

Modélisation de la dynamique des masses d'eau océanique

T.P. 9 - La planète Terre et son environnement - T.P. réalisé d'après les travaux de Pierre Perez (St-Gaudens), Gilles Gutjahr - L. Cl. Marot (Cahors)

I. Expérience de modélisation de la relation vents dominants et courants

Dans la séquence 2, nous avons mis en évidence une relation entre les vents dominants de surface au-dessus des océans et les courants de surface.

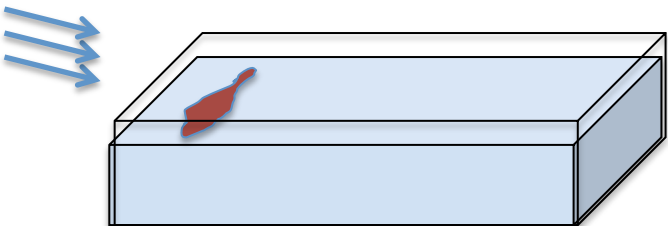

Dans la séquence 3, nous avons mis en évidence une couche d'eau superficielle de quelques centaines de mètres surmontant une eau froide. Or nous savons en physique que plus l'eau est chaude moins elle est dense.

Notre projet de modélisation de l'origine des courants océaniques sera : modèle de circulation d'un fluide moins dense sur un fluide plus dense sous l'action d'un vent unidirectionnel.

1. Mode opératoire et résultats schématisés

1. Remplir la cuvette aux deux tiers, d'une eau fortement salée et très froide (forte densité)
2. À une extrémité, ajouter délicatement à la surface avec une pipette une eau colorée tiède pour former une mini flaque.
3. Souffler délicatement et observer.

►► Compléter les schémas (titres, résultats, légendes).

Protocole	Résultat observé vu de dessus
	

2. Le protocole.

►► Argumenter le protocole mis en place pour cette modélisation.

L'eau froide et salée est plus dense que la solution de colorant bleu, elle représente les eaux profondes des océans. Le colorant bleu représente la couche superficielle océanique dans laquelle circulent les courants.

Un souffle doux, très oblique et régulier représente les vents dominants.

3. Interprétation des phénomènes observés et validation.

►► Interpréter les résultats observés lors de cette manipulation. Valider

On observe un déplacement lent de la couche superficielle colorée dans la direction du souffle. La couche fine colorée reste en surface et ne se brasse pas avec l'eau plus profonde.

Ce modèle valide une bonne partie des contraintes et reproduit assez bien les observations.

II. Expérience de modélisation de la circulation thermo-haline

Dans la séquence 3, le document de la circulation thermo-haline Atlantique pose un problème : comment le courant de surface arrivé dans l'Océan Arctique peut-il plonger en profondeur alors que l'eau de surface est encore plus chaude et de densité inférieure à celle des eaux profondes ?

Nous sommes partis du fait qu'en Arctique, en hiver, lors de la prise des glaces de la banquise, seule l'eau douce est solidifiée en glace. Le sel n'entre pas dans la composition de la glace. L'eau de l'océan restant liquide concentre donc plus de sel.

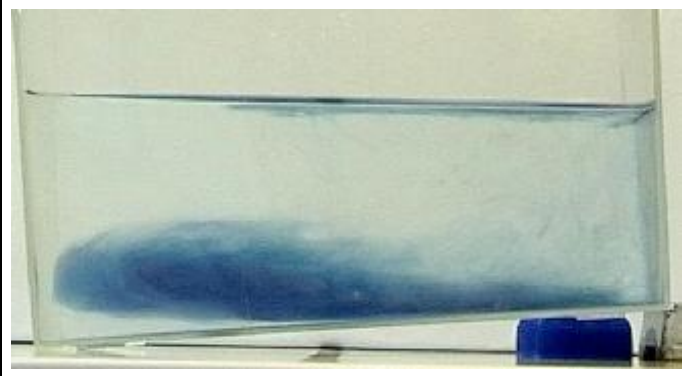

Modélisation de l'origine des courants océaniques : deux modèles de circulation dans les fluides sous l'action des différences de température et / ou de salinité.

A. Influence du facteur température sur la stratification des eaux de l'Atlantique et la circulation thermo-haline

1. Mode opératoire et résultats schématisés

1. Remplir l'aquarium à moitié d'eau tiède - Verser le long de la paroi, à l'aide d'une pipette, de l'eau très froide, colorée en bleu - Observer - Attendre 5 minutes - Observer à nouveau et utiliser cette observation pour interpréter.
2. Placer un à deux glaçons délicatement le long de la paroi sans les faire tomber - Observer attentivement car le phénomène est fugace.

►► Compléter et légènder les schémas.

1. L'eau froide bleue se place au fond du récipient	2. L'eau très froide du glaçon s'insère sous la strate d'eau froide bleue
	

Rapidement, l'eau de fonte, très froide, s'enfonce puis progresse sous la nappe précédente créant alors un mouvement de convection générale (mouvement en tapis roulant). Ce mouvement ne reste net que quelques instants les strates du plus froid au fond vers le moins froid en surface se stabilisent et restent ainsi un long moment sans se mélanger.

2. Résultats et interprétation des phénomènes observés.

►► Interprétation des deux expériences de cette manipulation.

1. L'eau froide, repérable par sa coloration, est plus dense, elle plonge sous l'eau tiède. Après deux minutes, les deux masses d'eau se stabilisent, une limite assez nette entre l'eau froide au fond et l'eau tiède au-dessus est bien visible. On n'observe plus de mouvements verticaux, les deux masses d'eau semblent ne pas se mélanger pour un long moment (au moins le temps du TP).
2. L'eau de fonte du glaçon, plonge sous l'eau froide colorée et perturbe l'équilibre obtenu précédemment. Sur certains modèles expérimentés en classe, l'eau de fonte met en mouvement la couche d'eau froide colorée et amorce un mouvement de convection. Sinon ce mouvement ne reste net que quelques instants et la strate de l'eau du glaçon vient se stabiliser sous la strate d'eau froide bleue les strates du plus froid au fond vers le moins froid en surface se stabilisent et restent ainsi un long moment sans se mélanger.

Lorsque l'eau de surface se refroidit, sa densité augmente, mais cela suffit-il pour expliquer une plongée aussi importante au niveau des pôles ?

3. Validité du modèle et conclusion.

Au niveau des pôles, cette augmentation de masse volumique suffit-elle à expliquer une plongée aussi importante au niveau des pôles ?

Ce mouvement de convection et de brassage mis en route par la fonte du glaçon, peut être visible aux pôles en hiver lorsque la température de la masse d'eau superficielle devient suffisamment froide (-1°C) pour plonger au contact des eaux profondes (1 à 2°C).

En été la thermocline se remet en place.

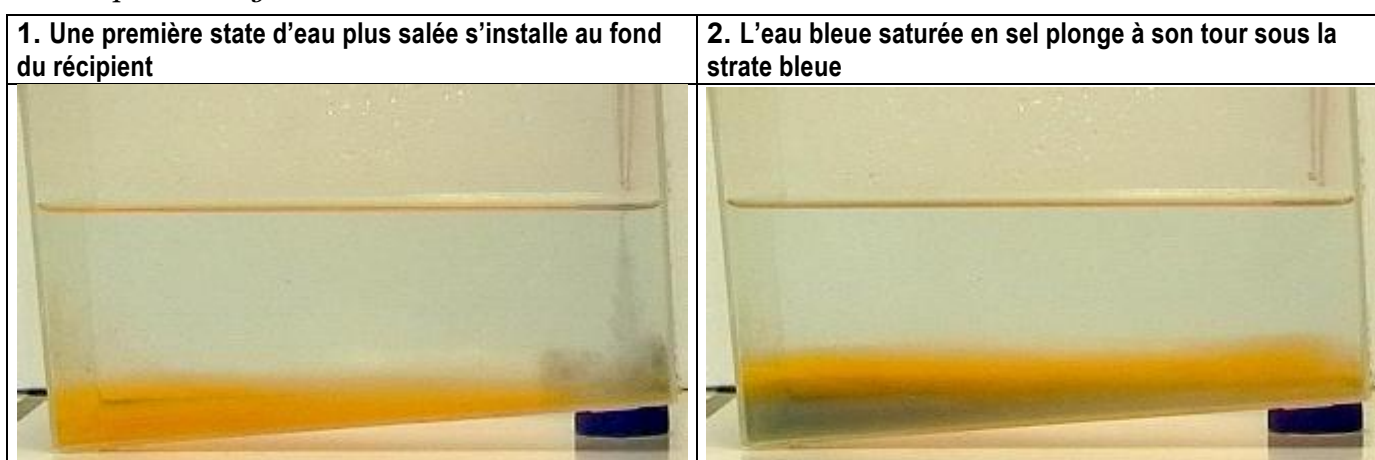
Contrairement à ce qui a pu être observé expérimentalement dans notre modèle, les différences de température des masses d'eau océanique superficielle et d'eau profonde ne semblent pas permettre la mise en place d'un brassage permanent des eaux superficielles et profondes à l'échelle de notre planète.

B. Influence du facteur salinité sur la circulation thermo-haline

1. Mode opératoire et résultats schématisés

1. Remplir l'aquarium à moitié d'eau du robinet - Verser à l'aide d'une pipette placée contre la paroi, une solution saline à 15 g/L , colorée en jaune sur une hauteur de 2 à 3 cm - Observer.
2. Verser, toujours à l'aide d'une pipette contre la paroi de l'aquarium, une 2^{e} solution saline à 30 g/L , colorée en bleu - Observer sur le moment.
3. Observer après 2 à 3 minutes. Intégrer cette observation à votre interprétation.

►► Compléter et légènder les schémas.



2. Interprétation du phénomène observé.

►► Interpréter les résultats observés en 1 et 2.

La densité de l'eau augmente avec la concentration en sels minéraux dissous. L'eau la plus concentrée en sel (30 g/L) est la plus dense et plonge sous l'eau douce et sous l'eau salée moins concentrée (15 g/L) moins dense.

On observe ainsi trois strates en parfait équilibre. Les limites entre les strates sont nettes et ont pu être conservées plusieurs heures à l'échelle du modèle.

3. Validation de l'hypothèse et conclusion.

►► Ce modèle explique-t-il la circulation océanique Atlantique ?

À l'échelle de la planète, l'augmentation de la salinité de l'eau de mer est provoquée par l'évaporation (région intertropicale) ou par la transformation de l'eau de mer en glace de banquise non salée (régions polaires).

En surface, aux latitudes des régions intertropicales, l'augmentation de densité liée à l'augmentation de la salinité par évaporation est compensée par la dilatation liée à l'élévation de la température. Dans ces régions, les eaux superficielles sont peu denses.

Par contre, aux latitudes voisines de 60° , on observe une augmentation de la densité des eaux de surface qui résulte du refroidissement de l'eau et de l'augmentation de la salinité. Dans ces régions, les eaux superficielles densifiées plongent, amorçant un phénomène de brassage sous forme d'un tapis roulant couvrant des milliers de kilomètres et dont un cycle dépasse plusieurs siècles. C'est donc dans les régions subpolaires, sous l'action d'une augmentation de salinité et une diminution de sa température que les eaux superficielles se densifient et peuvent plonger pour constituer les masses d'eau profonde.

III. Bilan de la modélisation de la dynamique des courants océaniques

La densité des eaux superficielles dépend de la température et de la salinité. Dans certaines régions comme les régions intertropicales les deux grandeurs ont des effets qui s'opposent. Par contre dans les régions subtropicales, les effets s'ajoutent et la densité des eaux de surface augmente suffisamment pour leur permettre de plonger en profondeur.

Le moteur du tapis roulant observé aux pôles, et principalement dans l'océan Arctique, est une pompe thermo haline. Aux pôles, l'eau refroidie et enrichie en sel par formation de la glace de la banquise se densifie et plonge en profondeur. Cette eau devenue profonde circule alors vers le Sud et communique toujours en profondeur avec les océans Pacifique et Indien. Elle ne reparaît à la surface parfois qu'après 1200 à 1700 ans.

Les importantes différences de température et de salinité des masses d'eau superficielle et des masses d'eau profonde interdisent tout mouvement de brassage vertical, sauf exception (les upwellings).

Le brassage des masses atmosphériques est à l'échelle de quelques jours à quelques semaines. Celui des masses d'eaux océaniques est à l'échelle des siècles et peut aller jusqu'à 1700 ans. Par leurs échelles et par leurs origines. Ces brassages n'ont rien de comparable : c'est ce qui rend difficile l'étude des échanges qui existent entre les deux masses fluides et ce, afin de comprendre les équilibres qui les régissent et donc leur importance dans les climats de notre planète.