

Andrea M. Doglioli

Notes de Cours de

Introduction à l'Océanographie Physique

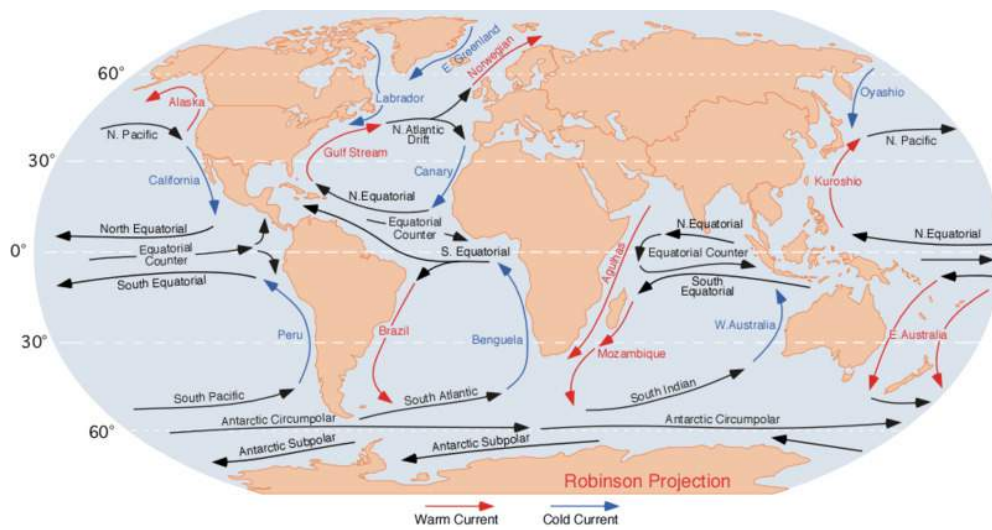


figure tirée de http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean_current

dernière révision : 29 juin 2015

Remerciements

Je désire remercier mes étudiants et mes collègues pour leur commentaires, questions, corrections et suggestions qui m'ont permis d'améliorer ce cours. En particulier, je remercie Anne Petrenko, qui m'a fourni les notes qui sont à la base de ce texte, et Jean Blanchot pour la relecture et les corrections de la première version. Ce texte a aussi bénéficié des contributions de Jérôme Bouffard, Marion Kersalé et Francesco Nencioli.

Doglioli, A. M. (2014), *Notes de Cours de Introduction à l'Océanographie Physique*, Université d'Aix-Marseille, Marseille, France.

http://www.mio.univ-amu.fr/~doglioli/Doglioli_NotesCours_IntroductionOceanographiePhysique.pdf

Ce matériel est distribué selon la licence Créative Commons [<http://creativecommons.org/>]



Vous êtes libres :

- * de reproduire, distribuer et communiquer cette création au public
- * de modifier cette création

Selon les conditions suivantes :

- * Paternité. Vous devez citer le nom de l'auteur original de la manière indiquée par l'auteur de l'oeuvre ou le titulaire des droits qui vous confère cette autorisation (mais pas d'une manière qui suggérerait qu'ils vous soutiennent ou approuvent votre utilisation de l'oeuvre).
- * Pas d'Utilisation Commerciale. Vous n'avez pas le droit d'utiliser cette création à des fins commerciales.
- * Partage des Conditions Initiales à l'Identique. Si vous modifiez, transformez ou adaptez cette création, vous n'avez le droit de distribuer la création qui en résulte que sous un contrat identique à celui-ci.

Cet ouvrage a été réalisé avec le logiciel libre OpenOffice www.openoffice.org

Table des matières

Introduction

1 Bassins et courants

- 1.1 Définitions
- 1.2 Bassins océaniques
- 1.3 Bilan radiatif
- 1.4 Système des vents
- 1.5 Circulation océanique

2 Propriétés physiques de l'eau de mer

- 2.1 La température T
- 2.2 La salinité S
- 2.3 La pression p
- 2.4 La masse volumique ρ et la « densité » σ

3 L'observation de l'océan

- 3.1 Observations hydrologiques
- 3.2 Mesures courantologiques eulériennes
- 3.3 Mesures courantologiques lagrangiennes
- 3.4 Planeurs sous-marins
- 3.5 Observations par satellites

4 Équations de l'hydrodynamique

- 4.1 L'équation de continuité
- 4.2 La deuxième loi de Newton appliqué aux mouvements océaniques
- 4.3 Modèles numériques de circulation

Bibliographie et Liens utiles

Dossier sur l'Océanographie <http://mediathequedelamer.com>

Bruno Chomel de Varagnes, *L'océanologie : La recherche et la mer*, La documentation française, 1974,

Coiffier J., 2000 : Un demi-siècle de prévision numérique du temps. *La Météorologie*, 8^e série, 30, 11-31.

Les origines de la prévision numérique du temps et de la modélisation climatique, P. LYNCH p. 14
<http://hdl.handle.net/2042/21887>

Lucien Laubier L'émergence de l'océanographie au Cnrs : les conditions de la pluridisciplinarité
<http://histoire-cnrs.revues.org/3661>

Introduction

Éthymologie du mot OCÉAN:

du Latin *Oceanus*, du Grècque *Ὠκεανός* = *Okeanos*, est le grand fleuve ou mer entourant le disque de la Terre (par opposition à la Méditerranée), d'origine inconnue. Personnifiée comme Oceanus, fils d'Ouranos et de Gaia et époux de Téthys. Dans les temps anciens, lorsque les masses terrestres connues étaient seulement l'Eurasie et l'Afrique, l'océan était une rivière qui coulait sans fin autour d'eux. Jusqu'à c.1650, communément mer océan, traduction L. *jument oceanum*. Application aux masses d'eau a commencé vers le 14 siècle.

- suffixe -logie, dérive du grec λόγος, lógos « parole, discours » qui désignent des disciplines du savoir, les sciences;
- suffixe -graphie, tirée du grec γράφειν, gráphein « écrire », mais indiquant dans le jargon géographique une description scientifique

Définitions (source Portail CNRTL du CNRS <http://www.cnrtl.fr/definition/>)

1) Océanologie (subst. fém.) : Ensemble des disciplines scientifiques ayant pour objet l'étude et la description des phénomènes biologiques et géologiques qui ont leur siège dans les océans et pour application la mise au point des techniques d'exploitation et de protection des ressources marines (d'apr. *Envir.* 1976 et George 1970). *Ce point de vue est restrictif avec une océanologie réduite à la fourniture de nourriture aux hommes (pêches, aquaculture ; J.-M. Pérès, Vie océan, 1966, p.165).*

2) Océanographie (subst. fém.) : Étude scientifique des fonds océaniques et du milieu marin.

Selon les sources, les deux mots sont souvent utilisés comme synonymes. D'autres précisent que l'océanologie diffère de l'océanographie par l'explication des mécanismes des océans et l'utilisation de ces connaissances pour des applications. Le terme d'océanologie correspond à un stade particulier de l'histoire des sciences et des techniques : l'océanologie se détache de l'océanographie à

partir du moment où les « travaux scientifiques et la technologie permettent d'aborder une nouvelle étape, celle de la conquête et de l'exploitation des océans au profit des hommes » [Chomel de Varagne, 1974].

Un premier congrès en 1871 et l'expédition Challenger accomplie entre 1872 et 1876 concrétisent la naissance de l'océanographie et en popularise rapidement le nom et les premières avancées auprès du grand public. Le terme océanographe désignant les chercheurs de cette science carrefour et fourre-tout apparaît en France en 1880.

L'expédition du Challenger fut la première grande campagne océanographique mondiale. Elle fut réalisée par une équipe de scientifiques à bord de la corvette britannique HMS Challenger entre décembre 1872 et mai 1876.

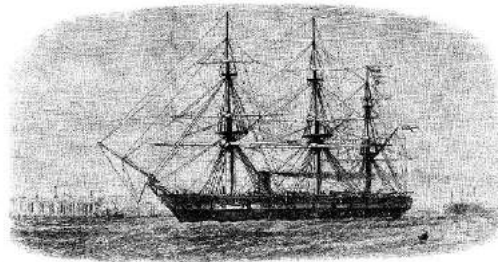


figure tirée de http://fr.wikipedia.org/wiki/Expédition_du_Challenger

Les océanographes étudient en effet un très grand nombre d'aspects des océans et des mers, incluant la tectonique des plaques, les grands cycles biogéochimiques, les courants océaniques ou encore les organismes et les écosystèmes marins ou encore les liens entre océans et modifications climatiques. Ces domaines variés reflètent la multitude de disciplines que les océanographes intègrent afin de comprendre l'interdépendance qu'il existe entre la biologie, la géologie, la météorologie et la physique de l'océan.

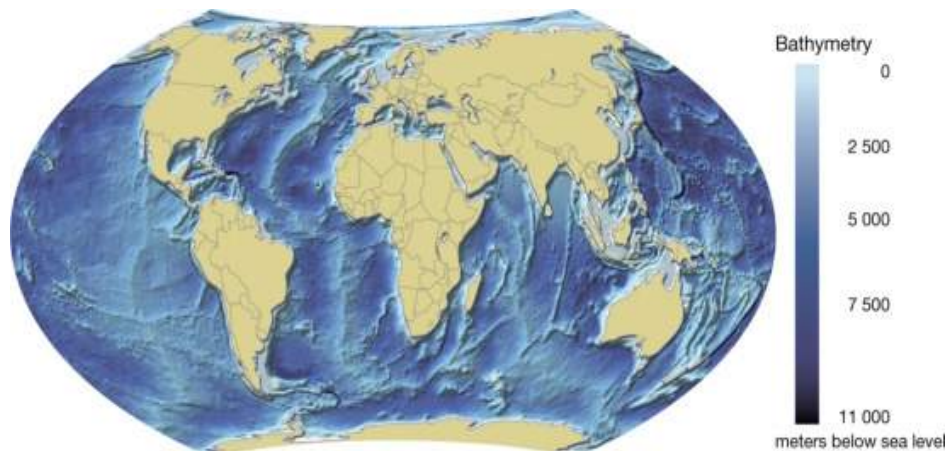
La surface de la terre est occupée à 71% par des océans. Il y a 2,45 fois plus de mer que de terre.

La répartition des terres et des mers est inégale et singulière.

Les masses terrestres sont en grande partie concentrées dans l'hémisphère nord. Hémisphère nord : 61% de mer, hémisphère sud : 81 % de mer.

Les hauteurs de la surface terrestre sont comprises entre une altitude de 8848 m (Everest) et une profondeur de 11022 m (fosse de Mariana au Nord-Ouest de l'océan Pacifique).

La profondeur moyenne des océans est d'environ 3800 m.



Carte de la bathymétrie de l'océan globale

Crédit: Hugo Ahlenius, UNEP/GRID-Arendal

http://www.grida.no/graphicslib/detail/world-ocean-bathymetric-map_f339

1 Bassins et courants

1.1 Définitions

La côte ou le rivage : bande de terre le long des côtes qui subit l'effet des océans. Le niveau de la mer varie suivant les fluctuations du climat (ex, fonte des glaciers, dilatation thermique des océans) . Il a augmenté d'environ 100 m depuis la dernière glaciation . Les plages sont délimitées par les niveaux des hautes et basses mers .

Le plateau continental : il s'étend au-delà du rivage avec une pente voisine de 1 pour 500, jusqu'à la zone de pente délimitée par une cassure très nette. En moyenne, il a une largeur de 65 km et s'étend jusqu'à 200 m de profondeur. Le plateau continental peut être presque inexistant en zone de subduction (e.g. côte pacifique de l'Amérique du sud) ou beaucoup plus important (e.g. Mer du Nord).

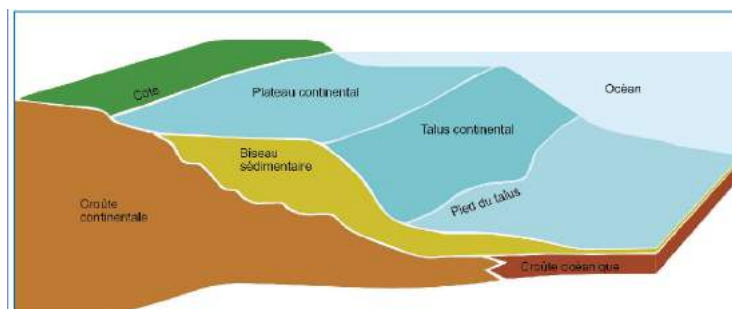


figure tirée du site Ressources Naturelles Canada
<http://www.rncan.gc.ca>

C'est une zone où la vie sous-marine est la plus développée et où l'activité humaine est importante.

Le talus continental : pente plus accentuée que celle du plateau continental (3 à 6 %). Il se raccorde aux grandes profondeurs du bassin océanique (200 à 4000 m). Le plateau et le talus constituent le socle continental. C'est un trait très marquant du relief du globe (3500 m de hauteur moyenne et 350 000 km de long). Il marque la discontinuité entre la croûte continentale et la croûte océanique.

Les grands fonds : relativement réguliers, d'une profondeur comprise entre 3000 et 6000 m, ils représentent 76% de la surface des océans. La topographie est variée avec des plaines, des montagnes et des vallées comme sur la surface terrestre.

Certains reliefs majeurs sont à signaler :

- le système de dorsale séparant tous les océans en bassins. Une dorsale s'élève de 1000 à 3000 m au-dessus du fond et peut atteindre 400 km de large. Ce relief est séparé en son milieu par un rift de 20 à 50 km de large (profondeur 1000 à 3000 m par rapport au sommet des bords de la dorsale).
- de véritables montagnes individuelles sont dispersées sur les grands fonds océaniques. Certaines émergent, donnant naissance à des îles (Hawaii, Azores).

Les plus grandes profondeurs sont atteintes dans des fosses océaniques.

RAPPEL : La tectonique des plaques

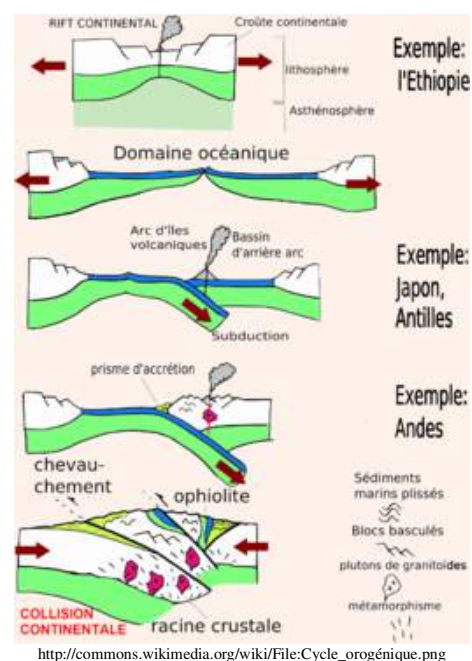
Il s'agit du modèle conceptuel actuel du fonctionnement interne de la Terre qui complète la théorie appelée dérive des continents. Il est basée sur l'idée que les mouvements des plaques est l'expression en surface de la convection qui se déroule dans le manteau terrestre. Ainsi la lithosphère, couche externe de la Terre, est découpée en plaques rigides qui flottent et se déplacent sur l'asthénosphère, plus ductile.

Les premiers concepts, entrevus dès le XVI^e siècle, ont été formulés en 1912 par le climatologue allemand Alfred Wegener à partir de considérations cartographiques, structurales, paléontologiques et paléoclimatiques.

On admet à présent que les plaques tectoniques sont portées par les mouvements du manteau asthénosphérique sous-jacent, et les croûtes océaniques ou continentales subissent des interactions dont les trois types principaux sont la divergence, la convergence, et le coulisage.

À ces trois types d'interaction sont associées les trois grandes familles de failles :

- une faille normale est divergente (extensive) ;
- une faille inverse est convergente (compressive) ;
- un décrochement est transcurrent (les axes d'extension et de compression sont dans le plan horizontal).



1.2 Bassins océaniques

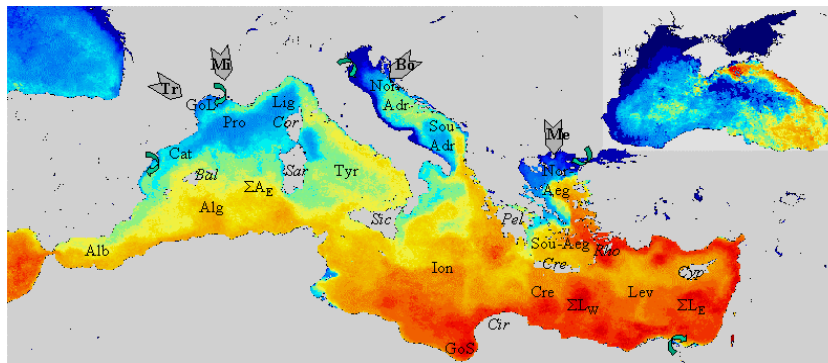
Sur la carte ci-dessous sont indiqués les noms des principaux bassins et mers de l'océan global .



Figure tirée du site <http://www.freeworldmaps.net>

La Méditerranée communique avec l'Océan Atlantique par le détroit de Gibraltar, avec la Mer Noire par les détroits des Dardanelles et du Bosphore, et avec la mer Rouge par le canal de Suez. D'est en ouest, elle s'étend sur 3800 km. Sa largeur maximale est de 1600 km. C'est une mer profonde (1500m en moyenne) avec des reliefs abrupts. Elle est alimentée par des grands fleuves : Rhône, Ebre (Espagne), Pô (Italie), Nil (Égypte). Elle est divisée en deux bassins : Bassin occidental/ Bassin oriental ; dont la séparation est marquée au niveau de la Sicile. Chaque bassin est divisé en sous bassins et en mers.

The Mediterranean Sea geography superimposed on the Sea Surface Temperature monthly composite image of January 1998, from DLR (Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt) . Tirée de Millot & Taupier-Letage (2005)



The Mediterranean Sea is divided into the western and eastern basins.

Basins are divided into subbasins (following the AW circulation) :

Alb: Alboran; **Alg:** Algerian; **Tyr:** Tyrrhenian; **Ion:** Ionian; **Cre:** Cretan; **Lev:** Levantine; **Sou-Aeg:** South-Aegean; **Nor-Aeg:** North-Aegean; **Sou-Adr:** South-Adriatic; **Nor-Adr:** North-Adriatic; **Lig:** Ligurian; **Pro:** Provençal; **Cat:** Catalan.

SigmaAE, SigmaLW and SigmaLE are areas where eddies tend to accumulate and interact, up to merging and/or decaying, in the east Algerian, west and east Levantine subbasins, respectively.

Bal: Balearic Islands; **Sar:** Sardinia; **Sic:** Sicily; **GoS:** Gulf of Syrte; **Cir:** Cirenaica; **Cre:** Crete; **Cyp:** Cyprus; **Rho:** Rhodes; **Pel:** Peloponnese; **Cor:** Corsica; **GoL:** Gulf of Lions.

*The main wind systems are indicated with wide grey arrows: **Tr:** Tramontane; **Mi:** Mistral; **Bo:** Bora; **Me:** Meltem.*

Curved green arrows represent the main river outflows : Ebro, Rhone, Po, Black Sea outflow, Nile.

Le Golfe de Gascogne est une baie océanique largement ouverte, bordée à l'est et au nord par la France et au sud par l'Espagne. Son plateau continental, de largeur maximale au niveau de la Bretagne (200km), s'amenuise au large du pays Basque où il est de l'ordre de 30km. Les courants y sont influencés par le vent, la marée et des gradients de densité dus par des apports d'eau douce à la côte.

La Manche a une profondeur qui ne dépasse pas 120 m à l'exception de fosses allongées atteignant les 200 m. En surface, la température est de 8-9 °C en hiver et 16-17 °C en été. La marée y pénètre par l'ouest ; elle est de grande amplitude au sud et à l'est où les marnages sont très forts. Ils peuvent atteindre 15 m dans la baie



Carte bathymétrique en français de la Mer Celtique et du Golfe de Gascogne. Limites des mers telles que définies par l'Organisation Hydrographique Internationale.

crédits: Eric Gaba (Wikimedia Commons user Sting)

http://fr.wikipedia.org/wiki/Golfe_de_Gascogne

du Mont-Saint-Michel.

D'un point de vue géographique la Manche n'a pas de frontière stricte avec l'océan mondial. Elle communique avec la mer du Nord par le Pas de Calais à l'est et l'océan Atlantique par la mer Celtique à l'ouest.

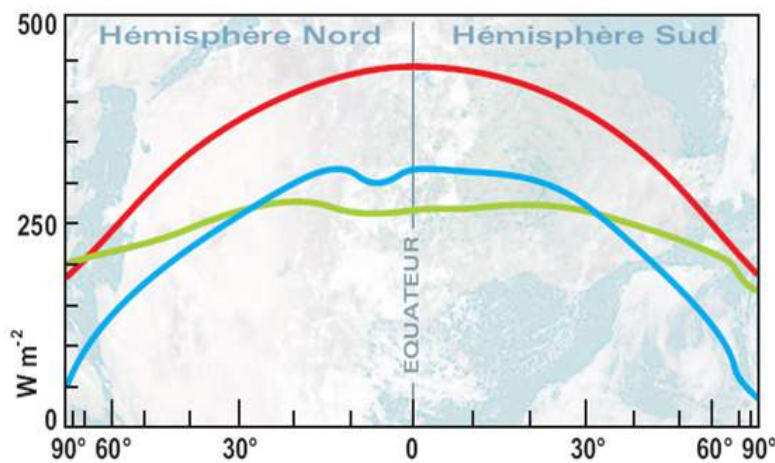
La Mer du Nord est peu profonde (94 m en moyenne), a eaux fraîches en été et froides en hiver et vents violents qui donne des fortes tempêtes créant des vagues de 10 m de haut.

Lorsque les tempêtes coïncident avec des marées de vive-eau, la mer peut submerger les terres basses aménagées en polders, de la Belgique au Danemark.



1.4 Bilan radiatif

Le système Terre avec ses composantes fluides, l'atmosphère et l'océan, reçoit de l'énergie (du Soleil) et en perd, sous forme de rayonnements électromagnétique et infrarouge qui s'échappent vers l'espace.



<http://education.meteofrance.com>

Courbe rouge : rayonnement solaire moyen arrivant au sommet de l'atmosphère par cercle de latitude

Courbe bleue : rayonnement solaire effectivement absorbé par la Terre (gain d'énergie)

Courbe verte : rayonnement moyen émis vers l'espace par la Terre (perte d'énergie)

La figure ci-dessus (d'après Gill, 1982) montre la quantité d'énergie ainsi reçue, ou perdue, par le système Terre-atmosphère, en fonction de la latitude. Dans ce bilan, on ne distingue pas les surfaces continentales, les océans et l'atmosphère : c'est un bilan global.

En moyenne annuelle, les régions polaires sont déficitaires : elles perdent plus d'énergie qu'elles n'en reçoivent, puisque la courbe verte est au-dessus de la courbe bleue.

Les régions équatoriales et tropicales sont par contre excédentaires : elles gagnent plus d'énergie par rayonnement qu'elles n'en perdent.

C'est ce contraste (pôles déficitaires, tropiques excédentaires) que l'on appelle le chauffage

différentiel pôles/équateur.

Étant donné que aucune région ne se réchauffe ni ne se refroidit perpétuellement, il existe un mécanisme qui rééquilibre la situation. Il y a transport de l'excédent d'énergie des régions tropicales basses latitudes vers les régions polaires de hautes latitudes. Sans ce flux d'énergie des tropiques vers les pôles, on aurait aux pôles des températures plus froides, et dans les régions tropicales des températures plus chaudes.

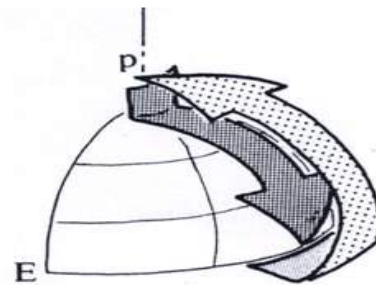
Ce transport d'énergie des tropiques vers les hautes latitudes est assuré par les mouvements des deux systèmes fluides: l'atmosphère et l'océan.

1.4 Système des vents

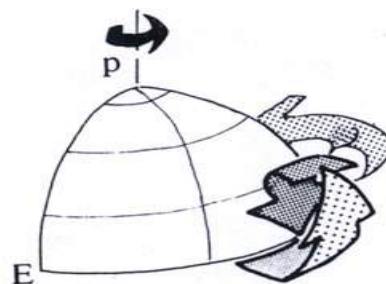
On ne s'intéresse qu'à la couche basse de l'atmosphère, appelée *atmosphère météorologique*. Son épaisseur varie de 8 km aux pôles à 18 km à l'Équateur. L'Équateur reçoit beaucoup plus de rayonnement solaire que les pôles, l'air situé à son niveau aura tendance à s'élever (densité faible) tandis qu'au niveau des pôles l'air se refroidit (densité élevée) et tendra plutôt à descendre. Théoriquement et en l'absence de rotation terrestre, les vents devraient se diriger des pôles vers l'Équateur au niveau du sol et de l'Équateur vers les pôles en altitude.

George Hadley avait imaginé, en 1735, une circulation en forme de boucle (une boucle dans chaque hémisphère), avec des ascendances à l'équateur et des mouvements descendants aux pôles, illustrée ci-contre.

Aujourd'hui nous savons que ces cellules existent en effet, mais elles ne se prolongent pas jusqu'aux pôles. mais s'interrompent vers 30° de latitude. En effet, Hadley avait oublié les effets de la force de Coriolis, liée à la rotation de la Terre sur elle-même. Cette force dévie les trajectoires, vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud (voir chapitre 4).



<http://education.meteofrance.com>



<http://education.meteofrance.com>

On distingue trois zones de circulation des vents entre l'Equateur et les pôles Nord et Sud.

La première zone est celle de la cellule de Hadley qui se situe entre l'Equateur et 30° N et S où l'on retrouve des vents réguliers soufflant du nord-est dans l'hémisphère nord et du sud-est dans celui du sud : les alizés. Les navigateurs à voile ont depuis longtemps utilisés cette zone de vents réguliers pour traverser les océans.

La seconde se situe aux latitudes moyennes et est caractérisée par des systèmes dépressionnaires transitoires sous une circulation d'altitude généralement d'ouest, c'est la cellule de Ferrel.

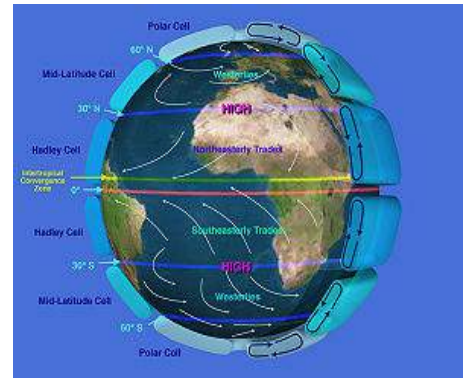
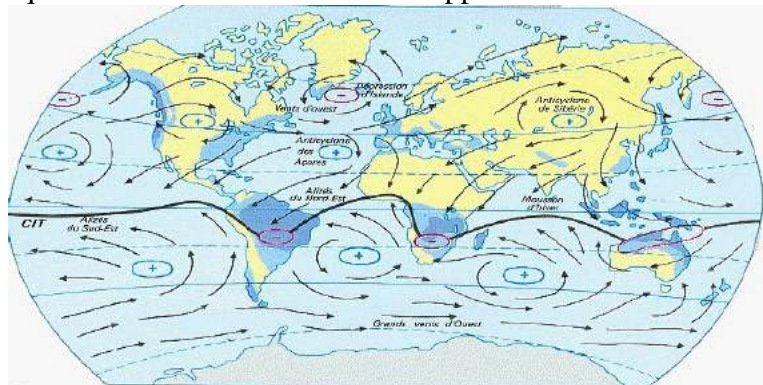


figure tirée de http://en.wikipedia.org/wiki/Hadley_cell
original file by NASA

La troisième se situe aux hautes latitudes c'est la cellule polaire. Les cellules polaires N et S se retrouvent respectivement au nord et au sud des 60-ièmes parallèles nord et sud avec une circulation de surface généralement d'est.

Entre ces trois zones, à une altitude variant entre 6 et 15 km, on retrouve les courant-jets circulant autour de la planète et qui sont un des précurseurs de la frontogénèse.

En résumé, les vents sont produits par les différences de pression atmosphérique engendrées principalement par les différences de température. Elles sont dues essentiellement à une distribution inégale de l'énergie solaire. Les vents tendent à aller des hautes vers les basses pressions, mais la force de Coriolis modifie ces vents et les dévie vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Ainsi, ils se créent les grandes structures dynamiques de l'atmosphère : les anticyclones (ou hautes pressions) constitués par des vents qui tournent dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord, et les dépressions (ou basses pressions ou cyclones) au sein desquels les vents tournent en sens opposé.



La circulation atmosphérique générale
Carte mondiale des vents de surface
<http://eduscol.education.fr/>

La figure ci-dessus représente un schéma de la circulation atmosphérique au niveau de la mer. Les "+" montrent les régions de haute pression et les "-" celles de basse pression. Il existe une zone de convergence des vents au niveau de l'Équateur. On appelle cette zone: la *zone de convergence intertropicale* (CIT, signalée par la ligne foncée dans la zone intertropicale) correspondant à l'équateur thermique. Cette zone oscille du nord au sud au rythme des saisons. Elle se trouve dans l'hémisphère nord en été boréal et dans l'hémisphère Sud en été austral.

1.5 Circulation océanique

L'océan est aussi soumis au chauffage différentiel Pôles/Équateur et répond à ce forçage mettant en mouvement ses masses d'eau. Toutefois il y a des différences remarquables par rapport à l'atmosphère:

- l'inertie thermique de l'eau de mer étant beaucoup plus grande que celle de l'air, et les mouvements océaniques sont beaucoup plus lents que les mouvements atmosphériques;
- les mouvements océaniques sont de plus contraints par la topographie, i.e. la forme du bassin dans lequel l'eau de mer est contenue. En effet, l'eau de mer et l'air sont tous les deux des fluides, mais la première est un liquide qui est arrêté par les côtes, tandis que la deuxième est un gaz qui ne s'arrête pas aux côtes.

RAPPEL: Les états de la matière

Solide, liquide et gaz sont des états de la matière. Dans les liquides, les molécules sont faiblement liées, ce qui rend les liquides parfaitement déformables. Mais, à l'inverse du gaz, elles sont tout de même liées : une molécule ne peut s'éloigner beaucoup d'une autre, ce qui fait que la matière liquide a une cohésion que ne possède pas le gaz. Comme les solides, les liquides sont difficilement compressibles parce que les molécules sont très proches les unes des autres.

Cela fait que schématiquement on peut considérer la circulation océanique thermohaline (T° et S) qui incluent des déplacements horizontaux mais aussi comme le résultat du chauffage différentiel Pôles/Équateur, tandis que la circulation de surface liée aux vents est surtout le résultat du frottement du vent sur la surface océanique.

Circulation de surface

Un schéma très théorique est celui qui consiste à dessiner dans chaque bassin limité par des continents qu'il y a deux grandes recirculations ou *gyres*, un subtropical et un subpolaire. Ce schéma fonctionne bien pour l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord qui sont délimités par des côtes, mais pas au Sud où aucune côte n'arrête le courant circumpolaire. C'est-à-dire que l'on peut naviguer sans interruption et à la même latitude au sud des Océans Atlantique, Pacifique et Indien, autour du continent Antarctique.

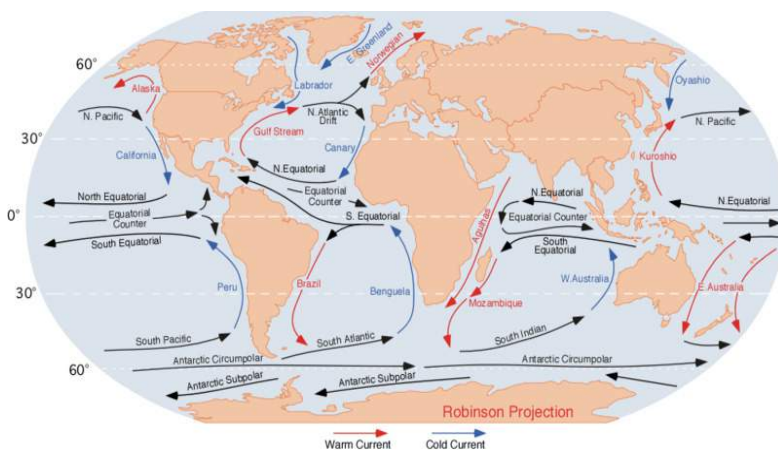


figure tirée de http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean_current



figure tirée de <http://en.wikipedia.org/wiki/Gyre> et modifiée.

Aux basses latitudes, la force de Coriolis est faible près de l'Équateur. Les Alizés entraînent l'eau dans le sens du vent, c'est à dire vers l'Ouest, où elle tend à s'amasser. Au cours de son déplacement vers l'Ouest, l'eau se réchauffe et se dilate. Pour ces deux raisons, le niveau de la mer est plus élevé d'environ cinquante centimètres à l'Ouest des océans tropicaux. Une partie de cette eau alimente les courants comme le Gulf Stream (Atlantique Ouest et le Kuroshio Pacifique Ouest) et une autre partie revient en suivant la pente de l'océan soit de l'Ouest vers l'Est. Suite à la faiblesse des déviations de Coriolis vers l'Équateur on rencontre des courants de retour vers l'Est, appelés contre-courants ou sous-courants équatoriaux (ces derniers circulant sous la surface, le long de l'Équateur).

Aux moyennes et hautes latitudes, dans l'Atlantique Nord, le Courant Equatorial Nord se prolonge par le Courant des Antilles qui converge avec le Courant de Floride sortant du Golfe du Mexique pour donner le Gulf Stream, puissant courant dont le flux peut atteindre 90 Sv ($90 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$).

Le Gulf Stream tourne autour de l'empilement situé au centre de l'Atlantique nord (gyre anticyclonique subtropical). Une partie de ce courant s'infléchit vers le sud en formant de nombreux tourbillons, une autre partie continue vers l'Est : c'est la Dérive Nord Atlantique.

Plus au nord, on rencontre un circuit océanique cyclonique (basse pression d'Islande) déformé par la présence du Groenland. La Dérive Nord Atlantique se prolonge par le Courant de Norvège, relativement chaud et salé qui pénètre loin dans l'Océan Arctique et repousse la formation de la banquise au Nord. Au contraire, le long des côtes du Groenland, le courant froid de décharge de l'Arctique transporte icebergs et banquise vers le Sud. Enfin, le Courant du Labrador transporte vers le Sud, le long des côtes canadiennes et américaines, des eaux froides et vient converger et s'opposer aux eaux du Gulf Stream, en créant un front thermo-halin.

Dans l'Atlantique Sud, le Courant du Brésil, courant de bord ouest, transporte des eaux chaudes jusqu'à la région de confluence avec le Courant des Malouines (ou des Falklands) et le courant circumpolaire, qui lui s'écoule vers l'Est sans entrave continentale. A l'Est, le courant froid de Benguela ferme le circuit anticyclonique de l'hémisphère sud.

L'Océan Pacifique est beaucoup plus large que l'Océan Atlantique mais aux latitudes moyennes on retrouve une circulation océanique voisine du fait d'une distribution similaire des champs de pression atmosphérique entraînant des vents similaires.

Le circuit anticyclonique comprend le Courant Equatorial Nord, puis le Kuroshio, courant chaud similaire au Gulf Stream. Ce courant se prolonge par la Dérive Nord Pacifique qui assure aux côtes américaines un climat tempérés semblable à celui de l'Europe de l'ouest. Enfin, le circuit anticyclonique est bouclé par le Courant de Californie.

Au nord de cette circulation anticyclonique, se forme une circulation cyclonique sous les basses pressions des Aléoutiennes. Ce circuit est alimenté par le Courant de l'Alaska, le Courant des Aléoutiennes et, vers le Sud, par le Courant du Kamtchatka et de l'Oyashio, courants froids qui descendent de la mer de Béring puis convergent avec les eaux chaudes du Kuroshio.

Dans l'hémisphère sud, les hautes pressions subtropicales sud, entraînent une circulation anticyclonique : Courant Est Australien, Courant Circumpolaire, Courant du Pérou et fermeture du circuit par le Courant Equatorial Sud.

L'Océan Indien est sous l'influence d'une circulation subtropicale anticyclonique semblable à celle

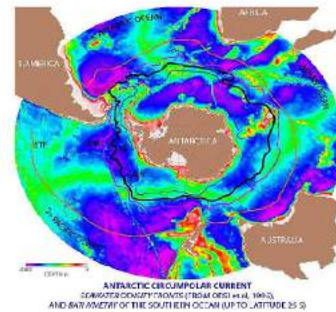
des autres bassins océaniques.

Le Courant Equatorial Sud se sépare en deux près du nord de Madagascar : une branche passe au nord de l'île et passe par le canal du Mozambique ; l'autre branche, le Courant Est Malgache se dirige vers le sud et se prolonge le long de la côte africaine par le Courant chaud des Aiguilles. Ce courant d'origine tropicale, rencontre à la pointe sud de l'Afrique, le puissant Courant Circumpolaire qui entraîne une grande partie de ses eaux vers l'Est provoquant de nombreux tourbillons. Le long des côtes australiennes, le courant portant au nord se détache de la côte sous l'influence d'un courant côtier sud (courant de Leuwin).

En raison de sa fermeture continentale asiatique autour de 20°N, l'Océan Indien subit deux fois par an, un renversement des vents : c'est le régime des moussons. Comme cet océan se situe en région tropicale où la force de Coriolis est plus faible, la circulation océanique répond rapidement au vent et s'inverse donc aussi deux fois par an : c'est la région du monde qui présente la plus forte variabilité océanique.

L'Océan Antarctique

Entraîné par les violents vents d'ouest ("quarantièmes rugissants et cinquantièmes hurlants"), le Courant Circumpolaire est le courant le plus puissant du globe. Il se développe sans entrave continentale à l'exception du resserrement entre la pointe de l'Amérique du Sud et la péninsule antarctique.



http://en.wikipedia.org/wiki/Antarctic_Circumpolar_Current

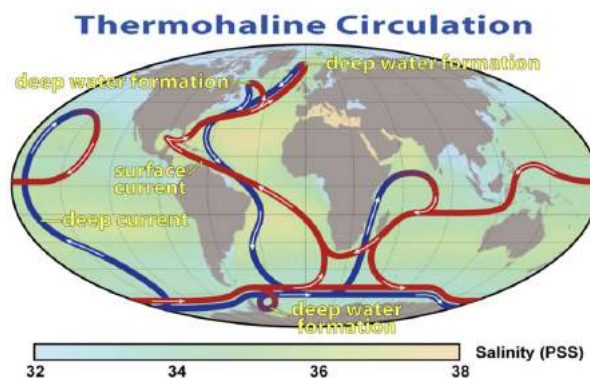
Circulation profonde

En profondeur, les masses d'eau se déplacent sous l'effet de variations de densité dues aux modifications de la température et de la salinité en surface; cette circulation des courants profonds est appelée circulation thermohaline.

Cette circulation est difficile à mesurer directement. Elle est surtout déduite de la distribution de traceurs, tels que la température, la salinité, la teneur en oxygène et, depuis peu, de l'évolution de nouveaux traceurs tels que les fréons (chlorofluorocarbones) rejetés depuis une cinquantaine d'années par les bombes aérosols et les réfrigérateurs, le tritium ^3H et le ^{14}C injectés dans l'atmosphère lors des essais nucléaires des années 1960. Age des eaux profondes (3000 m de profondeur) exprimé en années et déterminé à l'aide du ^{14}C (demi vie 5730 ans).

La vitesse moyenne des courants profonds est très faible (de l'ordre du mm s^{-1}). La durée du trajet de l'eau nord-atlantique profonde jusque dans les océans Pacifique et Indien serait de l'ordre de mille ans.

Les flux d'eau profonde sont plus difficiles à évaluer que ceux des courants de surface, mais ils sont du même ordre de grandeur. Le transport d'eau nord-atlantique profonde vers le sud est de 18 Sv. Le transport d'eau



antarctique intermédiaire dans les trois océans serait de l'ordre de 30 Sv.

http://en.wikipedia.org/wiki/Thermohaline_circulation

L'eau superficielle chaude et de faible salinité qui remonte dans l'Atlantique nord, s'évapore, se refroidit, gèle partiellement, augmente sa teneur en sel du fait du rejet de sel de l'eau de mer qui prend en glace et se transforme en banquise dont la salinité avoisine 6. En se refroidissant et en se salant sa densité augmente et l'eau plonge et alimente la masse de NADW (*North Atlantic Deep Water*). Celle-ci se répand vers 3000 m dans l'Atlantique sud en une circulation profonde, froide et salée. Dans l'Atlantique Sud aussi il y a formation d'une eau dense, l'Eau Antarctique de Fond (*AABW-Antarctic Bottom Water*) qui se glisse sous NADW. La NADW diffuse ensuite dans l'Océan Indien et dans l'Océan Pacifique, où un réchauffement et baisse de salinité induisent son retour en surface.

Grâce à l'énorme capacité thermique de l'eau, l'océan est un énorme réservoir de chaleur. Son inertie thermique étant beaucoup plus importante de celle de l'air, il tempère les changements thermiques saisonniers des masses d'air, qui, autrement, seraient beaucoup plus importants. Ainsi les courants chauds des couches de surface peuvent réchauffer le climat d'une région. A l'inverse, les eaux froides qui remontent en surface modèrent la température des eaux des régions équatoriales. Cependant cette circulation reste mal connue car difficile à mesurer directement. L'océan joue ainsi un rôle essentiel pour la régulation du climat de notre planète et il assure un transport de chaleur de l'équateur vers les pôles aussi important que l'atmosphère.

La circulation thermohaline en Méditerranée présente des fortes analogies avec celle globale et peut servir de modèle à échelle réduite pour les études scientifiques.

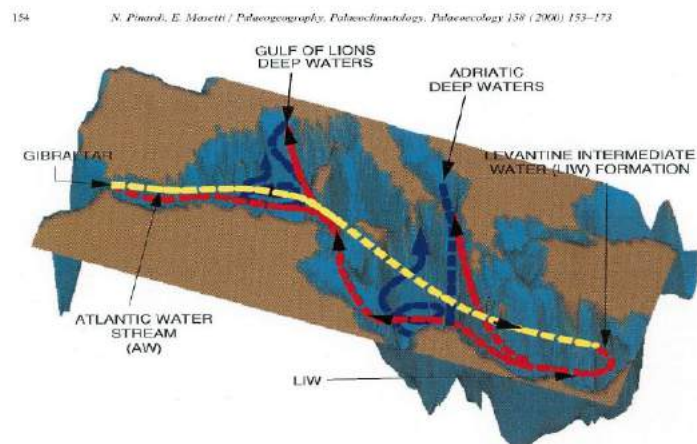


Fig. 1. The schematic of the thermohaline circulation in the basin with the major conveyor belt systems indicated by dashed lines with different colour. The yellow indicates the AW stream which is the surface manifestation of the zonal conveyor belt of the Mediterranean. The red indicates the mid-depth LIW recirculation branch of the zonal thermohaline circulation. The blue lines indicate the meridional cells induced by deep waters. LIW branching from the zonal conveyor belt connects meridional and zonal conveyor belts.

3 systèmes: 1 zonale: AW->LIW; 0-500 m; timescale 10 ans.

2 méridiens: formation eaux prof. (avec contribution LIW);
communicantes; timescale 50-80 ans.

2 Propriétés physique de l'eau de mer

Trois paramètres physiques fondamentaux peuvent caractériser une masse d'eau océanique: la température, la salinité et la pression due à la profondeur.

Une quatrième est la masse volumique, qui est fonction des trois précédentes.

2.1 La température T

La température est une mesure indirecte du degré d'agitation microscopique des particules d'un système et est corrélée à la quantité d'énergie thermique (ou chaleur) que ce système contient.

L'unité de mesure du système international d'unités (SI), d'utilisation scientifique et définie à partir du zéro absolu ($-273,15\text{ °C}$), est le kelvin [K] dont la graduation est identique à celle de l'échelle de température la plus répandue qui est le degré Celsius, dans laquelle l'eau gèle à 0 °C et bout à environ 100 °C dans les conditions standard de pression.

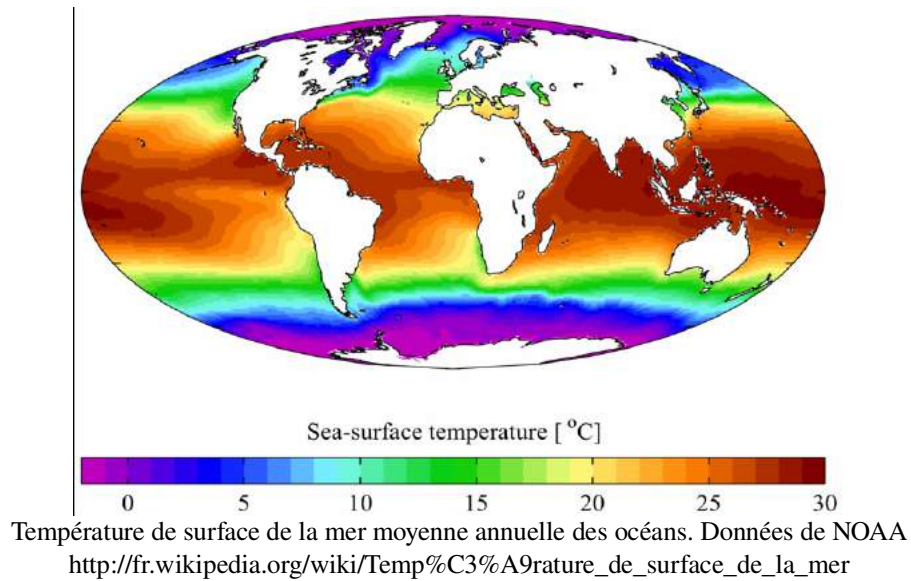
L'océan est chauffé en surface par le rayonnement solaire mais celui-ci n'y pénètre pas profondément. Cela induit une stratification thermique particulièrement forte de la couche de surface.

La température de surface de l'océan est chaude (jusqu'à 30 °C) en zones tropicales et se refroidit (jusqu'à -2 °C) à mesure que la latitude augmente. La température de l'océan (loin des côtes) décroît régulièrement de 28 °C près de l'équateur, à presque -2 °C aux hautes latitudes. Cette distribution correspond assez bien à la distribution de rayonnement solaire à la surface.

Les variations annuelles de la température de surface sont relativement faibles, de l'ordre de 2 °C à l'équateur, 8 °C à 40° de latitude, quasi-nulles dans les régions polaires. Près des côtes, on peut observer des variations de l'ordre de 15 °C . Ces variations sont essentiellement dues aux variations saisonnières du rayonnement solaire à la surface, elles sont plus importantes près des grandes masses continentales de l'hémisphère nord. Les variations journalières de la température de surface sont, au large, inférieures à $0,3\text{ °C}$; elles peuvent atteindre 2 à 3 °C en eau très peu profonde.

Le long des côtes Est des océans, on peut observer localement des températures très faibles, dues à

un phénomène de remontée d'eau froide provenant d'une profondeur de quelques centaines de mètres (*upwelling*).

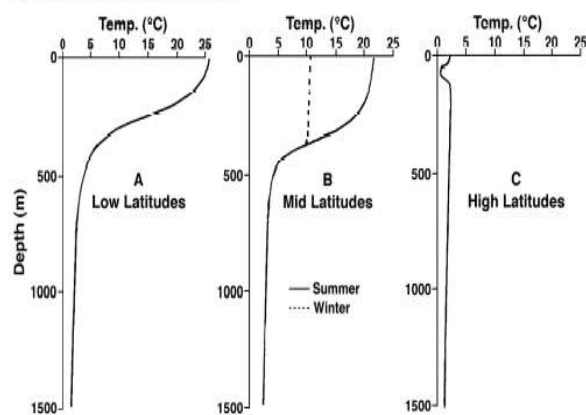


La température des eaux océaniques décroît donc fortement avec la profondeur. L'eau profonde est froide et relativement homogène : à titre d'exemple, 47 % de l'eau de l'Atlantique a une température comprise entre 2 et 4 °C.

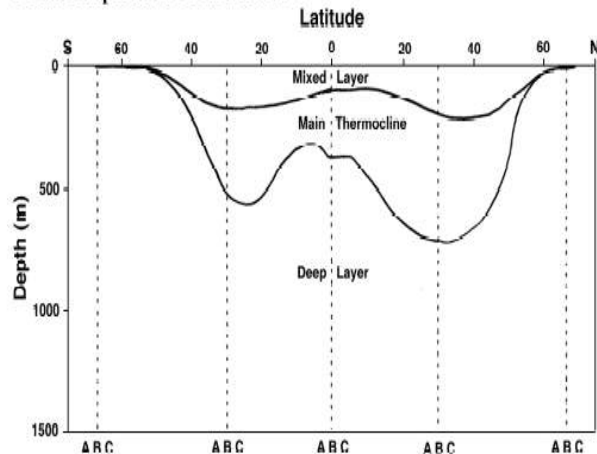
En général, on met en évidence trois couches différentes dans l'océan :

- la couche de surface (ou couche de mélange) de 50 à 200 m d'épaisseur où les températures sont à peu près celle de la surface,
- la couche thermocline de 200 à 1000 m d'épaisseur, dans laquelle la température décroît rapidement avec la profondeur.

Typical Temperature Profiles



Ocean Temperature Cross Section



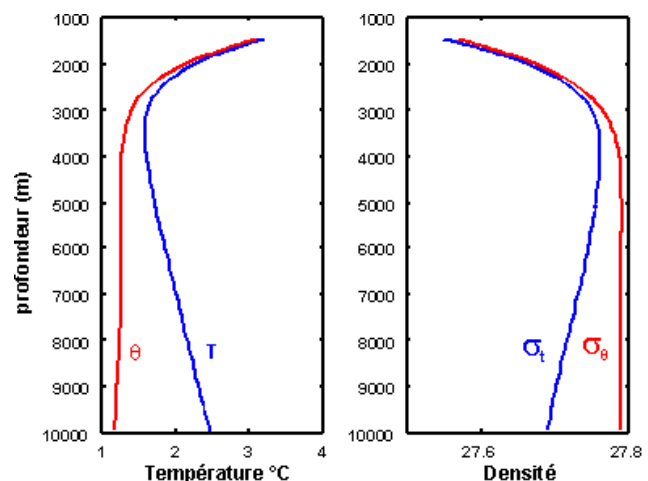
http://earthguide.ucsd.edu/virtualmuseum/Glossary_Climate/genircoccean.html

L'importance de la couche thermocline varie en fonction de la latitude, mais aussi en fonction des saisons, on peut avoir une thermocline permanente ou saisonnière ou pas de thermocline du tout. Les facteurs qui influent sur la profondeur et l'épaisseur d'une thermocline comprennent les variations climatiques saisonnières, la latitude (aux grandes latitudes la température de surface est voisine de celle du fond) et les conditions environnementales locales, telles que les marées et les courants.

- la zone profonde, qui s'étend jusqu'au fond, caractérisée par des températures faibles et homogènes. En effet, au-delà de 1000 m de profondeur, la température est relativement homogène.

La température potentielle θ d'un fluide est celle qu'il aurait si on comprimait/détendait celui-ci adiabatiquement vers un niveau de pression standard.

La raison pour laquelle elle il faut l'utiliser est que autrement on devrait considérer comme situation stable celle avec un fluide chaud résidant sous un fluide plus froid. Des exemples montrent que la température de l'eau peut augmenter avec la profondeur dans couches océaniques très profondes et dans la couche de mélange océanique. Lorsque la température potentielle est utilisée à la place, ces conditions apparemment instables disparaissent.



comparaison des températures in situ et potentielles dans la fosse de Mindanao
<http://lecalve.univ-tln.fr/oceano/fiches/fiche3C.htm>

2.2 La salinité S

La salinité désigne la quantité de sels dissous dans un liquide, notamment l'eau qui est un puissant solvant pour de nombreux minéraux.

La présence de sel dans l'eau modifie certaines propriétés (densité, compressibilité, point de congélation, température du maximum de densité). D'autres propriétés (viscosité, absorption de la lumière) ne sont pas influencées de manière significative. Enfin, certaines sont essentiellement déterminées par la quantité de sel dans l'eau (conductivité, pression osmotique).

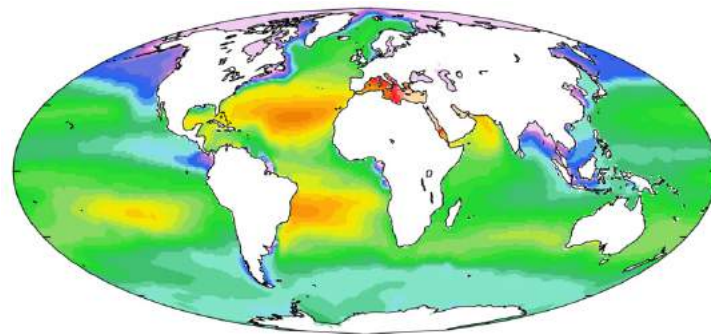
En océanographie, il est de tradition pour exprimer la salinité en pour mille (parties pour mille) (‰), ce qui représente environ des grammes de sel par kilogramme de solution. Avant 1978, la salinité a été exprimé en Cl ‰, le plus souvent basée sur la comparaison avec l'eau de mer standard, une eau de mer naturelle préparée et distribuée pour servir en tant que norme mondiale établie par la IAPSO - *International Association for the Physical Sciences of the Oceans*. Dans le gergon des océanographes cette eau été appelé «eau de Copenhague» du lieu où était l'institut chargé de la préparer. En 1978, les océanographes redéfinissent la salinité dans l'échelle de salinité pratique (PSS) comme le rapport entre la conductivité d'un échantillon d'eau de mer à une solution standard de KCl. Bien que PSS est une grandeur sans dimension, son «unité» est généralement appelé

PSU - *Practical Salinity Unit*. Approximativement une salinité de 35 est au peu près, (mais non exactement!) égale à 35 grammes de sel par litre de solution.

L'océan contient en moyenne 35 grammes de sel par kilogramme d'eau de mer, dont 13 85% est constitué de *NaCl*. Si on considère le volume total de l'océan (1370 millions de km³) cela représente 48 millions de milliards de tonnes de sel, soit 95 tonnes par m² sur le globe entier, ou 320 tonnes par m² sur les parties émergées.

La salinité varie peu : 50% de l'eau de mer a une salinité comprise entre 34,6 et 34,7.

En surface, les eaux sont plus salées dans les zones tropicales (jusqu'à 37) et moins salées aux hautes latitudes (environ 33). La salinité de surface de l'océan Atlantique est, en moyenne, nettement plus élevée que celle de l'océan Pacifique. La mer Méditerranée, bassin d'évaporation, est de l'ordre de 38.



Sea-surface salinity [PSU]

31 32 33 34 35 36 37 38 39

Moyenne annuelle salinité de surface de l'océan mondial. Les données de l'Atlas de l'Océan Mondial 2005
<http://en.wikipedia.org/wiki/Salinity>

En général, la salinité augmente avec la profondeur. La zone de fort gradient vertical est appelée l'halocline.

Dans les latitudes moyennes, un excès d'évaporation par rapport aux précipitations entraîne les eaux de surface étant plus salées que les eaux profondes.

Dans certaines régions de haute latitude (comme l'océan Arctique, la mer de Béring et l'océan Austral) les eaux de surface sont en fait moins salées que les eaux profondes et la halocline est important pour permettre à la formation de la glace de mer, et en limitant l'évacuation de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Haloclines sont également trouvés dans les fjords et les estuaires peu mélangés où l'eau douce occupe la surface.

2.3 La pression p

La pression est définie comme le rapport entre la force et l'aire sur laquelle la force est distribuée. En d'autres termes, la pression est la force par unité de surface appliquée dans une direction perpendiculaire à la surface d'un objet.

Le pascal (symbole Pa) est l'unité du système international. Une pression de 1 pascal correspond à une force de 1 newton exercée sur une surface de 1 m² : 1 Pa=1 N/m².

D'autres unités sont communément utilisées en océanographie: le bar ($1 \text{ bar} = 10^5 \text{ Pa}$) et l'atmosphère (symbole atm) : $1 \text{ atm} = 101\,325 \text{ Pa}$.

Un fluide incompressible et au repos transmet intégralement les efforts. La pression à une profondeur \hat{z} mesurée par rapport au niveau moyen de la mer, résulte donc de la pression p_o qu'exerce l'air en surface, et du poids de la colonne d'eau au-dessus de la profondeur \hat{z} .

$$p(\hat{z}) = p_o + \rho g \hat{z} ,$$

avec ρ masse volumique de la colonne d'eau et g accélération due à la pesanteur.

En considérant en première approximation une masse volumique de l'eau de mer de 10^3 kg m^{-3} et une pesanteur de 10 m s^{-2} on constate que dans l'océan tous les dix mètres la pression augmente d'environ 10^5 Pa .

Cette formule est issue de l'équation dite de l'équilibre hydrostatique :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g .$$

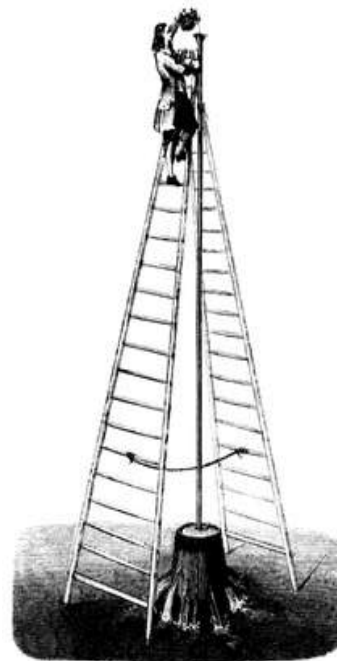


Fig. 45.—Hydrostatie paradox. Pascal's experiment.

Le crève-tonneau de Pascal est une expérience hydrostatique réalisée par Blaise Pascal en 1646. Un tube de 10 m de long est inséré dans un tonneau rempli d'eau. Quand de l'eau est ajoutée dans le tube, l'augmentation de la pression fait exploser le tonneau.

http://fr.wikipedia.org/wiki/Crève-tonneau_de_Pascal

2.4. La masse volumique ρ et la « densité » σ

La masse volumique ρ i.e. le rapport entre masse et volume (unité de mesure [kg m^{-3}]), est un paramètre fondamental pour l'étude dynamique des océans. Des faibles variations horizontales de masse volumique peuvent produire des courants importants.

En toute rigueur, la densité est le rapport entre la masse d'un mètre cube d'eau de mer et celle d'un mètre cube d'eau distillée à 4°C (il s'agit donc d'une quantité adimensionnelle). Toutefois dans le jargon des océanographes on nomme « anomalie de densité », ou simplement « densité », la quantité

$$\sigma = \rho - 1000$$

mesurée en [kg m^{-3}].

La « densité » potentielle σ_θ est la densité d'une particule qui a été déplacée adiabatiquement à une pression de référence, par exemple à la surface. Pratiquement, on utilise dans le calcul de ρ la température potentielle θ . En effet, la masse volumique, et par conséquent la « densité » σ , de l'eau de mer dépendent de la salinité S , de la température T et de la pression p .

La relation entre ces termes est l'équation d'état de l'eau de mer. Cette relation empirique est le résultat de nombreuses études en laboratoire. La première équation établie en 1902 par Knudsen et Ekman a été ensuite remplacée par "l'Equation d'Etat Internationale (1980)" :

IES80 : équation d'état de l'eau de mer
(International Equation of State of Seawater)

$$\rho(S, t, p) = \rho(S, t, 0) \left[1 - p/K(S, t, p) \right]$$

avec

$$\begin{aligned} \rho(S, t, 0) = & 999.842594 + 6.793952 \times 10^{-2} t - 9.095290 \times 10^{-3} t^2 + 1.001685 \times 10^{-4} t^3 - 1.120083 \times 10^{-6} t^4 \\ & + 6.536332 \times 10^{-9} t^5 + 8.24493 \times 10^{-1} S - 4.0899 \times 10^{-3} tS + 7.6438 \times 10^{-5} t^2 S - 8.2467 \times 10^{-7} t^3 S \\ & + 5.3875 \times 10^{-9} t^4 S - 5.72466 \times 10^{-3} S^2 + 1.0227 \times 10^{-4} tS^2 - 1.6546 \times 10^{-6} t^2 S^2 \\ & + 4.8314 \times 10^{-4} S^3 \end{aligned}$$

et

$$\begin{aligned} K(S, t, p) = & 19652.21 + 148.4206 t - 2.327105 t^2 + 1.360447 \times 10^{-2} t^3 - 5.155288 \times 10^{-5} t^4 + 3.239908 p \\ & + 1.43713 \times 10^{-3} tp + 1.16092 \times 10^{-4} t^2 p - 5.77905 \times 10^{-7} t^3 p + 8.50935 \times 10^{-5} p^2 \\ & - 6.12293 \times 10^{-6} tp^2 + 5.2787 \times 10^{-8} t^2 p^2 + 54.6746 S - 0.603459 tS + 1.09987 \times 10^{-2} t^2 S \\ & - 6.1670 \times 10^{-5} t^3 S + 7.944 \times 10^{-3} S^2 + 1.6483 \times 10^{-2} tS^2 - 5.3009 \times 10^{-4} t^2 S^2 + 2.2838 \times 10^{-3} pS \\ & - 1.0981 \times 10^{-5} tpS - 1.6078 \times 10^{-6} t^2 pS + 1.91075 \times 10^{-4} pS^2 - 9.9348 \times 10^{-7} p^2 S \\ & + 2.0816 \times 10^{-8} tp^2 S + 9.1697 \times 10^{-10} t^2 p^2 S \end{aligned}$$

<http://lecalve.univ-tln.fr/oceano/ies80/index.html>

En juin 2009, la Commission Intergouvernementale Océanographique (IOC, “Intergovernmental Oceanographic Commission”), avec l’appui du Comité Scientifique de Recherche Océanographique (SCOR, “Scientific Committee Oceanic Research”) et de l’Association Internationale Des Sciences Physiques de l’Océan (IAPSO, “International Association of the Physical Sciences of the Oceans”), a adopté l’Equation Thermodynamique de l’eau de mer 2010 (TEOS-10, “Thermodynamic Equation of Seawater – 2010”) comme définition officielle des propriétés de l’eau de mer et de la glace en science de l’océan.

Il est d’ores et déjà fortement conseillé aux océanographes d’utiliser les algorithmes et variables définis par TEOS-10 pour rapporter leurs résultats.

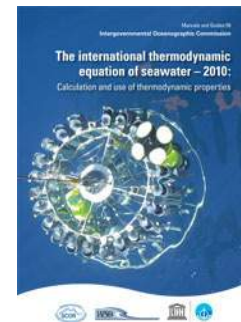
Les différences fondamentales de TEOS-10 par rapport à EOS-80 sont trois :

- l’utilisation de la Salinité Absolue (Absolute Salinity SA) pour décrire la salinité de l’eau de mer afin de prendre en considération la variabilité spatiale de la composition de l’eau de mer.
- l’utilisation de la Température Conservatrice (Conservative Temperature Q) pour remplacer l’utilisation de la température potentielle θ . La Température Conservatrice présente l’avantage de mieux représenter la capacité calorifique de l’eau de mer, avec une précision supérieure par deux ordres de grandeur à celle de la température potentielle.
- les propriétés de l’eau de mer définies par TEOS-10 découlent toutes mathématiquement d’une fonction de Gibbs (notamment par différenciation) et sont ainsi compatibles les unes avec les autres (contrairement à l’approche EOS-80 désormais obsolète, dans laquelle différents polynômes définissaient chaque variable thermodynamique et n’étaient pas mutuellement compatibles).

Pour permettre à tout océanographe d’utiliser le nouveau formalisme TEOS-10, deux logiciels libres sont disponibles pour MATLAB et FORTRAN et Visual Basic depuis <http://www.TEOS-10.org>.

La masse volumique varie dans tout l’océan entre 20 kg m^{-3} et 1070 kg m^{-3} . Sur la verticale, la zone de fort gradient est appelée pycnocline. Cette couche est le résultat de la présence de la thermocline et de l’halocline.

La pycnocline est généralement présente jusqu’à 500 de latitude, au delà de cette limite, l’océan est presque homogène.



<http://www.TEOS-10.org>

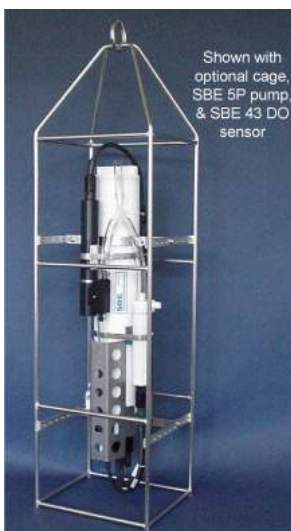
3 L'observation de l'océan

3.1 Observations hydrologiques

La sonde classique océanographique est appelée la CTD (*Conductivity Temperature Depth*). Elle permet de mesurer la conductivité, la température, et la pression dont est déduite la profondeur.

La CTD peut être installée sur une bathysonde pour effectuer, à une station, des mesures en continu en fonction de la profondeur.

Elle équipe typiquement une rosette, un ensemble de bouteilles de prélèvement montées sur un châssis permettant de prélever à différentes profondeurs de l'eau de mer pour en mesurer les caractéristiques (T, S, pH, contenu en oxygène, sels nutritifs, ...).



sonde CTD
www.seabird.com



bouteille de prélèvement
Niskin
http://www.oceanecology.com/water_sampling.htm

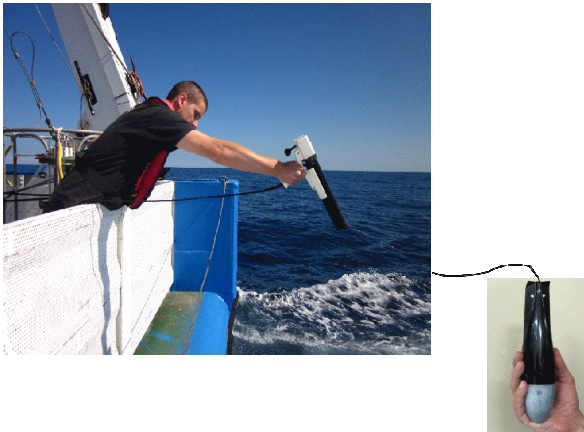


rosette du MIO
(campagne LATEX09)

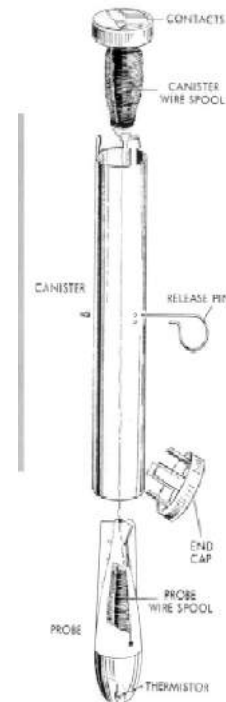
Une sonde XBT (*eXpandable BathyThermograph*) est une sonde perdable qui mesure un profil de température sur la verticale.

Il est très utile en cas de mauvaises conditions météo-marines.

Les Xbt sont d'un emploi facile et nécessite une formation très courte.



lancé d'un XBT pendant la campagne LATEX10



www.aoml.noaa.gov/goos/uot/xbt-what-is.php

Elles sont notamment utilisé par les bateaux marchands ce qui a permis d'augmenter considérablement les données en mer notamment en dehors des campagnes océanographique. L'IRD à notamment utilisé ce moyen pour avoir des données sur les long trajet Le Havre - Nouméa avec départ par l'Océan Atlantique puis traversée de Panama puis traversée de locéan Pacifique et retour par l'Océan Indien.

3.2 Mesures courantologiques eulériennes

Les instruments mesurent la vitesse et la direction du courant en un point donné fixe. On distingue deux types d'instruments : les courantomètres à rotor et les courantomètres à effet doppler.

Les premiers mesurent le courant en un point donné de la verticale à partir de la vitesse de rotation du rotor et de l'angle de la gouverne.

L'effet Doppler est le décalage de fréquence d'une onde acoustique ou électromagnétique entre la mesure à l'émission et la mesure à la réception lorsque la distance entre l'émetteur et le récepteur varie au cours du temps. Les courantomètres à effet doppler ou ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) mesurent les courants en différentes couches sur la verticale, à partir du décalage en fréquence des signaux acoustiques rétrodiffusés par les particules en suspension suivant passivement les courants marins.

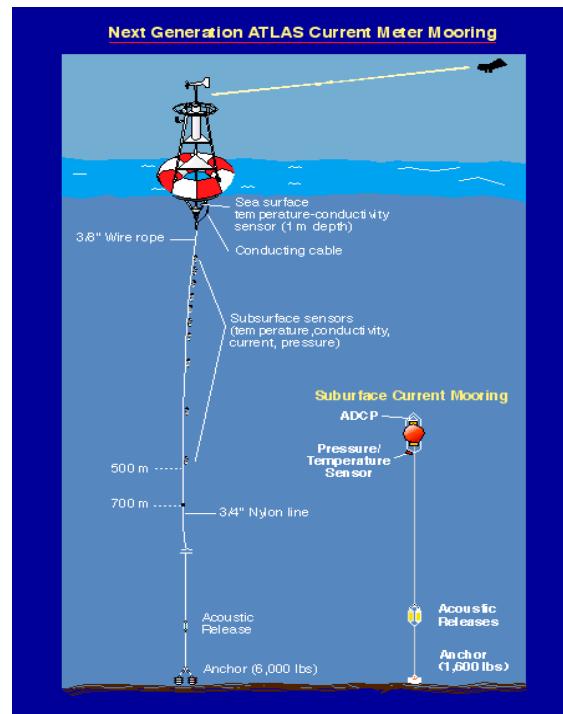


Pour mesurer les courants en un point sur une grande période, on met en place des lignes de mouillages. Celles-ci sont équipées d'un lest, de flottabilités et de largueurs.

Les largueurs acoustiques sont des instruments télécommandés, qui permettent un largage du lest et la récupération des instruments de mesure à la surface.

Il y a de mouillages de surface, souvent équipés d'une station météo et de sub-surfaces, c'est à dire, que rien n'apparaît à la surface des océans. Les mouillages sont ancrés sur le fond par l'intermédiaire d'un lest et maintenus verticaux grâce à des flottabilités réparties sur la ligne (acier ou kevlar) à différentes profondeurs.

Sur une ligne de mouillage on peut ensuite accrocher différents instruments.



http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/mooring.shtml

Ces dispositifs ont été déployés à très grande échelle dans le pacifique équatorial pour étudier le phénomène El Niño dans le cadre du programme international Toga Woce, les lests étaient composées d'anciennes roues de chemin de fer.

Un ADCP de coque est monté sous la coque d'un bateau et fournit intensité et direction du courant le long de la route.

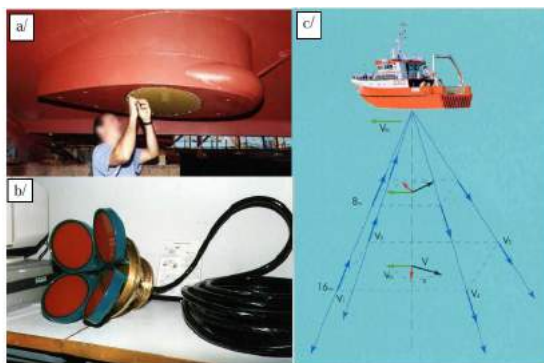
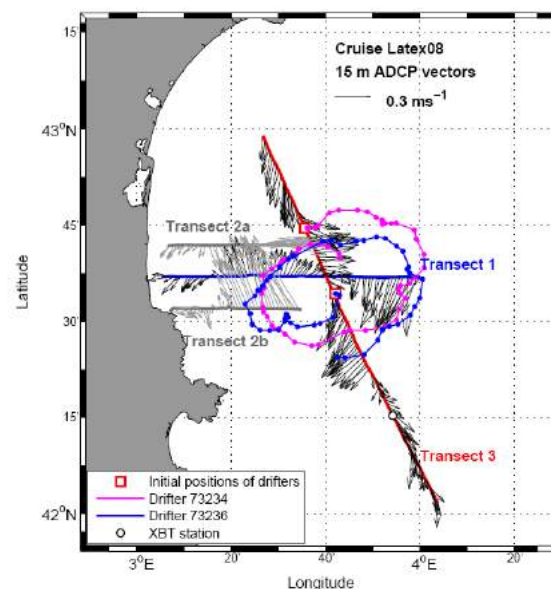


Figure II.5 : a/ nacelle remplie d'eau douce, sous la coque du navire, dans laquelle sont placées les dalles acoustiques de l'ADCP, b/ les dalles acoustiques de l'ADCP, c/ schéma de principe de mesure d'un ADCP de coque, les vitesses sont représentées par des flèches à deux profondeurs (8m et 16m): en bleu les vitesses radiales, en vert la vitesse du navire, en noir les vitesses relatives horizontales et en rouge les vitesses absolues des courants. (Photos et schéma issus du site de l'INSU : <http://saved.dt.insu.cnrs.fr/moyens/index.php?content=adcp.cnt>)

figure tirée de la these de Julie Gatti.



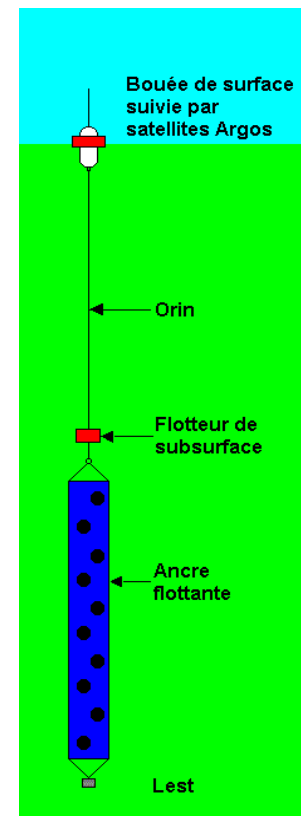
3.3 Mesures courantologiques lagrangiennes

Ce système est un mouillage dérivant constitué d'une bouée de surface reliée à une ancre flottante par un câble (orin, câblot). Il doit suivre avec le plus de précision possible la masse d'eau dans laquelle l'ancre flottante est immergée. Cet ensemble est couramment appelé surdrift pour « surface drifter ».

La bouée est de faible dimension afin d'offrir une traînée minimale et une faible prise au vent. Elle est géolocalisée par satellites Argos ou par GPS. Dans ce dernier cas, les positions sont stockées pendant plusieurs jours dans une mémoire interne à la bouée et elles sont ensuite transmises par le système Argos, Imersat ou autre. L'avantage de cette méthode est de diminuer le coût d'utilisation des satellites tout en obtenant plus souvent et à des périodes régulières des positions plus précises.

L'orin est de faible section, il ne fait que quelques millimètres de diamètre afin d'avoir une traînée parasite minimum. Comme il doit être suffisamment résistant il est généralement en Aramide (fibre très résistante). Il maintient l'ancre flottante à une immersion constante qui peut être de quelques dizaines de mètres à un millier de mètres.

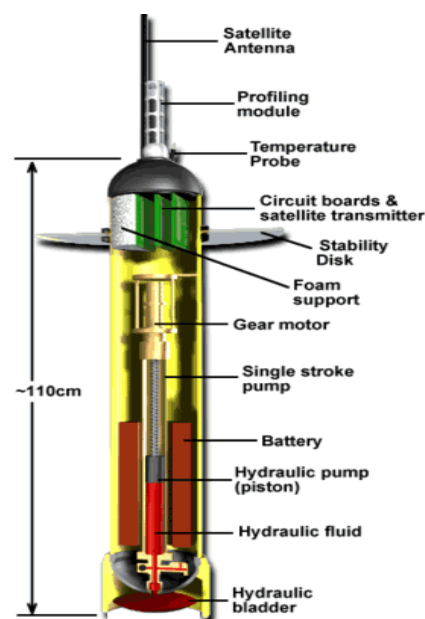
L'ancre flottante doit offrir un maximum de traînée puisqu'elle doit suivre la masse d'eau à étudier. Sa traînée doit être au moins 30 fois plus grande que les autres éléments du mouillage. Les formes d'ancres les plus diverses sont utilisées mais les plus courantes sont cylindriques (Holey sock). La forme des panneaux est maintenue par un système de tiges. Un lest est fixé à la base de l'ancre flottante afin de maintenir l'ensemble vertical.



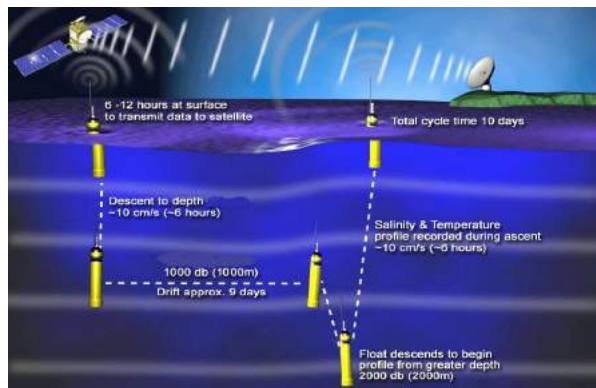
<http://www.univ-brest.fr/lpo/instrumentation/16.htm>

Une balise Argo, d'environ deux mètres de hauteur, dérive librement en fonction des courants. Elle plonge à 1000 mètres de profondeur, puis tous les dix jours plonge à 2000 mètres avant de remonter lentement à la surface en faisant ses mesures le long de la colonne d'eau ; elle reste à la surface une dizaine d'heures, transmet ses mesures via satellite, et replonge pour le cycle suivant. Les données sont en accès libre et peuvent être consultées par tout le monde, sans restriction.

Son principe de fonctionnement ne permet pas la collecte d'informations partout : les zones peu profondes et celles dont les courants chassent les balises ne sont pas couvertes.



http://www.argo.ucsd.edu/float_design.html



http://www.argo.ucsd.edu/operation_park_profile.jpg



http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Argo_Float_Network3.png

3.4 Planeur sous-marin

Un planeur sous-marin, ou glider sous-marin ou underwater glider ou encore glider AUV, est un appareil autonome (AUV), (ou semi-autonome), de mesure en milieu aquatique.

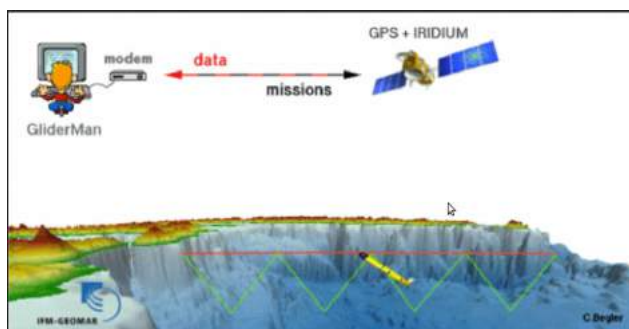
La plupart des planeurs sous-marins sont des engins fuselés ressemblant à des torpilles, le corps est cylindrique et renferme différents capteurs en fonction de la mission qui lui est attribuée.



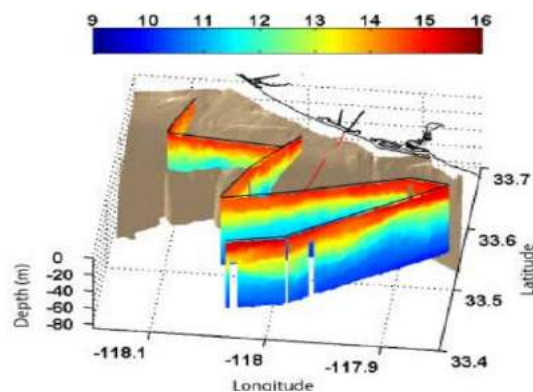
http://en.wikipedia.org/wiki/Underwater_glider

De manière générale un planeur sous-marin contient un capteur de pression, un gyromètre et une antenne de localisation par satellite. La transmission des données récoltées pendant la plongée dont la durée varie entre quelques minutes et plusieurs jours, se fait lorsque le planeur sous-marin est en surface. Les planeurs sous-marins se déplacent en planant (ils ne sont généralement pas équipés de moteur), lors de la plongée par remplissage des ballastes les ailettes et palan donne la direction à suivre. Lorsque le planeur sous-marin a atteint sa profondeur il remonte en vidant ses ballastes. Un planeur sous-marin ne peut pas aller contre un courant trop puissant.

Les désavantages des planeurs sous-marins par rapport aux balises et capteurs embarqués sur des mammifères marins (phoques, éléphants de mer) sont: le coût et la capacité à éviter des obstacles (côte, objets flottants, sonde bathymétrique non référencée, ou glace de mer). L'avantage est qu'il peut être guidé à distance le long d'une route établie.



http://www.dt.insu.cnrs.fr/gliders/images_gliders/glider_animation.gif



<http://usclab.usc.edu/usclab/data.html>

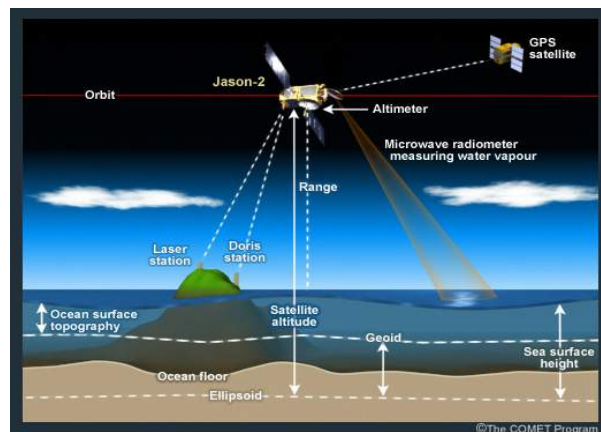
3.5 Observations par satellites

Les satellites d'observation de la Terre fournissent en quelques jours des données homogènes sur la totalité de la surface du globe, données renouvelées en permanence. Ils permettent en particulier l'observation des hautes latitudes pour lesquelles peu de données in situ existent.

On peut réaliser depuis l'espace une grande diversité de mesures :

- la température de la surface océanique (satellites météorologiques : NOAA par exemple); le radiomètre d'un satellite météorologique capte l'émission infrarouge des premiers millimètres de la mer. Cette émission étant liée à la température par la loi du corps noir, on en déduit la température de surface de la mer.

- le niveau de la mer et sa topographie dynamique de surface (satellite Topex-Poséidon)
La topographie dynamique des océans est l'écart entre la surface moyenne des océans connus grâce à l'altimétrie satellitaire et le géoïde. Le géoïde est la forme qu'adopterait la surface des océans en l'absence de toute perturbation. Il est irrégulier et bosselé et reflète les variations de gravité. La topographie dynamique des océans est due à la circulation océanique moyenne.

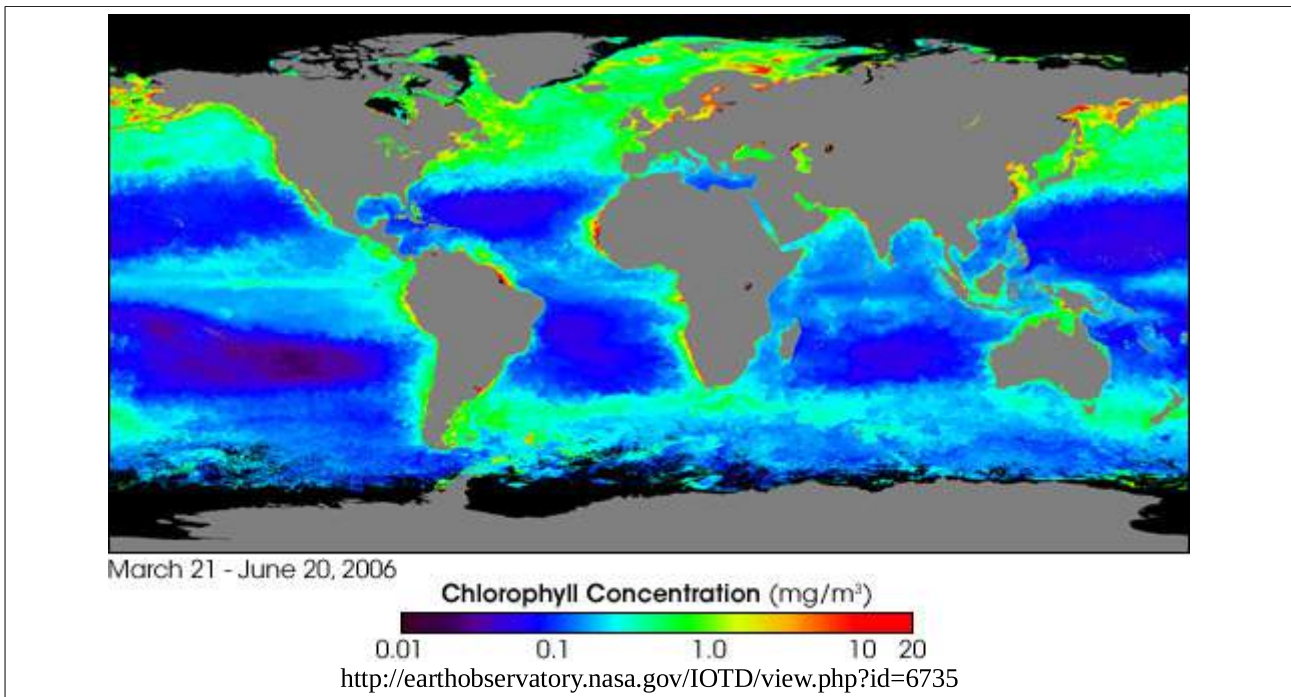


<http://www.eumetsat.int/jason/print.htm>

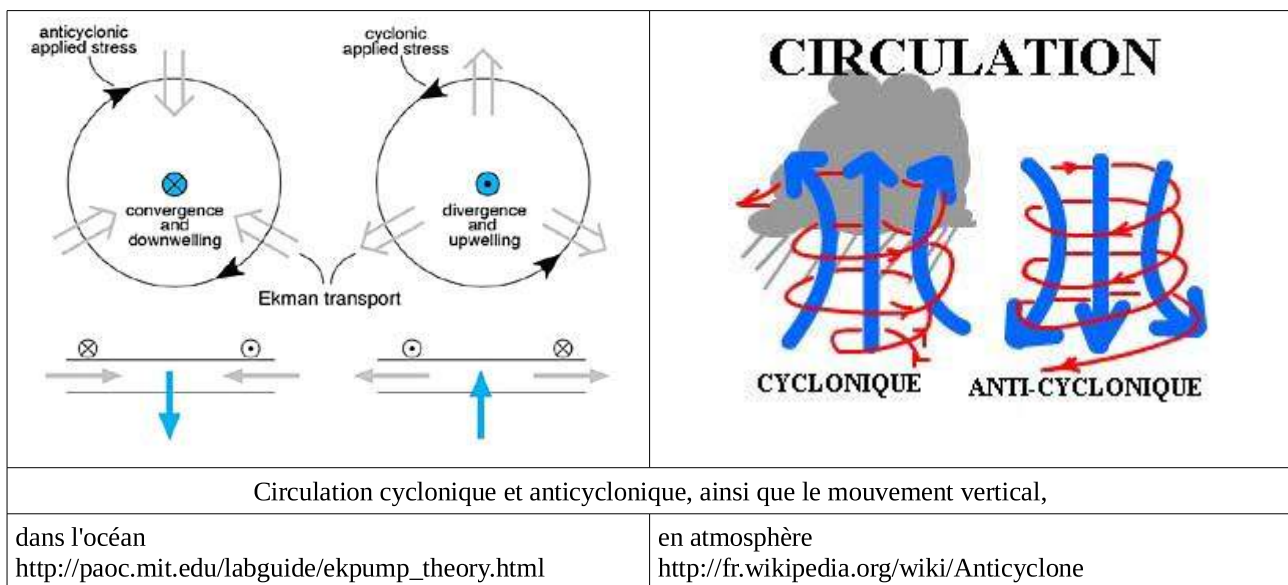
- la productivité primaire de l'océan

Comme les plantes sur la terre, le phytoplancton utilise la chlorophylle pour réaliser la photosynthèse. La Chlorophylle dans l'eau modifie la façon dont la mer reflète et absorbe la lumière du soleil, ce qui permet aux scientifiques de cartographier la quantité et l'emplacement du phytoplancton.

Ces cartes montrent chlorophylle milligrammes de chlorophylle par mètre cube d'eau de mer. Les observations proviennent du spectroradiomètre imageur à résolution modérée (MODIS) du satellite NASA Aqua.



Les plus faibles concentrations se trouvent dans les gyres subtropicaux anticycloniques à cause de la convergence d'eau de surface faible en nutriment.



Les plus fortes concentrations de chlorophylle se trouvent dans les régions où le phytoplancton est en pleine croissance près de la surface, notamment aux hautes latitudes et dans des endroits où il y a des remontées d'eau profondes jusque dans la zone éclairées, comme dans les zones équatoriales Est des océans et le long des continents dans les zones où le vent chasse les eaux de surface au large. Ce n'est pas la température de l'eau qui est importante, mais les températures faibles à une latitude donnée sont la preuve que de l'eau profonde (plus froide que l'eau de surface) est remontée récemment. Or ces eaux proviennent des zones non éclairées où la photosynthèse ne peut se faire et où la concentration en sels nutritifs (engrais naturels) est importante. Quand ces eaux riches

arrivent dans la zone éclairée le phytoplancton se développe rapidement jusqu'à épuisement des sels nutritifs.

A l'Equateur on note la présence d'une bande d'eau plus fraîche que les eaux avoisinantes, avec un signal plus marqué dans les océans Atlantique et Pacifique par rapport à l'océan Indien. Cette zone de la croissance du phytoplancton provient de la remontée d'eau plus profonde et riche en sels nutritifs en raison des vents dominants et de la force de Coriolis (même faible au niveau de l'Equateur). Dans de nombreuses zones côtières les courants et la bathymétrie font remonter les eaux sous-jacentes.

On peut noter aussi les eaux enrichies en chlorophylle sur le bord Est des Océans / au bord Ouest et la ligne équatoriale d'enrichissement au niveau de l'Equateur des océans Pacifique et Atlantique. Ce Phénomène n'existe pas dans l'Océan Indien Est car si l'upwelling existe, il remonte des eaux dépourvues de sels nutritifs. Ces eaux proviennent de l'Océan Pacifique Ouest et plus précisément de la plus grande masse d'eau chaude ($\approx 28^{\circ}\text{C}$) de l'Océan mondial. Hors celle-ci est dépourvue de sels nutritifs.

4 Équations de l'hydrodynamique

Les axiomes fondamentaux de la dynamique des fluides sont les lois de conservations. Pour étudier la dynamique océanique il faut considérer la conservation de la masse, de la quantité de mouvement, de la chaleur et du sel.

4.1 Équation de continuité

La lois de conservation de la masse, aussi appelée équation de continuité, s'écrit pour un fluide incompressible de la façon suivante

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{v} = 0 \quad \text{i.e.} \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Le symbole nabla représente l'opérateur dérivée spatiale $\nabla \equiv \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right)$

4.2 La deuxième loi de Newton appliqué aux mouvements océaniques

La lois de conservation de la quantité de mouvement est aussi appelé équations de Navier-Stokes. Elle sont des équations différentielles non linéaires décrivant le mouvement des fluides. Ces équations dérivent de la deuxième loi de Newton.

L'énoncé original de la deuxième loi de Newton est le suivant :

« L'altération du mouvement est proportionnel à la force qui lui est imprimée ; et cette altération se fait en ligne droite dans la direction de la force. »

Dans sa version moderne, on la nomme principe fondamental de la dynamique en translation ou relation fondamentale de la dynamique, et s'énonce ainsi :

« Dans un référentiel galiléen, la variation de la quantité de mouvement est égale à la somme des forces extérieurs qui s'exercent sur le solide »

Cette expression se simplifie dans le cas où la masse est constante :

« Soit un corps de masse m (constante) : l'accélération subie par ce corps dans un référentiel galiléen est proportionnelle à la résultante des forces qu'il subit, et inversement proportionnelle à sa masse m . »

$$\vec{a} = \frac{1}{m} \sum \vec{F}_i$$

avec \vec{a} accélération, m masse et \vec{F}_i forces .

Les forces qui agissent sur une particule d'eau océanique sont :

- la force de pression : elle est dirigée des hautes pressions vers les basses pressions ;
- la force de gravité : elle ne s'exerce que dans la direction verticale et ne peut pas accélérer les courants horizontalement. Elle ne joue un rôle important que pour les mouvements verticaux, par exemple lors des phénomènes de convection ;
- la force de Coriolis liée à la rotation de la Terre s'exerce perpendiculairement au mouvement et est dirigée sur la droite du mouvement dans l'hémisphère Nord ;
- les forces de frottement dues à la viscosité. La viscosité mesure la résistance d'un fluide à l'écoulement. Elle est due aux frottements entre les particules fluides en mouvement.
- les force de frottement dues à la turbulence.

L'expression mathématique pour exprimer ces forces pour un fluide incompressible est la suivante:

$$\vec{a} = \frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \vec{g} + 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \nu \nabla^2 \vec{v} + \nu_t \nabla^2 \vec{v}$$

avec vitesse du courant $\vec{v} \equiv (u, v, w)$ où u est la vitesse zonale (d'ouest en est, positive vers l'est), v la vitesse méridienne (du sud au nord, positive vers le nord) et w vitesse verticale w (positive vers les zénith);

ρ masse volumique et p pression; $\vec{g} \equiv (0, 0, g)$ accélération de la pesanteur; $\vec{\Omega}$ vitesse angulaire de la rotation terrestre ; ν viscosité cinématique de l'eau de mer ; ν_t viscosité due à la turbulence .

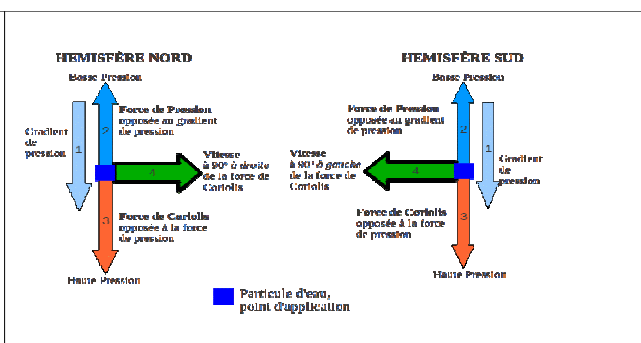
Les équations de Reynolds et de Navier-Stokes peuvent être simplifiées de diverses manières ce qui rend les équations plus facile à résoudre. Certaines simplifications permettent de trouver des solutions analytiques à des problèmes de dynamique des fluides.

Exemples :

Courant Géostrophique

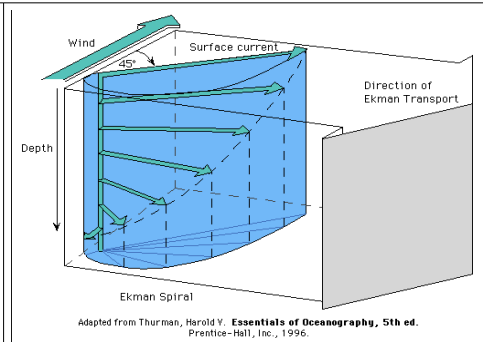
stationnaire, sans frottement, il reste un équilibre entre force de pression et de Coriolis. en direction x :

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 2 \Omega \sin \phi v$$



Transport d'Ekman

stationnaire
 sans pression
 avec frottement turbulent beaucoup plus grand que celui visqueux.
 a la surface frottement du vent
 il reste un équilibre entre force de Coriolis et frottement du vent



Historiquement en mécanique des fluides on utilise les définitions suivantes.

Équation d'Euler (établie par Leonhard Euler en 1755) s'applique dans le cas d'un fluide parfait, c'est-à-dire un fluide non visqueux et sans conductivité thermique en écoulement laminaire

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \vec{g}$$

exemple : effet Bernoulli

pour la direction x $\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dx}$

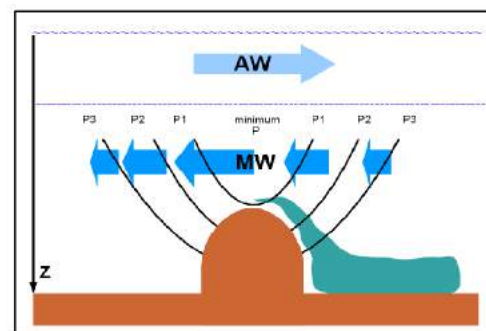
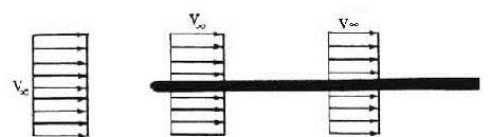


Schéma de l'effet Bernoulli à Gibraltar.

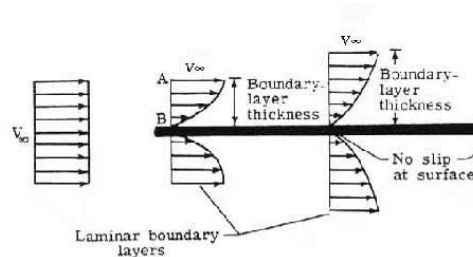
Équation de Navier-Stokes nommées d'après deux scientifiques du XIXe siècle, le mathématicien et ingénieur des Ponts, Claude Navier et le physicien George Stokes, le choix oubliant le rôle intermédiaire du physicien Adhémar Barré de Saint-Venant.

Les équation de Navier-Stokes s'appliquent pour des fluides visqueux :

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \vec{g} + \nu \nabla^2 \vec{v}$$



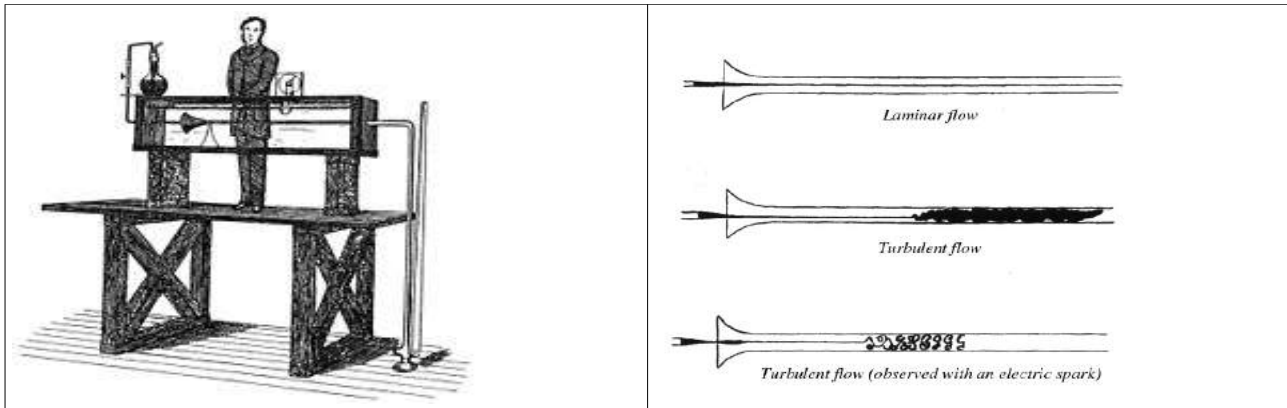
(a) Inviscid flow along a flat plate.



(b) Viscous flow along a flat plate.

Équation de Reynolds (ou *RANS-Reynolds Averaged Navier-Stokes equation*) permettent de tenir en compte de certains effets dus à la turbulence, en postulant, selon une idée de Joseph Boussinesq, une similitude entre la viscosité moléculaire et un coefficient appelé viscosité turbulente.

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p + \vec{g} + \vec{\Omega}\times\vec{v} + \nu\nabla^2\vec{v} + \nu_t\nabla^2\vec{v}$$

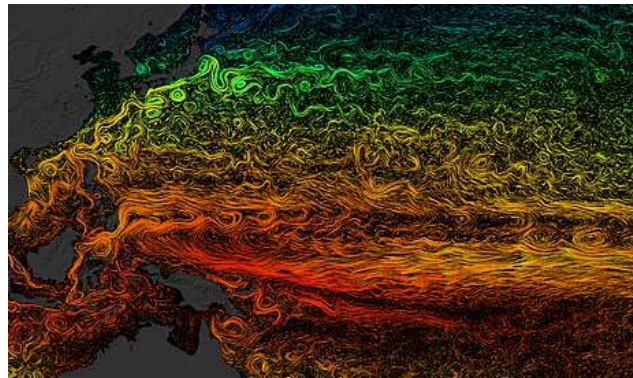


Depuis la moitié du XX^e siècle les océanographes se sont rendu compte que les mouvements océaniques ont en effet un comportement très turbulent.

Voir la vidéo :

Perpetual Ocean by NASA

<http://www.nasa.gov/topics/earth/features/perpetual-ocean.html>



Sea surface current flows visualised by Nasa's [Goddard Space Flight Center](http://www.nasa.gov)

Il faut noter que les équations ci-dessous ne tiennent pas compte de la force de Coriolis, elle doit être ajoutée dans les applications aux mouvements océaniques de ces équations.

4.3 Modèles numériques de circulation

Ces équations, lorsqu'elles ne sont pas simplifiées n'ont pas de solutions analytiques, elles sont donc résolues avec des simulations numériques.

L'idée de base des modèles numériques de prévision océanographique est de passer aux équations discrètes :

$$\frac{dv}{dt} \approx \frac{\Delta v}{\Delta t} = \frac{1}{m} \sum F_i \quad \text{ou} \quad \vec{v}_{t+1} = \vec{v}_t + \left(\frac{1}{m} \sum F_i \right) \Delta t$$

La modélisation numérique de la circulation océanique est une discipline très jeune puisqu'elle s'est essentiellement développée au cours de la seconde moitié du XX^e siècle, bénéficiant de façon

continue des progrès en matière d'outils de calcul automatique et s'appuyant, surtout au début, sur les développements de la prévision numérique du temps en météorologie. En effet les équations qui décrivent le comportement de l'océan et de l'atmosphère sont très similaires. Avant 1900, météorologie et océanographie essentiellement descriptives.

Coiffier (2000) présente un très intéressant aperçu historique des techniques qui ont servi à la construction des modèles de prévision numérique du temps basée sur la résolution numérique de ces équations, c'est-à-dire de déterminer les valeurs futures de ses grandeurs caractéristiques en partant de valeurs initiales connues grâce aux observations. Les modèles numériques d'atmosphère construits sur ce principe sont ainsi devenus les outils indispensables de la prévision du temps, supplantant progressivement les méthodes fondées sur l'application de règles de déplacement et d'évolution de structures atmosphériques identifiables (les centres d'action et les fronts).

« Les équations utilisées sont les équations générales de la mécanique des fluides, bien établies déjà au début du XX^e siècle, auxquelles on applique un certain nombre de simplifications qui se justifient par l'analyse des ordres de grandeur des divers termes dans le cas particulier de l'atmosphère terrestre et selon les échelles à décrire. Le recours au calcul numérique est indispensable pour résoudre ces systèmes d'**équations non linéaires** dont les solutions ne peuvent pas être déterminées analytiquement dans le cas général.

La construction d'un modèle numérique d'atmosphère et d'océan comprend deux étapes distinctes : la première consiste à établir un système d'équations, alors que la seconde, dite « numérisation », consiste à remplacer les équations portant sur des variables continues par des équations portant sur des variables discrètes et dont les solutions sont obtenues au moyen d'un algorithme approprié. Les résultats d'une prévision numérique dépendent donc des propriétés générales des solutions des équations, qui relèvent de la météorologie dynamique, ainsi que des effets de la numérisation adoptée, qui doivent être examinés de façon détaillée.

La mise en oeuvre de l'algorithme implique de disposer d'un outil de calcul qui soit suffisamment puissant, tout en restant simple d'utilisation. C'est la raison pour laquelle les progrès de la prévision numérique du temps ont été étroitement liés au fantastique développement des ordinateurs, depuis leur naissance à la fin de la deuxième guerre mondiale. » (Coiffier, 2000):

Au XX^e siècle, la modélisation devient une branche de la physique mathématique.

Dès 1904, le Norvégien Vilhelm Bjerknes reconnaît que la prévision du temps est fondamentalement un problème déterministe à valeurs initiales au sens mathématique du terme (Bjerknes, 1904) : « *Si, comme le pense chaque homme raisonnant scientifiquement, les phénomènes atmosphériques se développent à partir de ceux qui les précèdent suivant des lois précises, on peut en déduire que les conditions nécessaires et suffisantes pour une solution rationnelle de la prévision en météorologie sont les suivantes :*

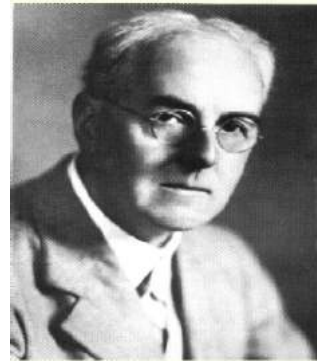
- *on doit connaître avec une précision suffisante l'état de l'atmosphère à un instant donné ;*
- *on doit connaître avec une précision suffisante les lois selon lesquelles un état de l'atmosphère se développe à partir de l'état précédent. »*

Cependant, Bjerknes réalise que la difficulté du problème vient de la nécessité de résoudre un système d'équations aux dérivées partielles non linéaires pour lesquelles on ne dispose pas, dans le cas général, de solutions analytiques.

Richardson essayait donc de montrer que le calcul permettait effectivement d'effectuer des prévisions météorologiques à une époque où les calculateurs électroniques n'existaient pas encore. Il publia sa méthode en 1922 dans un livre intitulé *Weather Prediction by Numerical Process*.

Richardson préconisait des techniques de calcul permettant de simplifier les équations et indiquait qu'il était nécessaire de partir d'une situation météorologique avec un nombre important de données terrestres et d'altitude sur l'ensemble du globe.

À l'aide de formulaires standardisés, pour accélérer le calcul en divisant le travail, il avait estimé que 64000 personnes étaient nécessaires pour que la prévision soit émise en avance sur les événements.



http://fr.wikipedia.org/wiki/Lewis_Fry_Richardson

Richardson découpait le globe en une grille rectangulaire de 230 km (en latitude) sur 200 km (en longitude), ce qui donnait 3200 colonnes verticales autour de la Terre. De plus, il divisait l'atmosphère en tranche à 4, 7 et 12 km d'altitude et il proposait des calculs par pas de temps de 3 heures.

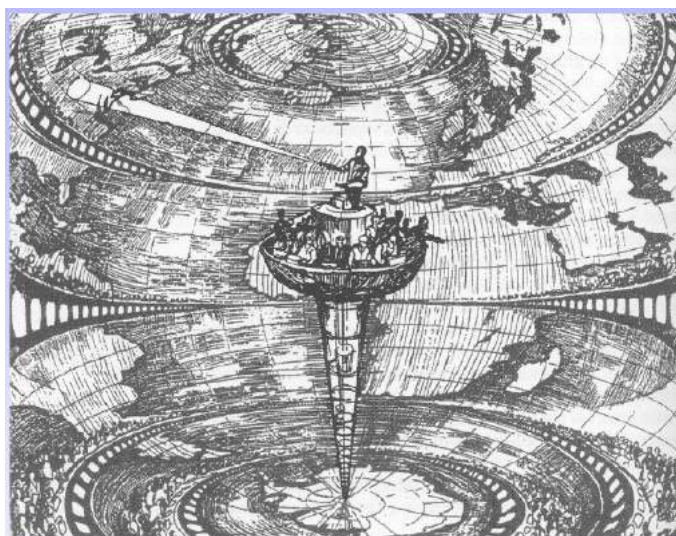
Cet immense système a été baptisé "**l'usine à prévoir le temps**".

Citation, Richardson (1922)

Il m'a fallu une bonne partie de six semaines pour remplir les formulaires de calcul et établir la nouvelle distribution dans deux colonnes verticales, pour la première fois. Mon bureau était un tas de foin dans un froid cantonnement en retrait. Avec de l'entraînement, le travail d'un calculateur moyen pourrait aller sans doute dix fois plus vite. Avec un pas de temps de trois heures, alors trente-deux personnes pourraient calculer exactement deux points de façon à avancer à la même vitesse que le temps, sans tenir compte du très grand gain de vitesse que l'on constate invariablement quand une opération complexe est divisée en parties plus simples, sur lesquelles des individus se spécialisent. Si les dimensions des carreaux de l'échiquier sont de 200 kilomètres sur l'horizontale, il y aurait 3 200 colonnes sur la Terre entière. Comme dans les régions tropicales le temps est souvent connu à l'avance, on peut considérer qu'il y a 2 000 colonnes actives. De cette façon, $32 \times 2\,000 = 64\,000$ calculateurs seraient nécessaires pour faire la course avec le temps sur la Terre entière. C'est un nombre plutôt considérable. Sans doute, dans quelques années, sera-t-il possible de simplifier le schéma de calcul. Mais, de toute façon, l'organisation qui est proposée est celle d'une fabrique de prévisions centralisée pour l'ensemble de la Terre, ou pour des parties limitées par des frontières où le temps est invariable, avec des calculateurs humains spécialisés sur des équations différentes. Espérons pour eux qu'ils seront régulièrement affectés à de nouvelles opérations.

Après un raisonnement aussi difficile, on peut sans doute avoir un peu de fantaisie.

Imaginons un immense hall en forme de théâtre, sauf que les galeries et balcons y feraient un tour complet, occupant ainsi la place dévolue à la scène. Les murs de cet espace seraient peints pour représenter une carte de la Terre. Le plafond représenterait les régions polaires septentrionales, l'Angleterre serait dans les balcons, les tropiques dans les baignoires du haut, l'Australie au niveau des corbeilles et l'Antarctique dans la fosse. Une myriade de calculateurs humains sont au travail sur le temps de la partie de la carte où ils siègent, mais chacun ne s'occupe que d'une équation ou d'une partie d'équation. Le travail de chaque région est coordonné par un employé de haut rang. De nombreux petits tableaux affichent les valeurs instantanées de façon à ce que les calculateurs voisins puissent les lire.



Le modèle de Richardson, 1922

Imagination d'un système de calcul humain (64000 personnes) automatisé et parallèle avec une puissance de calcul de 1 Flops (*Floating point operations per second*).

Dessin d'Alf Lannerbaeck, publié par le journal suédois *Dagens Nyheter* le 22 septembre 1984.

Chaque nombre est ainsi affiché dans trois niveaux adjacents, de façon à maintenir les communications avec le Nord et le Sud sur la carte. Du plancher de la fosse s'élève une haute tour qui atteint la moitié de la hauteur du théâtre. Elle porte une chaire sur son sommet: le responsable de l'ensemble y est assis, entouré de plusieurs assistants et messagers. Une de ses tâches consiste à maintenir une vitesse de progression constante dans toutes les parties du globe. De ce point de vue, il ressemble au chef d'un orchestre dont les instruments seraient des règles à calcul et des machines à calculer. Mais au lieu d'agiter une baguette, il pointe un rayon lumineux rose en direction des régions en avance sur les autres et un rayon bleu vers celles qui sont à la traîne. Quatre employés de haut niveau collectent le temps au fur et à mesure qu'il est calculé, et l'expédient à l'aide d'une messagerie pneumatique vers une salle calme. De là, il sera codé et téléphoné vers la station d'émission radio. Des messagers transportent les piles de formulaires de calcul usagés vers un local d'archivage au sous-sol.

Dans un bâtiment voisin, un service de recherche est installé qui invente des améliorations. Mais il est nécessaire de faire des essais à petite échelle avant de procéder à des changements dans les algorithmes utilisés dans le théâtre de calcul. Dans le sous-sol, un enthousiaste passe son temps à observer des tourbillons dans le liquide qui remplit un bassin en rotation, mais jusqu'à présent la méthode numérique donne de meilleurs résultats. Dans un autre bâtiment sont installés les services financiers, courrier et administratif habituels. À l'extérieur se trouvent des terrains de jeux, des habitations, des montagnes et des lacs, car on a pensé que ceux qui calculent le temps devraient pouvoir le respirer librement.

Cependant, un petit essai de prévision d'évolution de la pression atmosphérique selon cette méthode, mais sans tout le personnel, donna un résultat très décevant:

la variation calculée était de 145 hPa en 6 heures, une valeur tout à fait impossible quand on pense qu'une variation de 20 hPa est considérée comme une variation extrême pour ce même temps.

En fait, la variation réelle a été presque nulle.

L'erreur de Richardson a été de discrétiser les dérivées des équations primitives atmosphériques sans tenir compte de la variabilité expérimentale des données.

Ces dérivées impliquent des divisions de nombres qui sont très proches l'un de l'autre (ex. variation de la pression ou de la température avec le temps). Or la variation des variables météorologiques peut être de

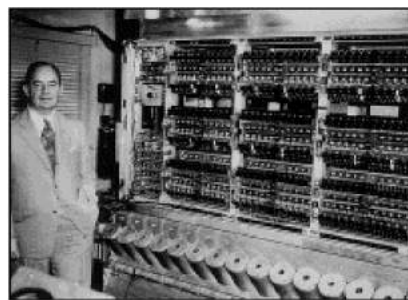
l'ordre de l'erreur de leur mesure et en plus, elle peut être instantanément grande sans pour autant durer. Il faut donc utiliser des valeurs lissées sur une certaine période pour obtenir des résultats réalistes. On sait maintenant que le pas de temps n'aurait pas dû excéder une demi-heure dans les calculs et que les données initiales, n'ayant pas subi de contrôle de qualité, introduisirent des instabilités de calcul. Richardson a cependant démontré l'idée que la prévision du temps par calcul était possible et les problèmes de logistique humaine et financière ont été résolus plus tard par l'avènement des ordinateurs.

En 1928, les mathématiciens allemands Courant, Friedrichs et Levy étudient de façon systématique la manière de résoudre les équations aux dérivées partielles à l'aide des « différences finies » et précisent les contraintes à respecter lors de la numérisation (Courant et al., 1928).

En 1939, le Suédois Carl-Gustav Rossby montre que l'équation de conservation du tourbillon absolu permet d'interpréter correctement le déplacement observé des centres d'action atmosphériques (Rossby et al., 1939).

Apparition de calculateurs électroniques

En 1946, le premier ordinateur électronique, l'Eniac (*Electronic Numerical Integrator Analyser and Computer*), voit le jour à l'université de Pennsylvanie située à Philadelphie (États-Unis), grâce à l'impulsion déterminante du mathématicien américain d'origine hongroise John von Neumann, qui propose de l'utiliser aussi pour la prévision météo.



En 1948, l'Américain Jule Charney propose une simplification du système général d'équations, connue sous le nom d'«approximation quasi géostrophique», et retrouve comme cas particulier l'équation étudiée par Rossby (Charney, 1948).

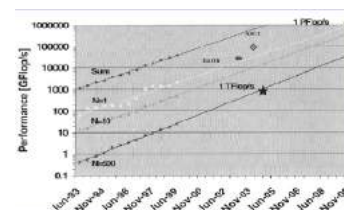
Enfin, en 1950, J. Charney, le Norvégien R. Fjörtoft et J. von Neumann réalisent la première prévision numérique du temps (Charney et al., 1950) : ils utilisent pour cette expérience l'équation de conservation du tourbillon absolu et effectuent les calculs numériques sur le ordinateur électronique Eniac, installé à Aberdeen (Maryland, États-Unis). Les résultats obtenus pour la prévision de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa, caractéristique de l'atmosphère moyenne, sont tout à fait encourageants et cette expérience historique marque ainsi le point de départ de la prévision numérique moderne (Platzmann, 1979). En réponse à Charney, qui lui avait fait parvenir l'article décrivant l'expérience, Richardson écrit en 1952 : «Permettez-moi de vous féliciter ainsi que vos collaborateurs pour le remarquable succès que vous avez obtenu à Princeton et pour les perspectives d'amélioration que vous indiquez» (Ashford, 1985).

depuis

- Augmentation des ressources informatiques surtout utilisée pour assurer des résolutions plus fines

Puissances de calcul

- Croissance exponentielle: Loi de Moore: doublement des capacités tous les 18 mois.
- Le PC banal de 2001 était le superordinateur coûtant 1MEuro en 1992.
- Limitations à prévoir?
 - 1GHertz limite distances à 30cm (vitesse de la lumière)
 - Traçage des circuits par rayons lumineux limités par longueur d'onde du visible
 - Échauffements



Architectures nouvelles

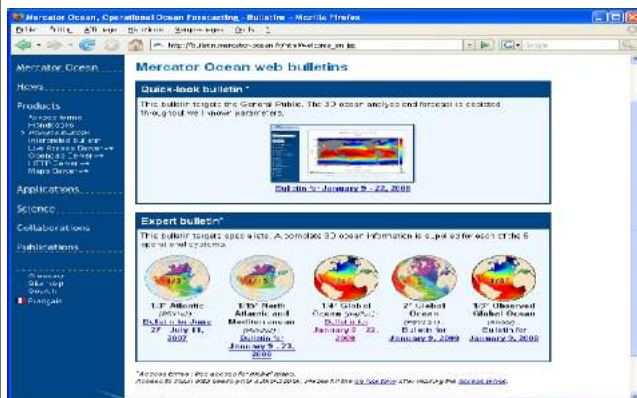
- SISD single instruction, single data: processeur classique
- SIMD single instruction, multiple data: processeur vectoriel
- MIMD multiple instruction, multiple data: processeur parallèle
 mémoire partagée: typiquement 16 processeurs exploités efficacement
 mémoire distribuée: massivement parallèle mais recodage (1024 processeurs)

Apparition de modèles océanographiques

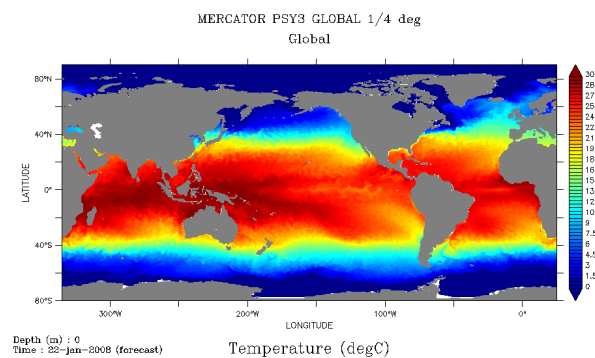
- 1963 Bryan: modèle barotrope
- 1969 Bryan: modèle barocline incluant effets topographiques et fermeture turbulente
- En météorologie, les modèles aux équations primitives 3D existent depuis 1963 (Smagorinsky).
- Le modèle de Bryan (GFDL, MOM) est presque inchangé et reste le plus utilisé
- Les nouveaux développements viennent généralement des modèles météorologiques (assimilation, fermetures, méthodes spectrales, semi-lagrangiennes)
- Refaire complètement un modèle est un investissement majeur
- Ajouts aux modèles: assimilation de données, meilleurs schémas numériques, fermetures plus complexes

Exemples de modèles océaniques opérationnels

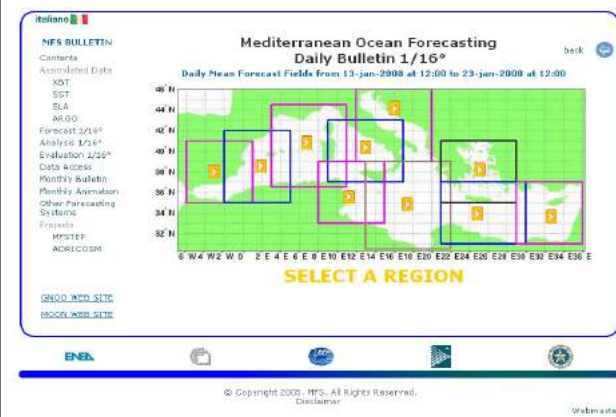
MERCATOR OCEAN



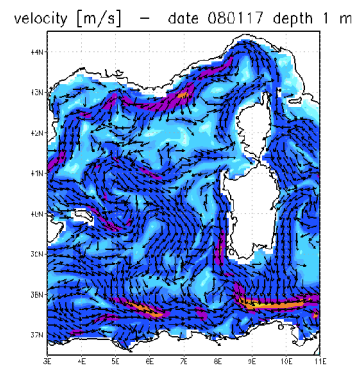
http://bulletin.mercator-ocean.fr/html/welcome_en.jsp



MFS



<http://www.bo.ingv.it/mfs/>



Conseils pour l'examen écrit

- écrire de manière le plus lisible possible
- soigner à l'orthographe
- attention au majuscules et minuscules et aux noms propres
- gérer les temps
- concision et précision
- écrire sur la copie la question, de façon à bien réfléchir sur la réponse à donner

Annales des questions

2012/2013	II session	"Décrire et expliquer la circulation océanique de surface"
2014/2015	I session	"Décrire et expliquer la distribution de la température dans l'océan"
2014/2015	II session	"Décrire et expliquer les méthodes d'observation et de mesure de la circulation océanique"