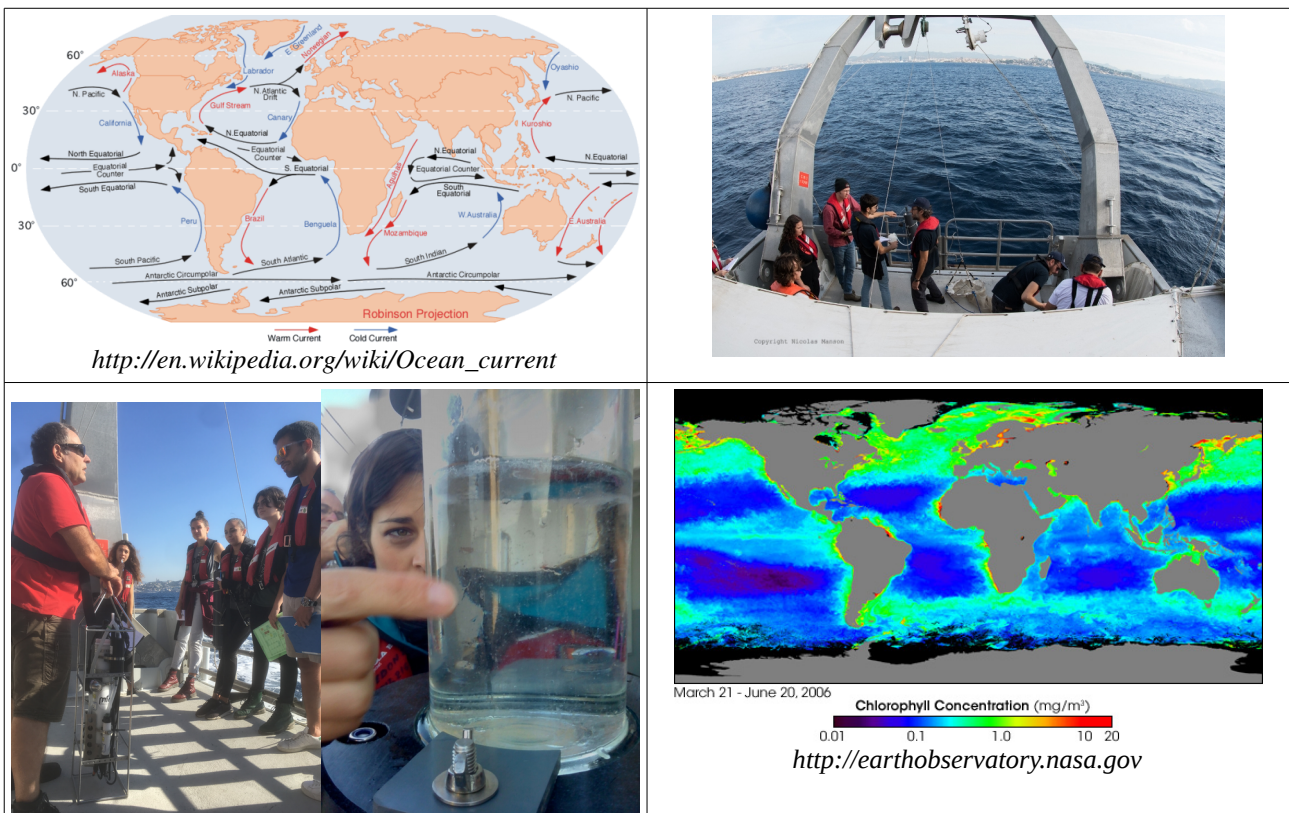


*A.M. Doglioli
F. Diaz
D. Thibaut*

Introduction à l'Océanographie



Version Préliminaire

dernière révision : 18 octobre 2022

Remerciements

Cet ouvrage est dédié à la mémoire de notre collègue Frédéric Diaz, qui, avec grand investissement, avait partagé avec nous cet enseignement en y contribuant considérablement.

Nous désirons remercier nos étudiants et nos collègues pour leur commentaires, questions, corrections et suggestions qui nous ont permis d'améliorer ce cours. En particulier, nous remercions Anne Petrenko, Jean Blanchot, Jérôme Bouffard, Marion Kersalé, Francesco Nencioli, Marine Briand, Guillaume Marchessaux, Kahina Djaoudi.

Doglioli, A. M., Diaz, F., Thibaut, D. (2022), *Notes de Cours et Travaux Dirigés d'Introduction à l'Océanographie* Université d'Aix-Marseille, Marseille, France.

www.mio.univ-amu.fr/~doglioli/DoglioliThibaut_IntroductionOceanographie.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 LibreOffice www.libreoffice.org

Table des matières

Partie I Cours Magistraux

1. Introduction

- 1.1 Introduction générale sur l'océanographie et historique de la discipline
- 1.2 Origine et évolution à long terme des bassins océaniques

2. Les propriétés physiques de l'eau de mer

- 2.1 La salinité S
- 2.2 La température T
- 2.3 La pression p
- 2.4 La masse volumique ρ et la « densité » σ
- 2.5 Structure verticale de l'océan
- 2.6 Les principales masses d'eau dans l'Océan
- 2.7 La circulation océanique

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. Les 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

5. Biologie À AJOUTER

Partie II Travaux Dirigés

- TD1 - Cartographies
- TD2 - Paramètres physico-chimiques dans la colonne d'eau marine
- TD3 - Hydrologie et courantologie de la Méditerranée Eurafrique
- TD4 - L'eau méditerranéenne dans l'Océan Atlantique nord-est : les Meddies
- TD5 - Présentation de l'instrumentation du MIO et de l'OSU Pythéas
- TD6 - *Sampling, analysis and measurement of plankton*
- TD7 - *Estimation of Biodiversity*
- TD8 - *Diversity of Zooplankton* À FINALISER

Bibliographie et Liens utiles

La Cité de la Mer Cherbourg, 2012. *Qu'est-ce que l'océanographie ?* Dossier thématique – Médiathèque de La Cité de la Mer. <http://mediathequedelamer.com/wp-content/uploads/dossier-oceanographie.pdf>

Laubier L., 2002. *L'émergence de l'océanographie au Cnrs : les conditions de la pluridisciplinarité*. La revue pour l'histoire du CNRS. <http://histoire-cnrs.revues.org/3661>

Coiffier J., 2000. *Un demi-siècle de prévision numérique du temps*, La Météorologie. <http://hdl.handle.net/2042/36122>

Lynch P. et De Moor G., 2008. *Les origines de la prévision numérique du temps et de la modélisation climatique*, La Météorologie. <http://hdl.handle.net/2042/21887>

Dolan, J.R. The origins of oceanography in France: The scientific expeditions of Travailleur and Talisman (1880–1883). *Oceanography* 33(2), <https://doi.org/10.5670/oceanog.2020.202>
https://www.insu.cnrs.fr/fr/cnrsinfo/les-origines-de-loceanographie-en-france-1880-1883?utm_campaign=Newsletter%20de%20l%27Insu&utm_medium=email&utm_source=Revue%20newsletter

Autres sources

<https://fr.wikipedia.org/wiki/Thermistance>

[https://fr.wikipedia.org/wiki/R%C3%A9sistance_\(%C3%A9lectricit%C3%A9\)](https://fr.wikipedia.org/wiki/R%C3%A9sistance_(%C3%A9lectricit%C3%A9))

<https://fr.wikipedia.org/wiki/R%C3%A9sistivit%C3%A9>

<https://www-iuem.univ-brest.fr/fr/science-et-societe/sciences-pour-tous/histoire-oceano/temperature>

<http://www-connexe.univ-brest.fr/lpo/instrumentation/07.htm>

Partie I

Cours Magistral

1 Introduction

1.1 Introduction générale sur l'océanographie et historique de la discipline¹

Dans la préhistoire, les humains semblent avoir eu la connaissance des vagues et des courants marins. Des observations sur les marées ont été enregistrées par Aristote et Strabon (384-322 av.J.-C.), mais les premières explorations des océans étaient principalement destinées à des sondages de profondeur par ligne de plomb, à la cartographie et à l'étude d'animaux que les pêcheurs ramassaient dans les filets.

Entre la fin du XV siècle et le début du XVI, la campagne portugaise de navigation en océan Atlantique est le premier exemple d'un grand projet scientifique systématique, soutenu pendant de nombreuses décennies, étudiant les courants et les vents. Bartolomeu Dias suivit la côte africaine vers le sud en août 1487, tandis que Vasco da Gama parti en juillet 1497 empruntent une route maritime depuis la latitude de la Sierra Leone, passant 3 mois au large de l'Atlantique Sud pour profiter de la déviation vers le sud de l'alizé du sud du côté brésilien et du courant brésilien allant vers le sud. Les connaissances acquises lors de l'exploration en haute mer ont permis des périodes prolongées bien documentées de navigation sans vue de la terre, non pas par accident mais en tant qu'itinéraire planifié prédéterminé. Dans ce contexte le travail du mathématicien Pedro Nunes (1502-1578) est rappelé dans le contexte de la navigation pour la détermination de la courbe loxodromique : le plus court parcours entre deux points à la surface d'une sphère représentée sur une carte à deux dimensions.

L'expédition danoise en Arabie 1761-67 peut être considérée comme la première expédition océanographique au monde, car le navire Grønland avait à son bord un groupe de scientifiques, dont le naturaliste Peter Forsskål, à qui le roi Frederik V a confié une tâche explicite de étudier et décrire la vie marine en haute mer, y compris trouver la cause de la marée ou des mers laiteuses. À cette fin, l'expédition a été équipée de filets et de grattoirs, spécialement conçus pour collecter des échantillons des eaux libres et du fond à grande profondeur.

¹ Voir aussi <https://en.wikipedia.org/wiki/Oceanography>

Bien que Juan Ponce de León en 1513 ait identifié pour la première fois le Gulf Stream et que le courant soit bien connu des marins, Benjamin Franklin en fit la première étude scientifique et lui donna son nom. Franklin a mesuré la température de l'eau lors de plusieurs traversées de l'Atlantique et a correctement expliqué la cause du Gulf Stream. Franklin et Timothy Folger ont imprimé la première carte du Gulf Stream en 1769-1770.



La fondation de l'océanographie moderne a été l'expédition du Challenger de 1872-1876, première véritable campagne océanographique. En réponse à une recommandation de la Royal Society, le gouvernement britannique a annoncé en 1871 une expédition pour explorer les océans du monde et mener des recherches scientifiques appropriées. Charles Wyville Thompson et Sir John Murray ont loué le navire Challenger à la Royal Navy et l'ont modifié pour des travaux scientifiques et équipé de laboratoires séparés pour l'histoire naturelle et la chimie. Sous la supervision scientifique de Thomson, le Challenger a parcouru près de 70 000 milles nautiques (130 000 km).

Cette exploration popularise rapidement la discipline et les premières avancées auprès du grand public. Le terme « océanographe » désignant le chercheur de cette science carrefour de plusieurs disciplines apparaît en France en 1880.

Son étymologie est composé du mot OCÉAN :

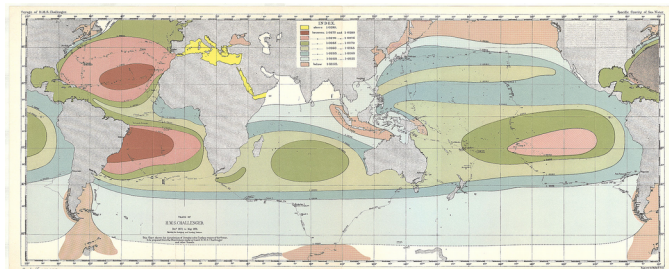
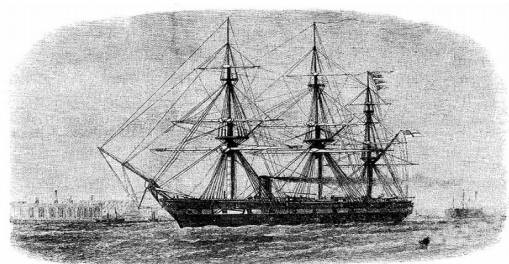
du Latin *Oceanus*, du Grecque *Ὠκεανός* = *Okeanos*, est le grand fleuve ou mer entourant le disque de la Terre (par opposition à la Méditerranée), d'origine inconnue. Personnifiée comme Oceanus, fils d'Ouranos et de Gaia et époux de Téthys. Dans les temps anciens, lorsque les masses terrestres connues 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^{ème} 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/>)

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).*

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



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.

Figures tirées de http://fr.wikipedia.org/wiki/Expédition_du_Challenger

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].

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.

1.2 Origine et évolution à long terme des bassins océaniques

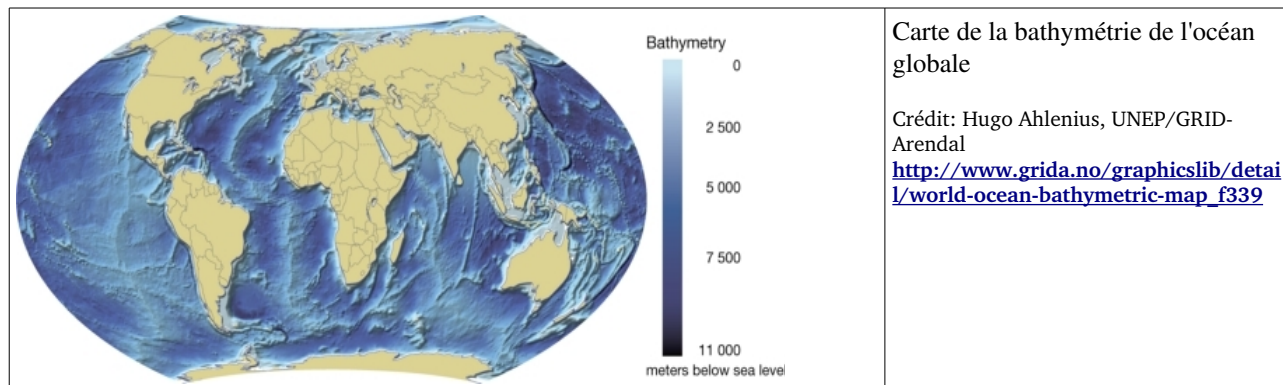
La surface de la Terre est occupée à 71% par des océans. Il y a 2,45 fois plus de mer que de terre.

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.

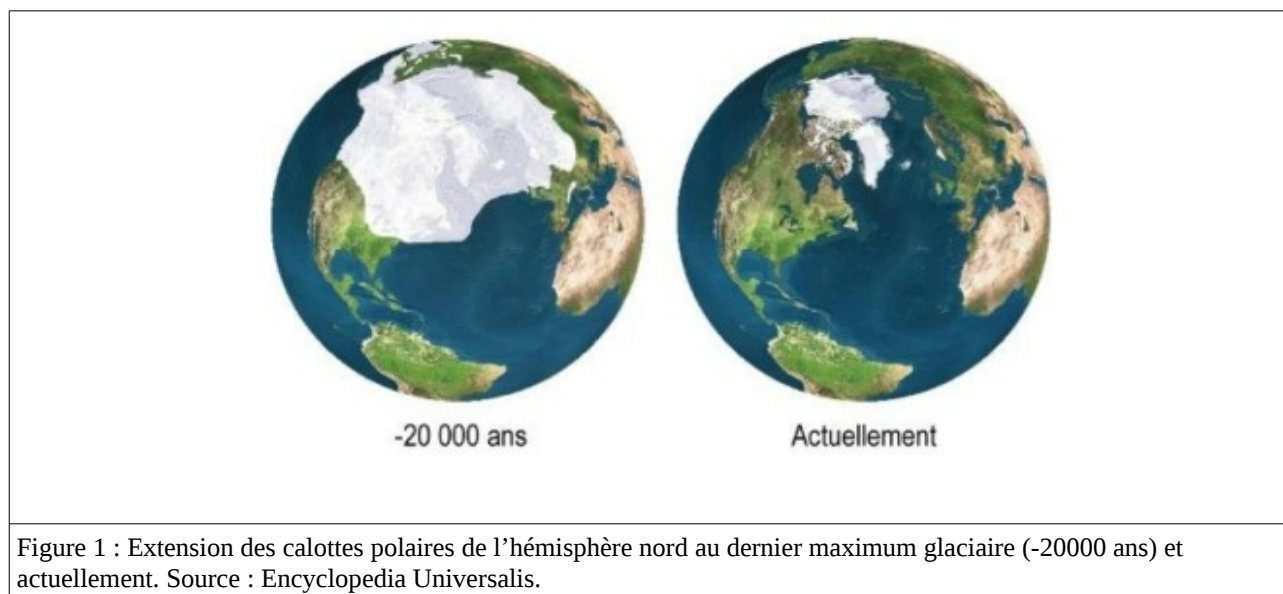


La lithosphère océanique, légèrement plus dense ($\rho=2900 \text{ kg m}^{-3}$) que la lithosphère continentale ($\rho=2700 \text{ kg m}^{-3}$) est perpétuellement créée et recyclée par le manteau supérieur. La lithosphère océanique est donc très jeune (la plus ancienne lithosphère trouvée actuellement a « seulement » 200 millions d'années, 0,4% de la durée de l'histoire de la Terre), alors que la lithosphère continentale la plus ancienne a environ 4 milliards d'années. Les équilibres isostatiques impliquent d'une part, que les continents moins denses, constituent des reliefs élevés et soient profondément « enracinés » dans le manteau (grande épaisseur) et d'autre part que la lithosphère océanique plus dense, soit plus mince, et occupe des zones en creux qui sont en fait envahies par les eaux. Les marges continentales sont constituées de plateaux dont la profondeur moyenne est de l'ordre de 150 m (*cf.* La Manche, le golfe de Gascogne, les Bancs de Terre-Neuve, etc...). Les marges passives sont limitées par des talus descendants plus ou moins progressivement vers les plaines abyssales.

Au cours des temps géologiques, le niveau marin a varié selon deux mécanismes principaux :

1/ Variation de forme et de volume du contenant : avec l'activité géodynamique, la déformation du fond océanique a fait varier le niveau océanique. Par exemple, au Crétacé (145 – 65Ma), le bombement du fond océanique associé à l'intense activité de la dorsale et à l'activation de l'ouverture de l'Atlantique, a fait monter le niveau de l'océan sur les plaines et bassins continentaux, créant des mers peu profondes, chaudes dans lesquelles a proliféré le phytoplancton calcaire constituant d'épaisses couches de craie qu'on peut observer dans de nombreux endroits (massif des calanques par ex.).

2/ Variation du volume du contenu : une partie de l'eau peut être stockée dans les calottes glaciaires situées sur les continents. Variant avec les changements d'insolation, l'accrétion et la fusion de ces calottes agissent sur le niveau moyen de l'océan : entre 17000 ans BP et 8000 ans BP, soit en moins de 10000 ans, à la fin de la dernière glaciation, le niveau de la mer est monté de 120 m suite à la fonte des grandes calottes qui couvraient l'hémisphère nord (Figure 1, disparition des calottes Laurentide, Fenno-Scandienne).



Les dimensions de l'Océan

L'océan recouvre $3,6 \times 10^{14} \text{ m}^2$, ce qui représente environ 71% de la surface terrestre (Tableau 1). Sa profondeur est très variable : alors que sur le plateau continental, la profondeur ne dépasse guère les 250 m, le talus continental mène à des plaines abyssales situées entre 3000 et 6000 m de profondeur (Figure 2). L'extension du plateau continental est variable : quasi inexistant en Méditerranée, il atteint 300 km au large du Finistère.

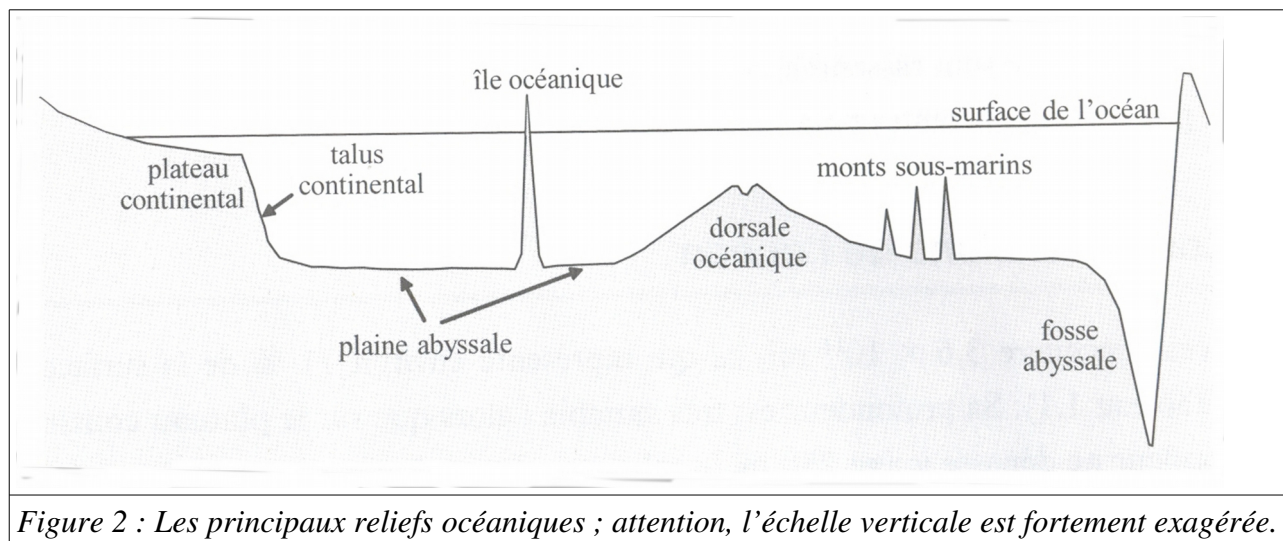


Figure 2 : Les principaux reliefs océaniques ; attention, l'échelle verticale est fortement exagérée.

La limite plateau–talus est marquée par une rupture de pente (0,2% sur le plateau contre 5% en moyenne sur le talus). Les différentes plaines abyssales sont séparées par des chaînes de montagne, les **dorsales**, hautes de plusieurs milliers de mètres (parfois émergentes comme l'Islande) et qui parcourent l'océan sur plus de 60000 km. Les dorsales sont des zones volcaniques où la lithosphère océanique se forme par fusion partielle du manteau. Elles sont segmentées par des fractures appelées **failles transformantes**. Elles sont aussi le lieu d'importantes circulations hydrothermales, qui génèrent des phénomènes spectaculaires : les sources chaudes ($T > 350^\circ\text{C}$), découvertes en 1977, forment d'immenses geysers appelés « fumeurs noirs », localisés en certains points des dorsales, et les sources froides (T de 20 à 60°C) découvertes beaucoup plus récemment, de distribution plus diffuse sur le plancher océanique, mais probablement beaucoup plus nombreuses.

Surface	$3,6 \times 10^{14} \text{ m}^2$
Profondeur moyenne	3 800 m
Profondeur maximale	11 000 m
Volume total	$1,36 \times 10^{18} \text{ m}^3$
Température moyenne	$2,8^\circ\text{C}$
Salinité moyenne	$34,55 \text{ g.kg}^{-1}$
Apport d'eau par les fleuves	$10^6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$

Tableau 1 : quelques caractéristiques essentielles de l'Océan.

La lithosphère océanique retourne dans le manteau terrestre au niveau des zones de subduction, créant ainsi des **fosses abyssales** dont la profondeur peut atteindre 11 km (fosse des Mariannes dans le Pacifique). Des organismes dits piézophiles (aimant la pression) y vivent malgré les 1100 atmosphères de pression ! Les reliefs sous-marins sont donc beaucoup plus marqués que ceux des continents. Il ne faut cependant pas perdre de vue qu'il s'agit d'une fine pellicule à la surface de la Terre qui semble très grande seulement à l'échelle humaine. Toutes proportions gardées, l'océan représente l'épaisseur d'une feuille de papier à la surface d'un ballon de football.

La profondeur moyenne de l'océan est de 3800 m, les fonds compris entre 6000 et 11000 m ne représentant que 3% de la surface totale de l'océan, ce qui est finalement très peu. Le volume de l'océan est lui de $1,36 \times 10^{18} \text{ m}^3$ (Tableau 1). C'est de loin le principal réservoir d'eau à la surface de la Terre (même si une quantité d'eau au moins du même ordre de grandeur est stockée en profondeur dans le manteau terrestre). Si on définit l'océan de surface comme les 500 premiers mètres d'épaisseur depuis la surface, il représente environ $0,36 \times 10^{18} \text{ m}^3$ (~26%) alors que l'océan profond environ 10^{18} m^3 (Tableau 2).

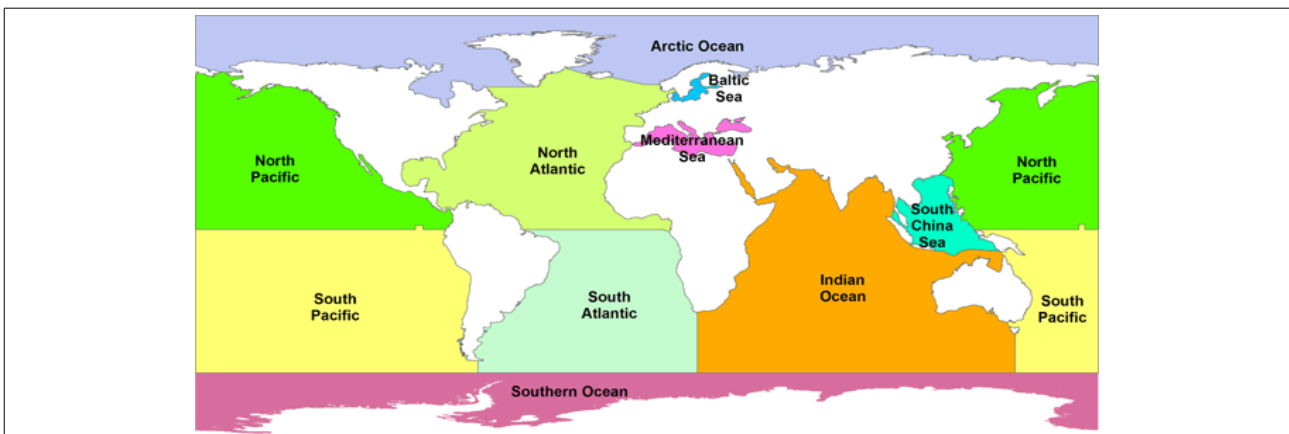


Figure 3 : Frontières océaniques définies par l'organisation hydrographique internationale

Table 1: Volumes of the World's Oceans from ETOPO1

	Area ⁺ (km ²)	% Ocean Area	Volume (km ³)	% Ocean Volume	Avg. Depth (m)	Max Depth (m)
Arctic Ocean	15,558,000	4.3	18,750,000	1.4	1205	5567
Atlantic Ocean	85,133,000	23.5	310,410,900	23.3	3646	8486
Baltic Sea	406,000	0.1	20,900	0.0	51	392
Mediterranean	2,967,000	0.8	4,390,000	0.3	1480	5139
North Atlantic	41,490,000	11.5	146,000,000	10.9	3519	8486
South Atlantic	40,270,000	11.1	160,000,000	12.0	3973	8240
Indian Ocean	70,560,000	19.5	264,000,000	19.8	3741	7906
Pacific Ocean	161,760,000	44.7	660,000,000	49.4	4080	10,803
North Pacific	77,010,000	21.3	331,000,000	24.8	4298	10,803 [#]
South Pacific	84,750,000	23.4	329,000,000	24.6	3882	10,753
South China Sea	6,963,000	1.9	9,880,000	0.7	1419	7352
Southern Ocean*	21,960,000	6.1	71,800,000	5.4	3270	7075
Total:	361,900,000⁰	100.0	1,335,000,000	100.0	3688	10,803
Error Estimates:	0.1%		1%			

Tableau 2 : Quelques données quantitatives sur les différents bassins océaniques (données ETOPO1, NOAA, <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>)

2 Les propriétés physiques de l'eau de mer

La salinité et la température de l'eau de mer jouent un rôle fondamental en océanographie car, avec la pression, elles déterminent la masse volumique (parfois appelé abusivement densité) de l'eau de mer. Or, les variations spatiales et temporelles de la masse volumique peuvent générer des courants océaniques. De plus, la salinité et la température servent de « carte d'identité » à l'eau de mer. Il est donc fondamental de les définir soigneusement comme dans la suite de ce chapitre et ensuite de développer les instruments et les méthodologies les plus précises pour les mesurer, ce qui fera l'objet du chapitre suivant.

2.1 La salinité S

En première approche, la salinité désigne la quantité de sels dissous dans un liquide, notamment dans 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).

Définition et méthodes de mesure : On sait que l'eau de mer est salée. Historiquement, la salinité de l'eau de mer est définie comme la masse de sel contenue dans 1 kg d'eau, cela quand tous les carbonates ont été transformés en oxydes, le brome et l'iode remplacés par le chlore et que toute la matière organique a été complètement oxydée. De telles analyses chimiques sont trop longues et coûteuses pour être réalisées en routine. De plus, la déshydratation complète d'un échantillon d'eau de mer est biaisée par le piégeage de l'eau dans les cristaux des sels qui précipitent et cette eau ne peut pas être totalement éliminée sans un chauffage prolongé qui altère les éléments volatils. La valeur moyenne de la salinité est actuellement de $34,55 \text{ g kg}^{-1}$ (90% des eaux ont une salinité comprise entre 34 et 35 g kg^{-1}). C'est une concentration très élevée : en évaporant 30 l d'eau de mer on obtient environ 1 kg de sel, alors qu'on ne récupère que de l'ordre de 3 g de substance dissoute

en évaporant 30 l d'eau de rivière. La salinité varie assez notablement d'un point à l'autre de l'océan (autour de 32 g kg⁻¹ dans les mers arctiques à plus de 39 g kg⁻¹ en Méditerranée). Ces variations sont dues à des phénomènes de surface :

- Évaporation,
- Apports d'eau douce (pluie, fleuve, fonte de la glace),
- Formation de glace de mer aux hautes latitudes (quand l'eau de mer gèle, la glace est constituée d'eau douce et le sel rejeté dans l'eau de mer environnante, augmentant la salinité).

Ce sel de mer est constitué essentiellement des ions Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, Mg²⁺. La composition chimique de ce sel est remarquablement constante, quelle que soit la salinité de l'eau de mer pourvu qu'elle ne soit pas trop faible. Cela a été remarqué au XIX^e siècle par **William Dittmar** qui a analysé 77 échantillons d'eau de mer provenant de différentes profondeurs lors du tour du monde du *Challenger* (1873-1876) et depuis c'est connu comme Loi de Dittmar. Une conséquence pratique est que le dosage de l'un des ions majeurs donne la teneur des autres ions majeurs et donc la salinité. Par exemple, la salinité est liée à la chlorinité par la relation de proportionnalité suivante :

$$\text{Salinité (g kg}^{-1}\text{)} = 1,80655 \times \text{chlorinité (g kg}^{-1}\text{)} \text{ (Unesco, 1969)}$$

La mesure de la salinité requiert une très grande précision. Les premières mesures de salinité, chimiques, étaient fondées sur la mesure de la chlorinité par précipitation du chlorure d'argent. C'est la *masse d'argent pur nécessaire à la précipitation de tous les halogènes contenus dans une certaine masse d'eau de mer (Somme des quantités des ions Cl⁻, I⁻, Br⁻)*. Mais cette technique est longue et peu précise ($\pm 0,02$, i.e. 2%).

Après avoir remarqué qu'à la pression atmosphérique, la conductivité électrique de l'eau de mer variait avec la salinité et la température, **Franck Wenner** conçoit les premiers salinomètres de laboratoire en 1930. Le principe de la mesure de la salinité par conductimétrie est le suivant : on mesure le rapport entre la conductivité d'une eau standard de salinité connue (ajustée par dilution à 35 g kg⁻¹) et celle de l'eau à analyser à une même température (en principe 15°C). Le standard est appelé « Eau de Mer Normale » (EMN). La précision de cette méthode est de l'ordre du millième ($\pm 0,005$, i.e. 0,5%). C'est pourquoi la **salinité dite « pratique »** (S) est exprimée aujourd'hui par ce rapport entre les conductivités, qui est sans dimension (donc sans unité), mais dont la valeur numérique est équivalente au pour mille (‰) ou au gramme par kilogramme (g kg⁻¹). Cette méthode est la méthode officiellement employée depuis 1978 pour mesurer la salinité de l'eau de mer en routine.

Origine du sel de l'eau de mer : Si tous les éléments de la classification périodique peuvent être détectés dans l'eau de mer, seuls ceux donnés dans le tableau 3 contribuent significativement à la salinité. On les appelle les éléments majeurs par opposition aux autres qui sont quantitativement mineurs. La salinité varie beaucoup d'un point à l'autre de l'océan mais l'abondance relative des ions majeurs les uns par rapport aux autres est remarquablement constante d'un point à l'autre de l'océan. Pour comprendre cette constance, il faut s'intéresser à la fois à *l'origine* et *au devenir* du sel dans l'océan. La salinisation des océans daterait de la formation des océans et n'aurait pas été progressive. Au moment où l'océan se serait condensé, l'eau primitive aurait aussitôt érodé et lessivé la lithosphère originelle. Les halogènes (chlorure, iodure, etc...), l'azote et le soufre

proviendrait d'un dégazage de l'intérieur du globe terrestre. Les géochimistes pensent qu'au cours des âges, la salinité des eaux a peu varié, mais qu'en revanche la proportion relative des principaux constituants a subi d'importantes modifications. Ainsi le rapport Na/K aurait été voisin de 1,15 au précambrien (2Ga) et ne cessa de s'élever pour dépasser 20, il y a 250 à 300 millions d'années (ratio d'~27, actuellement, Tableau 3).

Les ions dissous dans l'océan ont plusieurs sources possibles, la principale étant constituée par les rivières. Cependant, à l'opposé de l'eau de mer, les eaux des rivières sont plus riches en Ca^{2+} qu'en Na^+ par exemple contrairement aux eaux de mer et leur teneur en silice est bien plus élevée que dans l'eau de mer (Tableau 3). En fait, on remarque que les rapports d'abondance entre les éléments sont différents (Eau de mer : $\text{Ca/Na} = 0,038$; eau de rivière : $\text{Ca/Na} = 2,6$). Cela implique que l'eau de mer ne peut pas être simplement de l'eau de rivière enrichie en sels par évaporation. Il faut donc comprendre pourquoi, une fois que les éléments chimiques sont introduits dans l'océan par les rivières leurs proportions relatives changent. Si le Na de l'océan est bien apporté par les rivières, le Cl est lui apporté par le volcanisme sous-marin et provient donc de l'intérieur du globe terrestre (processus de dégazage). L'atmosphère est aussi un agent de transport d'éléments vers l'océan. Au contact de l'eau de mer, les particules transportées par le vent se dissolvent partiellement, libérant ainsi des éléments chimiques dans l'eau. L'impact est globalement faible par rapport aux rivières. Cependant, il peut être significatif pour certains éléments comme l'azote ou le phosphore transportés depuis les continents. L'atmosphère échange d'importantes quantités de gaz avec l'océan mais ces gaz ne rentrent pas en compte dans l'estimation de la salinité qui ne concerne que des espèces non volatiles.

Les ions Na^+ et Cl^- sont très solubles et restent dans l'océan environ 93 millions d'années avant d'être éliminés sous forme de sel gemme (NaCl) dans des zones de très forte évaporation. D'autres ions restent moins longtemps dans l'océan. C'est par exemple le cas du calcium : apporté par les rivières, il est éliminé plus rapidement de l'eau à l'échelle du million d'années par les être vivants qui fabriquent leur coquille en CaCO_3 et qui s'accumulent dans les roches calcaires.

Espèce	Eau de mer ¹ (g.kg ⁻¹)	Rivières ¹ (g.kg ⁻¹)	Fluides hydrothermaux chauds ² (g.kg ⁻¹)
H ₂ O	964,85	999,901	969-963
Na ⁺	10,77	0,00515	10-12
Mg ²⁺	1,290	0,0335	0
Ca ²⁺	0,4121	0,0134	0,47-0,83
K ⁺	0,399	0,0013	1,30-197
Sr ²⁺	0,0079		0,006-0,009
B _{total}	0,0045		0,0055-0,0061
Cl ⁻	19,354	0,00575	18-21
SO ₄ ²⁻	2,712	0,00825	H ₂ S : 0,22-0,29 ³
HCO ₃ ⁻ +CO ₃ ²⁻	0,118-0,146	0,0520	CO ₂ : 0,25 ³
Br	0,0673		0,064-0,075
F ⁻	0,0013		
SiO ₂	0,0013	0,0104	0,94-1,17

Tableau 3 : Abondance des constituants majeurs de l'eau de mer. ¹D'après Copin-Montégut (1996) et ²Edmond et al. (1979).

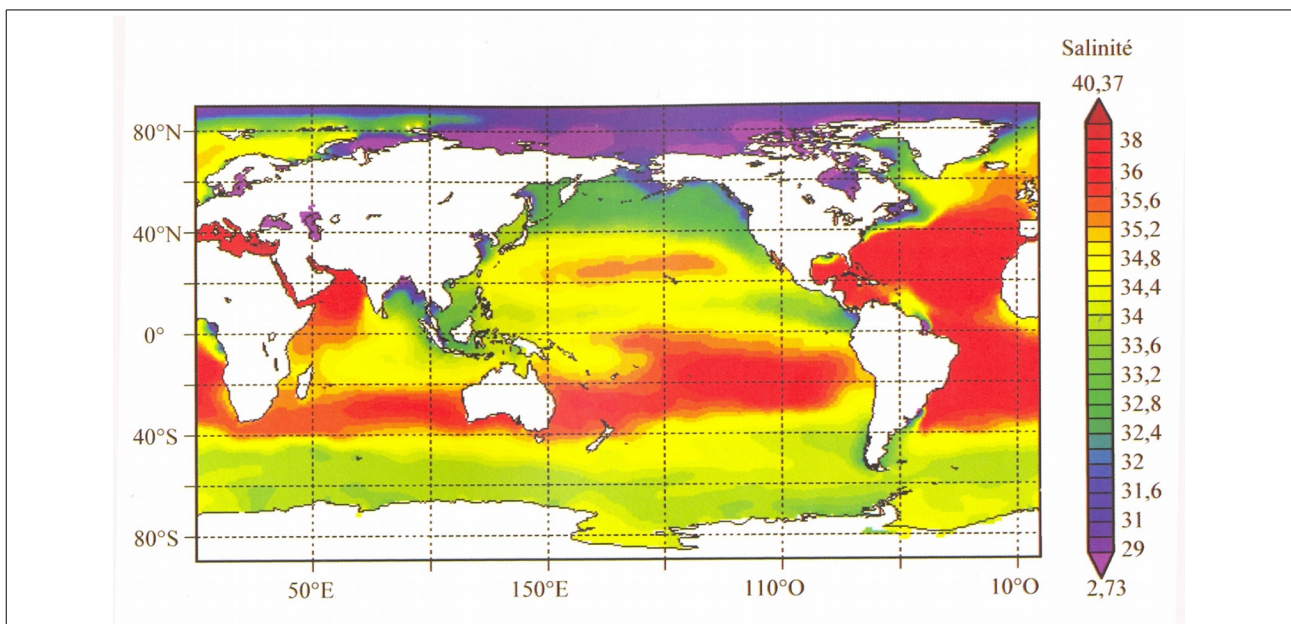


Figure 5 : Carte de la salinité à la surface de l'océan. Moyenne annuelle sur une grille $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. World Ocean Atlas 2001 (<http://w3.ferret.noaa.gov/NVODS/>)

La *sédimentation de la matière particulaire* au fond de l'océan est en effet le principal puits d'éléments chimiques. Soit les ions sont retirés via une synthèse biologique comme dans l'exemple précédent de construction des tests calcaire, soit par le biais de réactions chimiques abiotiques (adsorption d'éléments sur des oxydes de fer, de manganèse ou des argiles). Pour chaque élément, il s'établit un équilibre entre les apports et les pertes qui détermine le stock contenu dans l'océan et le temps de résidence de l'élément. Les temps de résidence des ions majeurs sont très longs par rapport au temps de mélange de l'océan (environ 1000 ans). Voilà pourquoi les constituants de la salinité apparaissent en proportions constantes dans l'océan. La concentration de ces ions n'est pas modifiée par les réactions chimiques ou biologiques et donc la salinité permet de tracer les masses d'eau. On parle de *traceur conservatif* au même titre que la température.

Répartition de la salinité à la surface de l'océan : La carte de la salinité de surface (Figure 5) montre une répartition en bandes latitudinales depuis l'équateur jusqu'aux pôles ; on parle de *répartition zonale* : des eaux équatoriales peu salées, des eaux tropicales très fortement salées, et des eaux polaires peu salées. Cette répartition reflète le bilan entre l'évaporation (qui est maximale dans la zone des alizés vers $20-30^{\circ}N$ et $20-30^{\circ}S$) et les précipitations (qui sont maximales à l'équateur et aux hautes latitudes) à la surface de l'océan. On note aussi que l'Océan Atlantique est, en moyenne, plus salé que l'Océan Pacifique. Ceci s'explique par (1) l'apport d'eau méditerranéenne très salée dans l'Atlantique (très forte évaporation en Méditerranée) et (2) le déséquilibre entre le transport d'air humide aux basses latitudes de l'Atlantique vers le Pacifique par les alizés à travers le mince isthme du Panama et le retour, aux latitudes moyennes, d'air sec (*via* le continent américain).

2.2 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.

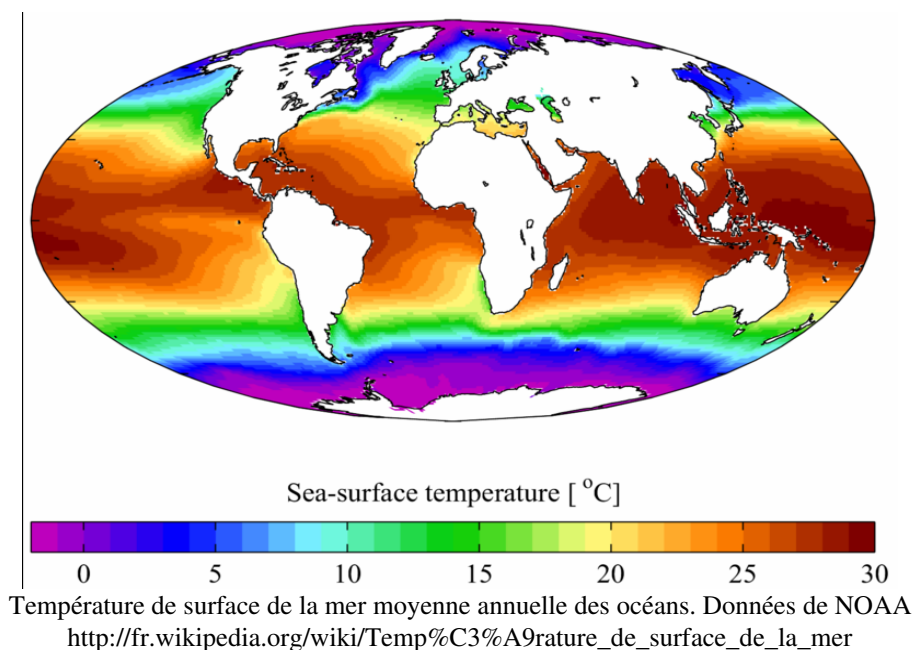
L'océan est chauffé en surface par le rayonnement solaire mais celui-ci n'y pénètre pas profondément. Cela induit une stratification thermique particulièrement forte de la couche de surface.

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 (Figure 7). 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.

On remarque cependant de nombreuses « anomalies » par rapport à ce schéma moyen. Dans le Pacifique équatorial par exemple, l'eau est beaucoup plus chaude dans la partie ouest qu'à l'est. De même, dans l'Atlantique Nord, les eaux chaudes remontent vers le nord à l'est du bassin alors que les eaux froides descendent vers le sud à l'ouest du bassin. Toutes ces anomalies traduisent l'existence des courants.

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*).

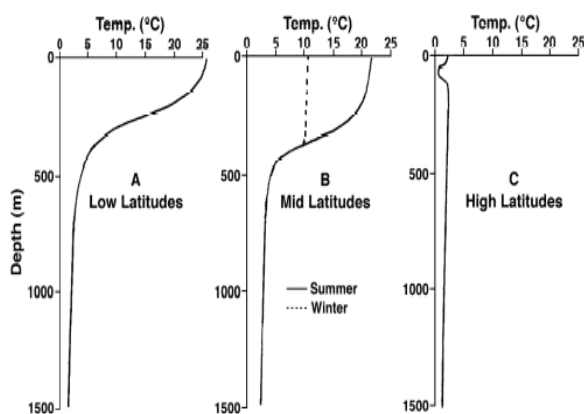


La température des eaux océaniques décroît donc fortement avec la profondeur. L'eau profonde est froide et relativement homogène : à titre d'exemple, 47 % de l'eau de l'Atlantique a une température comprise entre 2 et 4 °C.

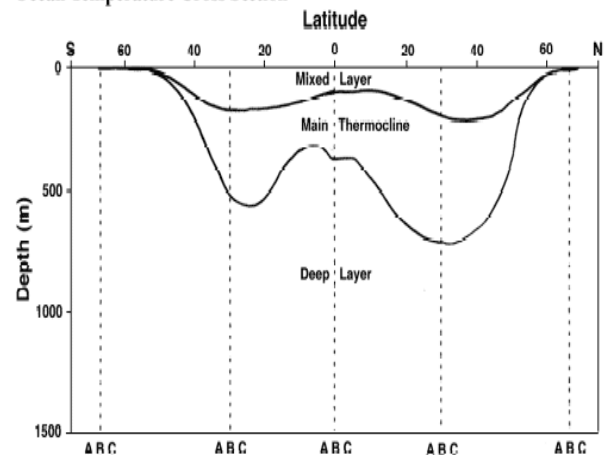
En général, on met en évidence trois couches différentes dans l'océan :

- 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,
- 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.

Typical Temperature Profiles



Ocean Temperature Cross Section

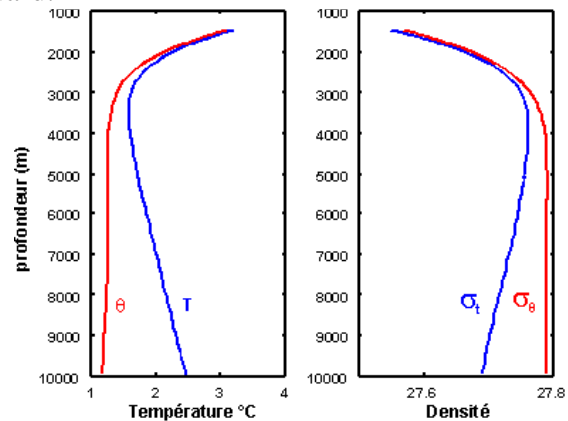


http://earthguide.ucsd.edu/virtualmuseum/Glossary_Climate/gencircocean.html

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 **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>

2.3 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 m^2 : $1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$.

D'autres unités sont communément utilisés 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} .

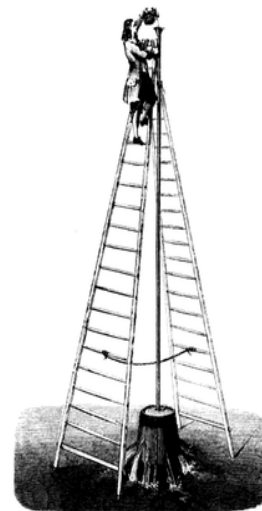
$$p(\hat{z}) = p_o + \rho g \hat{z} ,$$

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 :

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



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'Équation d'État 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

$$\rho(S, t, 0) = 999.842594 + 6.793952 \times 10^{-3} t - 9.095290 \times 10^{-3} t^2 + 1.001685 \times 10^{-4} t^3 - 1.120083 \times 10^{-6} t^4$$

$$+ 6.536332 \times 10^{-9} t^5 + 8.24493 \times 10^{-1} S - 4.0899 \times 10^{-2} tS + 7.6438 \times 10^{-5} t^2 S - 8.2467 \times 10^{-7} t^3 S$$

$$+ 5.3875 \times 10^{-9} t^4 S - 5.72466 \times 10^{-3} S^2 + 1.0227 \times 10^{-4} tS^2 - 1.6546 \times 10^{-6} t^2 S^2$$

$$+ 4.8314 \times 10^{-4} S^3$$

et

$$K(S, t, p) = 19652.21 + 148.4206 t - 2.327105 t^2 + 1.360447 \times 10^{-2} t^3 - 5.155288 \times 10^{-5} t^4 + 3.239908 p$$

$$+ 1.43713 \times 10^{-3} tp + 1.16092 \times 10^{-4} t^2 p - 5.77905 \times 10^{-7} t^3 p + 8.50935 \times 10^{-5} \times p^2$$

$$- 6.12293 \times 10^{-6} tp^2 + 5.2787 \times 10^{-8} t^2 p^2 + 54.6746 S - 0.603459 tS + 1.09987 \times 10^{-2} t^2 S$$

$$- 6.1670 \times 10^{-5} t^3 S + 7.944 \times 10^{-2} S^2 + 1.6483 \times 10^{-2} tS^2 - 5.3009 \times 10^{-4} t^2 S^2 + 2.2838 \times 10^{-3} pS$$

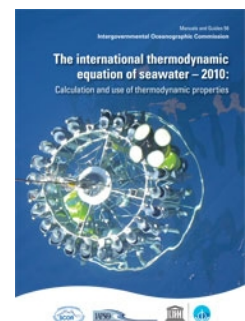
$$- 1.0981 \times 10^{-5} tpS - 1.6078 \times 10^{-6} \times t^2 pS + 1.91075 \times 10^{-4} pS^2 - 9.9348 \times 10^{-7} p^2 S$$

$$+ 2.0816 \times 10^{-2} tp^2 S + 9.1697 \times 10^{-10} t^2 p^2 S$$

<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 désormais fortement conseillé aux océanographes d'utiliser les algorithmes et variables définis par TEOS-10 pour rapporter leurs résultats.



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

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

- l'utilisation de la Salinité Absolue (Absolute Salinity S_A [gr kg⁻¹]) 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 1020 kg m⁻³ et 1070 kg m⁻³, donc relativement peu. Ce sont principalement les variations de température qui déterminent la masse volumique (notamment dans les 1000 premiers mètres). Cependant, quand les variations de température sont faibles, les variations de salinité peuvent effectivement influencer significativement sur les variations de masse volumique (e.g. panache de fleuve en milieu côtier).

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 50° de latitude, au delà de cette limite, l'océan est presque homogène.

Sur l'horizontale, une surface sur laquelle la masse volumique est constante est appelée « isopycne ». Une isopycne est représentée par une courbe de ρ constante dans un diagramme $\theta-S$ (Figure 8). Les isopycnes sont importantes, car les courants marins suivent préférentiellement ces surfaces. Dans la majeure partie de l'océan, le mélange des eaux se fait principalement sur les isopycnes. Durant ce mélange qu'on appelle isopycnal, la température et la salinité des eaux sont modifiées, mais pas la masse volumique. La masse volume par contre change quand le mélange est diapycnal.

Il est possible d'estimer à une profondeur et un endroit donnés le pourcentage de mélange de **deux** masses d'eau (Figure 11bis). Soit une masse m_1 d'eau 1 et une masse m_2 d'eau 2 de température θ_1 et θ_2 et de salinité S_1 et S_2 respectivement. Si on néglige les variations de masse volumique, la température potentielle de l'eau de mélange (θ_m) et la salinité (S_m) sont données par :

$$\theta_m = f_1 \theta_1 + (1 - f_1) \theta_2$$

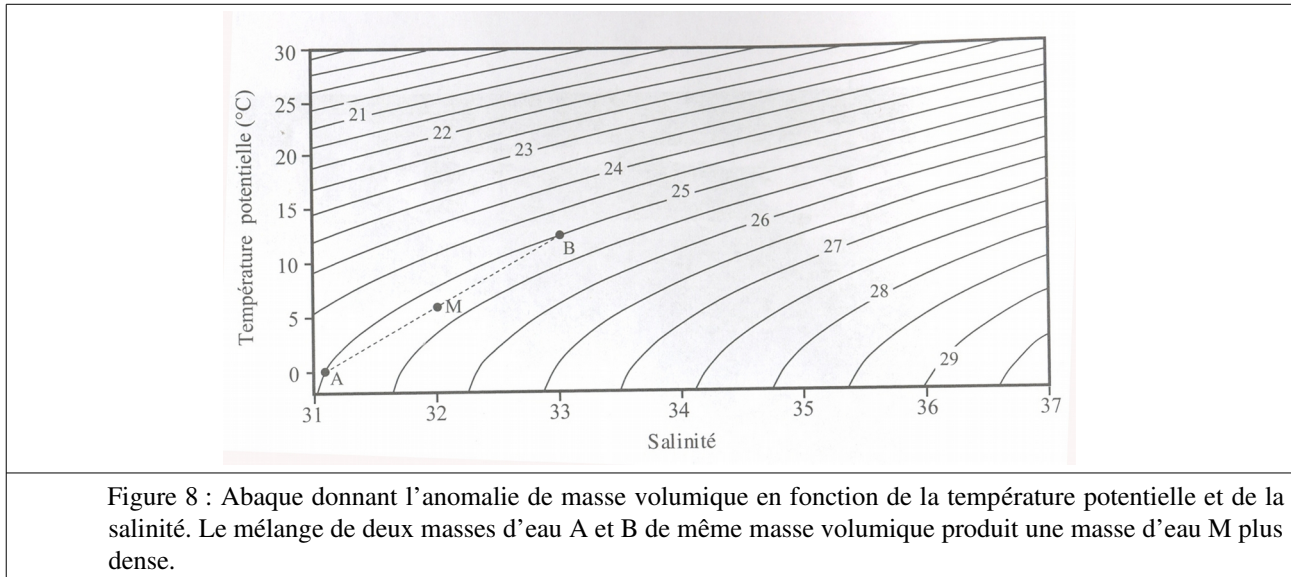
$$S_m = f_1 S_1 + (1 - f_1) S_2, \text{ avec } f_1 + f_2 = 1$$

Avec $f_1 = m_1 / (m_1 + m_2)$ et $f_2 = m_2 / (m_1 + m_2)$ sont les fractions massiques d'eau 1 et 2 dans le mélange. On détermine les proportions de mélange de ces deux masses d'eau (f_1 et f_2) à partir de

θ ou S :

$$f_1 = \frac{(\theta_m - \theta_2)}{(\theta_1 - \theta_2)} \quad \text{ou} \quad f_1 = \frac{(S_m - S_2)}{(S_1 - S_2)} \quad \text{et} \quad f_2 = 1 - \frac{(\theta_m - \theta_2)}{(\theta_1 - \theta_2)} = 1 - \frac{(S_m - S_2)}{(S_1 - S_2)}$$

Remarque : Pour trouver la proportion de mélange de n masses d'eau, il faut **$n-1$** traceurs conservatifs.



On note d'après cette figure que le mélange de deux masses d'eau de même masse volumique crée une eau de masse volumique légèrement supérieure. Il s'explique par le fait que, pour des températures froides, on se situe dans la zone de non-linéarité de l'équation d'état de l'eau de mer. Cet effet s'atténue pour des températures élevées.

La masse volumique est une variable très importante, car ses gradients horizontaux génèrent des courants et ses gradients verticaux affectent la stabilité verticale des masses d'eau. Dans un océan statique, la masse volumique augmente simplement avec la profondeur.

2.5 Structure verticale de l'océan

Le rayonnement solaire arrivant à la surface de l'océan est rapidement absorbé. Le rouge disparaît rapidement ; au-delà de 20-30 m, seul le vert et le bleu subsistent. La **couche euphotique** est la zone dans laquelle 99% du rayonnement solaire est absorbé. Sa profondeur est en général de 100 à 150 m. Cette limite inférieure est déterminée au premier ordre par la turbidité de l'eau, c'est-à-dire son contenu en matières solides –organiques et inorganiques– en suspension. Une eau productive, ou à proximité d'un fleuve, sera plus turbide et absorbera davantage les rayons du soleil conduisant à une réduction d'épaisseur de la zone euphotique. Les eaux très pauvres en algues des océans tropicaux (ex : le Pacifique Sud, Figure 8bis) laissent au contraire pénétrer très profondément la lumière, d'où leur couleur indigo. Ce réchauffement des eaux entraîne une **stratification** de l'océan, c'est-à-dire qu'on trouve des eaux réchauffées par le soleil et peu denses en général en surface et des eaux froides et plus denses en profondeur (Figure 9).

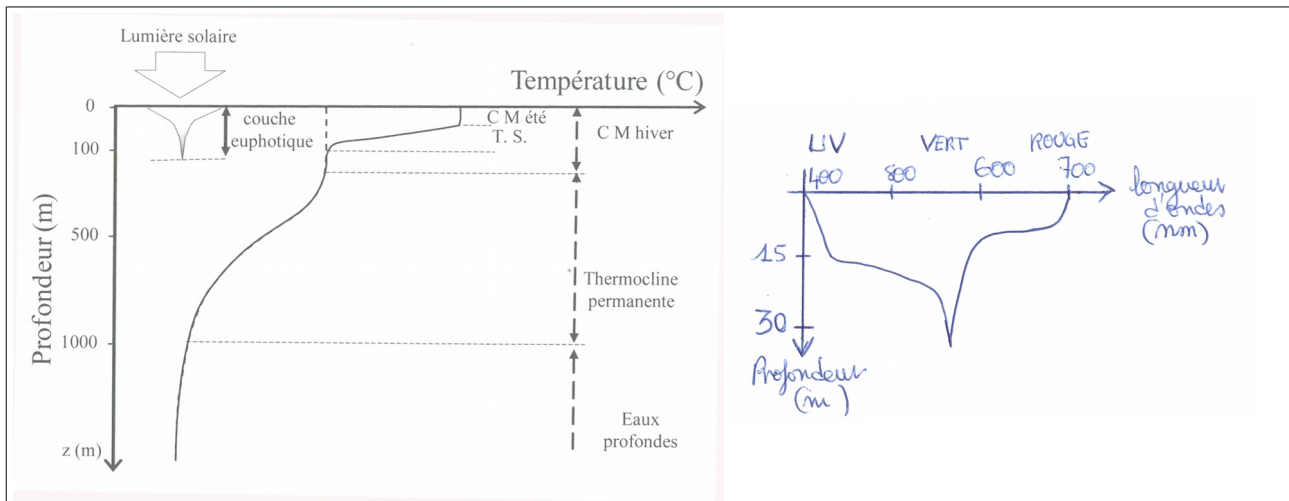


Figure 9 : Profil vertical de la température dans l'océan aux latitudes tempérées. CM : couche mélangée. TS : thermocline saisonnière. La profondeur de la couche euphotique est en général différente de celle de la couche mélangée. CHECK COPYRIGHT

A la toute surface de l'océan, on trouve la **couche mélangée** dont la température et la salinité sont homogènes car brassée par le vent. Elle est isolée des niveaux inférieurs par la stratification de l'océan, c'est-à-dire une zone où la masse volumique (température) augmente (diminue) rapidement avec la profondeur. L'épaisseur de la couche mélangée peut varier de 20 m en été quand les eaux de surface sont très chaudes à plusieurs centaines de mètres en hiver quand les eaux de surface se refroidissent et qu'elles sont brassées par des vents violents : en Méditerranée et en Atlantique nord, ce mélange vertical peut atteindre 2000 m (voire plus en At. Nord) de profondeur grâce au processus de convection. La profondeur de la couche mélangée est *a priori* différente de celle de la couche euphotique.

La zone de transition entre les eaux chaudes superficielles et les eaux froides profondes (entre 200 et 1000 m environ) dans laquelle la température varie le plus est appelée « **thermocline permanente** ». Aux moyennes et hautes latitudes, le réchauffement printanier et estival des eaux de surface crée une thermocline saisonnière qui est ensuite détruite par le mélange hivernal. En l'absence de saison marquée, la thermocline saisonnière devient permanente aux basses latitudes. Aux hautes latitudes, le mélange hivernal est très profond (200-400 m) et il s'accompagne d'un fort refroidissement des eaux. Dans les zones où l'on ne trouve que des eaux froides, la salinité peut avoir un impact dominant sur la masse volumique.

Les eaux froides étant généralement plus denses que les chaudes, la thermocline est aussi une **pycnocline** c'est-à-dire une zone de forte variation de la masse volumique. Cette stratification rend difficile le mélange vertical entre deux eaux de masses volumiques différentes. En effet, imaginons qu'on puisse écarter un volume d'eau donnée de sa profondeur d'équilibre pour l'élever dans des eaux moins denses ou au contraire l'enfoncer dans des eaux plus denses, la poussée d'Archimède tendra à le faire revenir à sa profondeur d'équilibre. Si localement et temporairement, des eaux denses se trouvent au-dessus d'eaux moins denses, la situation est instable et les eaux denses coulent en profondeur. C'est le processus de **convection**.

La stratification stable de l'océan s'oppose donc fortement aux déplacements « verticaux » des masses d'eau. Au contraire, les déplacements le long de surfaces isopycnes sont faciles, car ils ne nécessitent pas d'affronter la force d'Archimède, si bien que les surfaces isopycnes sont des

surfaces préférentielles de déplacement de l'eau. Ainsi en se déplaçant le long d'une isopycne, un volume d'eau peut changer de profondeur facilement.

2.6 Les principales masses d'eau dans l'Océan

En océanographie, la température et la salinité sont une véritable carte d'identité de l'eau de mer. Nous avons vu avant comment se modifie la salinité de l'eau de mer à la surface de l'océan. De même, toujours à la surface, la température de l'eau de mer peut être modifiée par contact avec l'air, par évaporation ou rayonnement (réchauffement par absorption de la lumière solaire ou des infrarouges, refroidissement par émission d'infrarouges). L'affleurement en surface d'une eau du fait de la circulation océanique permet donc de modifier ses propriétés de base. En revanche, en profondeur, il n'y a pas d'échanges directs avec l'atmosphère : la température et la salinité ne peuvent plus être modifiées par les processus précédemment cités. La température et/ou la salinité ne peuvent plus être modifiées que par mélange entre des eaux de températures et/ou salinités différentes.

On dit donc que la température et la salinité sont des *traceurs conservatifs*. Grâce à ces deux paramètres, on définit des *masses d'eau* qui ont acquis des salinités et des températures caractéristiques en surface et qui conservent ensuite leurs propriétés en profondeur à moins qu'elles ne soient modifiées par mélange avec une autre masse d'eau ayant des caractéristiques différentes. On utilise les traceurs conservatifs pour déterminer l'origine des masses d'eau.

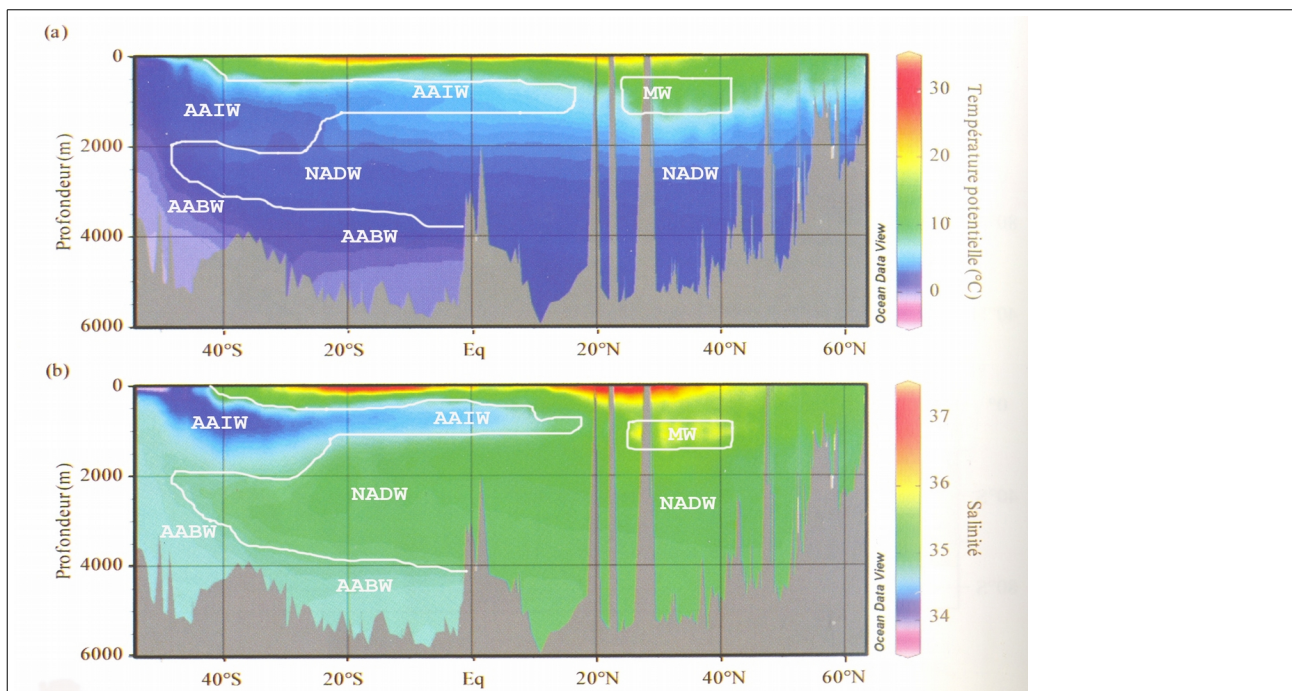


Figure 10 : Section hydrographique nord-sud de l'océan Atlantique. a) Température potentielle. b) Salinité. La topographie est représentée en gris sombre. Données provenant de la base de données e-WOCE.

Par exemple, dans l'Atlantique profond (Figure 10), la langue d'eau salée, froide (Tableau 4) qui occupe les profondeurs de 2 à 4 km du nord au sud de l'Atlantique est l'eau nord-atlantique

profonde ou **NADW** (*North Atlantic Deep Water*). Deux langues d'eau viennent du sud et se distinguent par leur salinité faible (Tableau 4) : celle centrée autour de 1000 m est l'eau antarctique intermédiaire ou **AAIW** (*AntArctic Intermediate Water*) ; celle qui circule au fond est l'eau antarctique de fond ou **AABW** (*AntArctic Bottom Water*). On identifie des bulles d'eau méditerranéennes (**MW**) vers 1000 m de profondeur par leur forte salinité et leur température élevée.

Masse d'eau	Nom anglo-saxon Sigle	θ (°C)	S
Eau nord-atlantique profonde	<i>North Atlantic Deep Water</i> NADW	2,4	34,9
Eau antarctique intermédiaire	<i>AntArctic Intermediate Water</i> AAIW	4	34,4
Eau antarctique de fond	<i>AntArctic Bottom Water</i> AABW	0,2	34,7
Eau méditerranéenne	<i>Mediterranean Water</i> MW	13	38,8
Eau circumpolaire profonde	<i>Circumpolar Deep Water</i> CDW	1,45	34,7

Tableau 4 : Température potentielles et salinités caractéristiques des principales masses d'eau dans l'Océan Pacifique et l'Océan Atlantique.

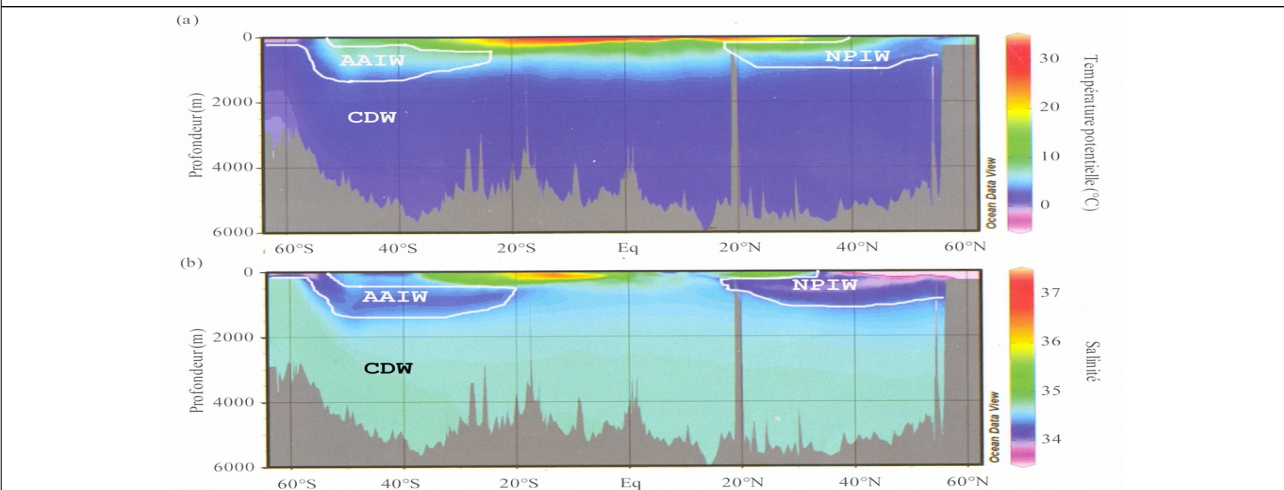


Figure 11 : Section hydrographique nord-sud de l'océan Pacifique. a) Température potentielle. b) Salinité. Données provenant de la base de données e-WOCE.

Dans l'Océan Austral, l'eau Nord Atlantique Profonde se modifie progressivement pendant son parcours autour de l'Antarctique. Elle se mélange progressivement avec AAIW et AABW pour donner l'eau circumpolaire profonde ou **CDW** (*Circumpolar Deep Water*). Cette eau formée dans le « mixeur » de l'Océan Austral se répand ensuite dans l'océan Pacifique profond et l'océan Indien profond (Figure 11).

On observe que dans l'océan Pacifique les eaux profondes sont très homogènes en température et salinité car la seule source d'eau profonde se trouve au sud (CDW). L'eau intermédiaire du Pacifique nord (**NPIW**) est créée en Mer de Béring tout au nord du bassin Pacifique mais elle reste en surface contrairement à NADW car elle est très dessalée.

2.7 La 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 : 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 de surface liée au chauffage différentiel pôles/équateur mais aussi aux vents tandis que la circulation océanique profonde est surtout liée aux variations de densité dues aux modifications de température et de salinité et pour cela appelée circulation thermohaline.

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.

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 *gyre*, 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 les courants qui sont circumpolaires. 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.

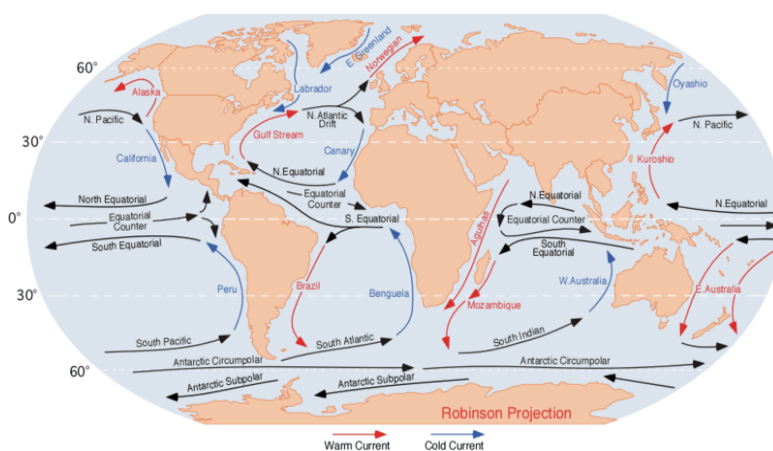


figure tirée de <http://en.wikipedia.org/wiki/Gyre> et modifiée.

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

Aux basses latitudes, la force de Coriolis est faible près de l'Equateur. 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'Equateur 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'Equateur).

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.

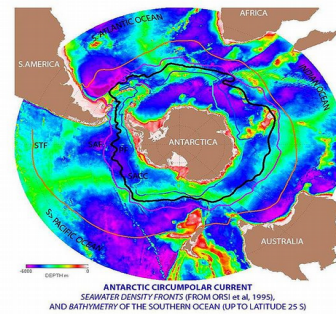
L'Océan Indien est sous l'influence d'une circulation subtropicale anticyclonique semblable à celle des autres bassins océaniques.

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 Leeuwin).

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.

La circulation de l'Océan Antarctique est caractérisée par la présence du Courant Circumpolaire. Entraîné par les violents vents d'ouest ("quarantièmes rugissants et cinquantièmes hurlants"), il 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

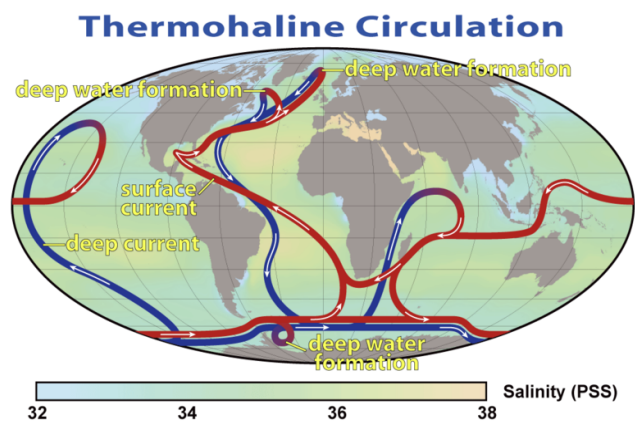
Circulation profonde

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 cinq cents 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. Celle-ci se répand vers 3000 m dans l'Atlantique sud en une circulation profonde, froide et salée que surmontent l'Eau Antarctique de Fond (EAF). Cette eau 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.

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

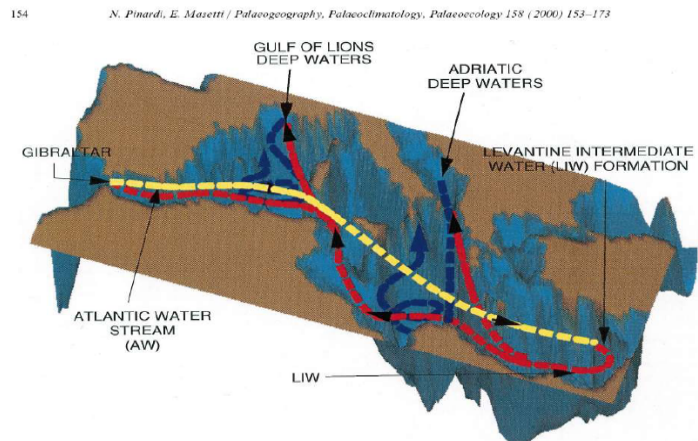


Fig. 1. The schematic of the thermohaline circulation in the basin with the major conveyor belt systems indicated by dashed lines with different colour. The yellow indicates the AW stream which is the surface manifestation of the zonal conveyor belt of the Mediterranean. The red indicates the mid-depth 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.

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 conductivité électrique est la grandeur physique qui caractérise l'aptitude d'un matériau ou d'une solution à laisser les charges électriques se déplacer librement et donc permettre le passage d'un courant électrique. Elle est définie comme la conductance électrique G par unité de longueur L :

$$\sigma = G L^{-1} .$$

La conductance est la capacité d'un corps, soumis à une différence de potentiel, à laisser passer une certaine quantité de courant électrique. Elle est donc l'inverse de la résistance :

$$G = R^{-1}$$

La résistivité est la résistance fois une unité de longueur L , donc

$$\rho = R L = \sigma^{-1}$$

La conductance électrique et la conductivité électrique s'expriment dans le Système international en siemens (symbole : S) et siemens par mètre ($S m^{-1}$), respectivement. En océanographie on utilise surtout le milli-Siemens par centimètre (mS/cm). La résistance et la résistivité ont pour unité le Ohm (symbole Ω) et le Ohm mètre (Ωm), respectivement.

Après avoir remarqué qu'à pression atmosphérique la conductivité de l'eau de mer variait avec la salinité et la température, en 1930 Frank Wenner conçoit les premiers salinomètres de laboratoire.

Ils mesurent le rapport entre la conductivité de l'eau standard et de l'eau à analyser à une même température connue (15°C). Depuis, la mesure de la salinité S se fait toujours en calculant d'abord ce rapport de conductivité appelé R_{15} . Dans le cas de mesures obtenues avec des capteurs de conductivité, une correction doit être apportée en fonction de la température T et, éventuellement, de la pression P . La salinité S est donc une fonction du rapport de conductivité R_{15} , de la

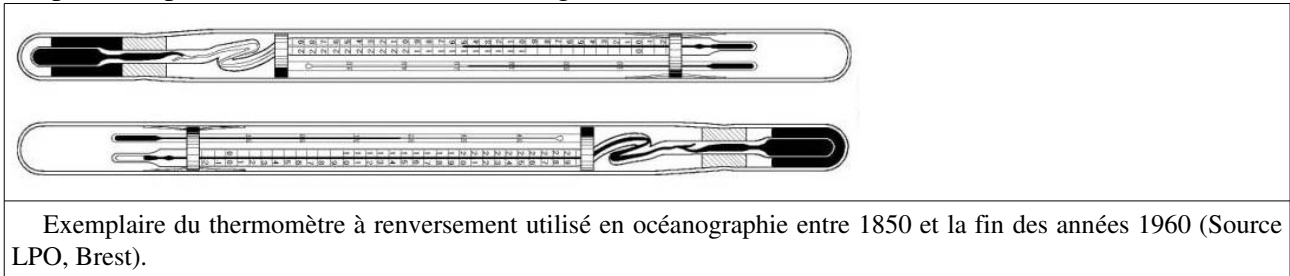
température T et de la pression P :

$$S = f(R_{15}, T, P)$$

La conductivité augmente avec la salinité, la température et la pression. Il en est de même pour le rapport de conductivité.

Cette grandeur est dite **salinité pratique** (S) est exprimée aujourd'hui par ce rapport entre les conductivités, qui est sans dimension (donc sans unité), mais dont la valeur numérique est équivalente au pour mille (‰) ou au gramme par kilogramme (g kg^{-1}). Cette méthode est la méthode officiellement employée depuis 1978 pour mesurer la salinité de l'eau de mer en routine.

Les premières tentatives de mesure de la température de l'eau marine datent du tout début du XIX^e siècle avec des thermomètres mini-maxi classiques. Ensuite, pendant environ un siècle ont été utilisés les fameux thermomètres à renversement pour lesquels un retournement du thermomètre une fois à la profondeur voulue cassait la colonne de mercure et permettait de conserver intacte la température pour une lecture en surface (Figure 6).



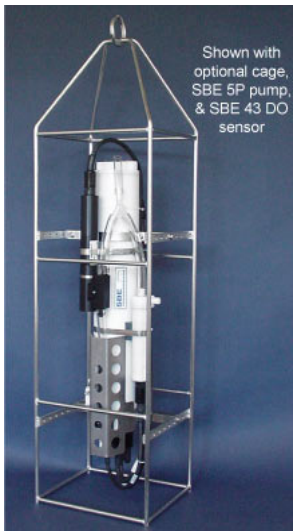
Ces thermomètres ont été abandonnés peu à peu en raison de leur faible précision grâce à l'introduction de l'électronique en océanographie, d'autres outils bien plus performants ont été mis à la disposition des chercheurs.

Les thermomètres océanographiques modernes sont équipés de thermo-résistances (fils de métaux tel que argent, cuivre, nickel, or, platine, tungstène, titane) ou de thermistances (oxydes métalliques ou composites semi-conducteurs) dont la résistance électrique dépend de la température. Ces modernes capteurs permettent d'obtenir une précision de l'ordre de $0,0001^{\circ}\text{C}$.

NB : on rappelle que le thermomètre mesure la température *in situ*, c'est-à-dire à la profondeur où se trouve la sonde. Cette température doit être corrigée de l'effet de pression : en effet quand on comprime de l'eau, sa température augmente. Pour comparer des températures mesurées à différentes profondeurs, on calcule la température potentielle (θ), qui est la température de l'eau ramenée à la pression atmosphérique.

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

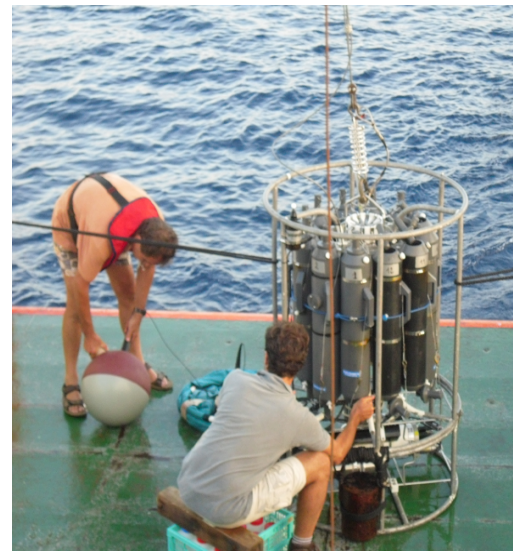
Elle équipe typiquement une rosette, un ensemble de bouteilles de prélèvement montées sur un châssis permettant de prélever à différentes profondeurs de l'eau de mer pour en mesurer les caractéristiques (T , S , pH , contenu en oxygène, sels nutritifs, ...).



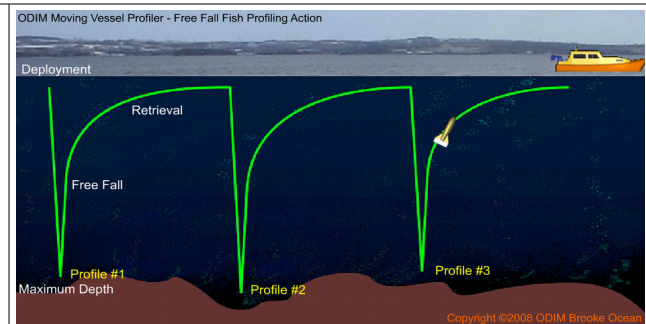
sonde CTD
www.seabird.com



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



rosette du MIO
(campagne LATEX09)



MVP

Moving Vessel Profiler

Multi-Sensor Free-Fall Fish:

CTD, fluorescence and LOPC

Laser Optical Particle Counter

~2 km horizontal resolution

~1 m vertical resolution

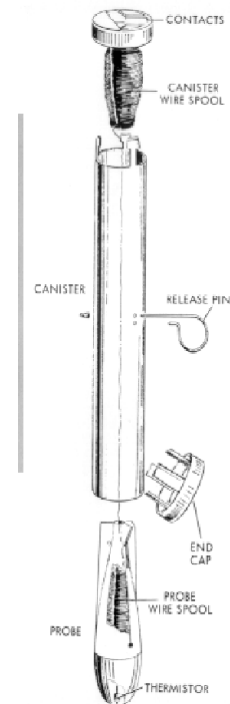
Une sonde XBT (*eXpandable BathyThermograph*) est une sonde perdable qui mesure un profil de température sur la verticale. Il est très utile en cas de mauvaises conditions

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.

En générale, 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.

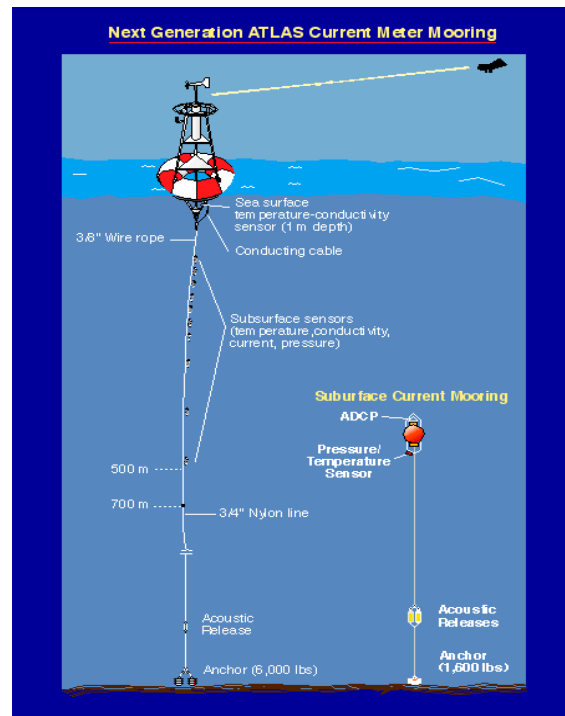


Pour mesurer les courants en un point sur une grande période, on met en place des lignes de mouillages. Celles-ci sont équipées d'un lest, de flottabilités et de largueurs.

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.

En Baie de Marseille le MIO maintient le mouillage SOLEMIO.

BOUEE SCIENTIFIQUE SOLEMIO DU SERVICE D'OBSERVATION DE L'INSTITUT MEDITERRANNEEN D'OCEANOLOGIE DE MARSEILLE

MESURES HAUTE FREQUENCE

Paramètres météorologiques	Vitesse
	Direction du vent
Paramètres hydrologiques	Température
	Salinité
	Oxygène
	Turbidité
	Pigments

Date du mouillage 14 mai 2013

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

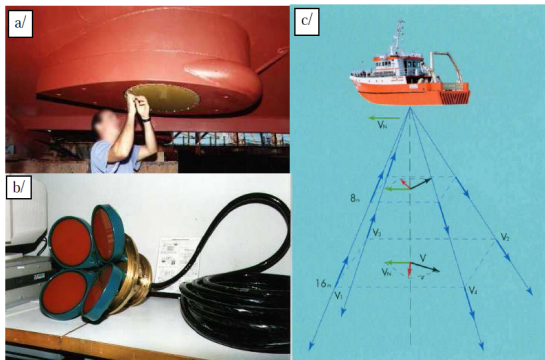
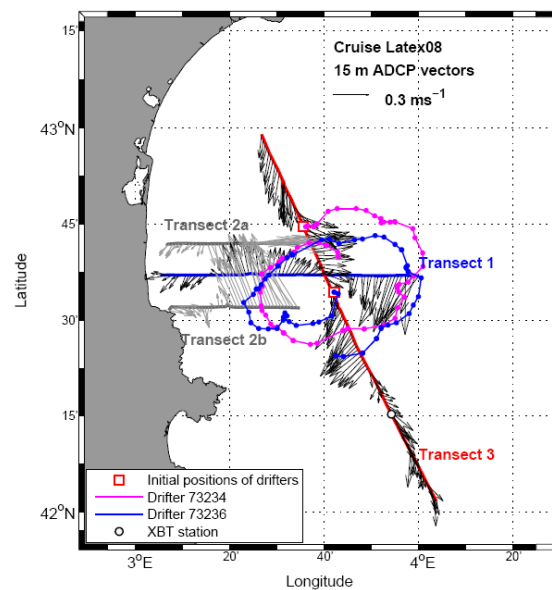


Figure 11.5 : a/ nacelle remplie d'eau douce, sous la coque du navire, dans laquelle sont placées b/ les dalles acoustiques de l'ADCP, c/ schéma de principe de mesure d'un ADCP de coque, les vitesses sont représentées par des flèches à deux profondeurs (8m et 16m); en bleu les vitesses radiales, en vert 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

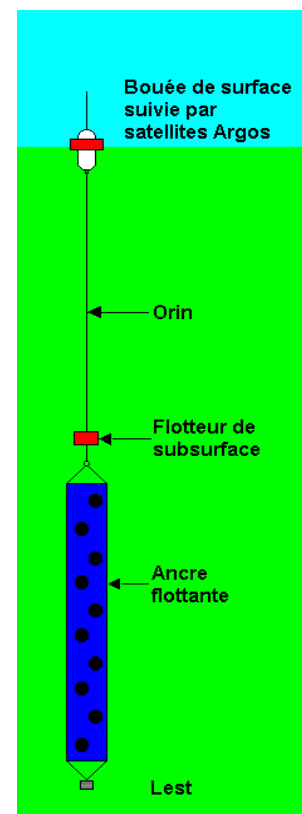
Éstimation par suivi d'objets dérivants : $v=dx/dt$

Ce système est un mouillage dérivant constitué d'une bouée de surface reliée à une ancre flottante par un câble (ou orin en langage de la marine on nomme Cordage reliant une bouée à un objet immergé). 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.

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 fibre synthétique très résistante). Il maintient l'ancre flottante à une immersion constante qui peut être de quelques dizaines de mètres, typiquement 15m pour le programme internationale SVP-*Surface Velocity Program* ou 50m.

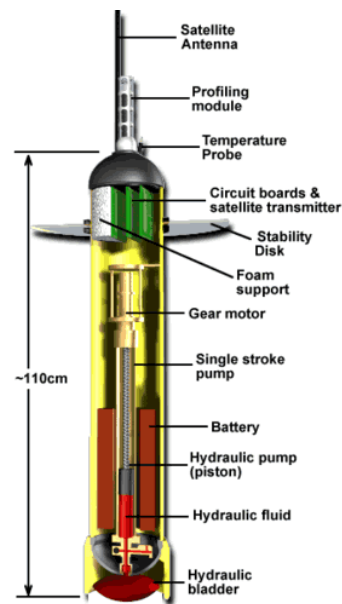
L'ancre flottante doit offrir un maximum de traînée puisqu'elle doit suivre la masse d'eau à étudier. Sa traînée doit être au moins 30 fois plus grande que les autres éléments du mouillage. Les formes d'ancres les plus diverses sont utilisées mais les plus courantes sont cylindriques (Holey sock). La 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.



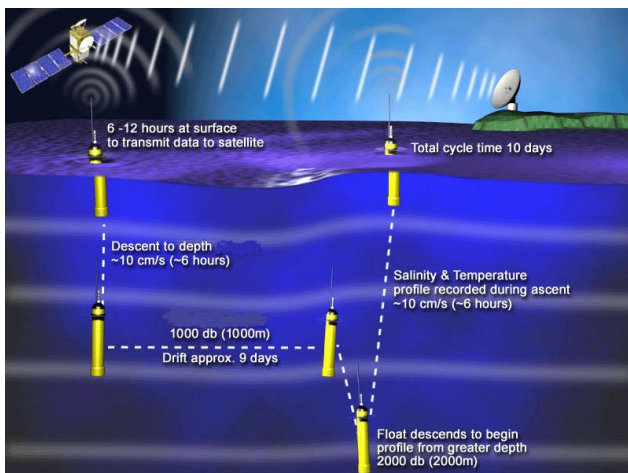
<http://www.univ-brest.fr/lpo/instrumentation/16.htm>

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.

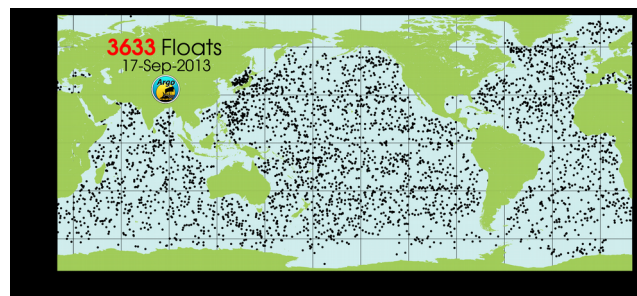
Son principe de fonctionnement ne permet pas la collecte d'informations partout : les zones peu profondes et celles dont les courants chassent les balises ne sont pas couvertes.



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



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

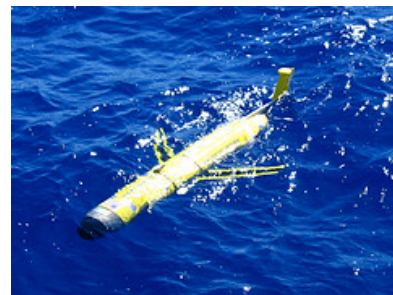


http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Argo_Float_Network3.png

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.

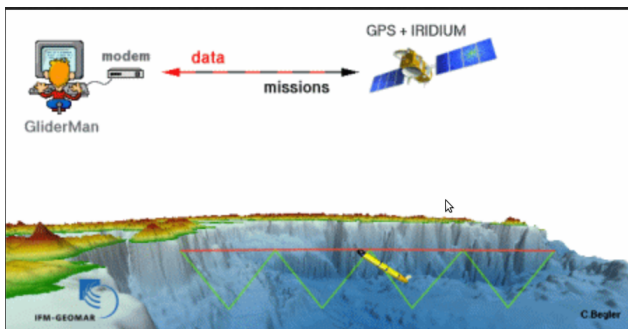
La plupart des planeurs sous-marins sont des engins fuselés ressemblant à des torpilles, le corps est cylindrique et renferme différents capteurs en fonction de la mission qui lui est attribuée.



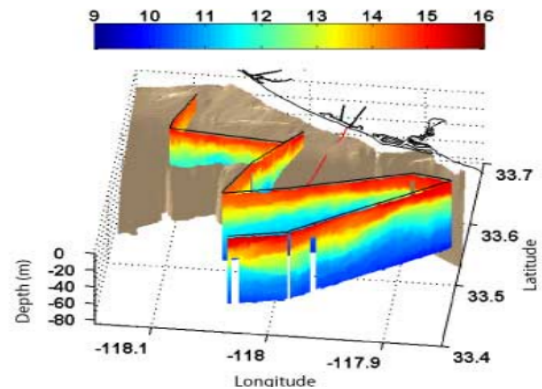
http://en.wikipedia.org/wiki/Underwater_glider

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 récoltés 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 à atteint sa profondeur il remonte en vidant ses ballaste. Un planeur sous-marin ne peut pas aller contre un courant trop puissant.

Les désavantages des planeurs sous-marins par rapport aux balises 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 qui peut être guidé à distance le long d'une route établie.

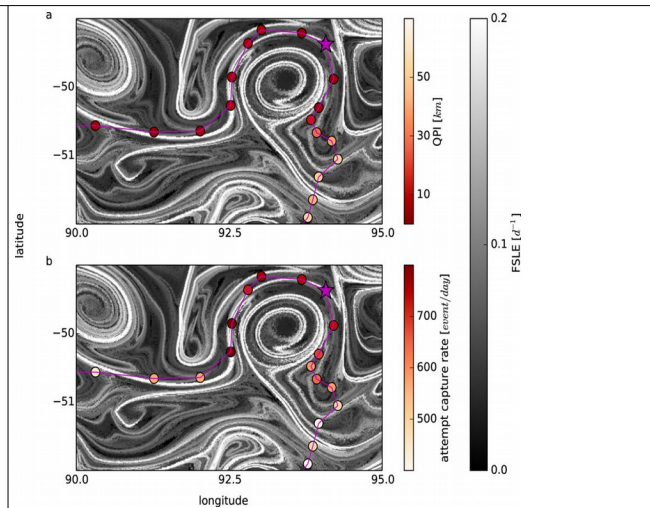


http://www.dt.insu.cnrs.fr/gliders/images_gliders/glider_animation.gif



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

Des animaux marins tels que les éléphants de mer ou les frégates sont aussi équipés de balises Argos et nous transmettent des données précieuses.

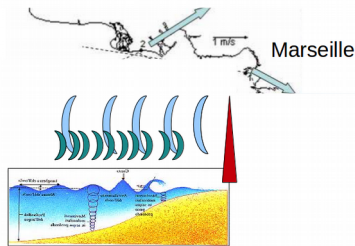


From Della Penna et al 2015: Quasi-planktonic behavior of foraging top marine predators

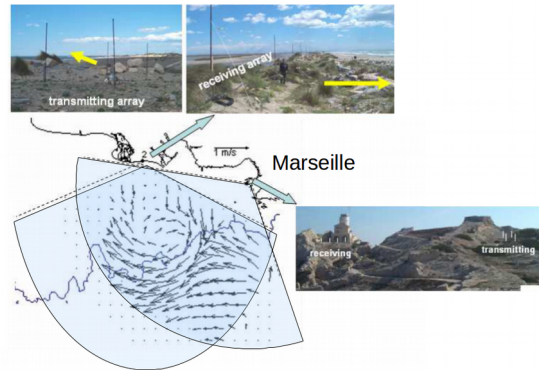
3.5 Observations par télédétection (radar côtiers et satellites)

Mesure du courant de surface par radar cotier à haute resolution

Le radar est un système qui utilise les **ondes radio** pour détecter et déterminer la distance et/ou la vitesse d'objets tels que les **avions, bateaux, ou encore la pluie**. Un émetteur envoie des ondes radio, qui sont réfléchies par la cible et détectées par un récepteur, souvent situé au même endroit que l'émetteur. La position est estimée grâce au temps de retour du signal et la vitesse est mesurée à partir du changement de fréquence du signal par **effet Doppler**.



Mesure du courant de surface par radar cotier à haute resolution

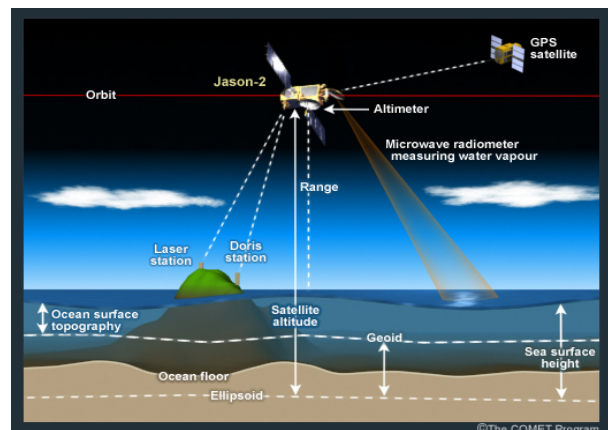


Les satellites d'observation de la Terre fournissent en quelques jours des données homogènes sur la totalité de la surface du globe, données renouvelées en permanence. Ils permettent en particulier l'observation des hautes latitudes pour lesquelles peu de données in situ existent.

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.



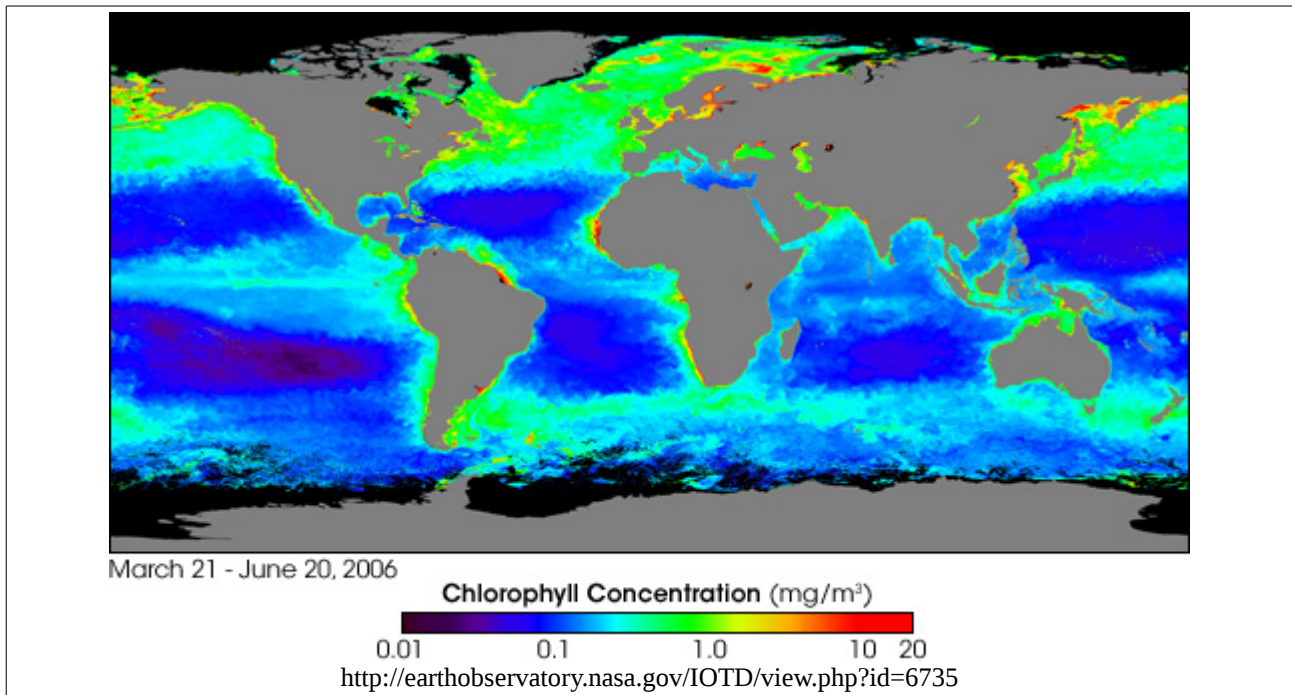
<http://www.eumetsat.int/jason/print.htm>

- la productivité primaire de l'océan

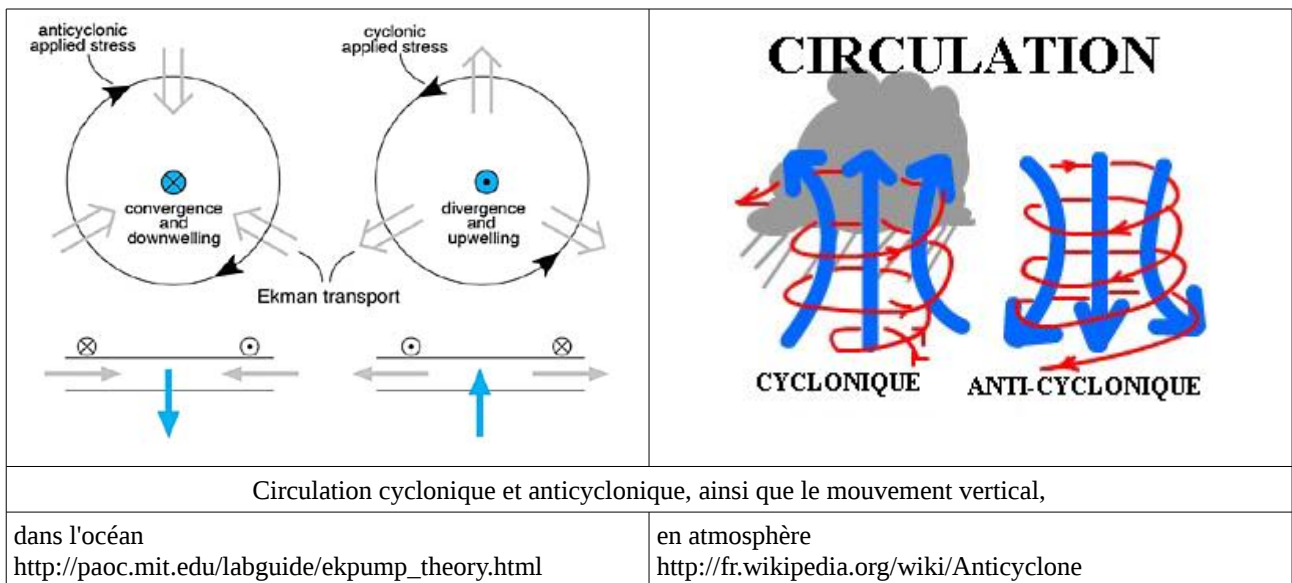
Comme les plantes sur la terre, le phytoplancton utilise la chlorophylle pour réaliser la photosynthèse. La Chlorophylle dans l'eau modifie la façon dont la mer reflète et absorbe la lumière du soleil, ce qui permet aux scientifiques de cartographier la quantité et l'emplacement du phytoplancton.

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 Les 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 due au gradient de pression « force de pression dans le jargon des océanographes »: elle est dirigée des hautes pressions vers les basses pressions ;

La résultante des forces de pression s'exerçant sur un volume V délimité par une surface S de normale sortante \vec{n} s'écrit :

$$\vec{R}_p = \iint_S P(-\vec{n}) dS$$

On peut montrer que l'intégrale de surface se transforme en intégrale de volume :

$$\vec{R}_p = - \int_V \vec{\text{grad}} P d^3v$$

http://res-nlp.univ-lemans.fr/NLP_S_M02_G02_01/co/Contenu_12a.html

Ainsi, un élément de fluide de volume δv subit une force de pression

$$d\vec{f}_p = -\vec{\text{grad}} P \delta v$$

- 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 représente la résistance d'un fluide à l'écoulement. Elle est due aux liens/interactions chimiques entre les molécules du fluide en mouvement.

- les forces 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);

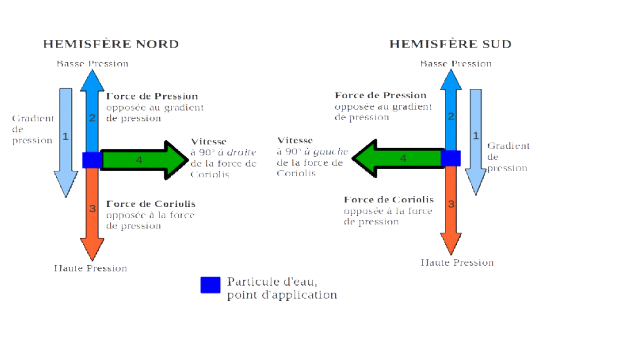
ρ masse volumique et p pression; $\vec{g} \equiv (0, 0, g)$ accélération de la pesanteur; $\vec{\Omega}$ vitesse angulaire de la rotation terrestre ; ν viscosité cinématique de l'eau de mer ; ν_t viscosité due à la turbulence .

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.

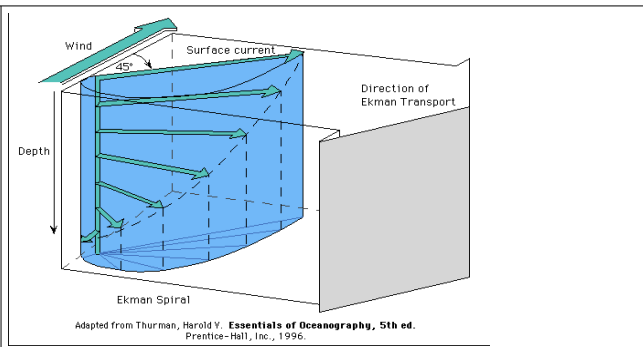
Exemples :

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 Venturi

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

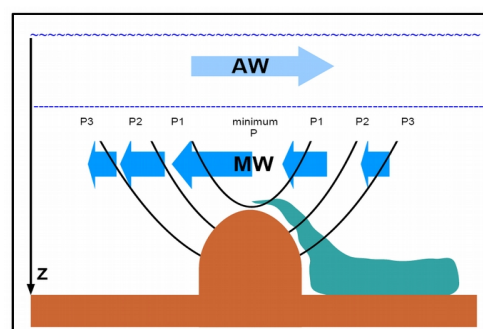
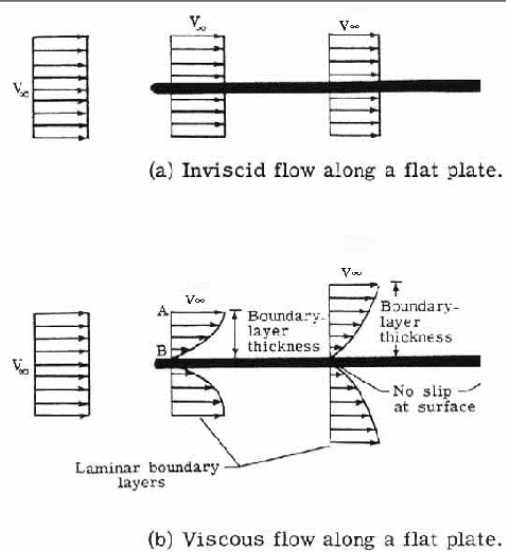


Schéma de l'effet Venturi à Gibraltar.

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.

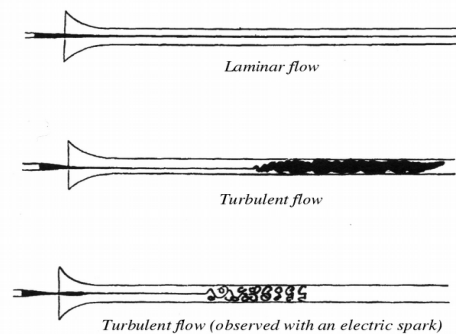
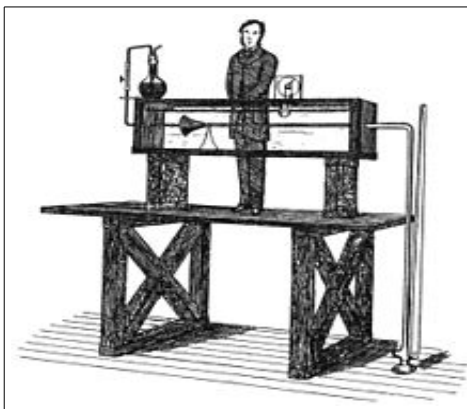
Les équation de Navier-Stokes s'appliquent pour des fluides visqueux :

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



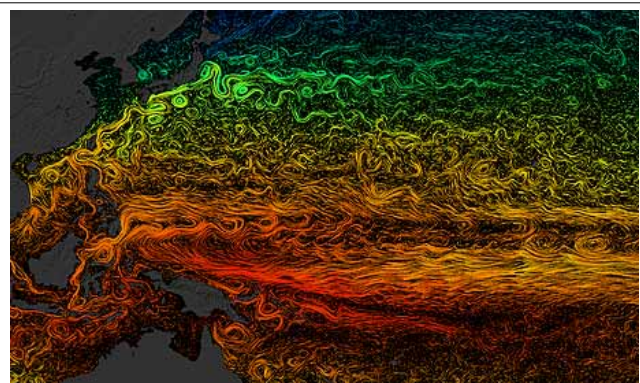
Équation de Reynolds (ou *RANS-Reynolds Averaged Navier-Stokes equation*) permettent de tenir en compte de certains effets dus à la turbulence, en postulant, selon une idée de Joseph Boussinesq, une similitude entre la viscosité moléculaire et un coefficient appelé viscosité turbulente.

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



Depuis la moitié du XXe 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, elle sont donc résolues avec des simulations numériques.

L'idée des base des modèles numérique de prévision océanographique est de passer aux équation discrète :

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

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 XXe siècle, bénéficiant de façon continue des progrès en matière d'outils de calcul automatique et s'appuyant, surtout au debut, 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 une très intéressant aperçu historique des techniques qui ont servi à la construction des modèles de prévision numérique du temps basée sur la résolution numérique des 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 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*

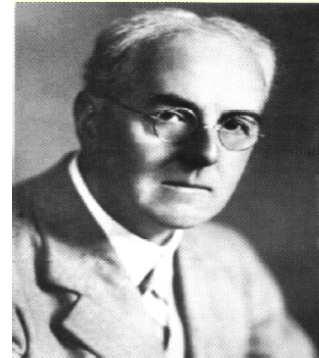
de ceux qui les précèdent suivant des lois précises, on peut en déduire que les conditions nécessaires et suffisantes pour une solution rationnelle de la prévision en météorologie sont les suivantes :

- 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.

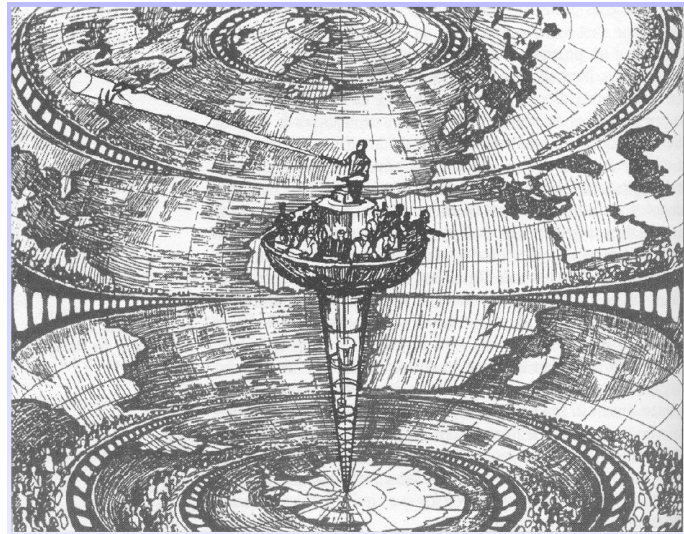
Cet immense système a été baptisé "l'usine à prévoir le temps".

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

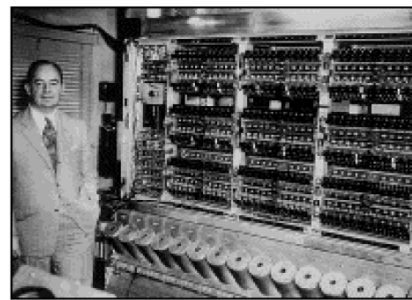
l'ordre de l'erreur de leur mesure et en plus, elle peut être instantanément grande sans pour autant durer. Il faut donc utiliser des valeurs lissées sur une certaine période pour obtenir des résultats réalistes. On sait maintenant que le pas de temps n'aurait pas dû excéder une demi-heure dans les calculs 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).

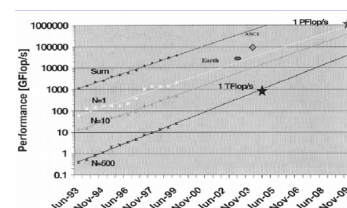
Enfin, en 1950, J. Charney, le Norvégien R. Fjørtoft et J. von Neumann réalisent la première prévision numérique du temps (Charney et al., 1950) : ils utilisent pour cette expérience l'équation de conservation du tourbillon absolu et effectuent les calculs numériques sur le ordinateur électronique Eniac, 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



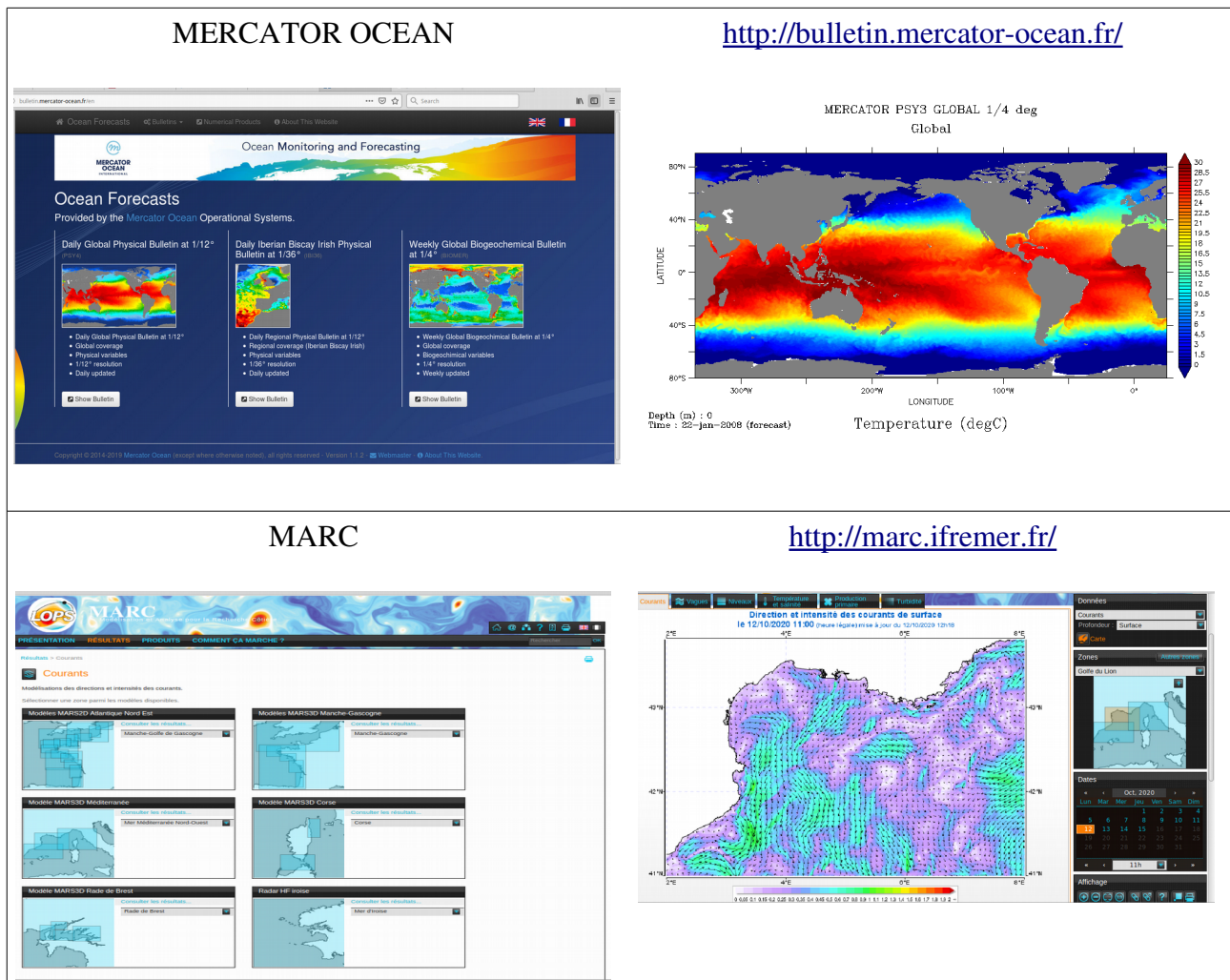
Architectures nouvelles

- 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



Partie II

Travaux Dirigés

TD1 – Cartographies

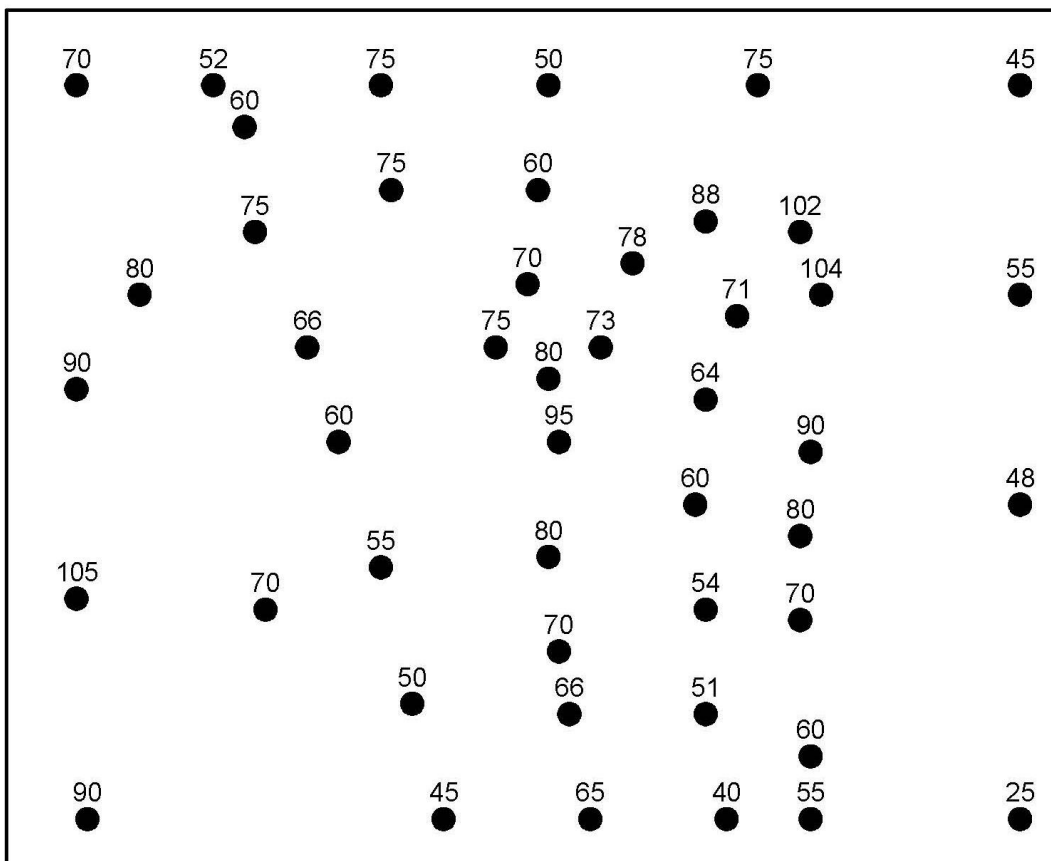
OBJECTIFS :

- Comprendre les notions et savoir utiliser les outils de géographie océanographique ;
- Construire et interpréter des cartes de bathymétrie, connaître les différents types de projections, manipuler des conversions des unités marines les plus usuelles.

I. CARTE BATHYMETRIQUE

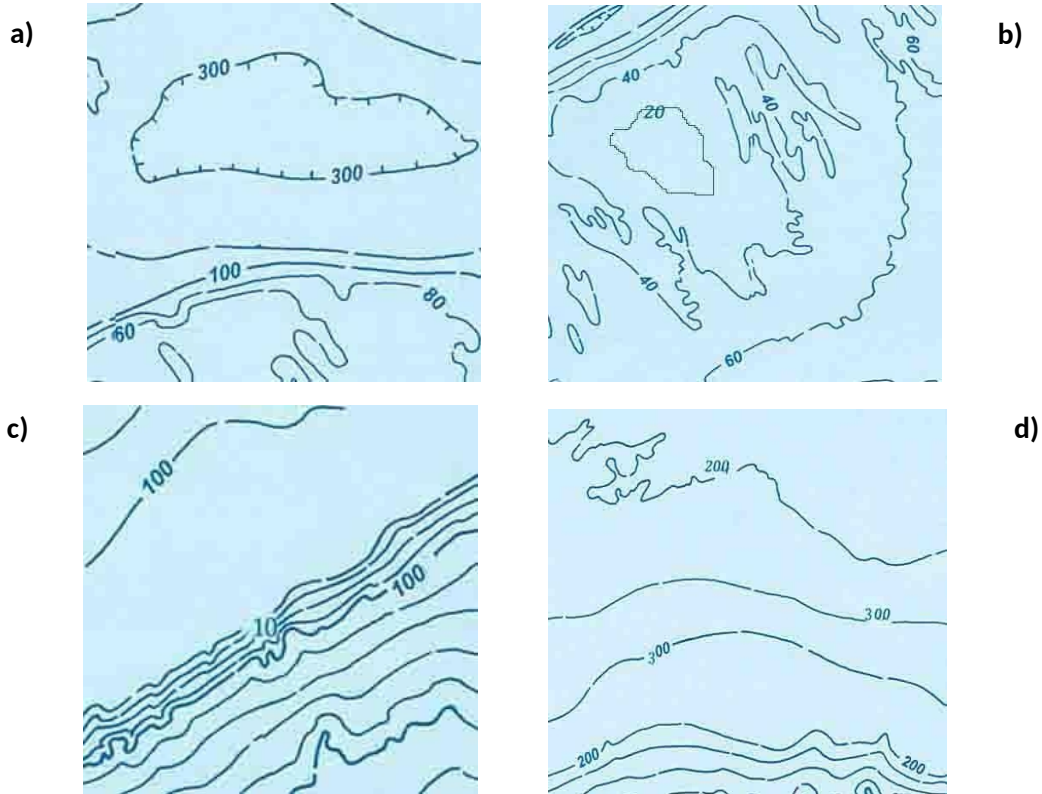
Exercice 1 - Des mesures de profondeurs (en m) ont été réalisées :

- Quelle est la profondeur la plus faible et la plus importante ?
- En utilisant un intervalle de 10 m, combien d'isobathes devez-vous tracer ?
- Tracer les isobathes tous les 10 m, en commençant par l'isobathe 70 m.



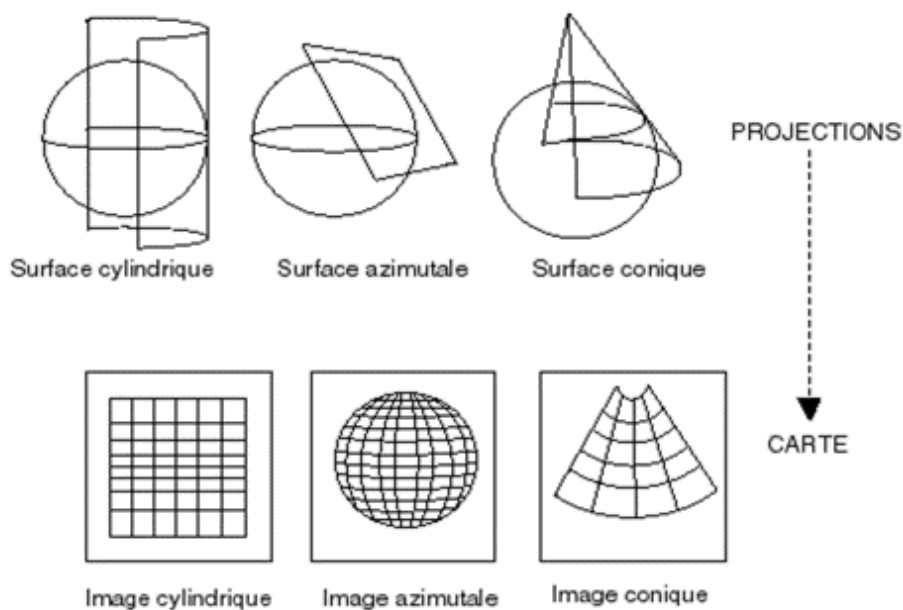
Exercice 2 - Sur les quatre figures ci-après :

- a) Indiquez la valeur de l'intervalle des isobathes ;
 b) Précisez la forme du relief en présence sur chacune des cartes. Laquelle représente une colline, une vallée, une crête ou un bassin fermé ?
 une colline, une vallée, une crête ou un bassin fermé ?



II. PROJECTIONS ET COORDONNEES

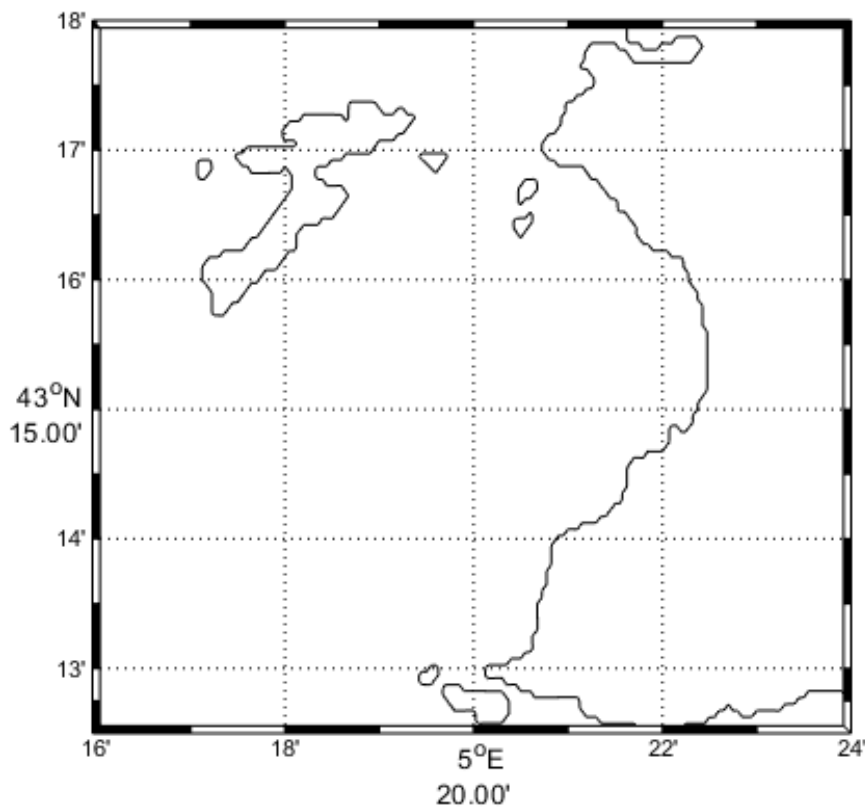
Exercice 3 – Repérer les différences entre les types de projections :



- o La projection conique est-elle typique pour représenter les latitudes moyennes ?
 - o La carte en projection cylindrique est-elle typique pour représenter les continents de part et d'autre d'un méridien ?
 - o Sur une carte de projection azimutale, les parallèles ont-ils une forme de cercle ?
 - o Sur une carte de projection conique les méridiens ont-ils une forme rectangulaire ?
 - o Sur une carte de projection cylindrique les méridiens sont-ils des lignes droites ?
 - o Sur une carte de projection cylindrique les régions de hautes latitudes apparaissent-elles plus grandes qu'elles ne le sont en réalité ?
-

Exercice 4 – Positionnement géographique

- a) De quel angle, en degrés, tourne la Terre en une minute ?
- b) S'il est midi solaire au méridien de Greenwich, alors que l'heure solaire est de 15h12 min au point M, quelle est la longitude en M ?
- c) Position de la station : $38^{\circ}53'55''\text{N}$; $77^{\circ}2'16''\text{W}$. Convertir en degrés décimaux.
- d) Position de la station : 12,456738 ; 152,92401. Convertir en degré, min, sec.
- e) Placer, sur la carte ci-dessous de la baie de Marseille, une des stations d'échantillonnage (ST_) qui avaient été visitées lors des sorties d'octobre 2019 par la promotion précédente. ST_1 (43,2481 ; 5,2855) ; ST_2 (43,2498 ; 5,2867) ; ST_3 (43,2496 ; 5,2883) ; ST_4 (43,2250 ; 5,3299) ; ST_5 (43,2666 ; 5,3044), ST_6 (43,2639 ; 5,3011), ST_7 (43,2275 ; 5,3327), ST_8 (43,2319 ; 5,3183). Le port de la Pointe Rouge a pour coordonnées : 5,3610 et 43,2430.



Travaux Dirigés Introduction à l'Océanographie – Licence SVT, Parcours Mer

f) Calculer, par une méthode graphique, la distance A-R parcourue par le bateau entre le port de la pointe rouge et la station que vous avez placée sur la carte.

III.

UNITES DE MESURE ET CONVERSIONS

Exercice 5 – Trouver les conversions manquantes et indiquer à quel paramètre ces

1 mille nautique (mille marin) = m
 1 mille nautique = km
 1 Nœud = m h⁻¹ unités de mesure se rapportent.
 1 nœud = m s⁻¹
 1 brasse = m

Avec : Le mille nautique correspond à la distance « moyenne » en mètres représentée sur le globe terrestre par 1 minute d'arc de méridien ; le nœud correspond à un mille marin par heure ; circonférence de la Terre = 40 000 km ; 1 m = 3,28084 pieds ; 1 brasse = 6 pieds.

Exercice 6 - Le Gulf Stream s'écoule à une vitesse moyenne de 100 cm s⁻¹. Est-ce plus rapide ou plus lent que la marche à pied, qui est d'environ 4 km h⁻¹ ?

Calculer la vitesse moyenne du Gulf Stream en :

M min⁻¹ =

Nœuds =

Exercice 7 - La distance dans l'Atlantique Nord de la Nouvelle-Angleterre aux côtes de l'Europe est d'environ 3000 milles nautiques. Si vous étiez sur un radeau de survie dérivant dans le Gulf Stream, combien de jours cela vous prendrait-il pour traverser l'océan à partir de la Nouvelle-Angleterre ?

TD2 - Paramètres physico-chimiques dans la colonne d'eau marine

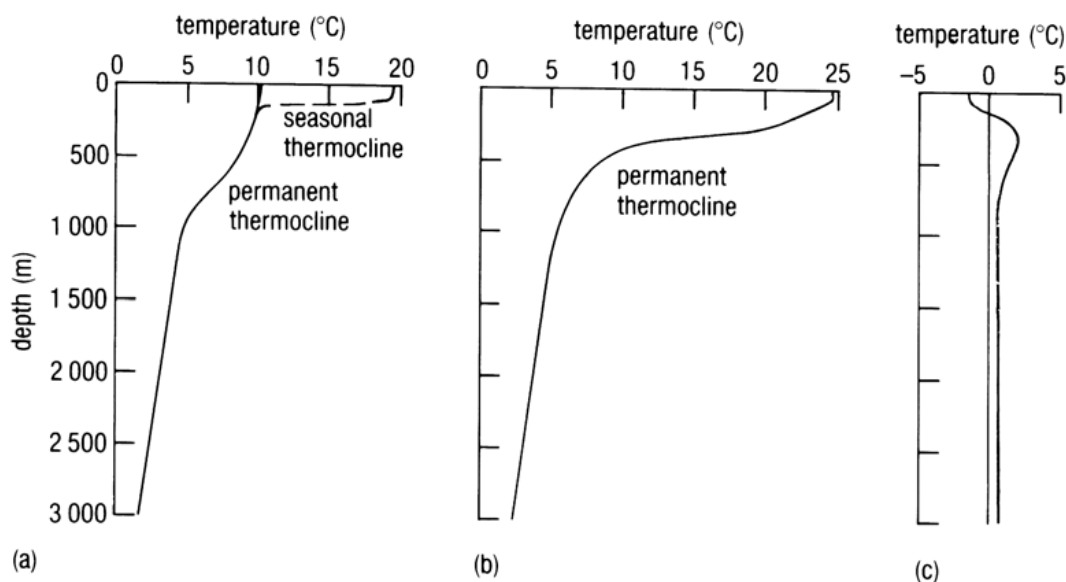
OBJECTIFS :

- Utiliser, décrire et interpréter les trois principaux paramètres physiques liés à la profondeur et caractérisant la masse d'eau océanique : salinité S , température T et anomalie de masse volumique σ .
- Apprendre à construire et interpréter des profils verticaux des paramètres physico-chimiques ainsi que des diagrammes T-S.

Exercice 1 - Tracer les profils verticaux de la température et de l'anomalie de masse volumique (in situ et potentielle), Interprétez les différences observées,

Profondeur Prf (en m)	Salinité S	Température T in situ t (en °C)	Température T potentielle θ (°C)	Anomalie de masse vol, σ (kg m ⁻³) in situ t	Anomalie de masse vol, σ (kg m ⁻³) potentielle θ
1455	34,58	3,20	3,09	27,55	27,56
2470	34,64	1,82	1,65	27,72	27,73
3470	34,67	1,59	1,31	27,76	27,78
4450	34,67	1,65	1,25	27,76	27,78
6450	34,67	1,93	1,25	27,74	27,79
8450	34,69	2,23	1,22	27,72	27,79
10053	34,67	2,48	1,16	27,69	27,79

Exercice 2 - Trois profils de la température en fonction de la profondeur vous sont présentés ci-dessous ; décrivez et indiquez à quel type d'environnement marin ils appartiennent,

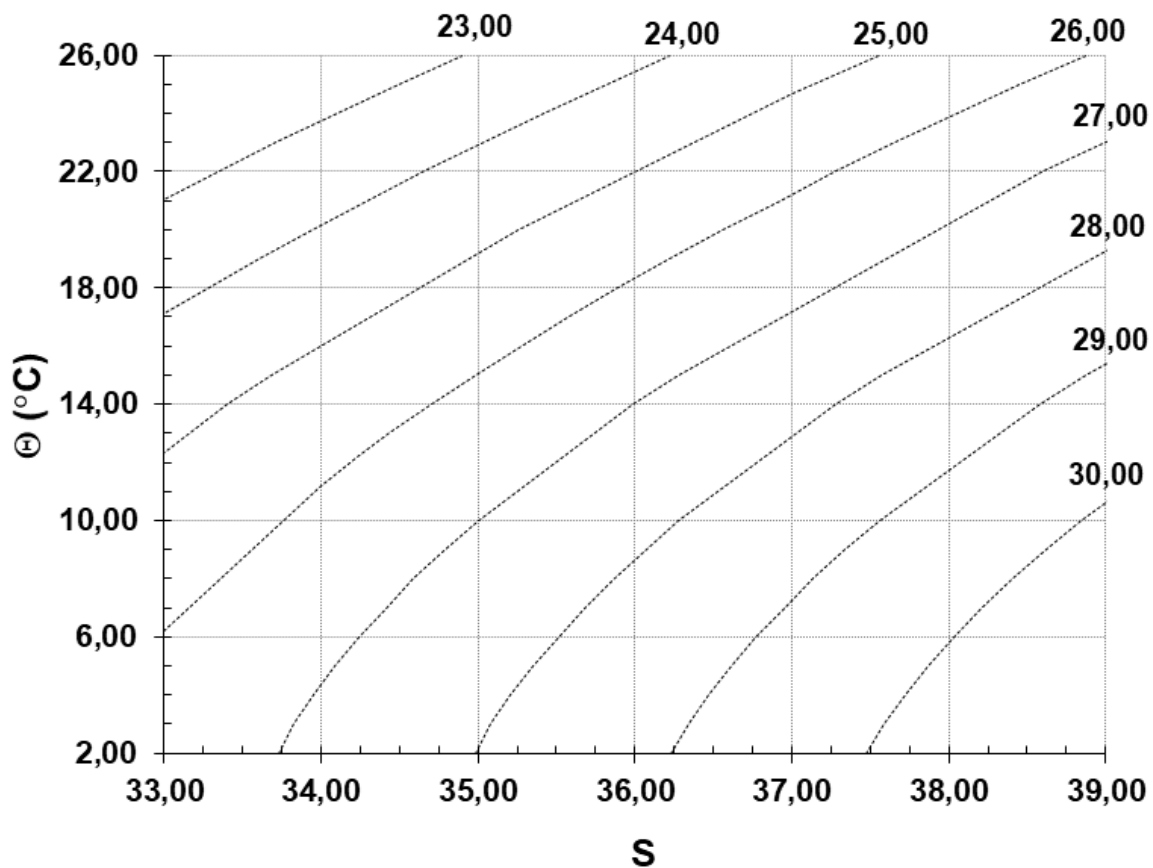


Exercice 3 – Des mesures de température, salinité, oxygène dissous, pénétration de la lumière et fluorescence ont été réalisées lors de vos sorties en mer à l'aide d'une sonde CTD à une station située en rade de Marseille, Observez, décrivez et interprétez les profils obtenus :

- Précisez s'il existe une thermocline et une halocline, et si c'est le cas donner leur profondeur ;
- Indiquez l'épaisseur de la couche de mélange si elle existe ;
- Déterminez la zone de maximum de fluorescence,

Exercice 4 – Diagramme TS (Température-Salinité)

- Positionner sur le diagramme TS ci-dessous les deux masses d'eau A (36,28 ; 15,00°C) et B (33,95 ; 4,00°C), ainsi que la masse d'eau M issue du mélange à 50% chacune des deux masses d'eau, Donnez, à partir d'une lecture graphique les valeurs de salinité et température de cette eau de mélange et affinez le résultat par une méthode calculatoire, Quelle est la particularité de cette masse d'eau M par rapport à celles dont elle est issue ?



TD3 - Hydrologie et courantologie de la Méditerranée Eurafrique

Le mot « Mer Méditerranée » signifie « Mer au milieu des terres ». Il existe plusieurs Méditerranées ! La Méditerranée Eurafrique plus communément appelée Méditerranée ; la Méditerranée Américaine qui s'apparente au golfe du Mexique et enfin, la Méditerranée Arctique ou polaire qui est en fait l'Océan Arctique.

Nous allons voir dans ce TD que la topographie des fonds marins et des terres qui entourent la Méditerranée influence grandement la circulation des masses d'eau dans ce bassin océanique. Les forçages atmosphériques tels que les vents jouent aussi un rôle crucial.

I. Un peu de géographie et... de sel !

La carte ci-dessous (Figure 1) montre que la Méditerranée s'étire d'ouest en est sur environ 4000 km et 1600 km du nord au sud dans ses plus grandes extensions. Elle est bordée au nord de massifs montagneux continentaux qui permettent aux vents du nord (Mistral, Tramontane, Bora, Meltem) de se « faufiler » en Méditerranée qu'à seulement quelques endroits précis. Du point de vue climatique, elle est située toute entière en zone tempérée chaude avec une aridité de plus en plus marquée en allant vers l'est. Les arrivées d'eau douce par les fleuves sont relativement faibles et se résument à quelques grands fleuves, le Rhône, le Nil aux débits très réduits depuis la construction du barrage d'Assouan sur le haut-Nil, le Pô et l'Ebre. La Mer Noire apporte une eau dessalée par le détroit du Bosphore en Mer Egée.

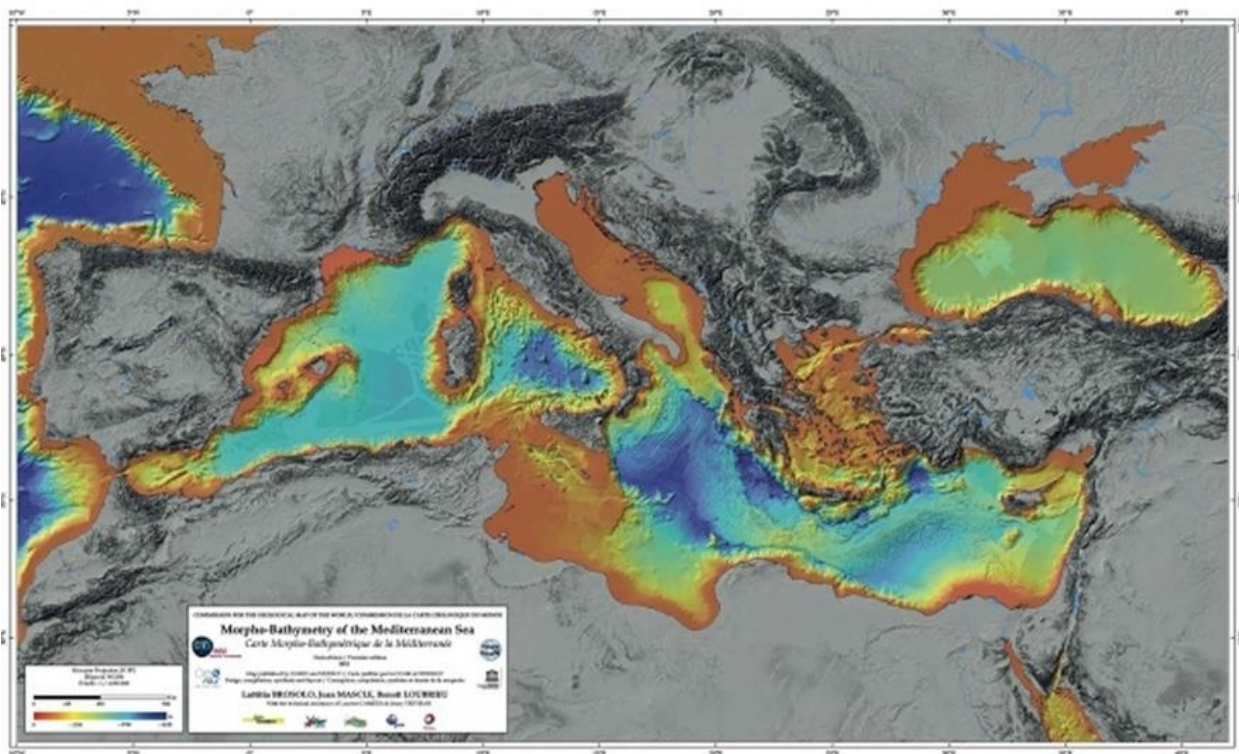
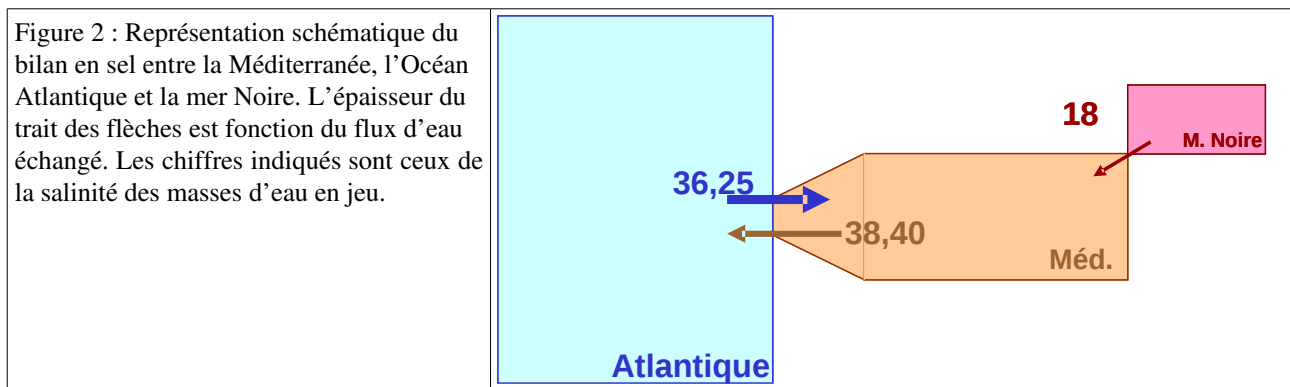


Figure 1 : Carte morphobathymétrique de la Méditerranée (crédits IFREMER-CNRS).

La Méditerranée est une mer à seuil à bilan négatif c'est-à-dire que l'évaporation n'est pas compensée par le ruissellement et les précipitations. L'évaporation est en moyenne de 1,40 m par an mais qui est compensée par une arrivée d'eau d'origine Atlantique et dans une moindre mesure de la

Mer Noire. Ce processus permet de rester constant en volume sur un laps de temps étendu. La Méditerranée est un bassin de concentration en sel monté « en dérivation » sur l'Atlantique.

Les masses d'eau qui entrent en Méditerranée sont salées (Figure 2) et par conséquent la quantité de sels devrait augmenter or ce n'est pas le cas. La salinité moyenne de cette mer reste là encore constante. En réalité, l'excès de sel est compensé par un courant sortant d'eau de salinité très élevée qui s'écoule à travers le seuil de Gibraltar vers l'Océan Atlantique.



Question : La salinité moyenne de la Méditerranée restant constante, que peut-on en déduire sur les volumes d'eau échangés à Gibraltar ? Proposer un bilan simplifié des flux entrants et sortants en Méditerranée. La conclusion de cette mini-étude sur le bilan de sel est une question ! Quels processus se produisent en Méditerranée pour que l'eau Atlantique entrant à Gibraltar entre 0 et 150 m avec des caractéristiques données ($T= 15^{\circ}\text{C}$, $S=36,25$, $t = 26,95$) ressorte entre 150 m et le fond quelques années plus tard avec des caractéristiques très différentes ($T= 12,69^{\circ}\text{C}$, $S=38,40$, $t = 29,11$) ?

II. Les circulations d'eau en Méditerranée

La circulation des masses d'eau dans cette mer quasi-fermée est assez complexe compte tenu de la topographie des côtes, de la bathymétrie et des forçages atmosphériques (vents par ex.). La Méditerranée est une des rares zones océaniques où des « eaux-types » peuvent se créer chaque année. Par la suite on distingue la circulation des eaux superficielles, intermédiaires et profondes.

II.1. La circulation des eaux superficielles

Deux types d'eaux superficielles sont observés en Méditerranée, les eaux d'origine Atlantique et les eaux provenant de la mer Noire (Figure 3).

Question : Décrivez les cheminements principaux des eaux superficielles en Méditerranée. Comment peut-on expliquer cette circulation et la présence de petits tourbillons anticycloniques ?

2 Travaux Dirigés Introduction à l'Océanographie – Licence SVT, Parcours Mer

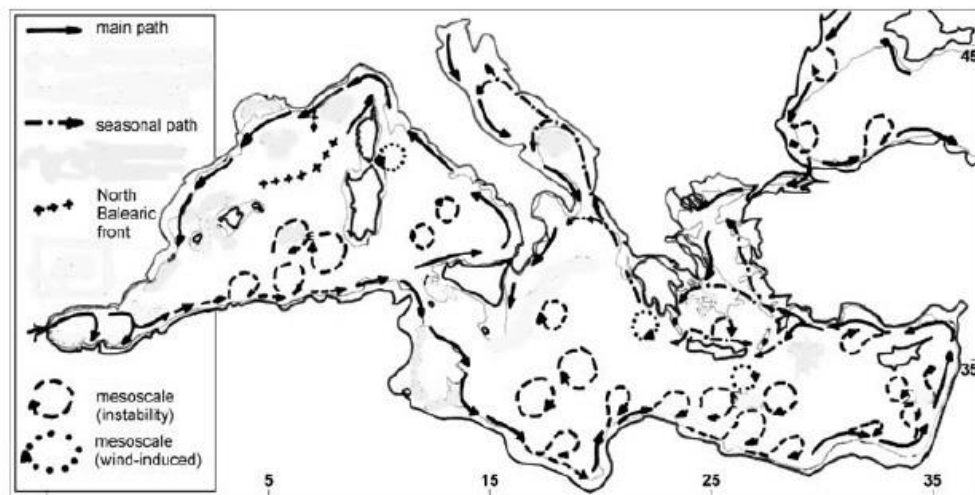


Figure 3 : Circulation des eaux superficielles en Méditerranée. Voies principales (main path), voies saisonnières (seasonal path), tourbillons de méso-échelle (mesoscale instability), tourbillons de méso-échelle induit par le vent (wind-induced). La ligne grisée fine représente l'isobathe 200 m. Adapté de Millot et Taupier-Letage (2005).

II.2. La circulation des eaux intermédiaires

Il existe une principale masse d'eau intermédiaire en Méditerranée. Il s'agit de l'Eau Levantine Intermédiaire (LIW). Elle est localisée entre 100 et 150 m de profondeur dans le bassin oriental. On observe le cœur de cette eau à 250-300 m dans le bassin Ionien et cette masse d'eau franchit le détroit de Sicile avec un cœur situé vers 400 m. A l'endroit où cette masse d'eau est produite elle possède les caractéristiques suivantes : $T=15,70^{\circ}\text{C}$; $S=39,10$; $\sigma_t = 28,99$.

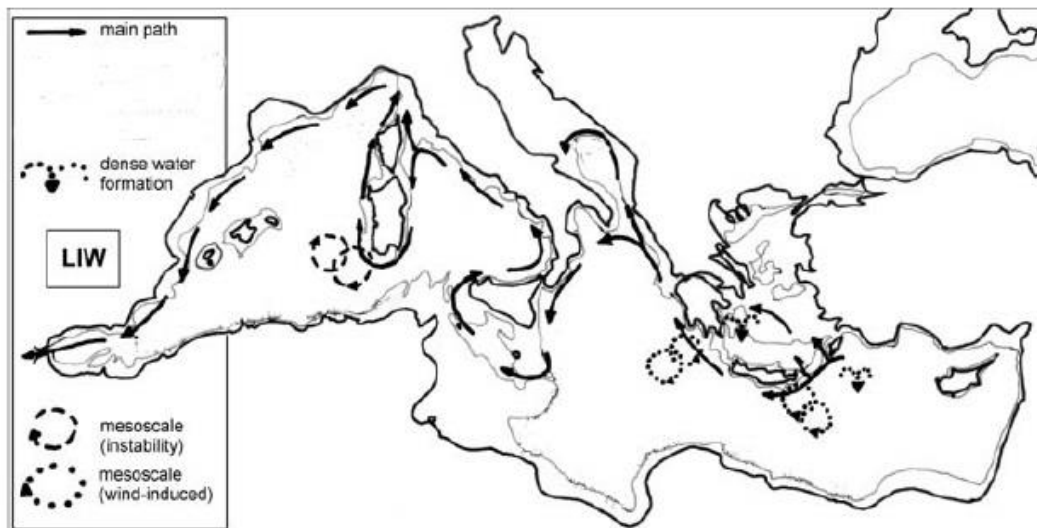


Figure 4 : Circulation des eaux levantines intermédiaires (LIW). Voies principales (main path), tourbillons de méso-échelle (mesoscale instability), tourbillons de méso-échelle induit par le vent (wind-induced). La ligne grisée fine représente l'isobathe 500 m. Adapté de Millot et Taupier-Letage (2005).

Question : Décrivez le schéma de circulation de l'eau levantine intermédiaire (Figure 4). Quels facteurs expliquent cette circulation ? Dans quel(s) endroit(s), d'après vous, cette eau est formée ? Quel processus peut expliquer cette formation ?

II.3. La circulation des eaux profondes

La Méditerranée est un des rares endroits océaniques au monde où on observe la fabrication d'eau profonde. Deux principales masses d'eau profonde sont fabriquées en Méditerranée, d'abord une dans le bassin occidental, l'Eau Profonde de Méditerranée Occidentale (WMDW) et l'autre dans le bassin oriental en Adriatique (AdDW).

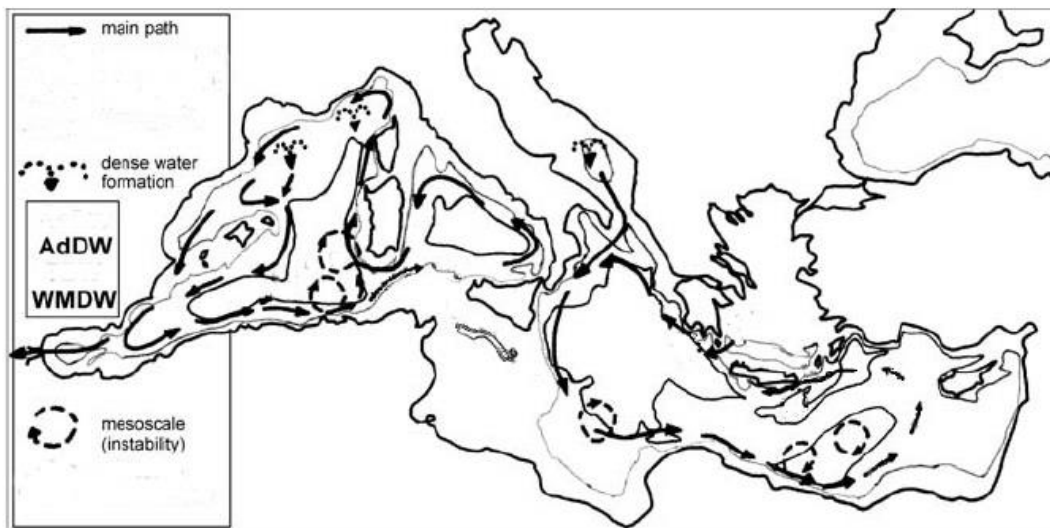


Figure 5 : Circulations des eaux profondes en Méditerranée. Voies principales (main path), tourbillons de méso-échelle (mesoscale instability). Les lignes grisée et noire fines représentent les isobathes 1000 m et 2750 m respectivement. Adapté de Millot et Taupier-Letage (2005).

Question : Décrivez les circulations des deux types d'eau profonde. Donnez les endroits potentiels de formation de ces masses d'eau dans les bassins occidental et oriental (Figure 5). Pourquoi la circulation des eaux profondes est-elle si contrainte par la bathymétrie ? Proposez un mécanisme de formation des eaux profondes.

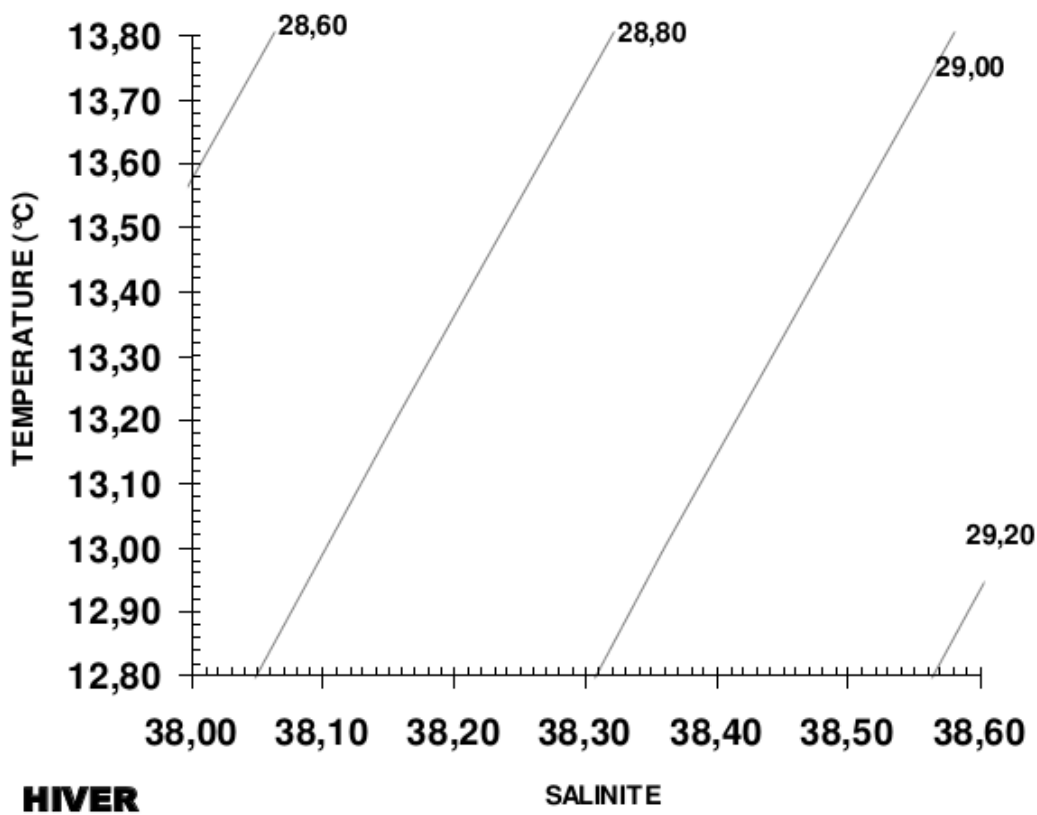
III. Le diagramme température-salinité (Θ -S), outil d'analyse des masses d'eau Les caractéristiques hydrologiques en température et salinité d'une station de prélèvement en Méditerranée nord occidentale (42°N, 5°E) sont données dans le tableau ci-dessous. Il s'agit d'un échantillonnage hivernal.

1/ Porter les caractéristiques en température et salinité de cette station sur le diagramme Θ -S ci-après. Décrire ce diagramme et repérer éventuellement des masses d'eau-type sur ce diagramme (LIW, WMDW, etc...).

2/ A partir de l'hypothèse de conservation de la chaleur en profondeur, proposez une méthode de calcul du pourcentage de mélange entre l'Eau Levantine Intermédiaire (LIW) et l'Eau Profonde

Méditerranéenne du bassin occidental (WMDW) à 500 m et 950 m. Retrouvez ces pourcentages de mélange par une méthode graphique.

Prof (m)	Θ (°C)	Sal.	Prof (m)	Θ (°C)	Sal.
0	13,66	38,14	380	13,42	38,56
10	13,66	38,14	400	13,41	38,56
20	13,63	38,13	420	13,39	38,56
30	13,61	38,13	440	13,37	38,56
40	13,59	38,14	460	13,35	38,56
50	13,45	38,16	480	13,34	38,55
60	13,45	38,23	500	13,32	38,55
80	13,44	38,30	520	13,31	38,55
100	13,21	38,30	540	13,29	38,55
120	13,17	38,32	560	13,28	38,54
140	12,95	38,31	580	13,24	38,54
160	13,11	38,38	600	13,22	38,53
180	13,19	38,43	620	13,21	38,53
200	13,24	38,46	640	13,19	38,52
220	13,40	38,51	750	13,17	38,52
240	13,33	38,50	800	13,13	38,51
260	13,32	38,51	850	13,09	38,50
280	13,38	38,53	900	13,06	38,49
300	13,42	38,54	950	13,02	38,48
320	13,42	38,55	1000	13,00	38,48
340	13,41	38,55	1500	12,84	38,44
360	13,40	38,55			



TD4 - L'eau méditerranéenne dans l'Océan Atlantique nord-est : les Meddies

La campagne MEDATLANTE I s'est déroulée en janvier 1989 à bord du N/O « J EAN C HARCOT » et avait pour objectif (i) de caractériser les eaux d'origine méditerranéenne et les eaux d'origine Atlantique auxquelles elles se mélangent dans le golfe de Cadix et (ii) de suivre le devenir des masses d'eau méditerranéenne en Atlantique nord-est.

Parmi les cinquante stations échantillonnées au cours de cette campagne, trois stations A, B, C ont été retenues pour ce TD (figure 1). Les tableaux 1 et 2 montrent les données brutes de température potentielle (Θ en $^{\circ}\text{C}$) et salinité aux stations A et C. Par ailleurs, une représentation des profils verticaux de température et salinité à la station C est donnée sur la figure 2. Le diagramme Θ -S ci-après présente les données en température et salinité de la station B.

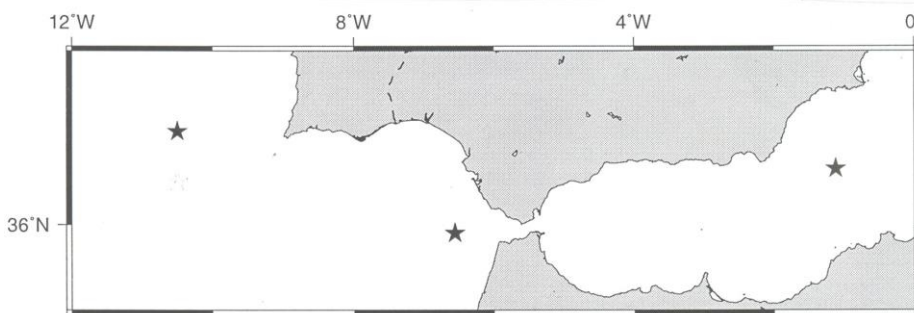


Figure 1 : Carte de localisation de trois stations échantillonnées lors de la campagne MedAtalante en 1989 en Mer d'Alboran et en Atlantique.

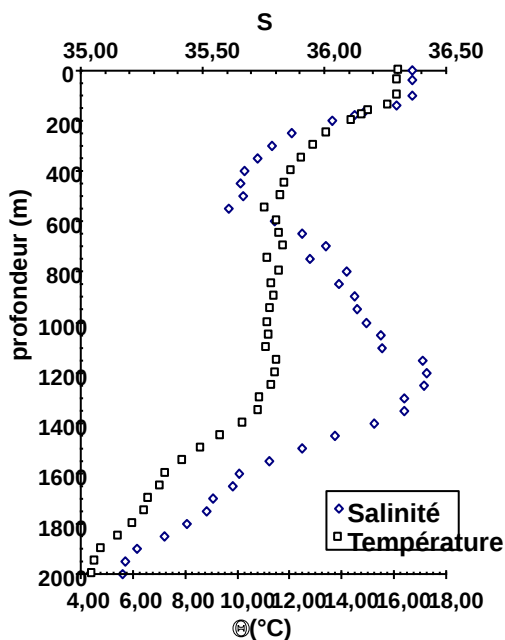


Figure 2 : Profils verticaux température potentielle (Θ) et salinité (S) à la station C.

–Questions–

- 1) Dans un premier temps, analysez les profils verticaux de température et salinité à la station C (Figure 2) ; quelles en sont les principales caractéristiques ? Peut-on déjà dire si cette station se trouve ou non en Méditerranée ?
- 2) Tracez sur le diagramme Θ -S fourni les données correspondant aux stations A et C en notant la profondeur de certains points caractéristiques comme les maximum ou minimum locaux. Décrivez avec précision et comparez les différents profils entre eux.
- 3) A partir de cette analyse et des connaissances acquises en cours et TD, retrouver la localisation géographique possible des stations A, B, C sur la carte fournie (Figure 1).
- 4) Commentez la répartition de la salinité observée vers 1000 m en Atlantique (Figure 3). Comment expliquer cette répartition ?

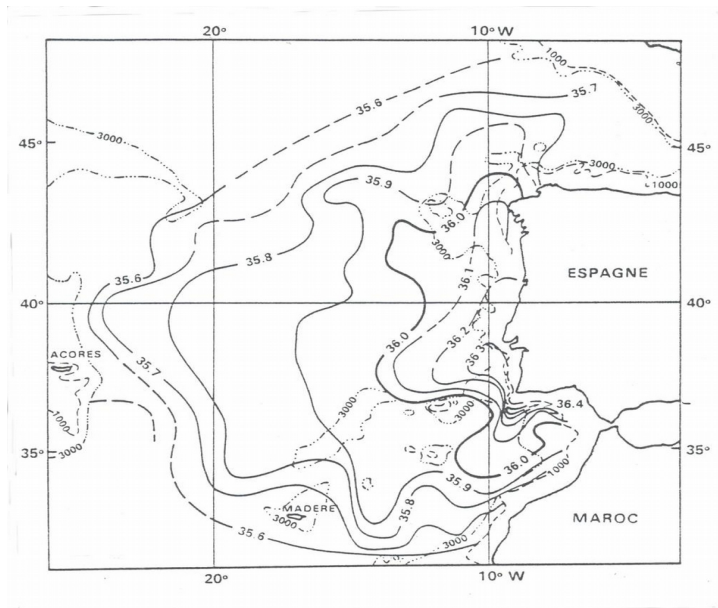


Figure 3 : Répartition spatiale de la salinité à 1000 m de profondeur durant l'été 1977 dans l'Atlantique nord-est. Source Tchernia, 1978. Les isobathes (en m) sont également indiquées.

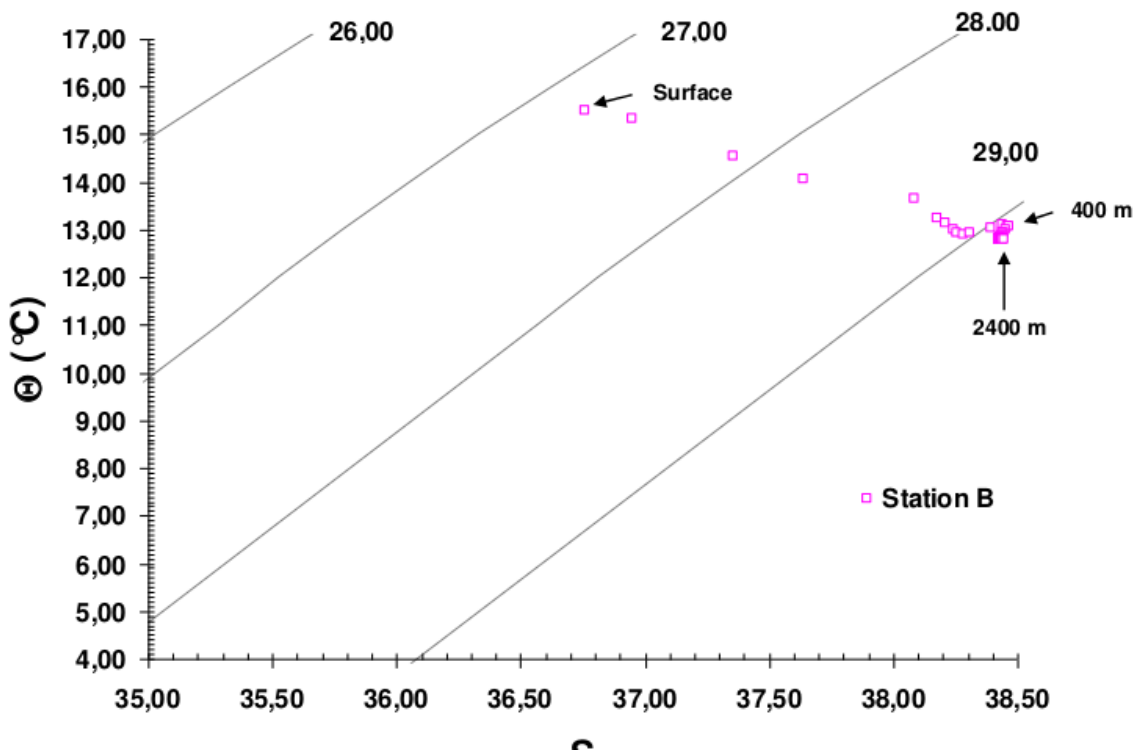
Tableau 1 : Données en température, salinité et profondeur de la station C de la campagne MedAtalante.

Tableau 2 : Données en température, salinité et profondeur de la station A de la campagne MedAtalante.

STATION C Prof: 2950 m

Prof. (m)	S	Θ (°C)	Prof. (m)	S	Θ (°C)
0	36,36	16,20	950	36,14	11,26
40	36,36	16,17	1000	36,17	11,20
100	36,36	16,16	1050	36,23	11,23
140	36,30	15,80	1100	36,24	11,13
160	36,17	15,04	1150	36,40	11,54
180	36,12	14,79	1200	36,42	11,49
200	36,03	14,37	1250	36,41	11,33
250	35,87	13,42	1300	36,33	10,90
300	35,78	12,92	1350	36,33	10,81
350	35,73	12,49	1400	36,21	10,20
400	35,67	12,06	1450	36,04	9,38
450	35,66	11,82	1500	35,91	8,63
500	35,67	11,66	1550	35,77	7,93
550	35,61	11,07	1600	35,65	7,27
600	35,80	11,54	1650	35,63	7,08
650	35,91	11,62	1700	35,54	6,59
700	36,01	11,77	1750	35,51	6,45
750	35,94	11,18	1800	35,44	5,99
800	36,09	11,63	1850	35,35	5,47
850	36,06	11,35	1900	35,23	4,82
900	36,13	11,41	1950	35,19	4,54
			2000	35,17	4,45

STATION A Prof: 530 m		
Prof. (m)	S	Θ (°C)
0	36,26	16,34
20	36,25	16,33
40	36,24	16,32
60	36,22	16,31
80	36,17	15,84
100	36,07	15,45
120	36,00	15,01
140	35,94	14,58
160	35,90	14,35
180	35,84	13,93
200	35,81	13,81
250	35,72	13,27
300	35,63	12,58
350	35,59	12,31
400	35,57	12,19
450	35,98	12,49
500	36,35	12,72



TD5 - Présentation de l'instrumentation du MIO et de l'OSU Pythéas

date variable chaque année

Rdv à 08:00 dans Hall du bâtiment Oceanomed

- Plateforme de Cytométrie

<https://precym.mio.osupytheas.fr>

- Laboratoire Hyperbare

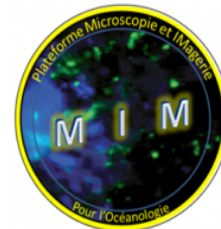
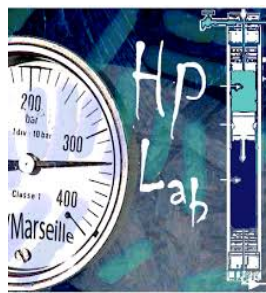
<https://people.mio.osupytheas.fr/tamburini.christian/hplab.php3>

- Service Atmosphère Mer

<https://www.mio.osupytheas.fr/fr/ptf-service-atmosphere-mer-sam>

- Plateforme de Microscopie

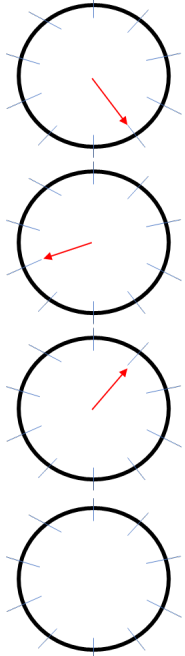
<https://www.mio.osupytheas.fr/fr/plateformes-de-recherche/>



TD6 - Sampling, analysis and measurement of plankton,

Exercice 1 –

Water is collected at a depth measured using the length of cable. The length of cable deployed is measured using the revolution counters on the pulley as shown on the Antedon II



- I. Give the length of cable (m) deployed using the figure 1
- II. Knowing that the cable is making an angle with the vertical plan, give the actual sampling depth for an angle of 10° , 30° and 50°

Exercice 2 –

Using the vertical profile done with the CTD (excel file), draw the vertical distribution of temperature, salinity, PAR and fluorescence. Explain what you see.

Calculate the depth of the 50%, 10% and 1% of surface irradiance (use the highest value as surface reference)? Estimate the depth of the euphotic layer? Calculate if needed the depth of the mixed layer

Figure 1
Revolution
counters

Exercice 3 –

Zooplankton is collected using different nets between 150m and the surface vertically, calculate the volume of water filtered by the following nets:

- 1) A regent net (700 μ m mesh size), diameter=1m, length=400cm
- 2) A WP2 net (200 μ m mesh size), diameter=53cm, length=2.5m
- 3) Same questions with a cable out still of 150m and an angle to the vertical plane of 30°

Exercice 4 –

Neuston samples are collected using a manta net with a rectangular opening section of 60 cm length and 30cm height. One third of the mouth opening is above the surface. The net is towed horizontally for 15' at a speed of 2.5 knots. Calculate the surface and volume sampled by the net

Exercice 5.

Calculate the biomass of plankton at two stations (Figure 2). Samples were collected vertically with a WP2 net (200 μ m mesh size, 3m long, 57 cm opening diameter). Calculate and explain the distribution of the total zooplankton and by size classes.

Table 1 Biomass distribution at SOMLIT and Julio according to different size classes

<i>date</i>	<i>Depth (m)</i>	<i>station</i>	<i>Mesh size (μm)</i>	<i>Filter (g)</i>	<i>Filter + organisms (g)</i>	<i>Plankton Biomass ($\text{mg } 100\text{m}^{-3}$)</i>
7/10/2013	90	Julio	80	0.131	0.138	
7/10/2013	90	Julio	200	0.133	0.180	
7/10/2013	90	Julio	500	0.129	0.156	
7/10/2013	90	Julio	1000	0.13	0.133	
7/10/2013	90	Julio	2240	0.132	0.144	
7/10/2013	55	Somlit	80	0.134	0.139	
7/10/2013	55	Somlit	200	0.131	0.165	
7/10/2013	55	Somlit	500	0.133	0.165	
7/10/2013	55	Somlit	1000	0.134	0.142	
7/10/2013	55	Somlit	2240	0.131	0.134	

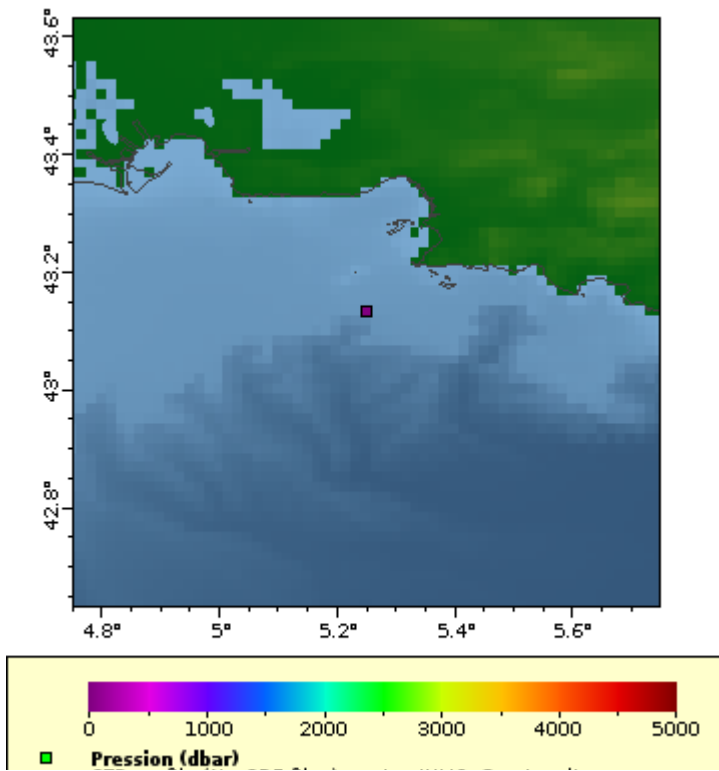


Figure 2. Position of the two stations, purple square: Julio, green square: SOMLIT

TD7 - Estimation of Biodiversity

Exercice 6.

By using different taxonomic index show the difference between the community of siphonophores (data on the excel file) in the neuston layer of the ocean according to the time of the day (day or night), and site type (F: front; S: Shelf; C: Cyclonic eddies; A: Anticyclonic eddies, and D: divergence)

1) Species richness: number of species present

2) Species abundance: Abundance of each species, or total abundance of all the species (ind 100m³)

3) Shannon Index (H) =
$$-\sum_{i=1}^s p_i \ln p_i$$

In the Shannon index, p is the proportion (n/N) of individuals of one particular species found (n) divided by the total number of individuals found (N), \ln is the natural log, Σ is the sum of the calculations, and s is the number of species.

4) Species frequency (% of station where each species is present)

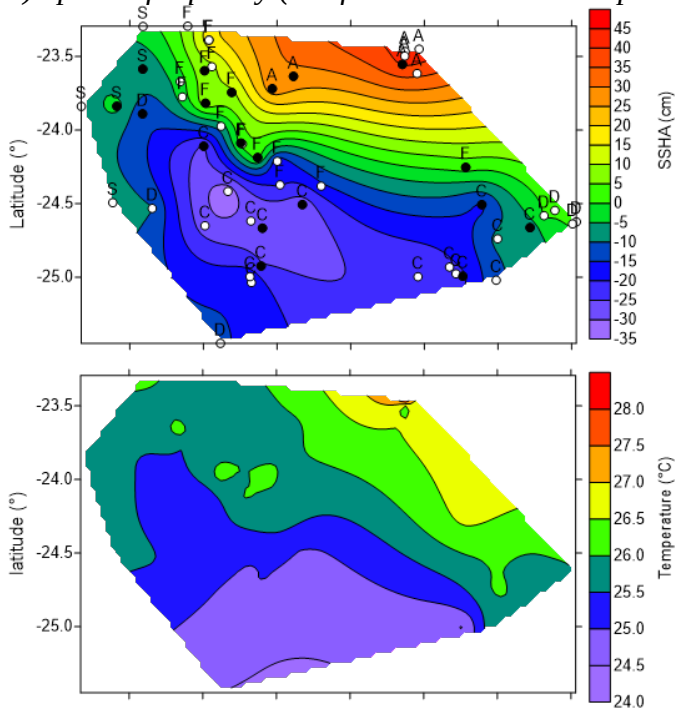


Figure 1. Sea Surface Height Anomaly (SSHA in cm), and Sea surface Temperature (°C) with overlapping position of the different water classification.

TD8 - Diversity of Zooplankton


À FINALISER

	NN01	NN02	NN03	NN04	NN05	NN06	NN07	NN08	NN09	NN10	NN11	NN12	NN13	NN14	NN15	NN16	NN17	NN18	NN19	NN20	NN21	NN22	NN23	NN24	NN25	NN26	
species	night	day	night	day	day	day	night	day	night	day	night	day	night	day	day	night	day	day	day	night	day	day	night	day	night	night	
abundance (ind 100m ⁻³)	F	F	F	S	S	F	F	F	F	F	F	C	C	S	S	S	A	A	A	A	C	D	D	C	C	D	
<i>Abylopsis eschscholtzi</i>	26,5	4,0	6,6	7,3	38,8	20,6	31,5	29,9	49,1	5,3	23,2	20,2	11,3	13,9	3,0	30,2	2,7	4,3	1,0	5,3	47,1	20,9	26,2	46,1	45,1	20,6	
<i>Abyla bicarinata</i>											1,3																
<i>Abyla trigona</i>	1,3		1,0				0,7		0,7		1,3				0,3					0,3		0,3			0,3	0,7	
<i>Abyla sp.</i>					0,3	1,3		0,3			2,0	0,7	0,3						0,3				0,7			1,7	
<i>Bassia bassensis</i>		1,0	17,6	0,5	7,0	13,3	10,6	5,3	19,9	0,7	4,3	1,0	1,0	4,3	1,7	18,9					0,0	6,6	10,6	1,3	10,6	4,6	
<i>Enneagonum hyalinum</i>												1,0	0,7											0,3		0,7	
<i>Agalma elegans</i>			1,7				1,3		8,0					0,3						2,0				5,6			
<i>Agalma okeni</i>					0,3						9,0								0,3					0,7		10,6	15,9
<i>Chelophyes appendiculata</i>	1,3	1,0	5,0		0,3	1,7	1,3	2,3	4,6		1,3		0,7			3,0		3,3		11,9	1,7	0,7	4,0	1,7	2,7	0,7	
<i>Chelophyes contorta</i>	15,9	0,7	15,9	6,9	10,0	8,3	22,9	25,5	34,5	2,0	13,3		3,3	0,7	1,0	23,2	4,3	24,9	1,0	111,5	35,5	4,3	9,0	8,3	37,2	10,9	
<i>Diphyes bojani</i>	71,7		5,0	0,5		4,6	5,0	4,3	8,0	1,0	8,3		0,7	2,3		4,6						0,3	11,9	0,3	8,0	4,0	
<i>Diphyes chamissonis</i>		0,7										8,0	18,6		0,7	0,3									5,3	31,9	
<i>Diphyes dispar</i>	11,9	0,3	2,0	0,5	0,3	3,6	1,0	2,3	4,0		1,0	1,3	1,3	0,7		6,3		2,0		25,2	14,3	1,7	7,6	7,0	5,3	4,6	
<i>Eudoxoides mitra</i>							0,3		2,0				0,3											2,3		1,3	
<i>Eudoxoides spiralis</i>	17,3	1,0	24,9	2,4	0,7	21,6	14,3	2,3	33,2	1,0	17,3	3,6	3,3	3,0		37,2		0,7		1,3	4,6	1,3	13,3	9,6	39,8	11,3	
<i>Lensia campanella</i>							1,7		0,7				0,3			1,3							0,3			2,7	
<i>Lensia cossack</i>								0,7			0,3					0,3										0,3	
<i>Lensia hotspur</i>									0,7												0,7					0,3	
<i>Lensia sp.</i>																					0,3						
<i>Lensia subtilis</i>	1,3						0,3	3,0	2,0						0,3		0,7										
<i>Lensia subtiloides</i>	47,8	0,3	0,3				5,0		0,7		2,0	2,0	12,9	0,3								0,7		3,3	8,0		
<i>Sulculeolaria biloba</i>																										1,3	
<i>Sulculeolaria chuni</i>	26,5	1,0	2,0	0,5	1,7	1,0	2,3	1,7	10,0	3,0	4,0	9,3	15,3	2,7	0,7	1,7		1,0	0,3	2,0	3,0	0,3	2,7	3,0	2,7	1,3	
<i>Sulculeolaria turgida</i>	39,8		3,0	0,5	0,3	0,3	10,9		9,3	0,3	8,0	2,7	2,0	0,3	0,7	3,0					3,3		4,3	1,3	21,2	3,6	
<i>Sulculeolaria monoica</i>	1,3		0,3				1,3					0,3		0,3													
<i>Sulculeolaria quadrivalvis</i>												0,3												0,3		0,3	
calyphore unidentified	19,9																									0,3	
<i>Physalia physalis</i>											0,3																

Annales

Conseils pour l'examen écrit

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

		Année universitaire 2017/2018	
Site : <input checked="" type="checkbox"/> Luminy <input type="checkbox"/> St-Charles <input type="checkbox"/> St-Jérôme <input type="checkbox"/> Cht-Gombert <input type="checkbox"/> Aix-Montperrin <input type="checkbox"/> Aubagne-SATIS			
Sujet session de : <input checked="" type="checkbox"/> 1 ^{er} semestre - <input type="checkbox"/> 2 ^{ème} semestre - <input type="checkbox"/> Session 2		Durée de l'épreuve : ... 2 heures	
Examen de : <input type="checkbox"/> L1/ <input checked="" type="checkbox"/> L2/ <input type="checkbox"/> L3 - <input type="checkbox"/> M1/ <input type="checkbox"/> M2 - <input type="checkbox"/> LP - <input type="checkbox"/> DU		Nom diplôme : ... Licence SVT	
Code Apogée du module : SNT3U18TL		Libellé du module : ... Introduction à l'océanographie	
Document autorisé : <input type="checkbox"/> OUI - <input checked="" type="checkbox"/> NON		Calculatrices autorisées : <input checked="" type="checkbox"/> OUI - <input type="checkbox"/> NON	

*Les réponses doivent, le plus possible, être **concises et précises**.
ATTENTION, rédiger les deux parties sur des feuilles séparées.*

Partie A. Doglioli (5 points)

1) Décrire et expliquer l'équation d'état de l'eau de mer IES80 :

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

Expliquer quelle est la différence dans le jargon des océanographes entre masse volumique et « densité » .


***** *feuilles séparées* *****

Partie M. Briand (15 points, 5 points par question)

2) La molécule d'eau constitue l'unité de base formant ce volume immense qu'est l'océan global. Rappelez les principales propriétés de l'eau de mer qui en font un substrat particulier, puis expliquez-en quoi ce milieu de vie est si essentiel pour de nombreux êtres vivants, dont les êtres humains.

3) Les côtes et rivages sont à l'interface entre continents et océans. Indiquez les différentes catégories de côtes existantes et décrivez en détail un paysage côtier au choix. Appuyez-vous sur des exemples précis pour illustrer votre propos.

4) Parmi les organismes marins, certains vivent sur le fond tandis que d'autres vivent dans la colonne d'eau. Présentez les caractéristiques majeures de ces organismes (e.g. tailles, adaptations, modes de vie, modes de nutrition, comportement) en fonction de leur répartition dans le domaine marin. Alimentez votre réponse d'exemples adaptés.

	Année universitaire 2017/2018	
	Site : <input checked="" type="checkbox"/> Luminy <input type="checkbox"/> St-Charles <input type="checkbox"/> St-Jérôme <input type="checkbox"/> Cht-Gombert <input type="checkbox"/> Aix-Montperrin <input type="checkbox"/> Aubagne-SATIS	
Sujet session de : <input type="checkbox"/> 1 ^{er} semestre - <input type="checkbox"/> 2 ^{ème} semestre - <input checked="" type="checkbox"/> Session 2		Durée de l'épreuve : ... 2 heures
Examen de : <input type="checkbox"/> L1/ <input checked="" type="checkbox"/> L2/ <input type="checkbox"/> L3 - <input type="checkbox"/> M1/ <input type="checkbox"/> M2 - <input type="checkbox"/> LP - <input type="checkbox"/> DU		Nom diplôme : ... Licence SVT
Code Apogée du module : SNT3U18TL		Libellé du module : ... Introduction à l'océanographie
Document autorisé : <input type="checkbox"/> OUI - <input checked="" type="checkbox"/> NON		Calculatrices autorisées : <input checked="" type="checkbox"/> OUI - <input type="checkbox"/> NON

*Les réponses doivent, le plus possible, être **courtes et précises**.
ATTENTION, rédiger les deux parties sur des feuilles séparées.*

Partie A. Doglioli (5 points)

1) Donner la définition de pression et expliquer comment elle varie dans l'océan.

***** *feuilles séparées* *****

Partie M. Briand (15 points)

2) Quel pourcentage de la surface planétaire est recouvert par de l'eau de mer ? La répartition des océans est-elle équivalente entre les deux hémisphères ? (2 points)

3) Quelle part (en pourcentage) de la pollution marine représentent les pollutions terrigènes ? Citer leurs trois principales origines anthropiques. (2 points)


4) Quelles sont les deux forces opposées à la surface de la Terre à l'origine de la force de marée ? Expliquer à l'aide de schémas. (2 points)

5) Citer un type de migration (horizontale ou verticale) en donnant un exemple précis. (2 points)

6) Définir les trois termes plancton, neuston, necton, avec pour chacun un exemple d'organisme. (3 points)

7) Citer une caractéristique de l'anatomie, de l'habitat et du rôle des magnoliophytes marines et donner une espèce en exemple. (2 points)

8) Donner la définition d'une dorsale médio-océanique en vous appuyant sur un schéma explicatif. (2 points)

		Année universitaire 2018/2019	
Site : <input checked="" type="checkbox"/> Luminy <input type="checkbox"/> St-Charles <input type="checkbox"/> St-Jérôme <input type="checkbox"/> Cht-Gombert <input type="checkbox"/> Aix-Montperrin <input type="checkbox"/> Aubagne-SATIS			
Sujet session de : <input checked="" type="checkbox"/> 1 ^{er} semestre - <input type="checkbox"/> 2 ^{ème} semestre - <input type="checkbox"/> Session 2		Durée de l'épreuve : ... 2 heures ...	
Examen de : <input type="checkbox"/> L1/ <input checked="" type="checkbox"/> L2/ <input type="checkbox"/> L3 - <input type="checkbox"/> M1/ <input type="checkbox"/> M2 - <input type="checkbox"/> LP - <input type="checkbox"/> DU		Nom diplôme : ... Licence SVT	
Code Apogée du module : ...SVT3U28TL...		Libellé du module : ... Introduction à l'océanographie	
Document autorisé : <input type="checkbox"/> OUI - <input checked="" type="checkbox"/> NON		Calculatrices autorisées : <input checked="" type="checkbox"/> OUI - <input type="checkbox"/> NON	

*Les réponses doivent, le plus possible, être courtes et précises.
ATTENTION, rédiger les trois parties sur des feuilles séparées.*

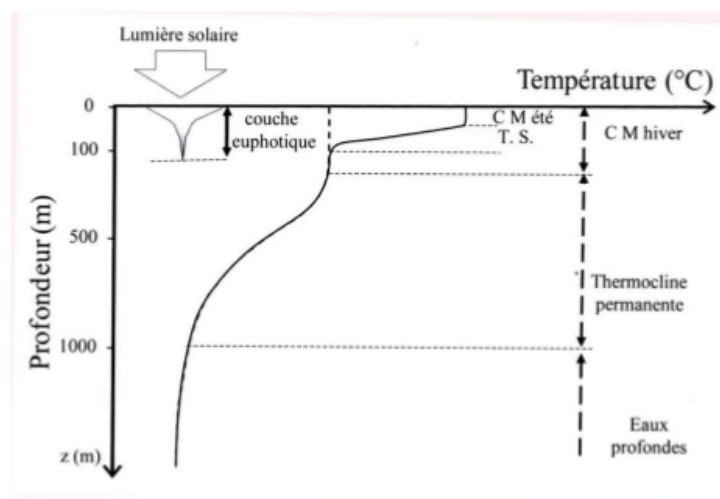
Partie A. Doglioli

- 1) Décrire et expliquer les différents instruments et méthodes pour mesurer les courants océaniques.

***** *feuilles séparées* *****

Partie F. Diaz

- 2) **Structure verticale de l'océan.** Définir les processus océanographiques liés à la structure verticale de l'océan qui sont figurés sur le graphique ci-dessous. Expliquer, le cas échéant, comment ils se forment et disparaissent et comment ils permettent de définir les saisons océaniques. Pour rappel : CM, couche mélangée ; TS : thermocline saisonnière.



ATTENTION, TOURNER LA PAGE →

***** *feuilles séparées* *****

Partie G. Marchessaux

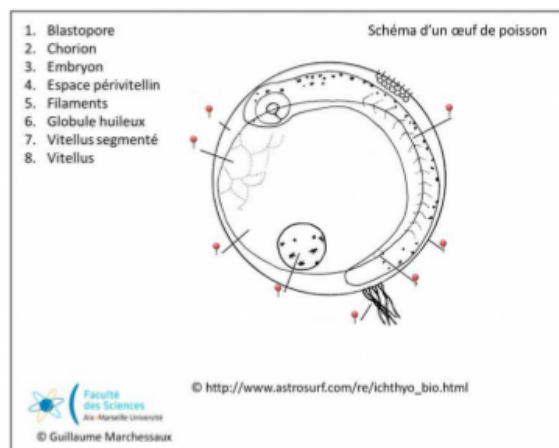
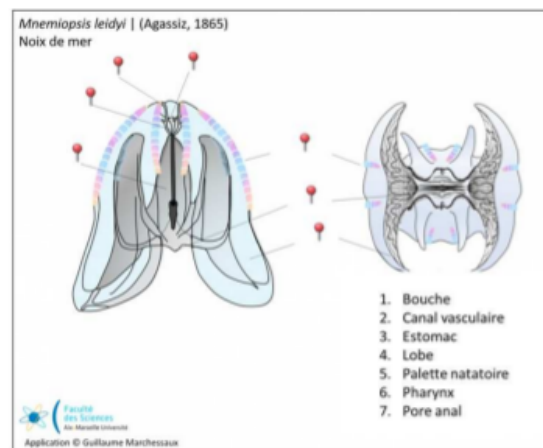
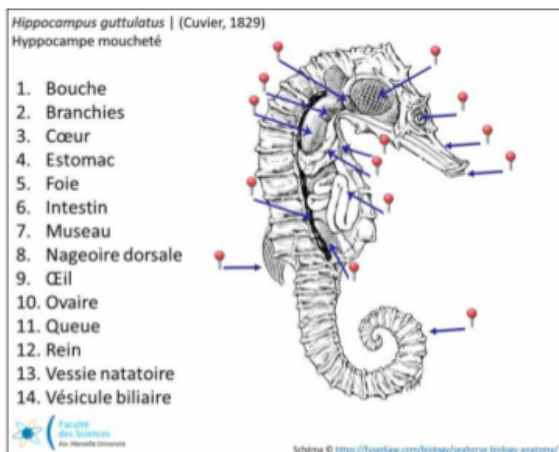
3) ***Partie Cours*** : Après avoir exposé les différents types de migrations marines vues en cours, vous présenterez les *caractéristiques majeures* du compartiment planctonique : classification taxonomique, classification par la taille, modes de vie, modes de nutrition, adaptations. Vous indiquerez également quels instruments sont utilisés et pour quel(s) type(s) d'organisme(s) ils sont ciblés.

4) ***Partie TD*** : Trois schémas d'organismes marins étudiés en TD vous sont proposés. Choisissez un de ces schémas et faites correspondre les numéros des légendes aux puces rouges. (**Feuille à rendre dans la copie**).

Introduction à l'océanographie
A.A. 2018-2019
session I


Partie TD G. Marchessaux

N° de CARTE ÉTUDIANT _____
NOM du candidat _____
PRÉNOMS _____



Choisissez un des schémas et faites correspondre les numéros des légendes aux puces rouges.

Feuille à rendre avec la copie d'examen

		Année universitaire 2018/2019	
Site : <input checked="" type="checkbox"/> Luminy <input type="checkbox"/> St-Charles <input type="checkbox"/> St-Jérôme <input type="checkbox"/> Cht-Gombert <input type="checkbox"/> Aix-Montperrin <input type="checkbox"/> Aubagne-SATIS			
Sujet session de : <input type="checkbox"/> 1 ^{er} semestre - <input type="checkbox"/> 2 ^{ème} semestre - <input checked="" type="checkbox"/> Session 2		Durée de l'épreuve : ... 2 heures	
Examen de : <input type="checkbox"/> L1/ <input checked="" type="checkbox"/> L2/ <input type="checkbox"/> L3 - <input type="checkbox"/> M1/ <input type="checkbox"/> M2 - <input type="checkbox"/> LP - <input type="checkbox"/> DU		Nom diplôme : ... Licence SVT	
Code Apogée du module : ... SVT3U28TL ...		Libellé du module : ... Introduction à l'océanographie	
Document autorisé : <input type="checkbox"/> OUI - <input checked="" type="checkbox"/> NON		Calculatrices autorisées : <input checked="" type="checkbox"/> OUI - <input type="checkbox"/> NON	

*Les réponses doivent, le plus possible, être courtes et précises.
ATTENTION, rédiger les trois parties sur des feuilles séparées.*

***** *feuilles séparées* *****

Partie A. Doglioli

- 1) Décrire et expliquer les observations de l'océan par télédétection.

***** *feuilles séparées* *****

Partie G. Marchessaux

- 2) Vous exposerez en une courte synthèse les caractéristiques des organismes benthiques (définition, mode de vie, classes de taille, exemples d'organismes)

***** *feuilles séparées* *****

ATTENTION, TOURNER LA PAGE →

***** *feuilles séparées* *****

Introduction à l'océanographie
A.A. 2018-2019 session 2

N° de CARTE
ÉTUDIANT

NOM du candidat

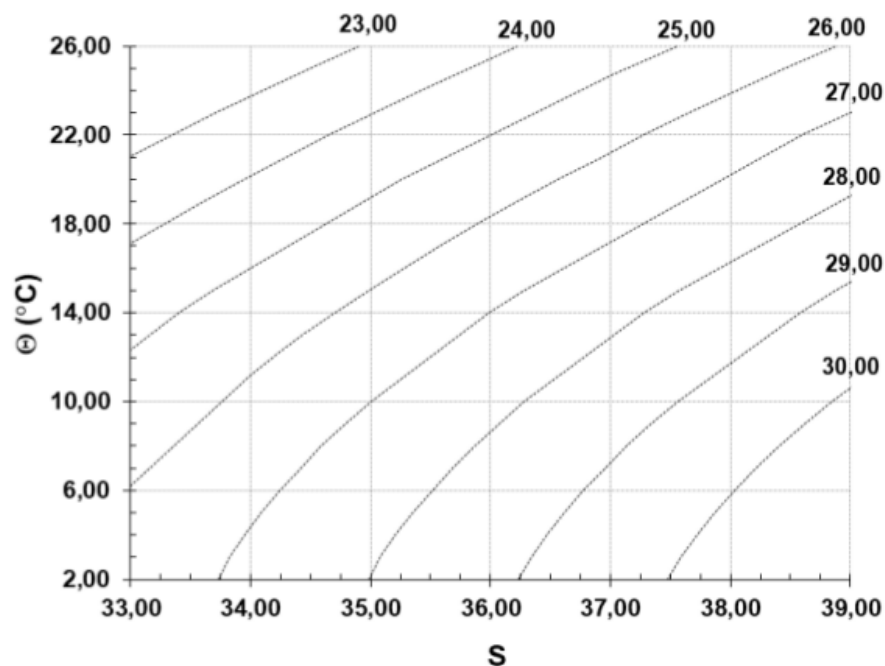
PRÉNOMS


***** feuilles séparées *****

Partie F. Diaz

3) **Diagramme Température-Salinité des masses d'eau marine**

- Positionner sur le diagramme $\theta-S$ ci-dessous les deux masses d'eau **A** (36,28 ; 15,00°C) et **B** (33,95 ; 4,00°C), ainsi que la masse d'eau **M** issue du mélange à 50% chacune des deux masses d'eau.
- Donnez, à partir d'une lecture graphique les valeurs de salinité et température de cette eau de mélange et affinez le résultat par une méthode calculatoire (on posera p_A , la proportion de l'eau A et p_B , proportion de l'eau B dans le mélange).
- Quelle est la particularité de cette masse d'eau M par rapport à celles dont elle est issue ?



		Année universitaire 2019/2020	
Site : <input checked="" type="checkbox"/> Luminy <input type="checkbox"/> St-Charles <input type="checkbox"/> St-Jérôme <input type="checkbox"/> Cht-Gombert <input type="checkbox"/> Aix-Montperrin <input type="checkbox"/> Aubagne-SATIS			
Sujet session de : <input checked="" type="checkbox"/> 1 ^{er} semestre - <input type="checkbox"/> 2 ^{ème} semestre - <input type="checkbox"/> Session 2		Durée de l'épreuve : ... 2 heures ...	
Examen de : <input type="checkbox"/> L1/ <input checked="" type="checkbox"/> L2/ <input type="checkbox"/> L3 - <input type="checkbox"/> M1/ <input type="checkbox"/> M2 - <input type="checkbox"/> LP - <input type="checkbox"/> DU		Nom diplôme : ... Licence SVT ...	
Code Apogée du module: ... SVT3U28TL ...		Libellé du module : ... Introduction à l'Océanographie ...	
Document autorisé : <input type="checkbox"/> OUI - <input checked="" type="checkbox"/> NON		Calculatrices autorisées : <input checked="" type="checkbox"/> OUI - <input type="checkbox"/> NON	

Les réponses doivent, le plus possible, être courtes et précises.
ATTENTION, rédiger les trois parties sur des feuilles séparées.

***** feuilles séparées *****

Partie A. Doglioli

- 1) Décrire et expliquer les différents instruments et méthodes pour mesurer la température dans l'océan.

***** feuilles séparées *****

Partie F. Diaz

- 2) La salinité de l'océan.
- 2.1. Définir la salinité de l'océan.
 - 2.2. Donner les constituants chimiques majeurs du sel océanique et expliquer la loi de Dittmar.
 - 2.3. Décrire deux méthodes permettant de mesurer la salinité.

***** feuilles séparées *****

Partie D. Thibault

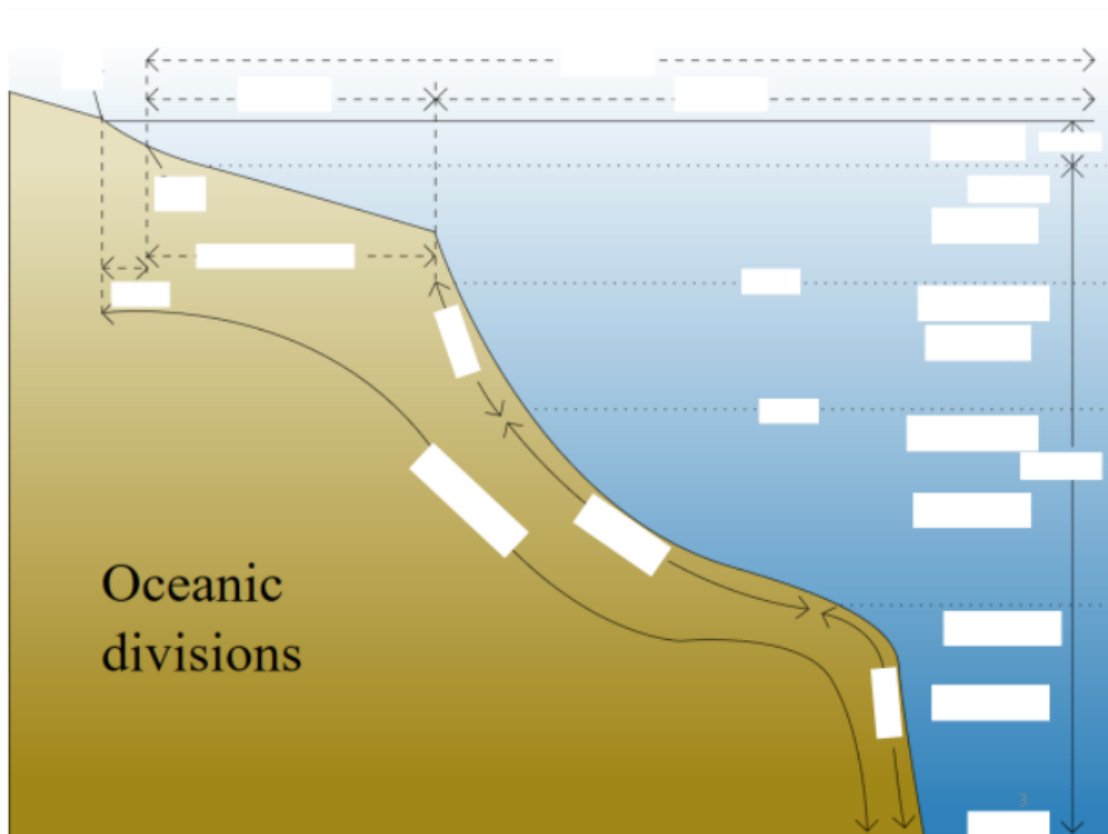
- 3) Compléter la figure ci-jointe. Vous définirez clairement, en détails et en vous appuyant sur des exemples les termes suivants : plancton, necton, benthos, neuston et espèces ingénieurs

Introduction à l'océanographie
A.A. 2019-2020 session 1

N° de CARTE
ÉTUDIANT

NOM du candidat

PRÉNOMS



Année Universitaire 2020/21
Examen en distanciel sur AMeTICE

Partie A. Doglioli

(durée maximale 40 minutes)

----- Sujet 1 -----

Sur quel principe physique se basent les modernes sondes pour mesurer la température et sur quelles plateformes océanographiques sont-elles installées?

----- Sujet 2 -----

Quelles sont les forces qui agissent sur une particule d'eau océanique? Expliquer brièvement le rôle de chacune d'entre elles.

Partie F. Diaz

(durée maximale 40 minutes)

Sujet 1 (cours) : Vous répondrez aux trois questions suivantes :

- 1) Expliquer pourquoi les éléments chimiques majeurs dans l'eau de mer sont aussi des éléments « conservatifs ».
- 2) Quel est le lien entre ces éléments et la loi de Dittmar ?
- 3) Enfin, comment a-t-on utilisé cette loi pour mesurer de la salinité dans l'eau de mer jusqu'au début du XXe siècle ?

N.B. : Une attention particulière sera portée à la qualité de la rédaction (orthographe, écriture lisible, grammaire, construction des phrases) qui comptera dans l'évaluation de vos réponses.

Sujet 2 (interprétation de document) :

A partir de l'image satellite ci-dessous dite « couleur de l'océan » (Fig. 1), **expliquez la répartition singulière de la chlorophylle le long de la côte algérienne.** On rappelle que la chlorophylle est un indicateur de la présence de phytoplancton dans l'eau de mer.

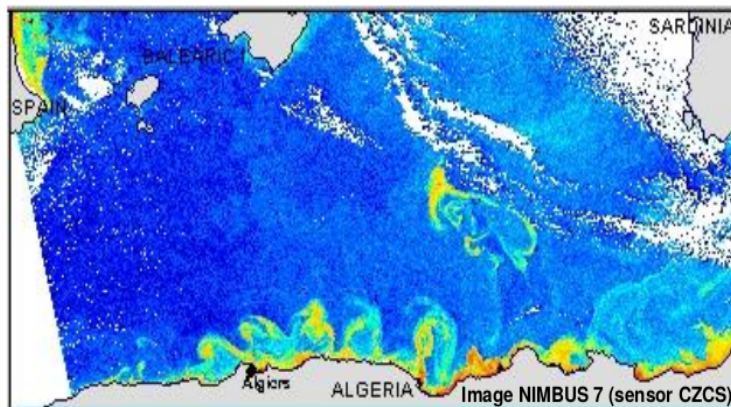


Figure 1 : Image satellitale de la quantité de chlorophylle de surface (été 1982) donnée par le capteur CZCS embarqué sur le satellite NIMBUS 7 en Méditerranée sud-occidentale. Plus les couleurs sont chaudes (i.e. jaune, rouge), plus les concentrations en chlorophylle sont élevées. Inversement, plus les couleurs sont froides (i.e. bleu foncé) plus les concentrations sont faibles.

Partie D. Thibault

(durée maximale 40 minutes)

----- Question 1 -----

De nombreuses extinctions ont déjà eu lieu sur terre, vous expliquerez de façon synthétique les causes et les conséquences. Qu'elles sont les risques d'une nouvelle extinction?

----- Question 2 -----

Quels sont les principaux habitats pelagiques ou la majorité du plancton est rencontré? Vous donnerez une réponse détaillée.

