

BC-C-2 poly 02

Texte du cours

Partie C : le climat de la Terre

Chap. 2 : Les circulations atmosphériques et océaniques

I. L'atmosphère et l'océan interviennent dans les transferts d'énergie à la surface du globe

A. L'énergie solaire reçue par la Terre chauffe les enveloppes fluides

Le **flux solaire moyen sur Terre est de 342 W.m^{-2}** . L'énergie reçue du Soleil se propage sous forme de rayonnements électromagnétiques, essentiellement dans les domaines du visible et du proche infra-rouge. Le transfert d'énergie du Soleil vers la Terre se fait donc de manière **radiative**.

Dans la **troposphère**, plus on s'élève en altitude, plus la température diminue. L'atmosphère est donc chauffée essentiellement **par sa base**. En effet, la surface de la Terre, l'océan, les êtres vivants etc. sont à une température de 15°C en moyenne et rayonnent donc dans l'infra-rouge. Les gaz atmosphériques absorbent une partie de ce rayonnement terrestre et s'échauffent.

Au contraire, dans l'**océan**, c'est la couche de mélange, superficielle, qui est la plus chaude. De plus, en zone tempérée, cette couche présente de fortes variations thermiques saisonnières. Contrairement à la troposphère, l'océan est donc chauffé **par sa surface**.

B. Différents modes de transferts de l'énergie au sein des enveloppes fluides

Nous venons de présenter le fait que les enveloppes fluides sont chauffées par transfert **radiatif**, provenant surtout du Soleil (pour l'océan) ou de la Terre (pour la troposphère).

Lorsque la stratification n'est pas perturbée, la chaleur se propage par **conduction** d'une couche à l'autre, que ce soit dans la troposphère ou dans l'océan. Des échanges conductifs ont lieu également entre les deux enveloppes : l'océan peut ainsi réchauffer ou refroidir les masses d'air sus-jacentes.

Par ailleurs, le fait que certaines portions des enveloppes fluides soient plus chaudes que d'autres assure la mise en place de **mouvements convectifs** dans la troposphère et dans l'océan. D'une manière générale, la convection transfère la chaleur bien **plus efficacement** que la conduction.

Enfin, la chaleur peut être échangée grâce aux **changements d'état de l'eau**.

En effet, l'eau possède une forte capacité thermique massique (*anciennement appelée « chaleur spécifique »*), c'est-à-dire qu'il faut beaucoup d'énergie pour élever sa température de 1°C : $4,18.10^3 \text{ J.kg}^{-1}.^\circ\text{C}^{-1}$.

L'océan peut donc **emmagasiner** énormément d'énergie thermique, et en **restituer** tout autant : Il possède une **grande inertie thermique**. La chaleur stockée par les eaux de surface de l'océan joue un **rôle régulateur** essentiel vis-à-vis du climat.

De plus, l'eau possède également une forte **enthalpie massique de changement de phase** (*anciennement appelée « chaleur latente de changement d'état »*). L'enthalpie massique de vaporisation de l'eau est ainsi de $2,25.10^6 \text{ J.kg}^{-1}$. Ainsi, lorsqu'un nuage se forme, les gouttelettes se condensent et libèrent beaucoup d'énergie dans l'atmosphère.

C. L'énergie solaire reçue par la Terre est inégalement répartie

1. Le bilan radiatif moyen de la Terre

Pour une portion d'enveloppe fluide, la différence entre les transferts radiatifs entrant et sortant constitue son **bilan radiatif**.

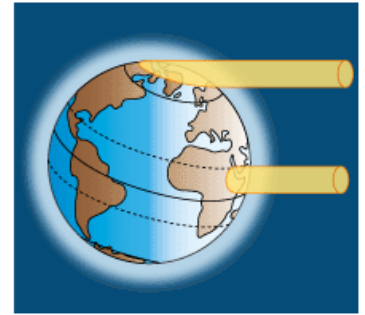
En moyenne, le **rayonnement solaire incident** (342 W.m^{-2}) est partiellement **réfléchi et diffusé par l'atmosphère** (77 W.m^{-2}), et une partie est directement **absorbée par l'atmosphère** (67 W.m^{-2}). Le rayonnement qui parvient à la surface terrestre est soit **réfléchi vers l'atmosphère** (30 W.m^{-2}) soit **absorbé au niveau du sol** (168 W.m^{-2}). **L'atmosphère émet un rayonnement dans l'infrarouge vers l'espace** (195 W.m^{-2}) et **vers le sol** (324 W.m^{-2}). Ce dernier rayonnement est totalement **absorbé par le sol**. Le **sol émet un rayonnement dans l'infra-rouge** (390 W.m^{-2}) qui est partiellement **absorbé par l'atmosphère** (350 W.m^{-2}) ; le restant (40 W.m^{-2}) part dans l'espace.

Un **transfert thermique non radiatif se produit entre le sol et l'atmosphère** (102 W.m^{-2}), mettant en jeu essentiellement la conduction et la variation d'enthalpie liée à l'évaporation puis condensation des eaux de surface.

2. Les variations spatiales et temporelles du bilan radiatif

La Terre étant **globalement sphérique**, une **même quantité d'énergie** reçue se répartit sur une surface plus ou moins grande en fonction de l'**angle d'incidence** et donc de la **latitude**. De plus, le fait que les Pôles soient recouverts de neige leur confère un fort albédo : une grande partie de l'énergie lumineuse est réfléchie et non absorbée. Ces deux facteurs font que **les Pôles ont un bilan radiatif déficitaire en énergie** alors que **l'Equateur a un bilan radiatif excédentaire en énergie**.

Il existe également de fortes **variations saisonnières** de la quantité d'énergie solaire reçue aux latitudes moyennes à élevées. L'existence de ces saisons est due à **l'inclinaison de l'axe de rotation** de la Terre : durant l'été boréal, l'hémisphère nord est incliné vers le Soleil, alors que durant l'hiver boréal, il est incliné dans l'autre sens.



3. Les circulations troposphériques et océaniques assurent une redistribution latitudinale de l'énergie

S'il n'y avait pas de redistribution de l'énergie, les Pôles ne cesseraient de se refroidir et l'Equateur ne cesserait de se réchauffer... Ce n'est visiblement pas le cas ! Les circulations troposphérique et océanique assurent une **redistribution de l'énergie**, de l'Equateur vers les Pôles. La circulation **troposphérique** est plus efficace que la circulation océanique au niveau des Pôles. Au contraire, la **circulation océanique** est plus efficace que la circulation troposphérique au niveau de l'Equateur.

II. La circulation atmosphérique

Les vents se déplacent **des zones de haute pression vers les zones de basse pression**.

A. Vue d'ensemble de la circulation atmosphérique

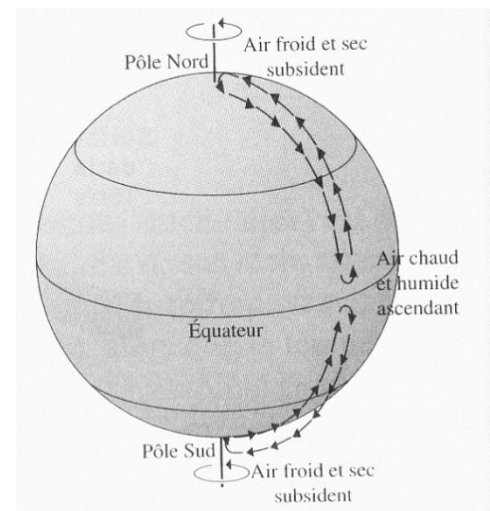
1. Une circulation par convection

Les masses d'air sont **échauffées au niveau de l'Equateur** : elles se dilatent et entament un mouvement ascendant et **refroidies au niveau des Pôles** : elles se contractent et entament un mouvement descendant. De manière globale, la circulation atmosphérique prend donc la forme de **cellules de convection**.

Les zones où l'air s'élève sont des **zones dépressionnaires**, la pression atmosphérique y est inférieure à la valeur moyenne de 1013 hPa. L'eau de surface s'y **évapore beaucoup** puis se condense en nuages vers 1000m d'altitude. Ces nuages donnent des **précipitations abondantes**.

Au contraire, les zones où l'air redescend vers le sol sont des **zones anticycloniques**, la pression atmosphérique y est supérieure à la valeur moyenne de 1013 hPa. L'eau de surface s'y **évapore peu** et les précipitations sont rares.

Les cellules de convection sont **beaucoup plus marquées au niveau des océans** qu'au niveau des continents.



Il existe ainsi **trois grands types de cellules de convection par demi-hémisphère** :

- La **cellule de Hadley**, aux **latitudes tropicales**, c'est-à-dire entre 0 et 30° Nord ou Sud ;
- La **cellule de Ferrel**, aux **latitudes tempérées**, c'est-à-dire entre 30 et 60° Nord ou Sud ;
- La **cellule polaire**, aux **latitudes élevées**, c'est-à-dire entre 60 et 90° Nord ou Sud.

2. Rotation de la Terre et force de Coriolis

Si l'on observe trois cellules de convection par hémisphère et non une seule, c'est en partie à cause de la force de Coriolis, qui fragmente la cellule que l'on pouvait s'attendre à voir de l'équateur aux pôles.

La force de Coriolis est une **pseudo-force**, due au fait que le **référentiel terrestre est en rotation**. Elle est **maximale au niveau des Pôles** et minimale au niveau de l'Equateur.

La force de Coriolis dévie les vents **vers leur droite dans l'hémisphère Nord**, et vers leur gauche dans l'hémisphère Sud. Elle conditionne ainsi le sens des vents :

- Dans une dépression, le sens des vents est **antihoraire dans l'hémisphère nord** et horaire dans l'hémisphère sud.
- Dans un anticyclone, le sens des vents est **horaire dans l'hémisphère nord** et antihoraire dans l'hémisphère sud.

B. Circulation atmosphérique aux latitudes tropicales

L'Equateur météorologique est appelée **zone de convergence intertropicale (ZCIT)** car il est le lieu de la convergence des **alizés**, des **vents d'est** provenant des **cellules de Hadley**. C'est une zone d'environ 1200 km de large, globalement **dépressionnaire** ; on

l'appelle aussi « le pot au noir des marins ». La vitesse des alizés est régulière, vers 30 à 40 km.h⁻¹. La ZCIT présente des oscillations annuelles responsables de la **mousson indienne** : voir BCPST2.

Au niveau de l'océan Pacifique, les alizés poussent les eaux de surface chaudes vers l'ouest et créent des accumulations d'eaux chaudes sur la côte est de l'Australie. Cette eau chaude s'évapore et fait naître un nouveau type de cellule convective, appelée **cellule de Walker**, qui tourne **au-dessus de l'océan Pacifique**. Les vents d'altitude sont donc, eux, des vents d'ouest. Contrairement à la cellule de Hadley qui s'étend jusqu'à 30°, la cellule de Walker possède une **très faible extension latitudinale** car elle n'est **pas déviée par la force de Coriolis** (qui est nulle à l'Equateur).

Par ailleurs, aux latitudes tropicales, certaines zones dépressionnaires peuvent **se renforcer localement** et donner naissance à des **ouragans**, où les vents tourbillonnants peuvent atteindre 300 km.h⁻¹.

C. Circulation atmosphérique aux latitudes tempérées

La circulation atmosphérique aux latitudes tempérées est marquée par des **déplacements des cellules de Ferrel**. Des **zones anticycloniques et dépressionnaires** se déplacent, créant une **météo changeante**.

1. L'équilibre géostrophique prédomine aux latitudes tempérées

La circulation des vents aux latitudes tempérées s'explique par un **équilibre géostrophique**. En effet, le mouvement des masses d'air troposphérique dépend de deux paramètres distincts :

- Le gradient de pression atmosphérique, qui génère des vents depuis les hautes pressions vers les basses pressions ;
- La force de Coriolis, qui s'exerce de manière opposée à la force générée par le gradient de pression.

En cas d'équilibre géostrophique, le vent souffle de manière **parallèle aux isobares**, avec une **vitesse proportionnelle au gradient de pression** ; elle est généralement de **quelques dizaines de km.h⁻¹**.

A la latitude de la France (48°N à Paris), les vents **d'ouest** sont **prédominants**.

L'équilibre géostrophique ne peut pas se mettre en place aux latitudes tropicales, car la force de Coriolis y est trop faible : ceci explique que le régime des vents soit différent entre les latitudes tropicales et les latitudes moyennes.

2. Les jets d'altitude se forment au niveau des fronts

A haute altitude, au niveau de la **tropopause**, il existe des **jets d'altitude** aussi appelés **courants-jets** (en anglais : *jet stream*). Les jets d'altitude ont plusieurs **milliers de kilomètres de longueur**, quelques centaines de kilomètres de large et seulement **quelques kilomètres d'épaisseur**. La majeure partie d'entre eux circule **d'ouest en est**. Leur vitesse dépasse régulièrement les 100 km.h⁻¹ et peut atteindre 360 km.h⁻¹ (comme pour un ouragan). Leur trajet a typiquement une **forme sinueuse** ; les jets d'altitude peuvent démarrer, s'arrêter, se diviser en deux voire plus, se combiner en un seul courant ou circuler dans plusieurs directions.

Ils se forment dans les zones de conflits entre les masses d'air ayant des propriétés différentes, appelées **fronts**, dans lesquels il existe un grand différentiel de température et de pression. Notamment, des fronts apparaissent souvent à la **frontière entre les cellules de convection** :

- Entre une cellule de Hadley et une cellule de Ferrel (vers 30° de latitude) : ce sont les **jets subtropicaux, stables** en direction, position et intensité ;
- Entre une cellule de Ferrel et une cellule polaire (vers 60° de latitude) : ce sont les **jets polaires, beaucoup plus instables**.

*Les jets d'altitude sont pris en compte dans le choix du trajet emprunté par les **avions** effectuant des vols à longue distance. Par exemple, l'avion effectuant le trajet New-York - Paris se déplace dans le même sens que le jet polaire et met une heure de moins que le trajet inverse.*

En bilan, 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.

III. La circulation océanique

Des **échanges de matière, d'énergie et de quantité de mouvement** ont lieu entre l'atmosphère et la couche de mélange de l'océan : on dit qu'il y a un **couplage** entre les deux enveloppes fluides.

On distingue la circulation océanique de surface et la circulation océanique profonde.

D. La circulation de surface de l'océan est étroitement couplée au régime des vents troposphériques et aux gradients thermiques

3. Relation entre vents et courants de surface au niveau mondial

Les eaux océaniques sont animées de **courants de surface**, qui concernent une tranche d'eau d'environ une **centaine de mètres d'épaisseur**. Ces courants de surface sont étroitement couplés aux déplacements des masses d'air qui les surmontent. Les océans terrestres présentent **cinq grands gyres**. Ce sont des tourbillons d'eau de grande ampleur (centaines à milliers de kilomètres de diamètre) rassemblant chacun **plusieurs courants marins de surface**.

4. Echange de quantité de mouvement et spirale d'Ekman

Toutefois, lorsqu'on s'éloigne de l'Equateur, le vent n'entraîne pas simplement avec lui l'ensemble de la couche d'eau. L'énergie mécanique des vents exerce sur la surface de la mer **une force de frottement** qui tend à entraîner l'eau de surface dans son sillage. Si cette force de frottement due au vent est équilibrée par la force de Coriolis due à la rotation de la Terre, un **courant de surface se crée à 45° à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord** (à gauche dans l'hémisphère sud). Par frottement, ce courant de surface **entraîne à son tour la couche d'eau sous-jacente**, et ainsi de suite.

Au cours de ce processus, le courant **tourne en profondeur** en s'écartant de la direction du vent. Une perte d'énergie se produit d'où une diminution de la vitesse du courant avec la profondeur. Ce mouvement d'ensemble de l'eau ou **spirale d'Ekman** est globalement dirigé à **90° à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord**, à gauche dans l'hémisphère sud. Il y a donc **échange de quantité de mouvement** entre l'atmosphère et les eaux de surface. La vitesse des courants océaniques de surface est **rapide**, de l'ordre de **quelques kilomètres par heure** en général.

Une conséquence de la spirale d'Ekman est que, au niveau d'une gyre océanique, les eaux sont poussées vers le centre du bassin, qui forme alors une **bosse** (= dôme).

On observe ainsi un **gradient de pression** (ce qui se traduit par un enfoncement de la thermocline) : couplé à la **force de Coriolis**, il conduit à un **équilibre géostrophique**, qui explique la localisation de la gyre (autour du dôme) et son sens de rotation (dépendant de la force de Coriolis : rotation **horaire** dans l'hémisphère Nord, et **anti-horaire** dans l'hémisphère Sud).

5. Un couplage aussi thermique

Les eaux de surface présentent d'importantes **variations annuelles de températures** car elles peuvent se réchauffer et se refroidir au contact des masses d'air qui les surmontent, alors que les eaux des abysses présentent une température constante à environ 2°C.

Enfin, une partie de l'eau de l'océan **s'évapore** dans l'atmosphère. L'air chaud et humide s'élève, il se refroidit et l'eau peut se **condenser**. La condensation en gouttelettes, à l'origine des nuages, **libère de grandes quantités d'énergie** dans l'atmosphère puisque l'enthalpie massique de changement de phase de l'eau est très élevée. Il y a donc un **transfert thermique** de l'océan superficiel vers l'atmosphère. Les gouttelettes d'eau peuvent ensuite être **restituées à l'océan**, par des précipitations.

Il existe donc un **couplage mécanique et thermique** entre les eaux de surface et la troposphère ainsi que d'importants **échanges de quantité d'eau**.

E. Le couplage entre atmosphère et eaux océaniques de surface détermine la répartition des grands biomes

Le couplage thermomécanique entre eaux de surface et atmosphère détermine la répartition des **températures de surface** et des **précipitations** ; elle est donc responsable des **climats** à l'échelle régionale ou continentale. Par exemple, les zones côtières présentent souvent des climats relativement doux avec de fortes précipitations, alors que l'intérieur des continents présente des contrastes de température saisonniers beaucoup plus marqués.

Les climats sont eux-mêmes liés à la répartition des grands **biomes**. Un biome désigne un **ensemble d'écosystèmes** caractéristique d'une **aire biogéographique** et dotée d'un **climat** et d'un **type de sol** particulier (celui-ci dépendant aussi du climat, voir chapitre sur la sédimentation). Parmi les biomes, on trouve : la toundra, la savane, la steppe aride etc. Chaque biome est caractérisé par des **communautés d'espèces** qui y sont adaptées.

Par exemple, l'**Afrique saharienne** présente des **températures élevées** car elle se trouve à de faibles latitudes (le flux solaire est donc important). Elle reçoit **très peu de précipitations** car elle se situe dans une zone de haute pression atmosphérique : un air très chaud et sec stationne en permanence au-dessus du Sahara. De plus, il s'agit d'une vaste étendue continentale éloignée de l'océan et sans aucun cours d'eau. L'Afrique saharienne présente donc des biomes **adaptés à l'aridité** : désert aride ou semi-aride, steppe aride etc.

La circulation de l'océan profond est très différente de celle de l'océan de surface.

F. La circulation méridienne de recouvrement caractérise l'océan profond

La **circulation générale** de l'océan se caractérise par une **circulation méridienne de recouvrement**, anciennement appelée circulation thermohaline. Elle résulte principalement des **variations de densité de l'eau de mer** liées à sa **température** et à sa

salinité, mais également à d'autres influences comme les marées ou les régimes de vents. Sa vitesse est lente, **quelques dizaines de mètres par heure** (soit cent fois plus lente que les courants de surface).

Dans l'**Atlantique nord**, à proximité du Groenland, les **eaux se refroidissent**. De plus, lorsque la banquise se forme, elle extrait de l'eau douce et l'eau liquide restante voit sa salinité augmenter. Ces deux facteurs contribuent à augmenter la densité de l'eau de mer, qui plonge vers le fond. Au contraire, dans la zone équatoriale de l'océan indien où les températures sont élevées, l'eau se réchauffe, sa densité diminue et elle entame un mouvement ascendant appelé **upwelling équatorial**.

Remarque :

Pourquoi avoir remplacé l'appellation « circulation thermohaline » par « circulation méridienne de recouvrement » ?

*Si la circulation de l'océan profond est majoritairement liée aux **influences thermique et haline** qui lui donnent son nom, il est maintenant établi que ces seules influences ne sont **pas suffisantes** pour maintenir cette circulation et que le **mélange turbulent lié au vent et aux marées joue un rôle primordial**, notamment dans la remontée des eaux profondes. L'appellation de circulation thermohaline donnait donc une vision trop simpliste de la circulation globale.*

Bilan

Les climats de la Terre sont influencés par les circulations troposphérique et océanique, qui sont elles-mêmes étroitement couplées. Ces climats déterminent la répartition des grands biomes à la surface de la Terre.