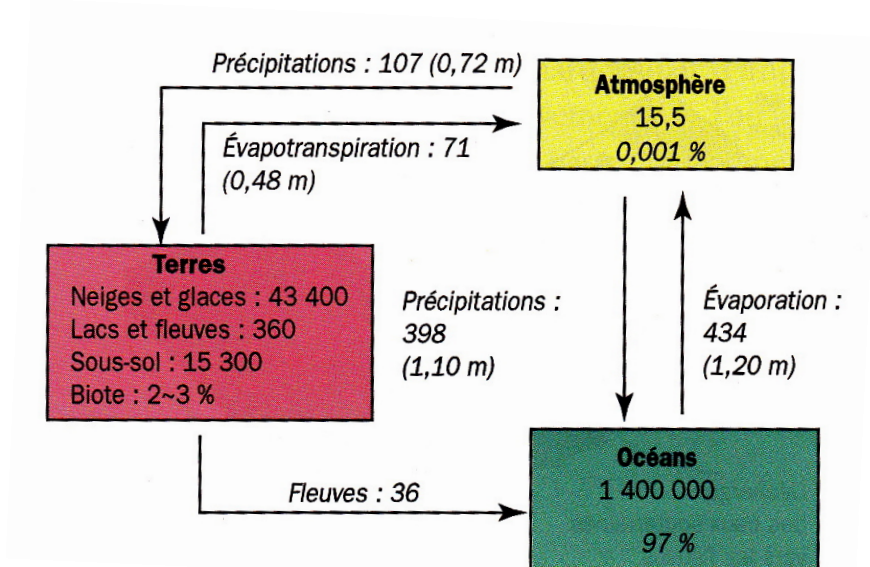
14 Réseau de lignes isohypses de la surface isobare 500 hPa. Elles sont ici graduées en mètres. Chaque ligne fermée représente l'ensemble des points où la pression vaut 500 hPa et qui sont situés à la même altitude indiquée en mètres.

L'ozone O₃ est produit par interaction entre les rayons UV et le dioxygène. Les UV sont capables de dissocier la molécule de dioxygène en oxygène atomique. Ce dernier réagit à son tour avec le dioxygène pour former de l'ozone : c'est une réaction exothermique. Étant donné que la partie supérieure de la stratosphère reçoit plus d'UV, il y a plus d'ozone produit. L'ozone absorbant les UV et réémettant des infrarouges thermiques, cela réchauffe le sommet de la stratosphère. En descendant vers les couches basses de la stratosphère, la quantité d'UV disponible est plus faible puisqu'ils ont davantage été absorbés dans les parties supérieures, il y a donc une plus faible formation d'ozone et donc un plus faible réchauffement, d'où une température plus basse. Ceci explique donc le fait que la stratosphère présente une température plus élevée à son sommet qu'à sa base

II- Composition et structure de l'hydrosphère

A- Des réservoirs reliés par le cycle de l'eau

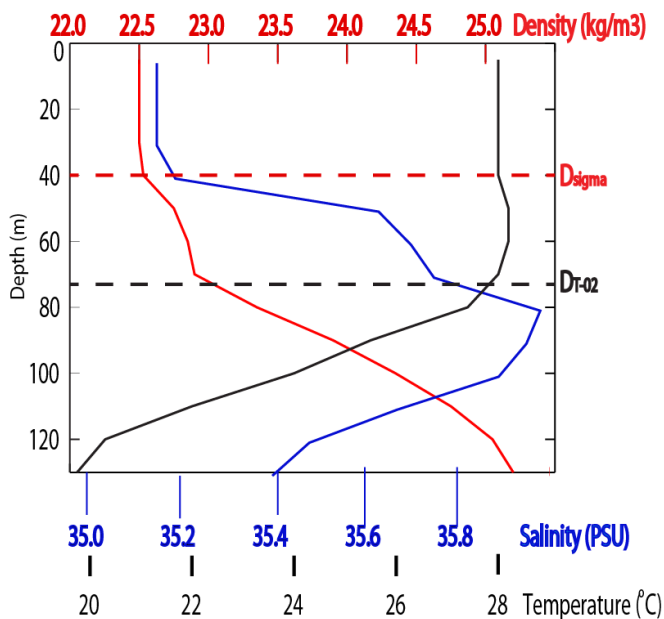
Les quantités sont indiquées $\times 10^{15}$ kg et les flux en 10^{15} kg/an. La présence d'un volume important d'eau liquide est une spécificité terrestre.



B- La structuration verticale du réservoir océan

On oppose :

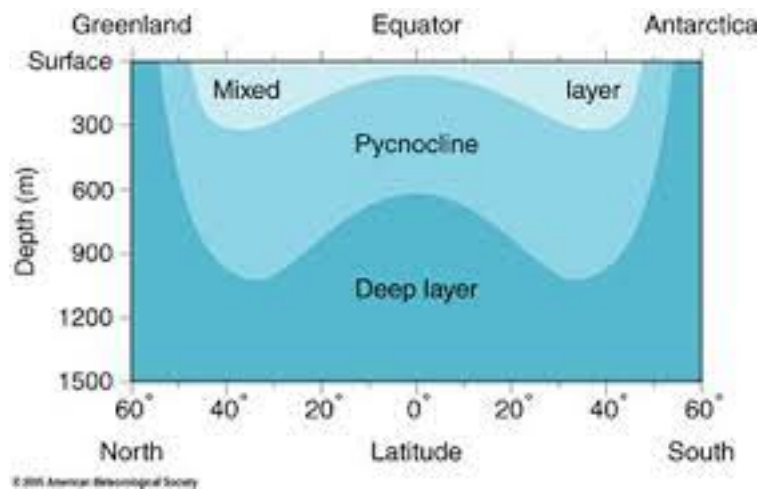
- les eaux de surface, chaudes et peu salées, de fait peu denses : ces eaux sont homogénéisées par les vagues et la houle et sont aussi appelées eaux de mélange
- les eaux profondes, froides (4°C) et salées, donc denses
- des **clines** : des couches de transitions marquées par un fort gradient
 - o la thermocline est la couche de passage des eaux chaudes aux eaux froides
 - o la halocline est la couche de passage des eaux peu salées aux eaux salées
 - o la pycnocline est la couche de passage des eaux légères aux eaux denses



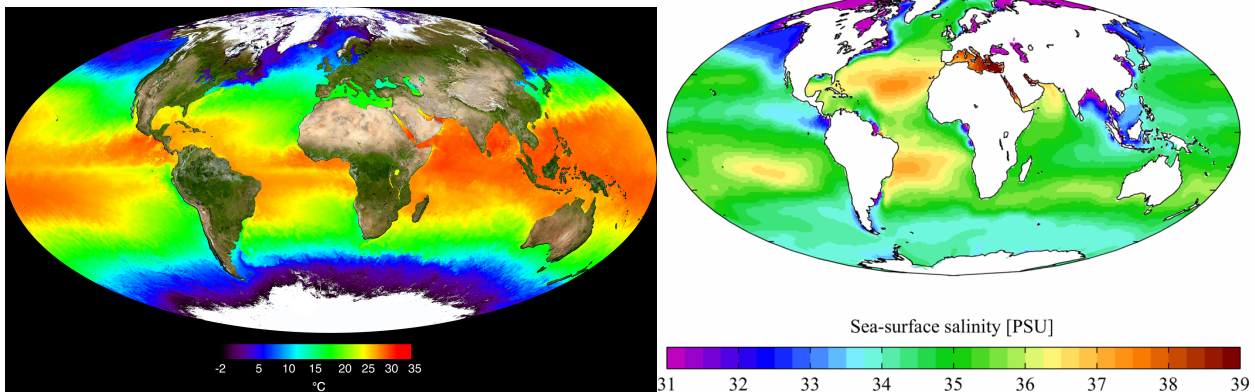
La position des 3 couches est globalement stable : la couche de surface hébergeant le plancton est donc une eau pauvre en ressources minérales.

Toutefois la position des couches dépend :

- de la latitude (pas d'eau aux caractéristiques surfaciques aux pôles) d'où une hétérogénéité des eaux de surface
- de la saison.



Répartition de la température et de la salinité dans les océans en en juillet



III- Des enveloppes en mouvement

A- Des mouvements de convection dans l'atmosphère

Une cellule de convection est un mouvement d'origine thermique, comportant deux flux verticaux rejoignant deux couches limites. La troposphère fonctionne comme un modèle à une couche convective, située entre la lithosphère et la stratosphère.

1- Le bilan thermique de la terre

Le bilan thermique terrestre est la mesure (ou l'estimation) de toutes les énergies entrant et sortant de l'atmosphère.

Notions de physique utilisées :

Puissance (Watt) = débit d'énergie fournie par un système à un autre, exprimé en joules transférés par seconde. $1 \text{ W} = 1 \text{ J/s}$

Corps noir : un corps noir est un objet qui absorbe parfaitement toute l'énergie électromagnétique qu'il reçoit, quelle que soit sa longueur d'onde. Cette absorption provoque l'agitation thermique du

matériau puis l'émission d'un rayonnement thermique. Ce rayonnement dépend uniquement de la température de l'objet.

Loi de Wien : cette loi détermine la longueur d'onde du rayonnement thermique d'un corps noir

$$\lambda_{max} = \frac{2,89777291 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{K}}{T}$$

Il découle de cette loi que plus un corps est chaud plus la longueur d'onde du rayonnement émis est courte.

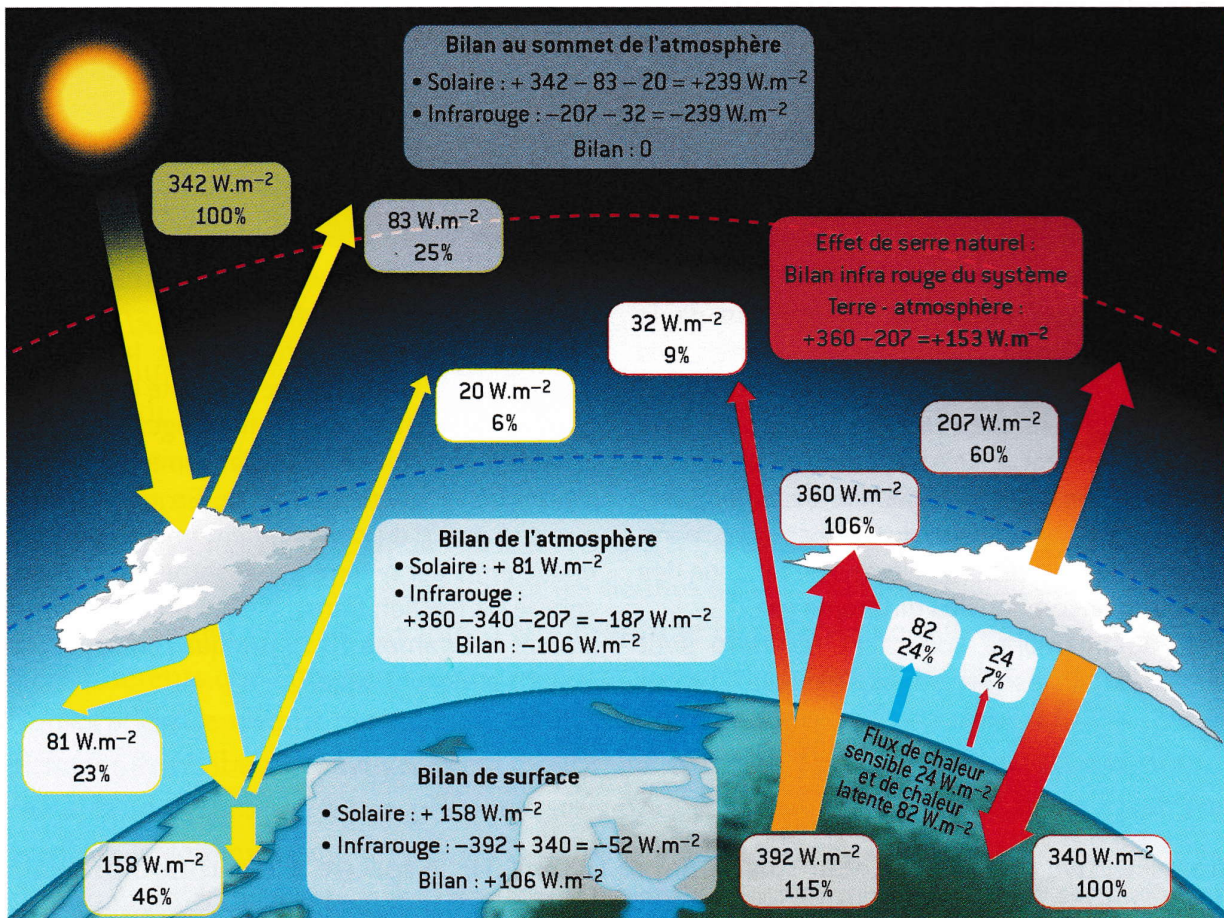
Loi de Stefan-Boltzman : cette loi relie la température d'un corps (considéré comme un corps noir idéal) et la puissance rayonnée par unité de surface

$$P = \sigma \cdot T^4$$

avec $\sigma = 5,6 \cdot 10^8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$

Albedo : réflectance d'une surface, calculée comme le rapport du flux d'énergie réfléchi sur le flux incident. Vaut 0 pour un corps noir parfait ; vaut 1 pour une surface blanche réfléchissante.

a- un bilan global nul

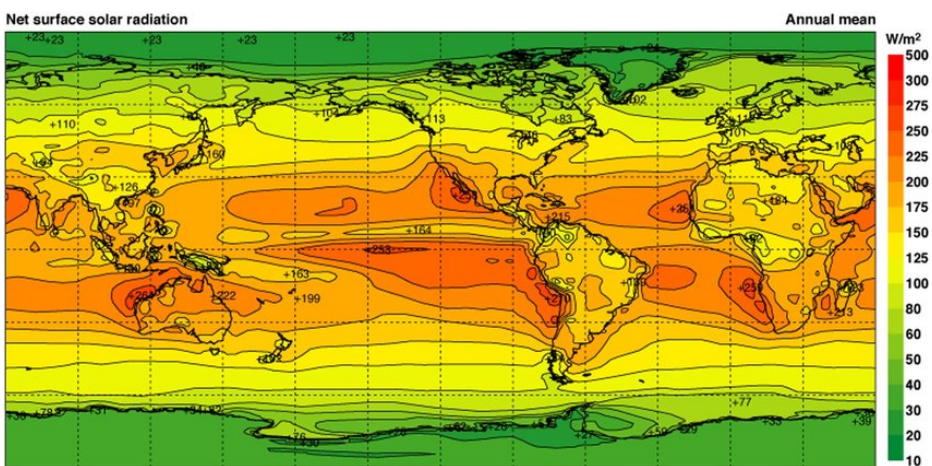


Zoom sur l'effet de serre :

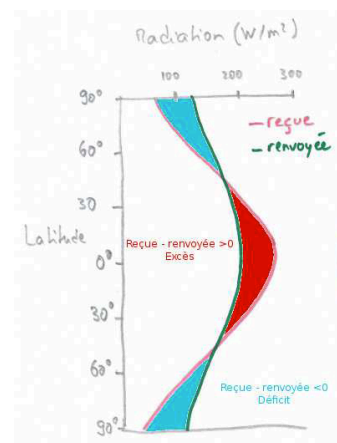
en appliquant la loi de Stefan-Boltzmann à la Terre émettant environ 240 W/m^2 , on trouve une température attendue de $T = 255 \text{ K} = -17^\circ\text{C}$.

Or la température moyenne annuelle globale est de $+13^\circ\text{C}$: l'écart de 30°C est dû à l'effet de serre.

b- une hétérogénéité latérale



Répartition moyenne annuelle de l'énergie solaire reçue à la surface de la planète Terre (en W/m^2)



A cause de la sphéricité de la terre la surface terrestre touchée par un rayon du soleil dépend de la latitude ; en conséquence la quantité d'énergie apportée par ce rayon dépend de la latitude. On définit un équateur météorologique comme la ligne d'ensoleillement maximal : l'équateur météorologique est presque superposé

à l'équateur géographique en hiver mais se décale vers 15° de latitude nord en été. L'équateur météorologique est aussi appelé zone de convergence intertropicale.

Ainsi l'île de la Réunion et les petites Antilles reçoivent 200 W/m² en moyenne sur une année contre 100 W/m² en France métropolitaine. La répartition de l'énergie solaire est donc inégale avec un maximum au niveau de l'équateur et un minimum au niveau des pôles. De plus, au niveau des pôles la Terre renvoie plus d'énergie qu'elle n'en reçoit et au niveau de l'équateur la Terre renvoie moins d'énergie qu'elle n'en reçoit.

L'albédo élevé des zones tropicales augmente l'absorption d'énergie ; l'albédo faible des zones polaires diminue l'absorption d'énergie.

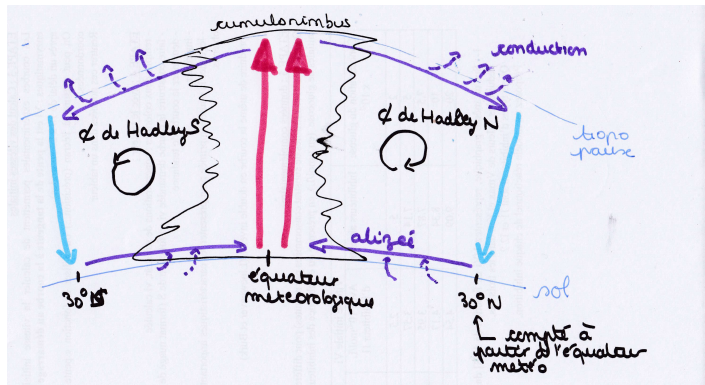
Ces disparités expliquent les zones climatiques décrites sur Terre et la distribution des grands biomes (toundra, taïga, forêt tempérée, savane, forêt tropicale).

Pourtant la moyenne globale annuelle de température est stable : les régions équatoriales ne s'échauffent pas, les régions polaires ne se refroidissent pas. Il y a donc des flux latitudinaux d'énergie, de l'équateur vers les pôles : ces flux sont des flux convectifs.

2- Les cellules de convection de l'atmosphère

a- Des cellules de convection en série dans chaque hémisphère

Les cellules de Hadley : un panache d'air chaud se forme à l'équateur météorologique à cause du bilan radiatif excédentaire et a un mouvement ascendant provoquant la condensation de l'eau et la formation d'un nuage épais (cumulonimbus) ; un panache d'air froid est associé à 30° de latitude.

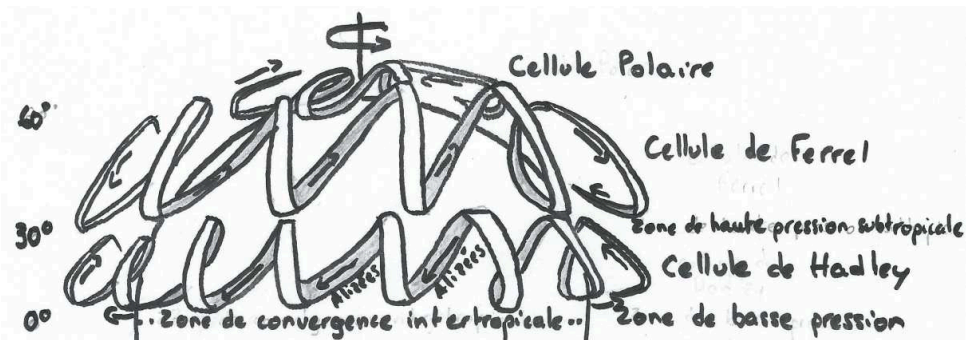


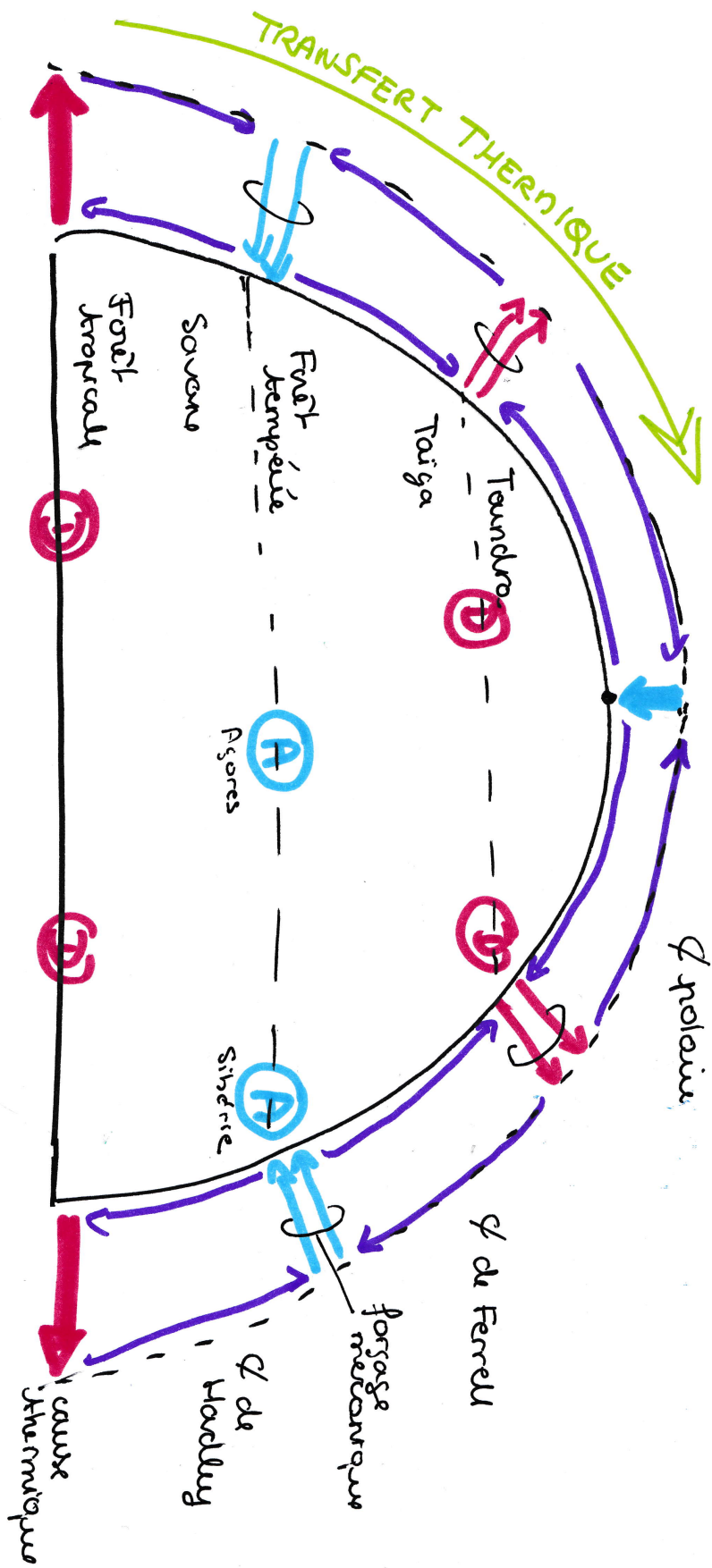
Les cellules polaires : un panache d'air froid se forme aux pôles à cause du bilan radiatif déficitaire et a un mouvement descendant ; un panache chaud l'accompagne à 60° de latitude environ.

Les cellules intermédiaires de Ferrel : entre 30 et 60° de latitude, une cellule atmosphérique est entraînée par forçage mécanique par les deux autres.

A l'aplomb des panaches ascendants se situe une dépression ; à l'aplomb des panaches descendants on trouve un anticyclone.

Bilan : la série des 3 cellules assure un flux de chaleur de l'équateur vers les pôles ; ce flux permet de redistribuer 80% de l'énergie excédentaire reçue à l'équateur.





b- Les vents, manifestations mesurables des cellules de convections

Un vent se définit par un **flux d'air horizontal**, appartenant à une branche horizontale d'une cellule de convection.

- les vents au ras du sol

Les vents de surface circulent des zones de forte pression (anticyclone) vers les zones de basse pression (dépression) mais sont déviés par la force de Coriolis.

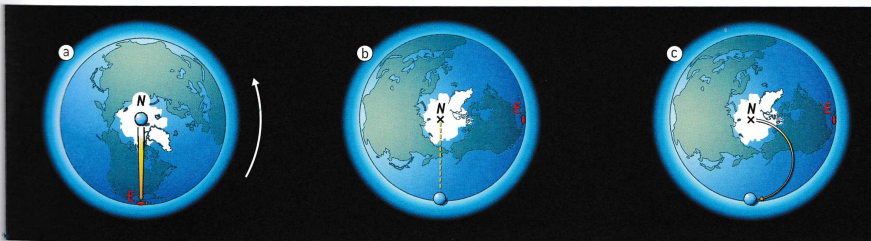
On obtient alors des vents soufflant du NE vers le SO dans la zone intertropicale nord et soufflant du SE vers le NO dans la zone intertropicale sud : ces vents d'Est sont les alizées ; ils convergent sur la zone de convergence intertropicale.

De même les vents des latitudes moyennes soufflent plutôt d'ouest en est ; les vents polaires sont des vents d'Est.

Considérons le globe terrestre en rotation autour de son axe et une bille roulant sans frottement du pôle nord (N) vers l'équateur (E) (Fig. 56. a). La bille n'est soumise qu'à la force de pesanteur, compensée par la réaction de la surface terrestre. Dans le référentiel galiléen lié aux étoiles, son mouvement est donc rectiligne et uniforme. Sa trajectoire vue depuis l'espace est une droite (Fig. 56. b). En revanche, comme la Terre tourne pendant le déplacement de la bille, la trajectoire observée depuis un référentiel terrestre (non galiléen) n'est pas rectiligne. Autrement dit, la trace de la bille sur la surface terrestre est courbe (Fig. 56. c).

La « force » de Coriolis, une question de point de vue

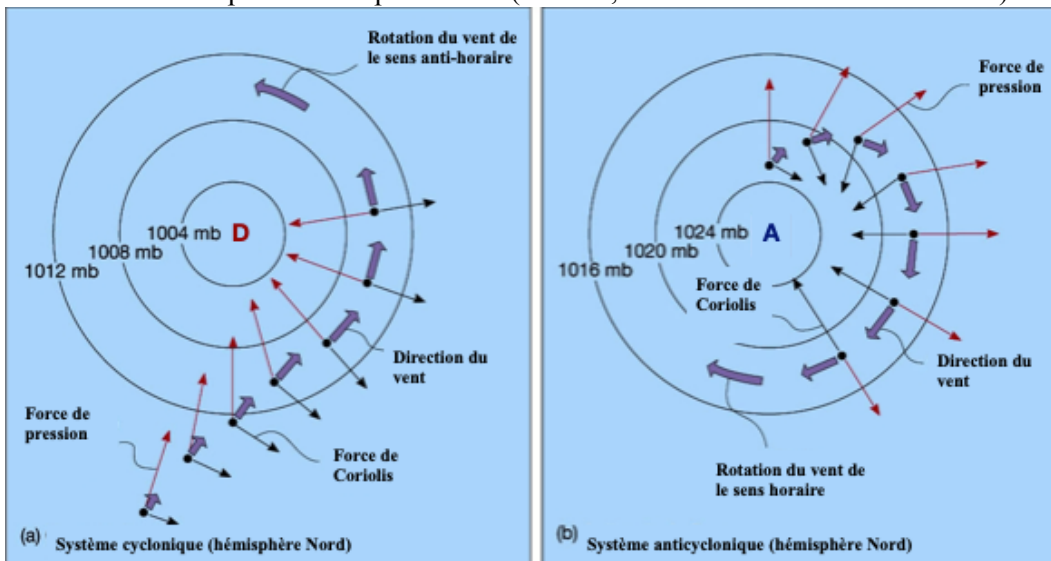
Pour un observateur lié à la Terre, tout se passe comme si la bille était soumise à l'action d'une force qui dévie sa trajectoire. Cette force d'inertie est la force de Coriolis.



Sur l'hémisphère Nord de la Terre vue depuis le pôle Nord (a), la bille bleue se déplace depuis le pôle (N) vers l'équateur. Si elle ne subit l'action d'aucune force physique (notamment de frottement), elle conserve la même direction par rapport à un repère galiléen lié aux

étoiles et sa trajectoire vue depuis un point fixe de l'espace est donc rectiligne (b). En revanche, cette trajectoire est courbe lorsqu'elle est observée depuis la surface terrestre, par exemple depuis le point E en rouge lié à la Terre (c).

Lorsqu'aucune autre influence n'est recensée, un vent contraint uniquement par Coriolis et la différence de pression est un vent géostrophique. Cette situation théorique est rarement rencontrée dans la nature car le vent est aussi influencé par d'autres paramètres (le relief, l'influence des masses d'eau...)



Cas des vents géostrophiques

- les vents d'altitude

En altitude, à hauteur de la tropopause circulent deux types de vents : 1- les vents fermant les cellules de convection circulent de façon symétrique aux vents météorologiques ; 2- les jet stream sont des vents très rapides (350-400 km/h) dont la trajectoire est à latitude fixe ; ils se fauillent entre les cellules de convections.

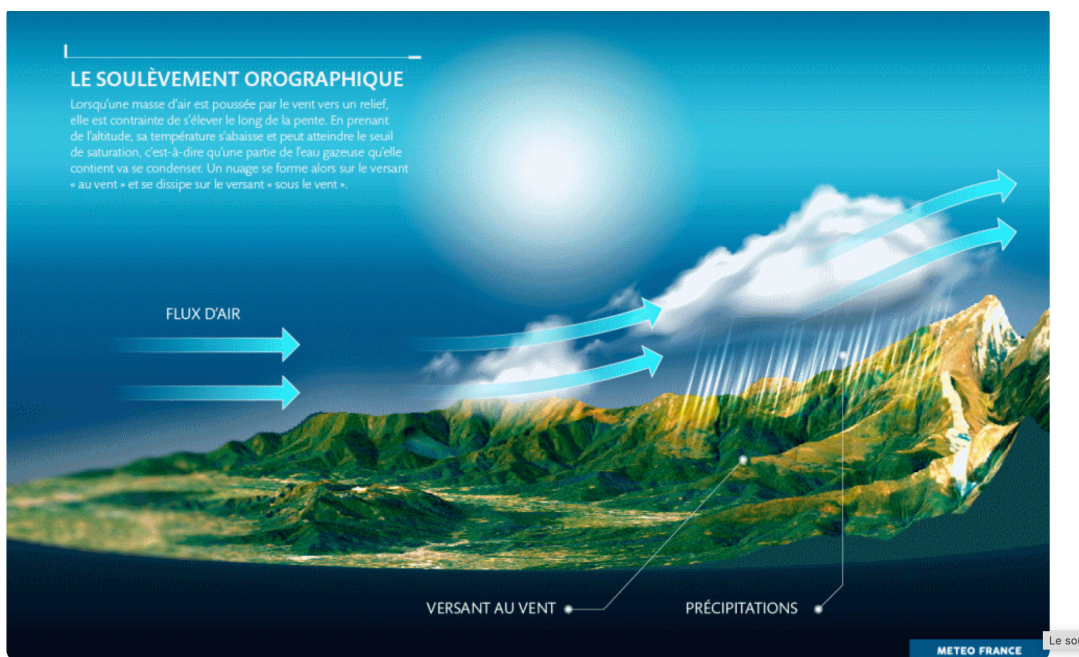
3- La formation des nuages

Les nuages se forment lorsque de l'air chaud et humide monte (panache ascendant d'une cellule de convection atmosphérique, passage d'une chaîne de montagne, contact entre deux masses d'air de température différente...). Il s'agit d'un mécanisme local (une instabilité).

Formation des nuages

Pour le comprendre, il faut savoir qu'une masse d'air ne peut contenir **qu'une certaine quantité de vapeur d'eau**, qui **dépend de la température**. Plus l'air est chaud, plus il peut être chargé en vapeur d'eau. Lorsqu'une masse d'air chaud saturée en vapeur d'eau se refroidit, une partie de l'eau qu'elle contient sous forme gazeuse va se condenser et former des gouttelettes.

Dans l'atmosphère, les nuages se forment donc par refroidissement d'une masse d'air humide. Ce refroidissement est provoqué soit par **contact avec une surface plus froide**, soit – le plus souvent – par **soulèvement dans l'atmosphère**. En prenant de l'altitude, une masse d'air voit en effet sa pression diminuer, ce qui la refroidit (la compression d'un gaz le réchauffe, la détente le refroidit).



Le soulèvement orographique. © Météo-France.

La présence d'aérosols favorise la formation des nuages : chaque particule peut servir de support à la condensation de gouttelettes d'eau.

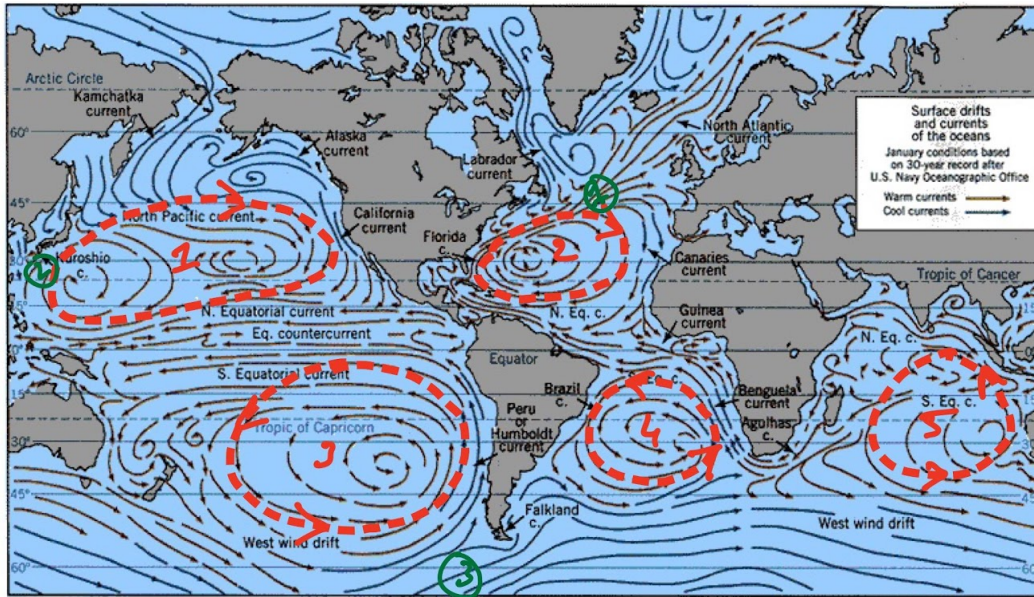
B- Des mouvements complexes dans l'océan

1- Des courants de surface entraînés par les vents

Les mouvements d'eau dans l'océan sont surtout étudiés en suivant les trajectoires de bouées (par GPS...) On utilise aussi des capteurs placés sur des animaux marins.

On décrit alors :

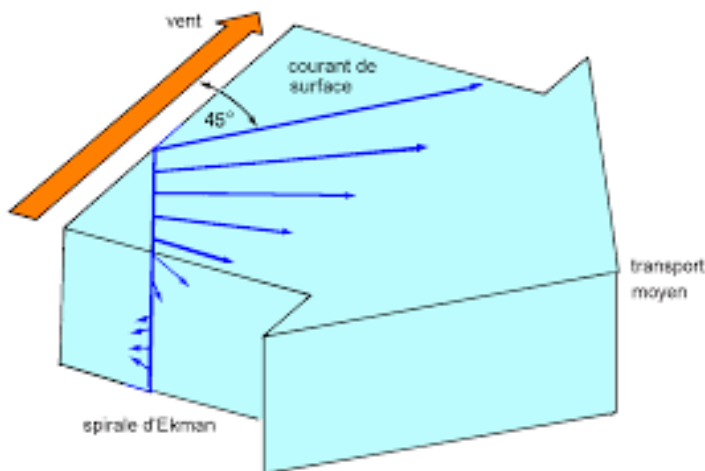
- un courant équatorial situé au niveau de l'équateur météorologique : courant d'est
- un courant circumpolaire autour de l'antartique : courant d'ouest
- 5 gyres orientées par la force de Coriolis et par la forme des rivages.



- 1 - Gyre Pacifique N.
- 2 - Gyre Atlantique N.
- 3 - Gyre Pacifique S.
- 4 - Gyre Atlantique S.
- 5 - Gyre océan Indien
- ① Gulf stream
- ② Kuroshio
- ③ courant circumpolaire

On reconnaît l'influence du sens du vent sur les mouvements d'eau dans l'océan : le vent et le courant de surface sont liés par un couplage mécanique mais séparés par un angle de 45°. Les mouvements d'eau ne sont pas d'origine thermique : ce ne sont pas des cellules de convections. Cependant les flux se dirigent globalement de l'équateur vers les pôles : ils participent donc au transfert d'énergie, à hauteur de 20%.

Sous chaque courant de surface on trouve des courants de subsurface : le couplage mécanique a aussi lieu entre deux tranches d'eaux superposées, jusqu'à atténuation.



2- Des courants thermohalins

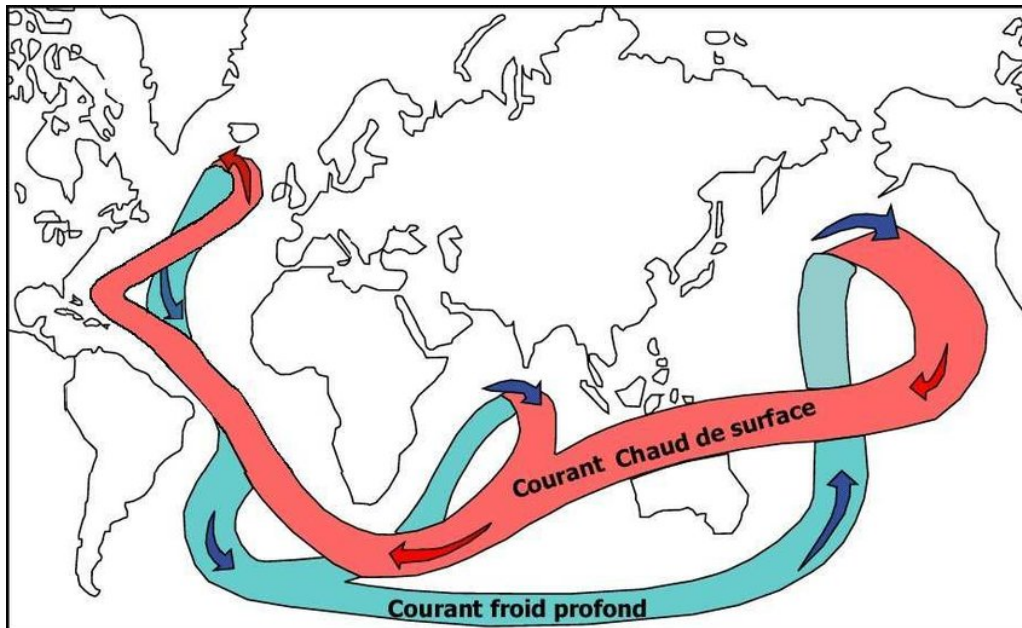
Les courants de surface complexes dessinent une tendance globale : Ocean Pacifique vers Ocean Indien vers Atlantique Sud puis Atlantique Nord.

Des courants profonds d'eau froide et salée complètent une boucle : c'est la circulation thermohaline.

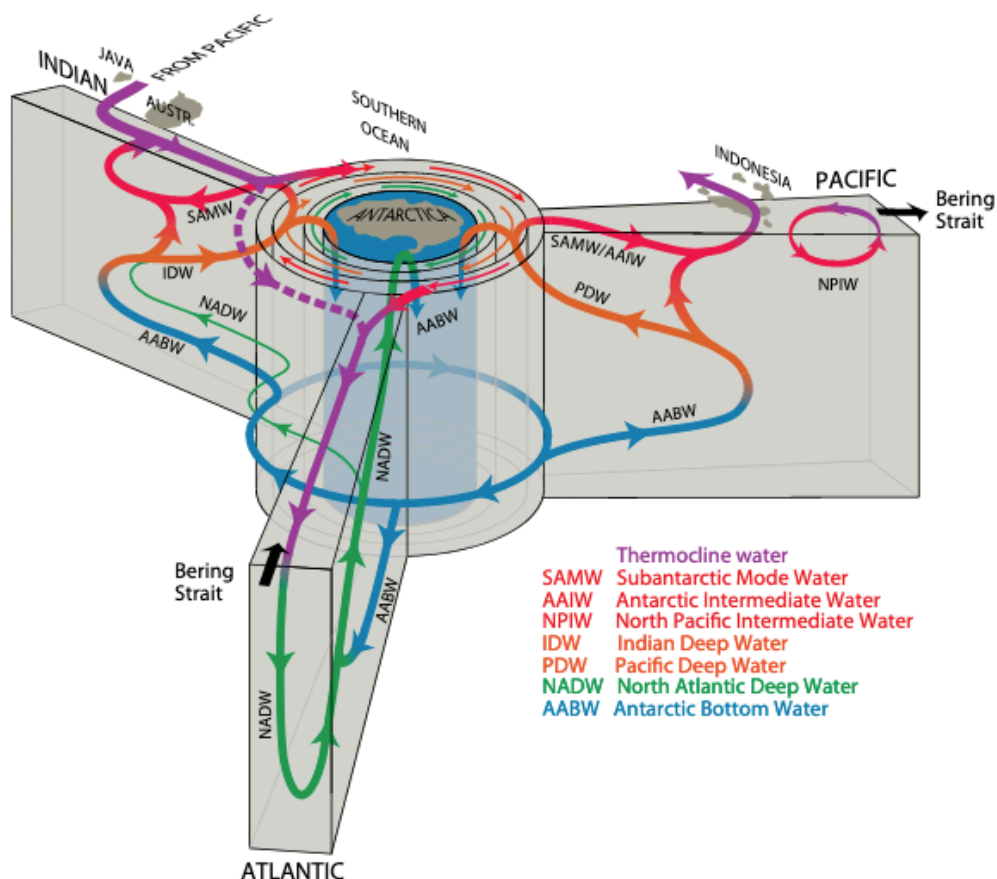
La durée totale du trajet le long de cette boucle est estimée à 1000 ans.

La branche superficielle et la branche profonde de la circulation thermohaline sont reliées par un mécanisme de retournement :

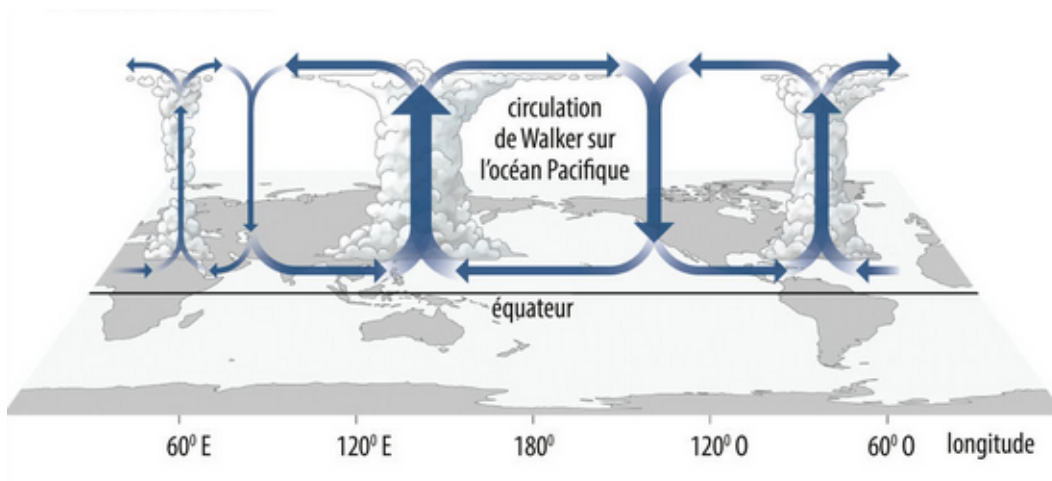
- une zone de plongement de l'eau froide dans l'Atlantique nord : la formation de la banquise augmente la salinité et l'eau plus froide devient aussi plus salée donc plus dense
- deux zones de remontée



Le suivi de traceurs dans l'eau permet de préciser de mieux en mieux le trajet de l'eau : des branches semi-profondes viennent compléter la circulation thermohaline.



3- Le phénomène El Nino



La cellule de Walker est une cellule de convection atmosphérique qui s'organise parallèlement à l'équateur : elle a donc une organisation longitudinale et s'inscrit dans les cellules de Hadley. En confluant vers la zone de convergence intertropicale, les alizés qui circulent au-dessus de l'océan, déplacent de grandes masses d'eaux chaudes : elles s'accumulent à l'Ouest des bassins océaniques (océan Pacifique surtout mais aussi océan Indien et océan Atlantique sud) où elles génèrent une forte évaporation et favorisent la formation de nuages, de précipitations et de tempêtes tropicales (= zone ascendante de la circulation de Walker). Une fois en altitude, l'air chaud et léger qui s'élève rencontre des vents d'Ouest, s'assèche, se refroidit, s'alourdit et, retombant vers le sol près de côtes situées à l'Est du bassin, génère la branche descendante de la cellule de Walker, associée à de fortes sécheresses. La circulation océanique est entraînée par la cellule de Walker.

Le dérèglement de cette cellule de Walker peut être à l'origine des phénomènes El Niño et La Niña. El Niño est un phénomène climatique local, différent du climat usuel, qui débute par un affaiblissement des alizés. El Niño se caractérise par des températures anormalement élevées de l'eau dans la partie Est de l'océan Pacifique sud ; son apparition déplace les zones de précipitations vers l'est dans l'océan Pacifique et empêche la remontée d'eau froide le long de la côte de l'Amérique du Sud, ce qui coupe la source de nutriments pour la faune de ces eaux et nuit considérablement à l'industrie de la pêche.

