

Chapitre 30

Circulations atmosphériques et océaniques

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Bilan énergétique des enveloppes fluides
- 2 Circulation dans la troposphère
- 3 Circulation océanique

INTRODUCTION

Atmosphère et océan sont des enveloppes directement ou indirectement chauffées par le soleil. La sphéricité de la Terre implique une inégale répartition de l'énergie reçue en surface, à l'origine de **mouvements horizontaux** et **verticaux** dont les manifestations sont les vents et les courants marins. Ces mouvements déterminent les événements météorologiques et les caractères des climats et influent considérablement sur la biosphère.

- Quelle est l'origine des mouvements animant l'atmosphère et l'océan ?
- Comment ces courants s'organisent-ils dans les différentes couches de l'atmosphère et l'hydrosphère et quelles sont leurs relations ?
- Comment les circulations atmosphériques et océaniques redistribuent-elles l'énergie provenant du chauffage solaire à la surface de la planète ?

1 Bilan énergétique des enveloppes fluides

Voir chapitre 29, figure 29.6

Qu'il s'agisse des eaux océaniques de surface ou des basses couches de l'atmosphère, la température varie de plusieurs dizaines de degrés entre les régions polaires ($T_{\text{océan}} \approx 0 \text{ °C}$ et $T_{\text{atmosphère}}$ pouvant atteindre -40 °C) et les régions tropicales et équatoriales ($T_{\text{océan}} > 25 \text{ °C}$ et $T_{\text{atmosphère}}$ jusqu'à 35 °C). Ces variations latitudinales de température s'expliquent par les variations d'intensité du flux solaire incident. Du fait de la sphéricité de la Terre (figure 30.1), une même quantité d'énergie solaire est ainsi répartie sur une surface plus importante aux pôles qu'à l'équateur. Le flux (puissance par unité de surface) y est alors plus faible. Ainsi, le flux solaire absorbé dans les régions polaires est d'environ 60 W.m^{-2} , contre 300 W.m^{-2} aux basses latitudes : il y a **chauffage différentiel** de la surface de l'océan et de l'atmosphère.

Le système {Terre-atmosphère} ainsi chauffé réémet un rayonnement infrarouge d'intensité égale au rayonnement absorbé : la Terre est globalement à l'équilibre radiatif. Les mesures satellitales indiquent cependant que, localement, ce rayonnement émis – s'il est bien décroissant de l'équateur vers les pôles du fait de températures de surfaces décroissantes – n'est pas égal en tout point au rayonnement solaire absorbé (figure 30.1).

- Aux **basses latitudes** (de 30°S à 30°N environ), la Terre réémet moins d'énergie qu'elle n'en absorbe. Ces régions présentent un **excès énergétique** apparent.
- Aux **moyennes et hautes latitudes** (au-delà de 40°N et 40°S), la Terre réémet plus d'énergie qu'elle n'en a absorbé : elle présente un **déficit énergétique** apparent.

Le bilan radiatif est donc **déséquilibré** localement. Ce déséquilibre est compensé par des **transferts méridiens de chaleur** : une partie de l'énergie reçue est transférée de l'équateur vers les pôles du fait des mouvements des masses d'air et des masses d'eau, chacune de ces **circulations** contribuant environ pour moitié aux transferts globaux d'énergie, même si leur part respective est plus ou moins importante selon la latitude et l'hémisphère considéré.

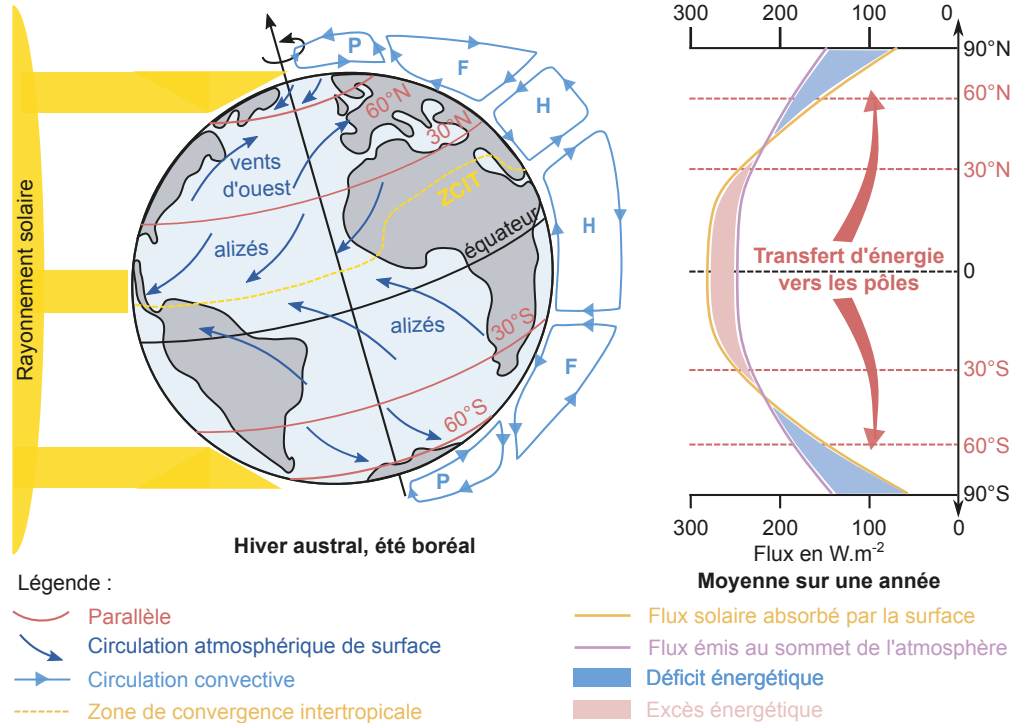


Figure 30.1 Disparités du bilan radiatif à la surface de la Terre et conséquences sur la circulation atmosphérique.

Cellules de convection : H : cellules de Hadley, F : cellules de Ferrel ; P : cellules polaires. Les vents de surface seront discutés dans le point 2.2. La ZCIT (en anglais ITCZ) est la zone de convergence intertropicale. Elle est ici décalée au nord de l'équateur du fait de la saison choisie (été boréal). Sa position peut varier entre domaines océaniques et continentaux du fait de leur réponse thermique différente.

Les **circulations atmosphérique et océanique** trouvent ainsi leur origine dans les disparités du bilan radiatif terrestre. Couplées l'une à l'autre, elles redistribuent la chaleur sur le globe, diminuant le contraste thermique entre basses et hautes latitudes.

2 Circulation dans la troposphère

2.1 Variations de pression et cellules de convection

a) Relation entre pression atmosphérique, précipitations, et biomes.

Les disparités de température de surface de l'atmosphère sont corrélées à des disparités de la pression atmosphérique donc de la couverture nuageuse et des précipitations (figure 30.2).

- La **région équatoriale** et les **moyennes latitudes** (vers **50°N et S**) sont des zones de relativement **basse pression** (1 004 hPa à l'équateur, moins de 1 000 hPa aux moyennes latitudes), associées à des **ascendances** de masses d'air. Elles présentent ainsi une forte pluviométrie

Voir chapitre 17,
Zoom 1

à l'origine d'une importante végétation en milieu continental (forêts équatoriale et tropicale humide, forêt tempérée ou taïga selon la température).

- Les **régions tropicales** (30°N et S environ), associées à des hautes pressions (plus de 1 020 hPa), sont des zones de **subsidence** des masses d'air. Il s'agit de zones très sèches, en particulier au cœur des zones continentales (déserts du Mexique, de Gobi, des hauts plateaux andins, du Kalahari, australien)
- Les **régions polaires** sont plutôt des zones de haute pression, froides et sèches, dans lesquelles la végétation est absente (couverture de glace) ou rase (taïga).

Ascendances et subsidences de masses d'air sont deux processus contribuant à la convection dans la troposphère.

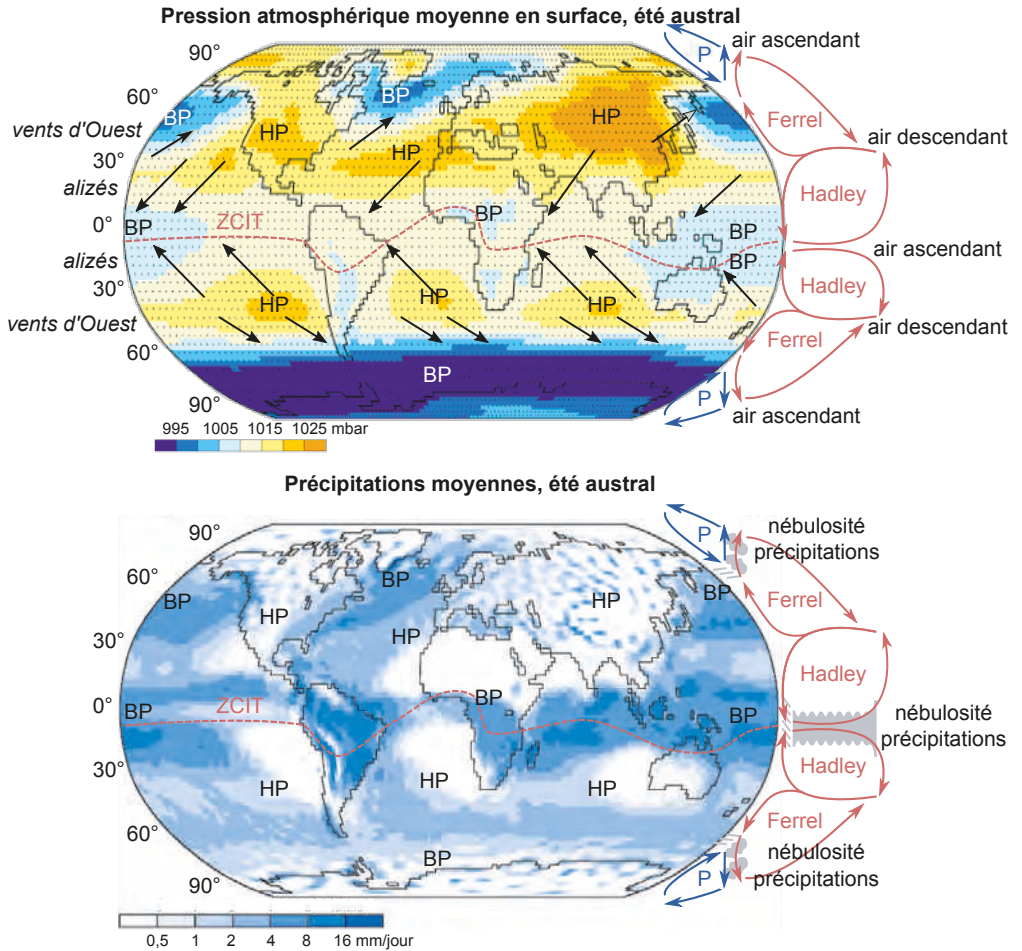


Figure 30.2 Pression atmosphérique de surface et précipitations moyennes durant l'été austral (janvier), moyenne pluriannuelle.

(image provided by the NOAA/OAS/ESRL PSL, Boulder, Colorado, USA from their website at <http://psl.noaa.gov>). BP : basse pression ; HP : haute pression. P : cellule polaire, ZCIT : zone de convergence intertropicale.

b) Établissement des cellules convectives nord-sud

• Les cellules de Hadley des basses latitudes

En moyenne sur une année, la zone située entre 20°N et 20°S est la région du globe recevant la plus grande quantité d'énergie solaire et présentant un excès énergétique. Au sein de cette

région, la **ZCIT** (zone de convergence intertropicale) est la zone la plus chauffée, associée à des basses pressions atmosphériques à l'origine d'**ascendances de masses d'air chaudes et humides** le long de larges colonnes convectives. La condensation de la vapeur d'eau lors de cette ascension produit des nuages de type cumulonimbus pouvant atteindre le sommet de la troposphère, à l'origine de l'intense pluviométrie de la région équatoriale (figure 30.2).

L'air accumulé en altitude circule ensuite vers les hautes latitudes. Du fait de la rotation terrestre, il accélère au fur et à mesure qu'il se dirige vers les pôles, ce qui génère de la turbulence et le force à descendre à des latitudes autour de **30°N et S**. À ces latitudes, les masses d'air en **subsidence** se réchauffent par compression adiabatique. Près de la surface, l'air chaud et sec provenant du haut de la troposphère, associé à des pressions atmosphériques élevées, est à l'origine des climats secs des régions subtropicales.

Les cellules de convection ainsi générées, nommées **cellules de Hadley**, présentent une branche de retour en surface depuis les hautes pressions tropicales vers les basses pressions équatoriales (figure 30.1).

↳ Remarque

Les cellules décrites ci-dessus sont moyennées sur une année. En été boréal, du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation terrestre par rapport à la normale au plan de l'écliptique, la ZCIT est située au nord de l'équateur (figure 30.1), et décalée d'autant plus vers le nord que le chauffage est intense (cas en Afrique). La cellule de Hadley nord est alors réduite, tandis que la cellule sud est plus grande et intense. L'inverse se produit en été austral, avec une cellule nord plus intense et une cellule sud réduite (figure 30.2), tandis que la ZCIT est plus décalée vers le sud au-dessus des continents qu'au-dessus des océans.

• Les cellules de Ferrel et les cellules polaires

L'air chaud tropical descendant des cellules de Hadley circule en surface vers l'équateur mais également vers les plus hautes latitudes, se chargeant d'eau sur son trajet à partir de l'évaporation en surface. Autour de 50 à 60°, il rencontre l'air froid et sec provenant des pôles : cette région de fort gradient thermique horizontal est nommée **front polaire**. La différence de densité des deux masses d'air est à l'origine d'une ascendance de l'air tropical chaud et humide (figure 30.1) associée à des précipitations.

Ces mouvements verticaux permettent de définir une cellule située entre 30° et 60°, la **cellule de Ferrel**, ainsi qu'une **cellule polaire** au-delà de 60°.

Du point de vue énergétique, la circulation – en altitude ou en surface – de masses d'air chaudes de l'équateur vers les pôles, associée aux changements d'état de l'eau, permet un **transfert d'énergie** (sous forme de chaleur sensible et latente) des basses vers les hautes latitudes.

c) Les cellules de Walker est-ouest en région équatoriale

Outre les cellules nord-sud établies selon la latitude, des circulations convectives peuvent se développer en cellules est-ouest. En zone équatoriale, les alizés soufflant sur les grands océans (Pacifique, Atlantique, Indien) induisent une circulation océanique de surface vers l'ouest autour de l'équateur. Ces mouvements d'eau provoquent l'accumulation d'eaux chaudes en surface du côté ouest de l'océan, créant un upwelling côté est (voir § 3.1). Réchauffé par l'océan, l'air atmosphérique chargé de vapeur d'eau côté ouest subit une ascendance à l'origine d'une cellule de convection nommée **cellule de Walker** (figure 30.3). Cette cellule est particulièrement intense dans le Pacifique, avec des différences de température de surface de 10° dans l'océan, et des précipitations plus intenses sur l'Asie et l'Australie que sur la côte Sud-américaine.

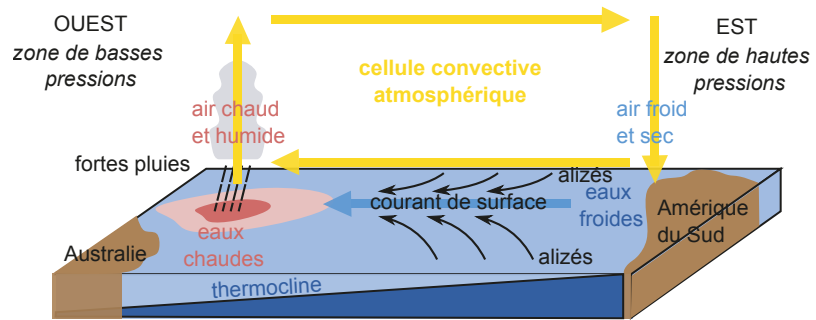


Figure 30.3 Cellule de Walker du Pacifique vue en coupe.

2.2 Distribution et dynamique des vents

a) Les grands régimes de vents

Le **vent** correspond au déplacement d'air ressenti par un observateur situé sur la Terre. Entre 30° et l'équateur, au sein des cellules de Hadley, les vents de surface sont des **vents d'est** – donc soufflant vers l'ouest – nommés **alizés** (« *trade winds* » en anglais, ces vents très stables ayant été longtemps exploités pour le transport marchand), convergeant vers la ZCIT à une vitesse d'environ 20 km/h (figure 30.2). La ZCIT est en revanche une zone de vents très faibles, nommée « pot au noir » et redoutée des marins. En altitude, les vents sont d'ouest.

Entre 30 et 60°, dans les cellules de Ferrel, le flux de surface est globalement un **flux d'ouest**, présentant toutefois une turbulence importante. Les centres de basse et haute pression se déplaçant d'ouest en est, le climat de ces régions est un climat instable, la vitesse du vent atteignant fréquemment plusieurs dizaines de km/h.

Dans les cellules polaires, on retrouve en surface des **vents d'est**.

b) L'origine des vents et les forces associées

L'origine des vents, leur orientation et leur intensité font intervenir plusieurs forces : les **forces de pression**, la **force de Coriolis** et les **forces de frottement**.

Les **forces de pression** s'exercent des hautes vers les basses pressions. Les masses d'air s'écoulent selon des gradients de pression. Dans une Terre immobile, la direction des vents serait en tout point perpendiculaire aux isobares. L'intensité du vent est d'autant plus élevée que le gradient est fort, c'est-à-dire que les lignes isobares sont resserrées. Ce gradient de pression explique par exemple que les alizés soient dirigés globalement des hautes pressions tropicales vers les basses pressions équatoriales.

Mais du fait de la rotation terrestre, tout objet en mouvement à sa surface est soumis à la **force de Coriolis**, d'intensité nulle à l'équateur et maximale aux pôles. Dans l'hémisphère Nord, toutes les trajectoires sont déviées vers la droite, dans l'hémisphère Sud, vers la gauche. Cette force explique la déviation des alizés, vers la droite – donc vers l'ouest – dans l'hémisphère Nord, vers la gauche – donc vers l'ouest également – dans l'hémisphère Sud.

En l'absence d'autres forces, forces de pression et force de Coriolis s'équilibrent et le vent a alors une direction parallèle aux isobares : ces vents sont les **vents géostrophiques** (figure 30.4a). Force de pression et force de Coriolis sont toutes deux perpendiculaires au mouvement. Du fait des gradients de pression inverses, les masses d'air circulent avec des sens opposés dans une dépression (sens cyclonique : antihoraire dans l'hémisphère Nord, horaire dans l'hémisphère Sud) et dans un anticyclone (sens anticyclonique : horaire dans l'hémisphère Nord, antihoraire dans l'hémisphère Sud).

Les forces de frottement ne peuvent être négligées pour les couches atmosphériques proches du sol, avec des effets plus ou moins sensibles selon la topographie. Leur direction est opposée à celle de la vitesse du vent. Elles diminuent l'intensité du vent et modifient sa direction, celle-ci étant moins déviée vers la droite (pour l'hémisphère Nord) qu'en altitude. La direction du vent n'est plus parallèle aux isobares (en mer un angle en moyenne de 30°) (figure 30.4b). Le vent tend alors à sortir des anticyclones et à rentrer dans les dépressions (figure 30.4c).

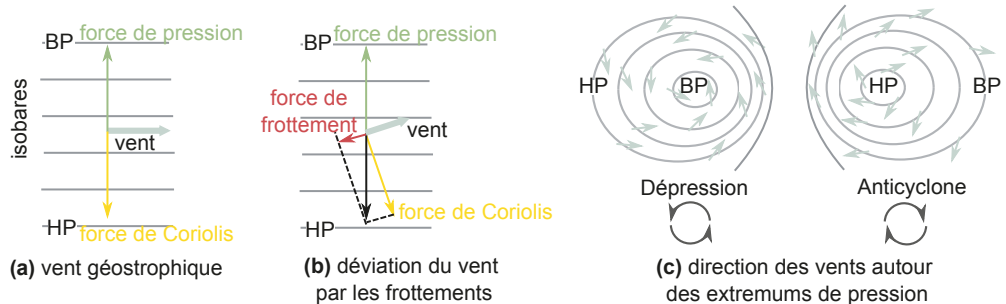


Figure 30.4 Force de Coriolis et direction des vents autour de centres de haute (HP) et basse pression (BP), exemple dans l'hémisphère Nord.

c) La circulation de haute altitude

La circulation convective nord-sud est à l'origine d'un gradient de température (différence de température divisée par la distance) très élevé dans la région du front polaire. Ce gradient de température est à l'origine d'une accélération avec l'altitude des masses d'air (on parle de **vent thermique**). Ces vents d'ouest dont la vitesse peut atteindre plus de 300 km/h au sommet de la troposphère (vers 10 km d'altitude) sont nommés **courants-jets polaires**. Empruntés lors des vols aériens, ils expliquent qu'il faille une heure de moins pour effectuer le trajet New York-Paris que le trajet Paris-New York.

3 La circulation océanique

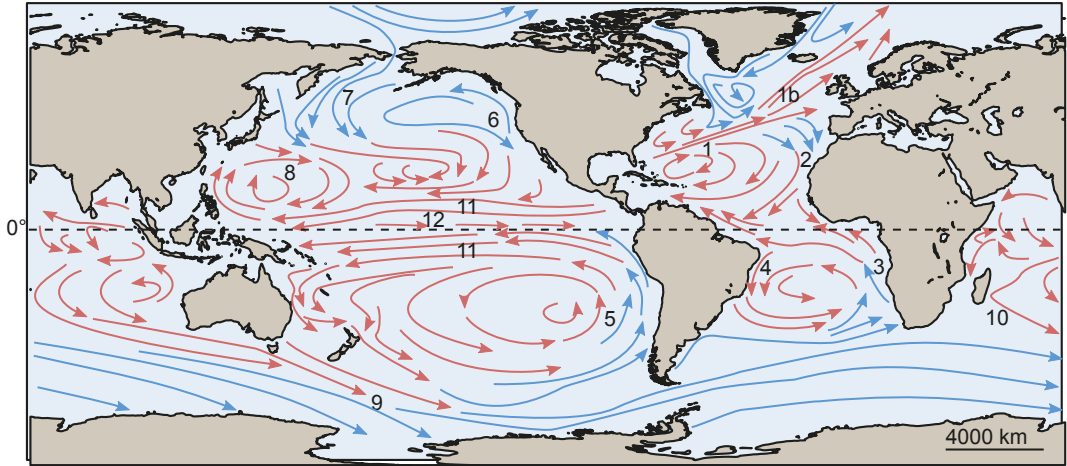
3.1 La circulation océanique de surface

a) Principaux courants océaniques de surface

La **circulation océanique** de surface (figure 30.5) est marquée par des courants dont les vitesses varient de moins d'1 km/h à 10 km/h pour les plus rapides (Gulf Stream, courant circumpolaire antarctique). À l'échelle des grands bassins océaniques – fermés à l'est et à l'ouest par les continents – cette circulation se fait sous forme de **gyres**, corrélés aux mouvements atmosphériques (figures 30.5 et 30.2).

- Aux basses latitudes, les gyres **subtropicaux** sont anticycloniques : les masses d'eau proches de l'équateur se déplacent vers l'ouest, celles des tropiques vers l'est. Les courants côtiers, plus froids sur les bordures est que sur les bordures ouest des bassins océaniques, bouclent cette circulation, ceux de la bordure ouest étant particulièrement intenses (Gulf Stream dans l'Atlantique Nord, Kuroshio dans le Pacifique Nord, courant des Aiguilles dans l'océan Indien).
- Inversement, les gyres **subpolaires** des hautes latitudes ont un sens cyclonique.

Autour de l'Antarctique, la communication entre les différents bassins océaniques avec l'absence de côtes est à l'origine d'un grand courant d'ouest en est : le courant circumpolaire antarctique.



1 : Gulf stream. 1b : dérive Nord-Atlantique. 2 : courant des Canaries. 3 : courant de Benguela. 4 : courant du Brésil. 5 : courant du Pérou - Chili. 6 : courant de Californie. 7 : Oyashio. 8 : Kuroshio. 9 : courant circumpolaire antarctique. 10 : courant des Aiguilles. 11 : courants équatoriaux. 12 : contre-courant équatorial
 → courants chauds → courants froids = ramenant des eaux en provenance des plus hautes latitudes

Figure 30.5 Circulation océanique de surface.

b) Courants de surface et direction du vent : le transport d'Ekman

Au début du XX^e siècle, Nansen observait que la banquise arctique dérivait sous l'effet du vent à des vitesses de quelques kilomètres par jour, mais dans une direction différente du vent, à droite de celui-ci. Nansen puis Ekman expliquèrent théoriquement ces observations à partir du bilan des forces générant le mouvement d'une masse d'eau à la surface de l'océan : force de frottement due au vent et force de Coriolis. Ainsi, les masses d'eau de surface se déplacent à 45° du vent (à sa droite dans l'hémisphère Nord, à sa gauche dans l'hémisphère Sud), entraînant elles-mêmes par frottement les masses d'eau sous-jacentes, et ainsi de suite : il y a **transfert de quantité de mouvement** vers les couches de subsurface. Lorsque la profondeur augmente, la direction du mouvement change et la vitesse diminue du fait des pertes énergétiques. La couche d'eau concernée par le mouvement, épaisse de quelques dizaines de mètres, est nommée **couche d'Ekman**. Les mouvements en son sein sont décrits par la **spirale d'Ekman** (figure 30.6). L'intégration du mouvement sur toute l'épaisseur de la couche permet de donner le débit associé : le **transport d'Ekman** est dirigé à 90° du vent de surface, à sa droite dans l'hémisphère Nord, à sa gauche dans l'hémisphère Sud. Sa valeur est donnée en Sverdrup (1 Sv = 10⁶ m³/s).

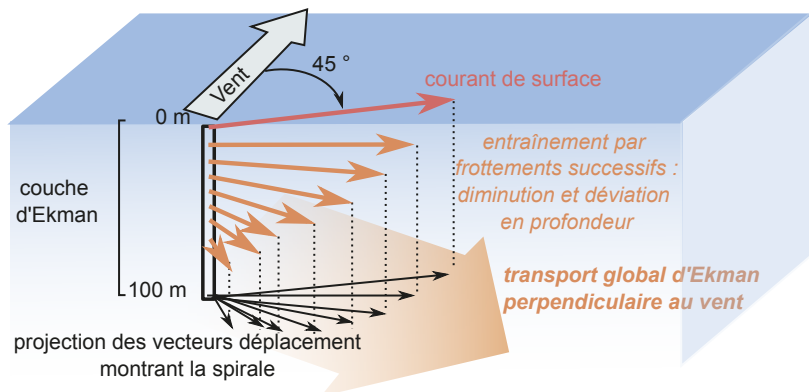


Figure 30.6 Spirale d'Ekman et transport d'Ekman associé.

Le transport d'Ekman provoque un déplacement horizontal des masses d'eau superficielles et est à l'origine de différences de hauteur du niveau marin, par convergence ou divergence de masses d'eau en surface. Ces différences de niveau sont associées à des différences de pression : une accumulation d'eau détermine ainsi une augmentation locale du niveau marin et une augmentation de la pression verticale dans l'océan.

c) Transport d'Ekman et mouvements verticaux

Une **divergence des eaux superficielles** entraîne leur remplacement par des eaux profondes : c'est le cas des **upwellings** côtiers et de l'upwelling équatorial.

- **Upwellings côtiers sur les bordures est des océans**

Lorsque le vent souffle parallèlement à une côte – vers le sud dans l'hémisphère Nord (par exemple au large de la Californie ou de la côte portugaise) ou vers le nord dans l'hémisphère Sud (par exemple au large du Pérou), le transport d'Ekman est perpendiculaire à la côte, ce qui chasse les eaux de surface vers le large et génère un mouvement vertical ascendant nommé **upwelling côtier** (figure 30.7). La remontée d'eaux profondes est associée à une forte productivité planctonique et au développement d'écosystèmes très riches : ces côtes très poissonneuses sont d'importantes zones de pêche.

- **Upwelling équatorial**

La zone équatoriale est – en moyenne sur une année – la zone de convergence des alizés. Le transport d'Ekman étant à droite du vent dans l'hémisphère Nord, donc vers le nord-ouest, et à gauche du vent dans l'hémisphère Sud, donc vers le sud-ouest, il y a divergence des eaux de surface et remontée d'eaux profondes à l'occasion d'un **upwelling équatorial** (figure 30.7). Les eaux de surface équatoriales sont ainsi plus froides en moyenne que les eaux subtropicales, et plus riches en nutriments.

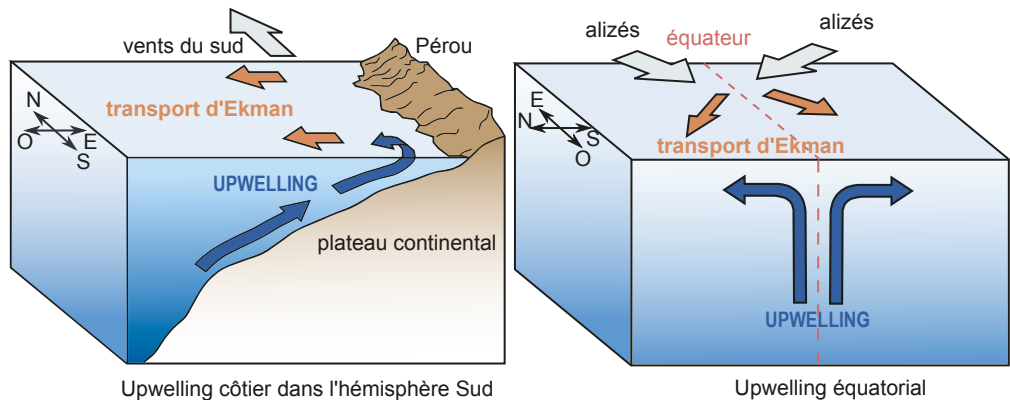


Figure 30.7 Upwellings côtier et équatorial en réponse au transport d'Ekman.

Sous l'effet des alizés, un mouvement général des eaux se fait par ailleurs vers l'ouest ce qui détermine les courants équatoriaux (courants 11 - figure 30.5) de part et d'autre de l'équateur. Ces mouvements provoquent une accumulation des eaux dans le Pacifique occidental, qui crée un gradient de pression et explique l'existence d'un contre-courant équatorial s'écoulant d'ouest en est (courant 12 - figure 30.5).

- **Mouvements verticaux au centre des bassins océaniques**

Les mouvements verticaux peuvent aussi résulter de la **convergence de masses d'eau** consécutive au transport d'Ekman. C'est le cas dans la zone de convergence située vers 30°N (l'équivalent existe dans l'hémisphère Sud). Les vents d'ouest de la cellule de Ferrel circulant à cette

latitude poussent les eaux vers le sud alors que les alizés de la cellule de Hadley poussent les eaux vers le nord (figure 30.8a). Il en résulte une accumulation des masses d'eau générant une élévation du niveau marin de plusieurs dizaines de centimètres. Cette bosse détermine un mouvement vertical descendant ou **downwelling**, jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 500 à 1 000 m (figure 30.8b). Les latitudes de 30°N et 30°S sont des zones de faible productivité planctonique en raison de la faible teneur en nutriments des eaux de surface. Les mouvements verticaux s'accompagnent de modifications de la position de la **thermocline** qui s'approfondit dans les downwellings (exemple ci-dessus) et remonte dans les upwellings.

d) Gradients de pression et circulation géostrophique

Les accumulations d'eau correspondant aux bosses déterminent des gradients latéraux de pression avec les zones voisines, qui entraînent un écoulement centrifuge des eaux perpendiculairement aux lignes d'égale pression (figure 30.8). Ce mouvement est soumis à la force de Coriolis, égale mais opposée à la force de pression qui dévie la trajectoire vers la droite dans l'hémisphère Nord, vers la gauche dans l'hémisphère Sud. Le déplacement résultant des particules se fait parallèlement aux lignes de même pression, ce qui définit l'**équilibre géostrophique**. Les courants géostrophiques sont ainsi des courants giratoires autour des centres de basse et haute pression.

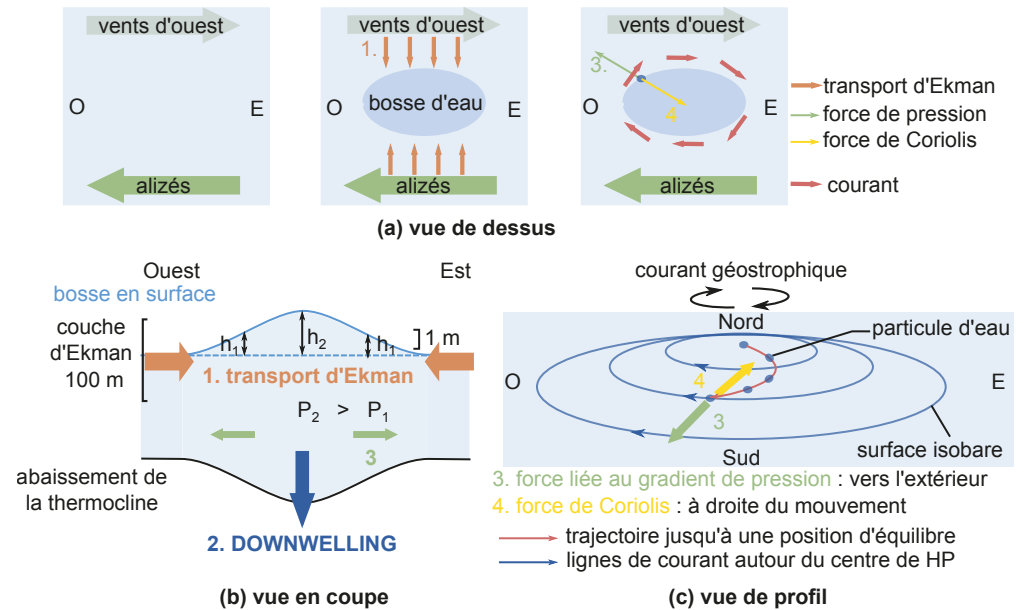


Figure 30.8 Mise en place d'une circulation géostrophique au niveau d'un gyre subtropical situé dans l'hémisphère Nord.

1. Le transport d'Ekman dû au vent provoque une accumulation des masses d'eau au centre du gyre.
2. Cette accumulation induit un downwelling avec abaissement de la thermocline.
3. Les hautes pressions (P_2) présentes au centre du gyre provoquent le mouvement des masses d'eau vers l'extérieur (zone où $P_1 < P_2$).
4. La force de Coriolis dévie ces mouvements jusqu'à un équilibre pour lequel les trajectoires sont circulaires autour du centre du gyre.

Les zones en surélévation – souvent formées d'eaux chaudes - sont à l'origine de tourbillons de sens anticyclonique autour des zones de downwellings (exemple des gyres subtropicaux). À l'inverse, des zones plus froides peuvent correspondre à des creux à la surface de l'océan avec des gradients de pression alors orientés vers le centre du tourbillon et tournant dans le sens cyclonique (exemples des gyres subpolaires au nord de l'Atlantique et du Pacifique).

Voir TP22

Voir TP22

Les circulations giratoires peuvent s'établir à des échelles différentes : elles peuvent ainsi correspondre à des tourbillons localisés ou s'installer à plus grande échelle, jusqu'à celle d'un bassin océanique (exemple des gyres de l'Atlantique Nord, avec le Gulf Stream, la dérive nord atlantique, les courants des Açores et des Canaries). Les différences de niveau de la mer sont liées à des différences de température. Ainsi dans le cas du Gulf Stream, il existe une dénivellation entre les eaux chaudes tropicales situées à la droite du courant et les eaux froides situées à sa gauche (plus d'1 m sur une distance de 100 km) qui explique l'installation du courant géostrophique.

Les forces de frottements ne sont importantes que près des limites des bassins océaniques (zones côtières ou sur les fonds) où les courants peuvent être localement modifiés.

La circulation géostrophique est à l'origine de **flux d'énergie** entre les différentes latitudes, par transport de chaleur. Les mouvements océaniques sont bien plus lents que les mouvements atmosphériques, mais la capacité calorifique massique élevée de l'eau donne à l'océan une grande inertie thermique : l'océan compte ainsi pour la moitié des transferts énergétiques globaux.

Dans l'hémisphère Sud, le courant circumpolaire antarctique bloque les flux de chaleur des moyennes vers les hautes latitudes : l'Antarctique est ainsi bien plus froid (−40 à −70°C en hiver à Vostok) que l'Arctique (températures hivernales de −20 à −40°C au Groenland).

3.2 La circulation océanique profonde

Les caractéristiques physiques et chimiques de l'eau océanique profonde permettent d'identifier diverses masses d'eau se mélangeant peu les unes aux autres sur de courtes échelles de temps. Ces masses d'eau acquièrent leurs caractéristiques en surface par interaction avec l'atmosphère : des marqueurs comme le ¹⁴C naturellement produit dans l'atmosphère ou le tritium (³H), émis en grande quantité dans l'atmosphère lors des essais nucléaires des années 1950 à 1960, sont ainsi utilisables pour déterminer précisément les sites de formation et de plongée des masses d'eau ainsi que la direction et la vitesse de leur déplacement en profondeur.

Voir chapitre 29, § 2.3

Voir TP22

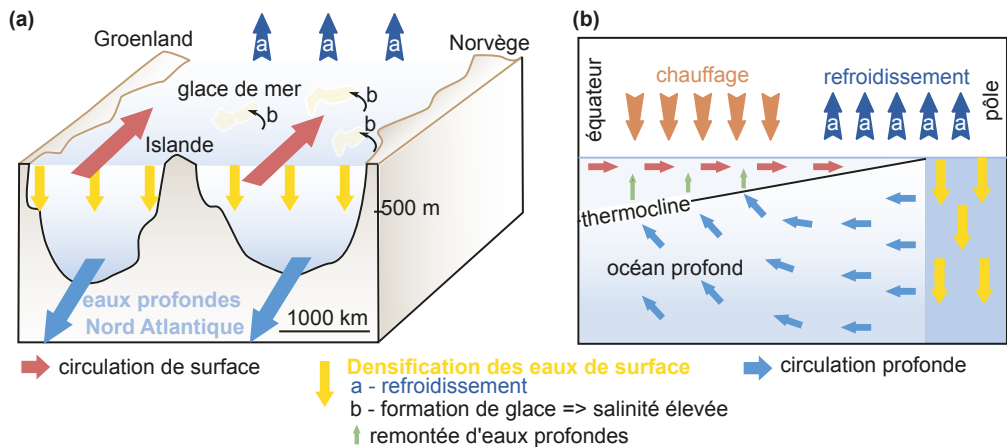


Figure 30.9 Processus induisant la convection profonde (a) et schéma général montrant le principe de la circulation convective due aux gradients de densité (b).

Dans les régions polaires nord (mer du Labrador et mer de Norvège) et sud (mer de Wedell, mer de Ross), les échanges de chaleur avec l'atmosphère durant les mois d'hiver sont à l'origine d'une diminution de la température de l'eau de surface. Cette chute de la température, pour des eaux déjà salées (cas de la mer du Labrador), ou associée à la formation de glace de mer – constituée d'eau douce donc induisant la concentration des sels dans les eaux résiduelles – s'accompagne d'une augmentation de la densité. Les eaux de surface se mélangent alors avec

les eaux plus profondes : la thermocline saisonnière disparaît et il y a **convection profonde**, à l'origine des eaux profondes nord-atlantiques (NADW- *North Atlantic Deep Water*) froides et salées, des eaux profondes antarctiques (AABW - *Antarctic Bottom Water*) très froides et peu salées, et des eaux antarctiques intermédiaires (AIW - *Antarctic Intermediate Water*) froides et peu salées (figure 29.6).

L'utilisation du ^{14}C comme marqueur de l'âge des eaux profondes indique que ces dernières circulent à des vitesses de quelques cm par seconde en moyenne, soit 10 à 100 fois plus lentement que les eaux de surface. Ces eaux profondes remontent à la surface à l'occasion d'upwellings dans l'océan polaire antarctique, mais également par mélange vertical – diffus spatialement – aux basses latitudes des océans Indien et Pacifique. Les positions de ces zones sur la figure 30.10 sont indicatives, celles-ci étant moins bien définies que celles de convection profonde. La circulation de surface en retour compense la plongée des masses d'eau aux hautes latitudes.

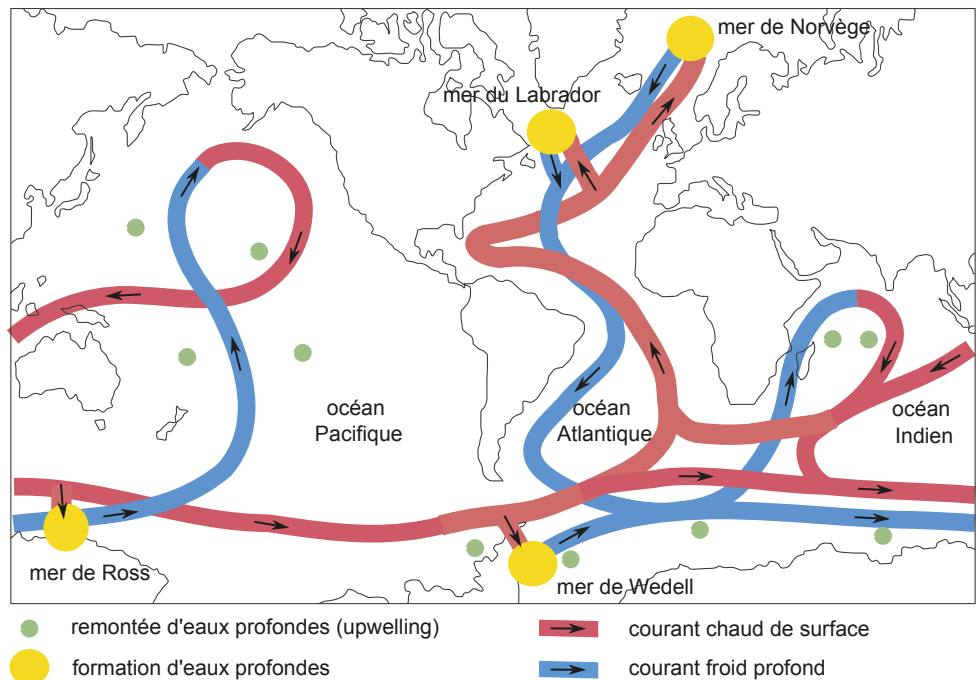


Figure 30.10 Circulation méridienne de retournement.

La formation des eaux profondes est très localisée spatialement, tandis que leur remontée à la surface est moins bien identifiée, tant du point de vue de l'extension spatiale que de la position de ces régions d'upwelling.

Cette circulation lente de grande échelle est une circulation convective nommée **circulation méridienne de retournement**, aussi nommée **circulation thermohaline** car elle est initiée par la plongée d'eaux de surface sous l'effet de la densité, régie par la température (« thermo ») et la salinité (« haline »). On estime que le temps de parcours moyen d'une parcelle de fluide y est de 1 000 à 2 000 ans. Cette circulation contribue à redistribuer la chaleur sur le globe, mais elle est également responsable du stockage provisoire des gaz atmosphériques d'origine anthropique : le carbone émis dans l'atmosphère depuis environ un siècle et dissous dans les eaux polaires est ainsi piégé dans les eaux profondes, dont le dégazage aura lieu dans quelques siècles lors de leur remontée à la surface.

Réviser

Résumé

Le déséquilibre du bilan radiatif latitudinal de la Terre, dû à sa sphéricité, est à l'origine de transferts thermiques de l'équateur vers les pôles par des circulations atmosphérique et océanique. Les échanges d'énergie entre l'atmosphère et l'océan sont de différente nature : transferts thermiques, enthalpie de changement d'état de l'eau, énergie mécanique. Ces circulations mettent en jeu des forces liées aux gradients de pression, la force de Coriolis due à la rotation terrestre et des forces de frottement.

La circulation troposphérique s'organise selon trois cellules de convection (d'orientation nord – sud) dans chaque hémisphère. Chaque cellule comprend une branche ascendante (au-dessus d'une zone de basse pression où l'évaporation et la nébulosité sont élevées), une branche descendante (avec de l'air sec, au-dessus d'une zone de haute pression) réunies par une branche de surface et une branche d'altitude. Le déplacement de l'air à la surface de la Terre engendre des vents dont la direction dépend de la latitude (alizés dans la zone intertropicale, vents d'ouest dans la zone tempérée). La circulation d'altitude au niveau des pôles prend la forme de vents d'ouest très rapides.

La circulation océanique de surface est étroitement couplée au régime des vents. Le frottement du vent sur la couche superficielle de l'océan et la force de Coriolis engendrent un transport global (transport d'Ekman) perpendiculaire à la direction du vent. Ce transport d'Ekman est à l'origine de remontées d'eau profondes (upwellings en cas de transports divergents) ou de plongées depuis la surface (downwellings en cas de transports convergents). La formation de bosses et de creux en surface de l'océan engendre une circulation géostrophique giratoire avec des tourbillons de petite échelle et des gyres de grande échelle.

La circulation générale de l'océan ou circulation méridienne de retournement résulte principalement des variations de densité de l'eau de mer liées à sa température et sa salinité : dans les régions polaires, les eaux de surface froides et salées se mélangent aux eaux profondes qui circulent ensuite vers les basses latitudes ; elles remontent des siècles plus tard de façon moins localisée.

Les échanges d'énergie entre océan et atmosphère contribuent à limiter les écarts de température entre l'équateur et les pôles et jouent un rôle majeur dans la régulation du climat.

S'entraîner

QCM de connaissances

- 1 Indiquez la (ou les) proposition(s) exacte(s) :
 - a. La zone équatoriale est une zone de haute pression atmosphérique.
 - b. En hiver austral, la ZCIT se situe dans l'hémisphère Sud.
 - c. Les vents géostrophiques sont dirigés perpendiculairement aux gradients de pression.
 - d. Les alizés sont déviés vers l'ouest dans l'hémisphère Nord et vers l'est dans l'hémisphère Sud.

- 2** Indiquez la (ou les) proposition(s) exacte(s) :
- a. La direction des courants océaniques de surface est celle des vents qui les mettent en mouvement.
 - b. L'équilibre géostrophique rend compte de l'établissement des gyres.
 - c. L'action des alizés n'entraîne que des mouvements océaniques d'upwelling.
 - d. Seule la température des eaux intervient sur la productivité du phytoplancton.
- 3** En zone côtière ou insulaire peuvent se former en journée des vents de surface en lien avec les différences de température entre l'océan (plus froid) et le continent (plus chaud). Indiquez la (ou les) proposition(s) exacte(s) :
- a. Le continent est associé à une basse pression atmosphérique.
 - b. Les vents en journée sont des vents « de mer » (dirigés de la mer vers la terre).
 - c. La formation de nuages au-dessus du continent a lieu dans le cas d'un vent de mer.

QCM à partir de documents

La figure 30.11 présente quelques caractères essentiels de la circulation atmosphérique.

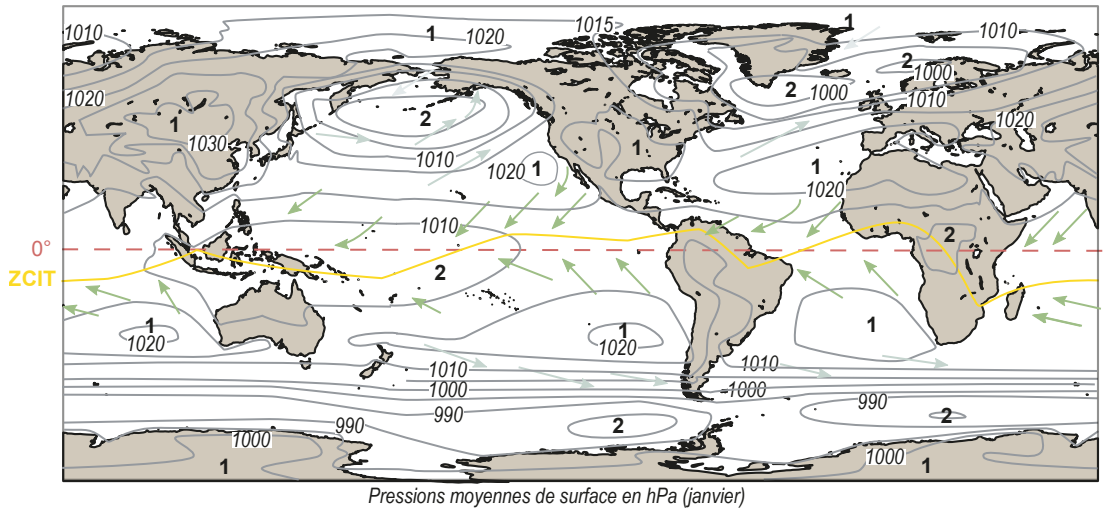


Figure 30.11 Carte des isobares.

- Indiquez la (ou les) proposition(s) exacte(s) :
- a. La carte présentée correspond à une situation de juin.
 - b. Les zones indiquées par les chiffres 1 correspondent aux anticyclones.
 - c. Les zones indiquées par le chiffre 2 correspondent aux zones d'ascendance des cellules de Hadley.
 - d. Les vents sont déviés vers leur gauche dans l'hémisphère Nord.

Circulation océanique

Activités pratiques

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Circulation de surface et biogéochimie de l'océan
- 2 Circulation profonde : mise en évidence et caractéristiques

1 Circulation de surface et biogéochimie de l'océan

1.1 Mouvements verticaux et productivité planctonique

a) Variabilité spatiale : utilisation des cartes de couleur de la mer

Depuis une vingtaine d'années, les mesures de **couleur de la mer** réalisées par satellite permettent d'avoir accès au contenu en chlorophylle, donc en phytoplancton, des eaux de surface. La chlorophylle absorbant principalement le rayonnement solaire dans les longueurs d'onde du rouge et du bleu, la réflectance (part du rayonnement solaire sortant de l'océan après absorption et diffusion) mesurée depuis l'espace permet d'identifier les régions riches en pigments chlorophylliens dont la réflectance est faible dans le rouge et le bleu, et élevée dans le vert. La carte de la [figure TP22.1](#) est une carte en fausses couleurs, obtenue après traitement du signal brut reçu par le satellite.

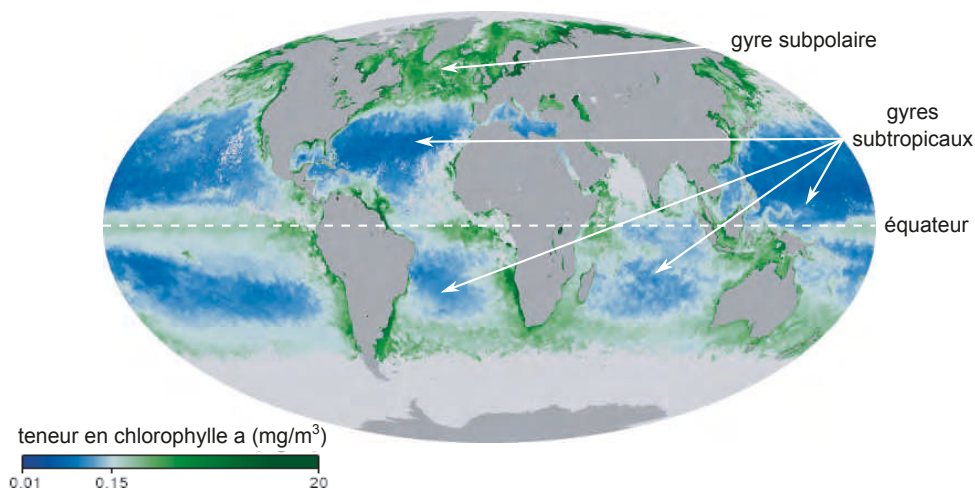


Figure TP22.1 Quantité de chlorophylle a dans les eaux de surface, juillet 2020 (données satellitaires de couleur de la mer, NASA Earth observatory).

- La quantité de chlorophylle a dans les eaux de surface n'est pas homogène sur le globe :
- l'hémisphère Sud (en hiver en juillet) est plus pauvre en chlorophylle que l'hémisphère Nord (en été en juillet) ;
 - le phytoplancton est abondant près des côtes, à l'équateur et au sein du gyre subtropical nord-atlantique ;

Voir chapitre 30

Il est très peu abondant au niveau des gyres subtropicaux.

Une telle carte peut être mise en relation avec les mouvements verticaux dans les grands bassins.

- L'équateur, le centre du gyre subtropical et les bordures des océans sont des zones d'**upwellings** : les remontées d'eaux profondes riches en nutriments sont propices à une forte productivité.
- Le centre des gyres subtropicaux est une zone de **downwelling** : les eaux chaudes et pauvres en nutriments de surface sont peu fertiles.

L'abondance de phytoplancton dans les régions polaires nord est liée à l'abondance, dans les eaux de surface durant l'hiver, de nutriments et de CO₂ dissous qui ne sont pas utilisés par les organismes vivants ; durant l'été, l'augmentation des températures s'accompagne d'un important développement du phytoplancton nommé « bloom » phytoplanctonique.

Les régions côtières sont également associées à un apport en nutriments provenant du continent.

b) Variabilité saisonnière et interannuelle des courants et de la productivité

• **Bloom phytoplanctonique liée à la mousson indienne**

Une forte teneur en chlorophylle est détectable sur la côte sud-est de l'Arabie durant les mois d'été boréal (figure TP22.2).

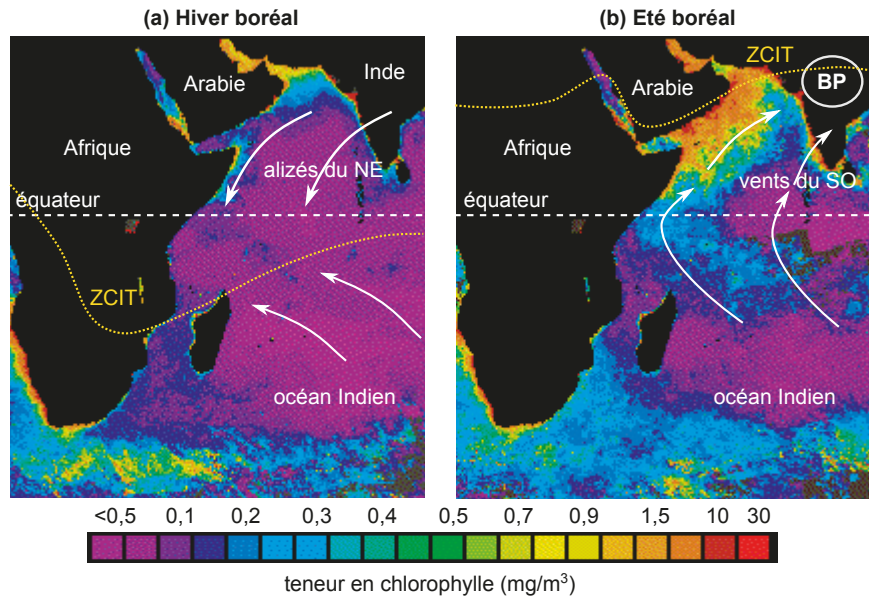


Figure TP22.2 Teneur en chlorophylle en hiver (a) et en été boréal (b).

Les flèches blanches indiquent les régimes de vent durant ces deux saisons : vents d'est en hiver, vents du sud-ouest soufflant de l'océan vers le continent indien durant la mousson d'été. (NASA/ GSFC)

Ce bloom apparaît en lien avec une inversion de la direction des vents dans l'océan Indien : en effet, de juin à août (mousson indienne), le chauffage intense du continent indien en fait un centre de basse pression atmosphérique : la ZCIT à cette période se situe au niveau de l'Inde et les masses d'air convergent vers cette zone. Celles provenant du sud franchissent alors l'équa-

Voir chapitre 30,
figure 30.3

teur ; elles se dirigent vers le centre de basse pression en étant déviées vers leur droite (effet de la force de Coriolis dans l'hémisphère Nord). Le transport d'Ekman (à droite du vent) s'éloignant ainsi de la côte arabique, un **upwelling côtier** se développe, à l'origine du bloom observé.

• Variations d'intensité de l'upwelling péruvien

La zone étudiée est ici est la région équatoriale Pacifique, dans laquelle les eaux de l'ouest (nord de l'Australie) sont en moyenne plus chaudes que celles de l'est (côte péruvienne) : $\Delta T_{\text{moyen}} = T_{\text{moyenne Ouest}} - T_{\text{moyenne Est}} = 10\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Dans chacune de ces deux zones, on détermine les anomalies de température, qui désignent l'écart entre une température mesurée à un instant donné et une température moyenne (issue de mesures réalisées sur plusieurs années) au même endroit. Les anomalies de la [figure TP22.3](#) concernent la température de surface de l'océan : pour chacune de ces zones, elles correspondent donc à la valeur $T_{\text{mesurée}} - T_{\text{moyenne}}$.

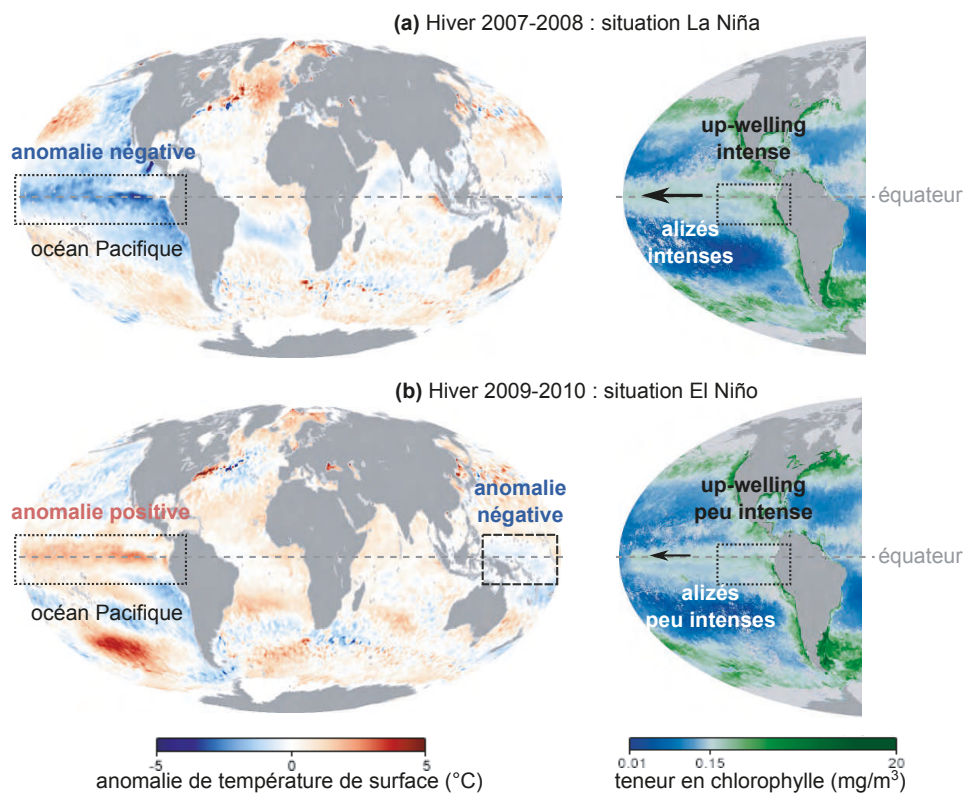


Figure TP22.3 Anomalies de température et teneur en chlorophylle en surface de l'océan : différence entre une situation La Niña (hiver 2007-2008) et une situation El Niño (hiver 2009-2010), NASA Earth Observatory.

Durant l'hiver 2007-2008, l'anomalie de température est négative à l'équateur au large du Pérou (eaux environ 4° plus froides qu'en moyenne : $T_{\text{mesurée Est}} = T_{\text{moyenne Est}} - 4$) et très faible au nord de l'Australie ($T_{\text{mesurée Ouest}} \approx T_{\text{moyenne Ouest}}$). La différence de température entre les deux côtés de l'océan Pacifique est donc supérieure à la moyenne :

$$\Delta T_{2007-2008} = T_{\text{moyenne Ouest}} - (T_{\text{moyenne Est}} - 4) = 14\text{ }^{\circ}\text{C}.$$
 Cette situation est dite **La Niña**.

Inversement, durant l'hiver 2009-2010, l'anomalie est positive au large du Pérou (eaux environ 4° plus chaudes qu'en moyenne : $T_{\text{mesurée Est}} = T_{\text{moyenne Est}} + 4$) et légèrement négative à l'ouest du

Pacifique (eaux 1° plus froides qu'en moyenne : $T_{\text{mesurée Ouest}} = T_{\text{moyenne Ouest}} - 1$) : la différence de température est-ouest est donc inférieure à la moyenne :

$$\Delta T_{2009-2010} = (T_{\text{moyenne Ouest}} - 1) - (T_{\text{moyenne Est}} + 4) = 5 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

Cette situation est dite **El Niño**.

La situation La Niña est liée à un **upwelling renforcé** sur les côtes péruviennes, associé à une forte productivité planctonique. La cellule de Walker (figure 30.3) est renforcée par les fortes différences de température entre est et ouest : les alizés sont intenses, ce qui maintient l'upwelling. En situation El Niño, l'upwelling est **réduit** et la productivité planctonique faible. La cellule de Walker et les alizés sont alors moins intenses, ce qui entretient la faible remontée d'eaux profondes. Les hivers El Niño sont des périodes de mauvaise pêche dans cette région du globe.

1.2 Hauteur de la mer et courants géostrophiques

Les mesures effectuées par les satellites altimétriques permettent de déterminer la hauteur de la mer par rapport au géoïde, ou **topographie dynamique** (figure TP22.4). Les variations spatiales de hauteur de la mer induisent une circulation géostrophique : les courants géostrophiques peuvent donc être déduits des mesures satellitaires (et éventuellement validés par des mesures de flotteurs ou de campagnes océanographiques).

Voir chapitre 30, figure 30.8

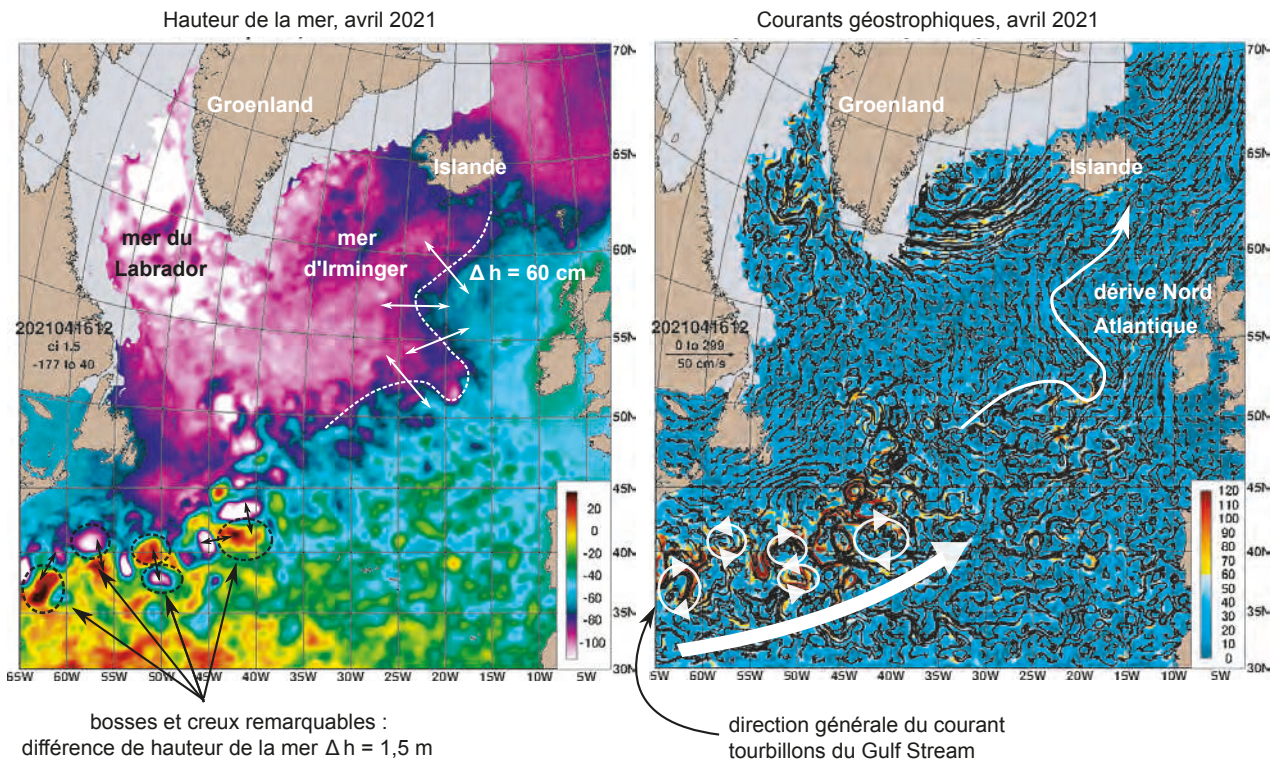


Figure TP22.4 Carte de hauteur de la mer (donnée en cm) et courants géostrophiques (en cm/s) dans la région nord-atlantique (HYCOM/CICE System, Naval Research Laboratory).

La région du gyre subpolaire est marquée par d'importants gradients de hauteur de la mer : au sud-est, la hauteur de la mer est plus élevée qu'au nord-ouest (où les valeurs sont négatives, inférieures à -70 cm), en lien avec les différences de température entre les eaux de surface de

ces deux régions. Le gradient de pression global, de direction SE-NO, associé à la force de Coriolis – qui dévie les masses d’eau vers la droite - est à l’origine d’une **circulation géostrophique** globalement dirigée du sud-ouest vers le nord-est : il s’agit de la direction générale du Gulf Stream puis de la dérive nord-atlantique.

Cependant, le courant n’est pas linéaire et on observe une multitude de **tourbillons**, en particulier au sein du Gulf Stream : ceux dont le cœur correspond à une bosse (en rouge sur la [figure TP22.4](#)) sont des tourbillons anticycloniques ; ceux dont le cœur correspond à un creux (violet à blanc sur la [figure TP22.4](#)) sont des tourbillons cycloniques.

Enfin, on peut remarquer que la **vitesse** des courants est d’autant plus importante (courant de plus d’1 m/sec au niveau des tourbillons du Gulf Stream) que le gradient de hauteur de la mer, donc de pression, est intense (plus de 1,5 m de différence Δh entre le cœur des tourbillons cycloniques et anticycloniques).

La turbulence associée à ces grands courants permet un mélange horizontal entre les eaux chaudes d’origine subtropicale et les eaux froides subpolaires, donc un **transfert d’énergie** des basses vers les hautes latitudes.

2 Circulation profonde : mise en évidence et caractéristiques

2.1 Formation des eaux profondes

a) Données de température et salinité en mer d’Irminger

Les mesures de température et de salinité réalisées dans la colonne d’eau par les flotteurs autonomes Argo ou lors de campagnes océanographiques permettent de visualiser les variations saisonnières de ces paramètres ([figure TP22.5](#)).

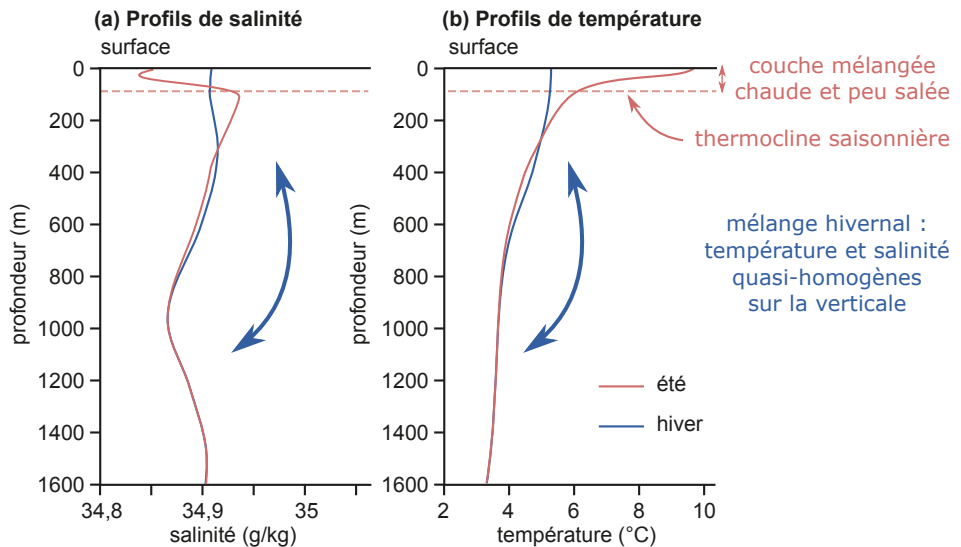


Figure TP22.5 Profils verticaux moyens de salinité et de température en mer d’Irminger (voir [figure TP22.4](#) pour la localisation) en été et en hiver boréal réalisés à partir des données de flotteurs Argo.

Les profils d'été montrent la présence d'une couche mélangée de surface d'une épaisseur maximale de 100 m. Cette couche chaude et peu salée – donc peu dense – est séparée des eaux sous-jacentes plus denses par une thermocline saisonnière qui disparaît en hiver. Les profils d'hiver indiquent des températures et salinités assez homogènes avec la profondeur, autorisant le **mélange vertical** sur des épaisseurs de plus de 1 000 m. La mer d'Irminger, située dans le gyre subpolaire nord-atlantique, participe ainsi à la formation hivernale des eaux profondes nord-atlantique.

b) Teneur en ^3H et plongée des eaux de l'Atlantique Nord

Les profils de la [figure TP22.6](#) sont issus de deux campagnes océanographiques réalisées à près de 20 ans d'intervalle (1981-2003) selon un profil nord-sud au centre de l'océan Atlantique. Ils donnent la teneur en tritium ^3H thermonucléaire, donc d'origine anthropique. La demi-vie du ^3H est de 12,3 ans.

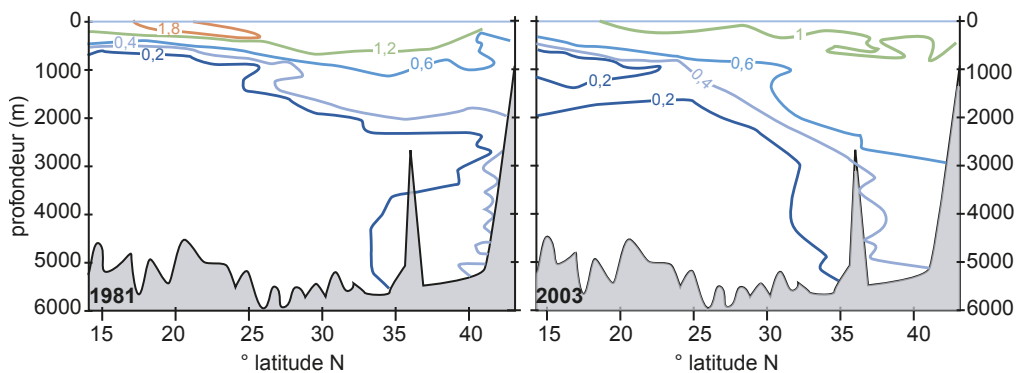


Figure TP22.6 Coupes nord-sud dans l'océan Atlantique donnant les teneurs en tritium ^3H selon la profondeur pour les années 1981 et 2003.

1 unité correspond à un rapport de 10^{-18} entre le nombre d'atomes de tritium et le nombre d'atomes d'hydrogène dans l'eau.

Ces deux coupes montrent que le tritium est en moyenne plus abondant dans les **eaux de surface** que dans les eaux profondes, en lien avec son **origine atmosphérique**.

Entre 1981 et 2003, la teneur en tritium a fortement augmenté entre 30 et 40°N sur toute l'épaisseur de la colonne d'eau (jusqu'à 5 000 m de profondeur) : à 40°N et 2 000 m de profondeur par exemple, la teneur est passée de 0,1 U en 1981 à 1 U en 2003, et ce malgré la désintégration radioactive. Ce phénomène indique un mélange des eaux profondes avec les eaux de surface et un déplacement vers le sud de ces eaux profondes enrichies en ^3H .

2.2 Vitesse de circulation des eaux profondes à l'échelle du globe

La vitesse de circulation des eaux profondes peut être déterminée par l'utilisation de traceurs persistant dans les masses d'eau se déplaçant à des vitesses faibles. Le ^{14}C est un gaz naturellement présent dans l'atmosphère, produit en continu dans la haute atmosphère à partir du ^{14}N , sous l'effet du rayonnement solaire. Ce ^{14}C est incorporé au CO_2 atmosphérique, lui-même dissous dans les eaux de surface de l'océan.

Dans les régions polaires, le CO_2 dissous en surface est piégé en profondeur suite à la convection profonde (voir § 2.1) ; il se désintègre progressivement en ^{14}N (sa demi-vie est de 5 370 ans). La mesure de la quantité de ^{14}C dans les eaux océaniques profondes permet ainsi de déterminer le temps écoulé depuis leur plongée, c'est-à-dire leur isolement vis-à-vis de l'atmosphère (âge de fermeture du système, [figure TP22.7](#)).

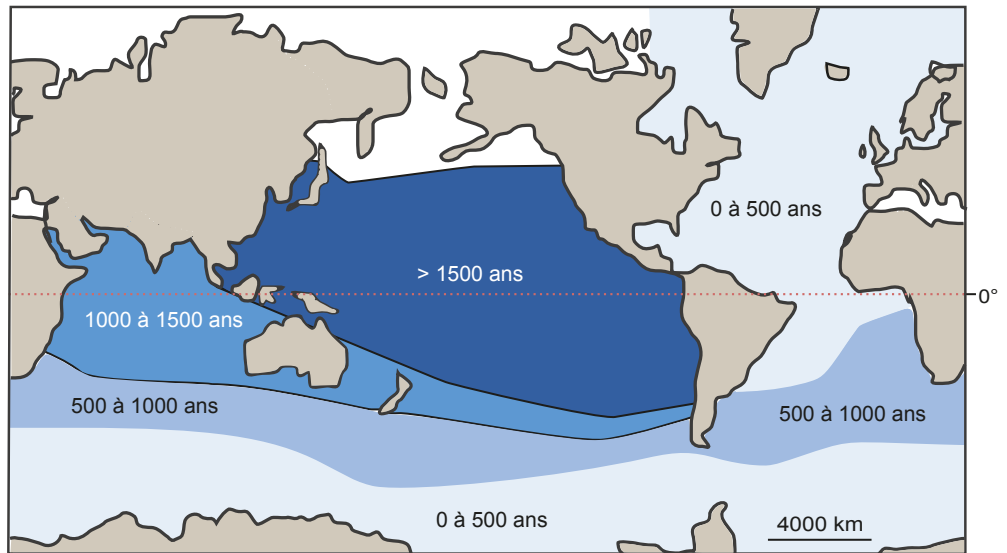


Figure TP22.7 Âge ^{14}C mesuré dans les eaux profondes de l'océan global.

La ligne pointillée rouge correspond à l'équateur.

Les âges mesurés dans les eaux profondes sont inférieurs à 500 ans dans l'Atlantique Nord et l'Atlantique Central ainsi que dans la région Antarctique : l'Atlantique Nord et l'Antarctique sont les deux zones de formation d'eaux profondes, eaux qui circulent ensuite vers l'Atlantique Central et l'Atlantique Sud, et autour du continent Antarctique.

Les âges maximaux sont atteints dans l'océan Pacifique, zone de remontée d'eaux profondes dont l'âge peut dépasser 1 500 ans.

On peut ainsi estimer que le temps moyen de déplacement d'une masse d'eau qui bouclerait la circulation méridienne de retournement est supérieur à 1 000 ans.