Les meddies : un trou dans l'océan

FAMCHON Matteo – MILON Louis – MOLMY Adrien

Lycée Saint Jacques, Hazebrouck

Encadrés par : Jean Sébastien THIBAUT

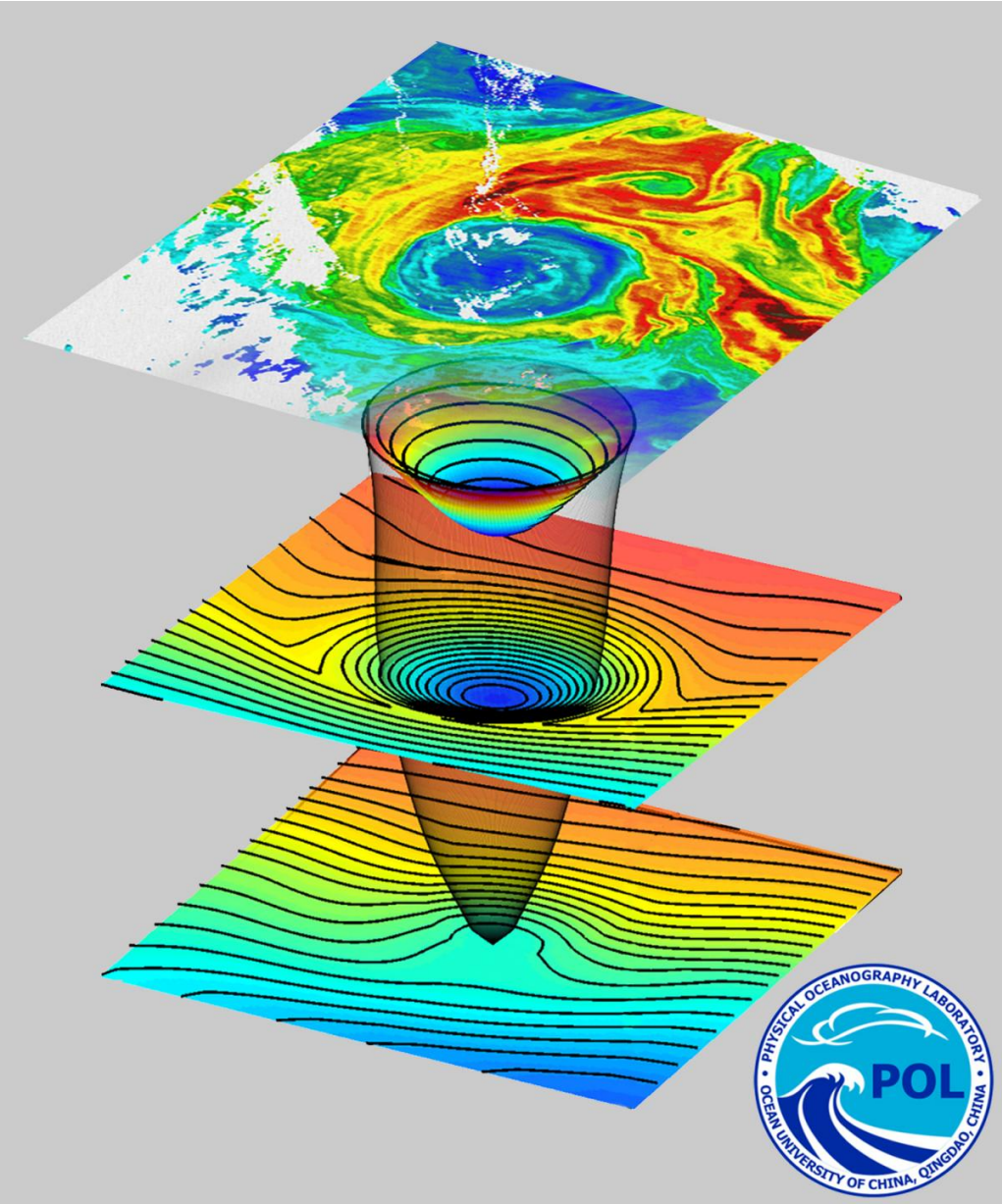


TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos

Résumé

Introduction

Développement :

I/ Un premier modèle théorique : un milieu stratifié

1) Fréquence de Brunt-Väisälä : modèle mathématique
2) Dispositif expérimental : étude du mouvement
3) Résultats : prévisions théoriques

II/ Un second modèle théorique : un milieu en rotation

1) Fréquence de Coriolis : modèle mathématique
2) Dispositif expérimental : étude de la rotation
3) Résultats : prévisions théoriques

III/ Un troisième modèle théorique : un milieu stratifié tournant

1) Un équilibre entre densité et rotation
2) Dispositif expérimental : étude cinétique
3) Résultats : prévisions théoriques

IV/ Un quatrième modèle théorique : un milieu chauffé

1) Le rôle du climat
2) Dispositif expérimental : étude thermique
3) Résultats : prévisions théoriques

Conclusion générale et ouverture

Remerciements

Bibliographie

Avant – propos :

Nous sommes trois élèves étudiant au lycée Saint-Jacques à Hazebrouck, en quête de savoir, et voulant toujours aller plus loin. Nous avons commencé à nous pencher sur le concours C'Génial en octobre 2020, après avoir lu un article sur le phénomène des *meddies*. Nous avons eu l'idée de pousser le sujet plus loin et nous nous sommes alors inscrits à ce concours. Le sujet : « pourquoi les meddies ? » répondait parfaitement à nos attentes. Notre objectif était donc de déterminer expérimentalement, avec un minimum d'erreurs, l'un des phénomènes les plus mystérieux de ce monde.

Résumé :

Si l'on peut imaginer un océan calme et statique dans ces abysses, sous sa surface agitée de vagues et de courants, la réalité est bien différente du fait des multiples phénomènes de transports qui y existent à différente échelles : marées, courants de gravité, ondes internes de gravité… Comprendre ses phénomènes est essentielle pour établir des modèles océanographiques et des projections sur les années à venir : où seront redistribuées les eaux froides peu salées issue de la fonte des glaces ? Les eaux de ruissèlement des côtes plus denses ? Les eaux chaudes des mers quasi fermées ? A la fois stratifiés en densité et soumis à la rotation de la Terre, les océans présentent de fortes anisotropies dont il faut tenir compte pour étudier ces différents mécanismes. A travers l'exemple des « meddies » créé au détroit de Gibraltar, nous verrons comment les anisotropies issues de la densité non constante et de la rotation du milieu océanique gouvernent de phénomènes géophysiques et participent au transport d'énergie de par le monde.

Introduction :

Dans ce travail, nous nous intéresserons à l'écoulement des eaux chaudes et salées de la mer Méditerranée dans l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar. Cela a pour conséquence la création de structures océaniques appelées « meddies », contraction de « Mediterranean Water Eddies » (tourbillons méditerranéens). De façon simplifiée, ces structures peuvent se représenter comme des lentilles d'eau chaude salées qui tournent de manière anticycloniques. Leur dimension peut varier, en effet leur diamètre va de 40 à 150km et leur hauteur en moyenne est de 1km. La côte espagnole répond parfaitement à tous les critères susceptibles à la création de « meddies ».Ainsi avec une salinité et une température dépassant 1 PSU et 4°C, c'est une zone idéale pour leur formation. La combinaison de toute ces conditions, créée des lors une instabilité entre les courant sous-marin. Et ainsi permettent la création de 15 à 20 meddies par an allant de 2 à 10cm/s. Ces tourbillons marins sont facilement observables par altimétrie satellite puisque il y a un changement de niveau de la mer là où il se situe. A ce moment, avec toutes nos connaissances sur les domaines, on peut se demander s'il est possible de reproduire artificiellement ce phénomène. Pour cela il s'agira d'abord d'isole chaque composantes une par une, c'est à dire la stratification puis la rotation. Pour enfin réunir toutes les conditions favorables au sein d'une même expérience.

I / Premier modèle théorique : un milieu stratifié

Dans cette partie on s'intéresse à une modélisation simple des océans. On sait que les océans ne sont pas des milieux homogène, en effet en fonction de la profondeur, de la température et de la salinité, on peut donc le considérer comme un milieu stratifié en densité, mais il est possible de faire varier leur densité par l'ajout d'une grande quantité de sels ou encore en variant la température. Pour cela on considère l'eau comme un milieu uniforme et stable, avec une température moyenne de 20°C et une salinité moyenne de 35g/L.

1- 1) Fréquence de Brunt-Väisälä : modèle mathématique

Le concept de l'oscillation et de la fréquence de Brunt-Väisälä provient de l'application de la deuxième des trois lois de Newton dans un milieu stablement verticalement stratifié. On peut expliquer la nature oscillatoire des fluides stratifiés en pensant à une particule de fluide dont la densité augmente avec la profondeur. La fréquence de Brunt-Väisälä fait intervenir la poussée d'Archimède en effet il existe une rivalité entre le poids et la poussée d'Archimède. Sous l'effet de la profondeur.

On considère un fluide dont la masse volumique p évolue en fonction de la profondeur , mais est invariable si on se déplace à une même hauteur z. Néanmoins la densité se caractérise par une fonction $\rho(z)$, la variation de ρ avec l'altitude constitue une stratification et rend le milieu anisotrope, en d'autres termes, l'eau de la mer aura des propriétés physique qui vont varier en fonction de la direction. La stratification est choisie stable, c'est-à-dire que les densités les plus importantes sont situées plus en profondeur, ainsi la profondeur z ce calcule en fonction de la vertical ascendante.

Initialement, la particule est supposée à l'équilibre. Cet état existe du fait de la compétition entre le poids et la poussée d'Archimède, de même direction, mais de sens opposés. Sous l'effet d'un déplacement vertical, la particule s'éloigne de sa position d'équilibre et comme la stratification est stable, deux cas peuvent être envisagés :

- Soit la particule est déplacée vers le haut à une altitude z_+, telle que la masse volumique dans le milieu ambiant à cette profondeur est inférieur à la masse volumique initiale : l'effet du poids l'emporte sur la poussée d'Archimède, la particule va redescendre vers sa position d'équilibre.
- Soit la particule est déplacée vers le bas à une altitude $z_$telle que la masse volumique dans le milieu ambiant à cette profondeur est supérieure à la masse volumique initiale : l'effet de la poussée d'Archimède l'emporte sur le poids, la particule va remonter vers sa position d'équilibre.

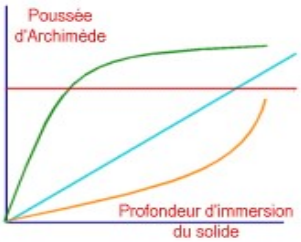
Dans les deux cas, la particule fluide retourne vers sa position d'équilibre (stable). L'éventuel dépassement par inertie de la position d'équilibre lors du retour de la particule laisse penser qu'une dynamique d'oscillation peut naître de ce phénomène, ce que nous allons quantifier plus précisément.

Dans le référentiel du fluide, la particule fluide de masse volumique ρ_0 repérée par sa position z est soumise à deux forces : son propre poids P d'une part que l'on écrit :

$$P = \rho_0 g$$

Et la poussée d'Archimède A, d'autre part, dont l'expression est :

$$A = -\rho(z)g$$



Où l'on définit des forces volumiques. Notons que l'expression proposée pour la poussée d'Archimède n'est valide que dans le cas où le champ de pression n'est pas perturbé et que l'on reste toujours dans l'approximation hydrostatique. L'application du principe fondamental de la dynamique sur ce système donne alors l'équation différentielle suivante :

$$\rho_0 \frac{d^2 z}{dt^2} e_z = P + A = \big(\rho_0 - \rho(z)\big)g$$

Lorsque la particule fluide est à l'équilibre, 'accélération est nulle et on retrouve que la position d'équilibre z_0 satisfait la relation $\rho(z = z_0) = \rho_0$. Dans la suite du raisonnement, on se place dans le cas d'un petit déplacement δz autour de la position d'équilibre, ce qui permet d'écrire l'altitude de la particule fluide comme $z = z_0 + \delta z$. La masse volumique du fluide variant de façon continue, on peut écrire au premier ordre que :

$$\rho(z) = \rho_0 + \delta z(\frac{d\rho}{dz})$$

On définit alors la *fréquence de Brunt-Väisälä* :

$$N^2 = -\frac{\rho}{\rho_0}(\frac{d\rho}{dz})$$

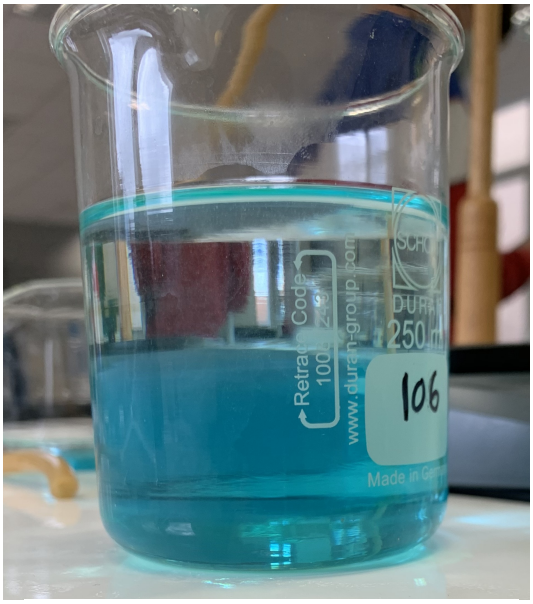
En fonction de la profondeur. En utilisant cette définition, et comme la dérivée temporelle de z_0 est nulle, l'équation de la dynamique de la particule fluide se réécrit :

$$\frac{d^2 \delta z}{dt^2} + N^2 \delta z = 0$$

Cette équation est celle d'un oscillateur harmonique à une dimension selon la direction verticale. En rajoutant les phénomènes de dissipation, les oscillations de la particule fluide sont progressivement freinées et cette dernière retrouve sa position d'équilibre. La stratification en densité agit comme une force de rappel préservant la structure transverse, c'est-à-dire des couches fluides de densité constante.

1- 2) Dispositif expérimental : étude du mouvement

Le dispositif expérimental est présenté ci-après. Il s'agit d'un bécher pyrex en verre de 250ml transparent. Ce bécher est remplie d'eau à différentes saturation en sel et dont la densité varie selon la hauteur.



1- Schéma du dispositif

Dans cette expérience, et pour des raisons de simplicité expérimentales, la stratification considérée est bicouche, c'est-à-dire qu'elle est constituée de deux couches de densité homogènes, plus faible dans la couche supérieure que dans la couche inférieure. L'une de ces eaux est colorée afin de bien pouvoir les séparer visuellement. Le remplissage est effectué en deux temps dans un cristallisoir, pour des raisons pratiques, comme suit :

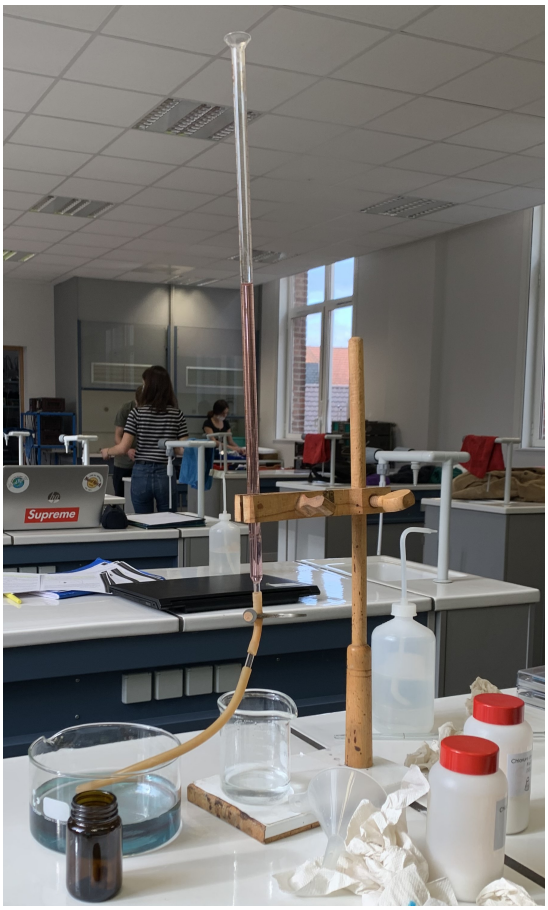
- Tout d'abord, la couche d'eau douce incolore ;
- Ensuite, la couche d'eau salée à 360g/l colorée en bleu, placée sous la couche d'eau douce grâce à un tuyau plongé au fond du cristallisoir et relié à un entonnoir comme ci-dessous.

2- Schéma du dispositif expérimental

Bien qu'il ne soit possible de définir une fréquence de flottabilité comme dans le cas d'une stratification continue ou d'un océan réel (ici, N serait nulle dans chaque couche et infinie à l'interface, car la densité est discontinue), il existe toujours une force de rappel liée à la variation de densité.

Dans ce cas, la fréquence N doit être redéfinie à partir de la densité moyenne des deux couches et d'une épaisseur caractéristique de l'interface au lieu de la dérivée par rapport à z de la densité. L'interprétation physique reset alors identique. En pratique, il est possible de réaliser des expériences similaires en faisant intervenir un fluide continûment stratifié, mais la phase de remplissage est alors plus complexe, la technique des deux bacs serait alors plus appropriée.

Pour observer le comportement de ce fluide bicouche, une eau de densité intermédiaire, colorée en rouge, est injectée à l'aide du même dispositif relié à une burette, au niveau de la surface de l'eau.



3- Schéma du dispositif expérimental

1- 3) Résultats : prévisions théoriques

Des photos illustrant l'expérience sont présentées ci-après. La première image (figure 1) montre le remplissage du cristallisoir à l'aide du système burette-entonnoir, aboutissant au fluide bicouche avec l'eau salée en bas (en bleue) et l'eau douce en haut (incolore). La seconde (figure 2) a été prise lors de l'injection du fluide de densité intermédiaire (en rouge) par la burette. On observe le développement d'un panache qui vient à la rencontre de l'interface entre l'eau douce et l'eau salée. Sur la suivante (figure 3), toujours lors de l'injection, le fluide de densité intermédiaire s'insère entre les couches d'eau salée et d'eau douce. Enfin (figure 4), sur la dernière, le système est au repos à la fin de l'expérience et trois couches se succèdent, ayant une densité croissante en partant du fond du cristallisoir : la plus dense, en bleue, puis celle injectée, en rouge, et enfin l'eau douce, incolore.

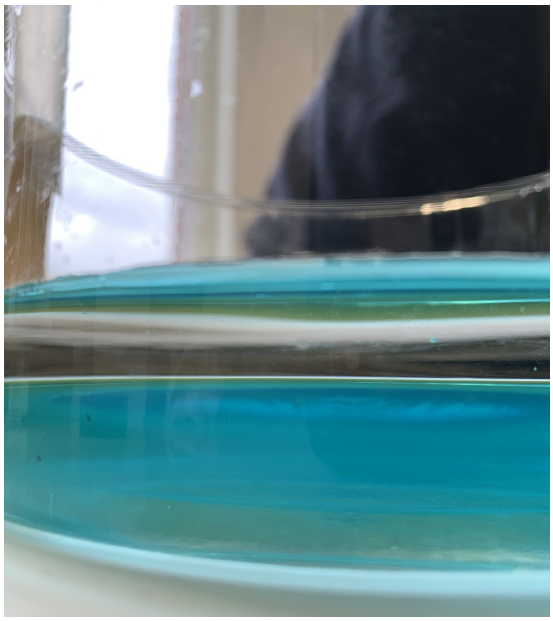


Figure 1

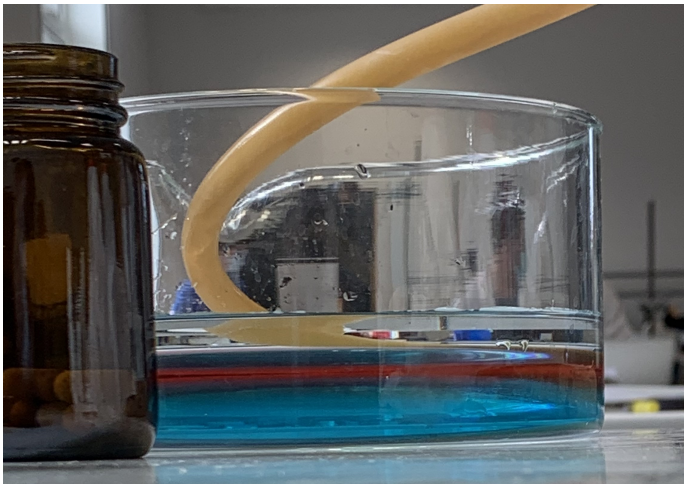


Figure 2

Figure 3

Figure 4

Conformément à la statique des fluides, l'eau injectée, de densité intermédiaire, vient s'insérer entre les deux couches de fluides ayant une densité plus élevée ou plus faible. La stratification en place favorise la création d'une structure horizontale sous forme d'une fine couche de densité constante.

On remarque pendant l'expérience que l'interface est déplacée vers le haut à cause du fluide injecté, et lorsque l'injection est effectuée brusquement, le fluide de densité intermédiaire pénètre de quelques centimètres dans le fluide de densité élevée, mais revient ensuite au niveau de l'interface du fait de la force de rappel de flottabilité, comme attendu.

II/ Un second modèle théorique : un milieu en rotation

Du fait de la rotation de la Terre et des échelles de temps et de longueur considérées, la dynamique des océans doit être étudiée en référentiel non galiléen, tenant compte de ce mouvement, de rotation. Dans cette partie, nous proposons une modélisation simple d'un tel système. Une étude plus approfondie peut être trouvée dans la thèse d'Oriane Aubert.

2- 1) Fréquence de Coriolis : modèle mathématique

On considère un fluide incompressible supposé parfait, de densité homogène. Ce fluide est soumis à une rotation solide à une vitesse selon l'axe vertical z. On peut trouver une analogie avec la situation précédente de stratification verticale en densité en remarquant que plus l'on s'éloigne de l'axe de rotation, plus le fluide à une vitesse de rotation importante. Ainsi, une stratification radiale en vitesse est présente dans le fluide.

Cette stratification permet l'existence d'oscillations, de façon similaire au cas stratifié en densité. Pour le comprendre, on isole virtuellement un anneau de fluide centré sur l'axe de rotation du système. Dans le référentiel tournant, l'anneau est initialement au repos et sa vitesse est nulle, comme tout le reste du fluide. On envisage une petite perturbation sous la forme d'une dilatation ou d'une contraction de l'anneau tout en maintenant constant son moment cinétique total. Qualitativement, on distingue deux cas :

- Si l'anneau est dilaté son rayon est plus grand, et il se met à tourner moins vite dans le référentiel du laboratoire ; dans le référentiel tournant, sa vitesse devient négative (il tourne plus lentement que le fluide environnant) ce qui génère une force de Coriolis centripète, dirigée vers l'intérieur de l'anneau, qui tend donc à le contracter ;
- Si l'anneau et contracté son rayon est plus petit, et il se met à tourner plus vite dans le référentiel du laboratoire ; dans le référentiel tournant, sa vitesse devient positive (il tourne plus vite que le fluide environnant) ce qui génère une force de Coriolis centripète, dirigée vers l'extérieur de l'anneau, qui tend donc à la dilater.

Dans les deux cas, l'anneau fluide retourne vers sa position d'équilibre. L'éventuel dépassement de la position d'équilibre lors de son retour laisse imaginer qu'une dynamique d'oscillations peut être créée ici aussi, ce que nous allons expérimenter.

Pour cette étude, on considère un anneau fluide situé à une distance r du centre de rotation. On notera R le référentiel tournant et L le référentiel fixe du laboratoire. Dans le référentiel tournant, la force d'inertie de Coriolis s'exprime en fonction du vecteur rotation $\omega = \omega_{e_z}$ et de la vitesse locale v_r comme :

$$F_c = -2\rho\omega \; x \; v_r$$

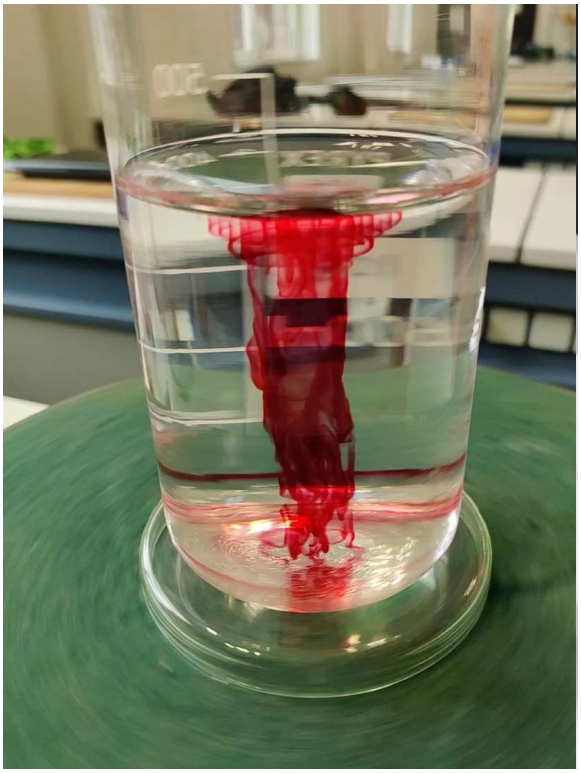
2- 2) Dispositif expérimental : étude de la rotation.

On utilise ici un bécher pyrex en verre de 500ml transparent, placée sur un tourne disque à 78 tours par minute, accessoirisé d'un disque de polystyrène placé sur la pointe du tourne disque. On négligera les frottements ainsi que le poids du bécher. Le bécher est remplie d'eau douce (ici, d'eau distillée).

La vitesse de rotation du bécher est adaptée de façon à ce que le fluide ait une vitesse suffisante pour que la force de Coriolis ne soit pas négligeable, mais ne doit pas être trop importante, car on souhaite limiter la déformation de la surface libre. Une quinzaine de minutes d'attente sont nécessaires entre la mise en rotation et la réalisation de l'expérience de sorte que le fluide soit entraîné en rotation solide.

Quelques gouttes de colorant alimentaires sont alors ajoutées à la surface de l'eau en rotation. A titre de comparaison, on introduit également quelques gouttes de colorant dans un bécher similaire qui n'est pas en rotation.

1- Cas sans rotation



2- Cas avec rotation

2- 3) Résultats : prévisions théoriques

Pour comprendre les mouvements océaniques nous considérons deux situations présentées ci-dessus :

- La première expérience à pour rôle de situation de référence, c'est-à-dire sans rotation du bécher, sans courant d'eau marins. L'image de gauche montre un bécher rempli d'eau douce, où l'on a placé une goutte de colorant bleu. Après plusieurs minutes d'attente on remarque que le colorant injecté tombe au fond du bécher du fait de la densité légèrement supérieur de l'eau colorée. Des spirales se forment rapidement, et le colorant se diffuse dans tout le bécher.

- La seconde expérience à pour but d'essayer de représenter les tourbillons en partie responsable de la formation des meddies. Sur la plaque tournante à vitesse constante nous plaçons le bécher contenant de l'eau douce, après l'ajout de la goutte de colorant, on observe une chute du colorant mais cette fois ci plus lente. Le colorant semble descendre verticalement, sans spirales. Sur la vue de dessus on constate que le colorant s'est peu écarté du centre du bécher, formant une structure en anneau.

On remarque donc que la présence de rotation vient effectivement contraindre le fluide à évoluer à une distance r du centre constante, et favorise plutôt les mouvements verticaux. La force de Coriolis agit ainsi de façon à stabiliser des structures axisymétriques ayant une extension verticale.

III / Un troisième modèle théorique : un milieu stratifié tournant

L'océan est à la fois stratifié en densité et soumis à la rotation de la Terre, et les deux effets sont donc à prendre en compte pour comprendre la dynamique de phénomènes tels que les meddies.

3- 1) Un équilibre entre densité et rotation

On se place dans le cas d'un fluide incompressible, supposé parfait, stratifié et en rotation. Pour cette partie nous nous aiderons de résultats précédent pour montrer que pour une particule fluide, la perturbation de la position d'équilibre a une dynamique exposé à la fois à la force de rappel vertical de flottablilité confère fréquence de Brunt-Väisälä et à la force de Coriolis. Ainsi, les deux facteurs aux effets opposés interviennent :

- D'une part la stratification en densité, qui empêche la formation de structures verticales et favorise la création de structures horizontales sous forme de couche.

- D'autre part la rotation, qui s'oppose aux mouvements latéraux et tend à favoriser la mise en place de structures verticales cette fois ci sous forme de colonnes.

Il y alors compétition entre ces deux effets. Lorsqu'une masse de fluide d'une certaine densité est injectée dans le système, elle cherche à s'étaler pour constituer une couche isodense à la bonne altitude dans la stratification, mais cet étalement est bloqué par la rotation qui tend à une répartition plus verticale du fluide.

La structure équilibrant les effets de la stratification et la rotation est une ellipsoïde, dont la géométrie est donnée par les fréquences de Coriolis et de Brunt-Väisälä. Ce système a une anomalie en densité par rapport au fluide environnant ainsi qu'une anomalie de rotation, contenues dans un ellipsoïde, de façon tout à fait similaire aux meddies.

3- 2) Dispositif expérimental : étude cinétique

Nous reprenons les derniers dispositifs expérimentaux, en effet précédemment nous avons isolé les différents facteurs dans cette partie nous les regroupons pour pouvoir crées les conditions favorables à la formation des meddies. Ainsi ici il s'agit de les regrouper. Pour l'étude de la rotation mais le fluide considéré et maintenant stratifié. Comme dans la partie 1, on réalise une stratification de 2 couches en effectuant deux remplissages successifs avec le même système d'entonnoir tuyaux. Pour éviter que les deux couches se mélangent lors de la mise en rotation de la cuve, le remplissage est effectué lentement et quand la cuve est déjà en rotation.

Lorsque le remplissage est terminé et que le fluide est en rotation solide, on injecte en surface de la cuve, une eau colorée de densité intermédiaire à l'aide d'un tuyau

3- 3) Résultats : prévisions théoriques

Différentes photographies de l'expérience sont réalisées en fluide stratifié tournant sont présentées ci-après.

La figure 1 montre le remplissage stratifié bicouche réalisé en situation de référence (sans rotation). L'injection du fluide de densité intermédiaire est effectuée sur une des parois d'un cristallisoir pour des raisons de visibilité mais le dispositif est aussi efficace dans le bécher.

La figure 2 le remplissage stratifié bicouche réalisé pendant la rotation (la parabole de la surface libre, due à la force centrifuge, est peu visible mais présente). Le remplissage a été effectué avec le même dispositif que pour le fluide stratifié non tournant.

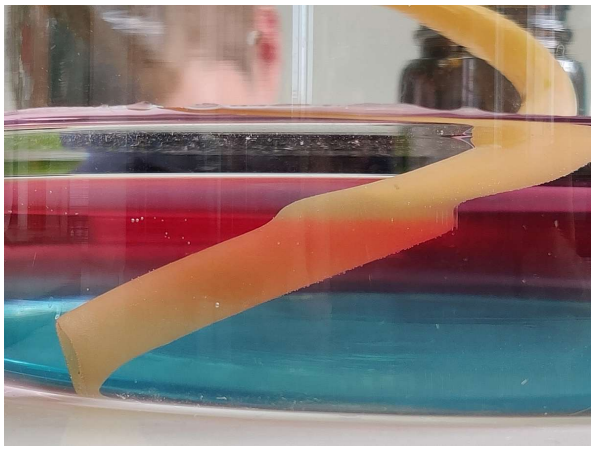


Figure 1

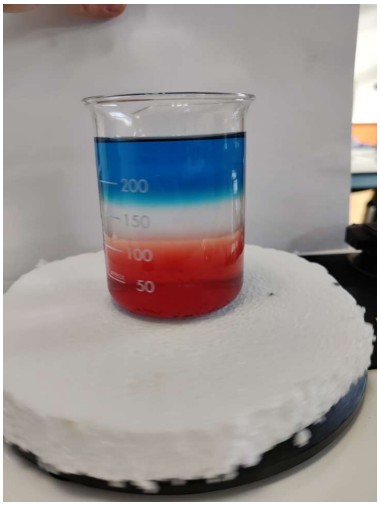


Figure 2

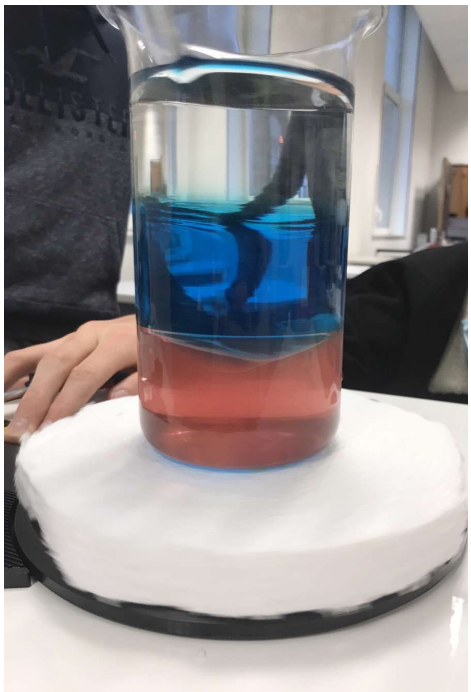


Figure 3

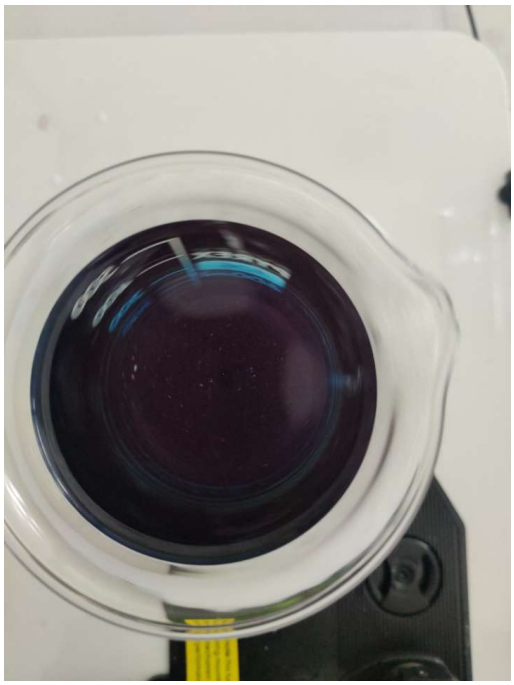


Figure 4

Les figures 3 et 4 montrent en vue de profil et de dessus de l'état stationnaire du système, en fin d'expérience. Par rapport à la situation initiale d'injection du colorant, on remarque un étalement radial sur une extension limitée.

Comme attendu du fait de la stratification, le fluide injecté s'insère entre les deux couches déjà présentes, mais contrairement à la situation sans rotation, on n'observe pas d'étalement sur une couche fine dont les limites sont les parois du bécher. La rotation a pour effet de limiter cet étalement et de préserver une structure ayant une certaine épaisseur. La vue de dessus montre que l'on forme un disque dont le rayon est environ deux fois plus petite que le rayon du bécher. Néanmoins, alors que dans le cas d'une rotation d'un fluide homogène des structures en colonnes sont présentes, la présence de la stratification empêche ici la formation de telles structures verticales et limite la hauteur du lobe formé entre les deux couches du fluide stratifié.

La compétition entre stratification et rotation est ainsi illustrée par la formation d'une structure à mi-chemin entre celle privilégiée par la stratification et celle privilégiée par la rotation. Il s'agit d'une réalisation expérimentale simplifiée d'un *meddy.* Dans cette expérience, la structure peut rester stable plusieurs heures, ce qui rappelle la longue durée de vie des *meddies* qui peuvent se maintenir sur plusieurs années et sont capables de traverser l'océan Atlantique. Cependant, en l'absence de rotation, leur durée de vie est considérablement amoindrie (même si la Terre n'est pas prête de s'arrêter de tourner). En effet, en laissant reposer le dispositif sur plusieurs heures sans lumières, ni mouvements parasites et sans n'y apporter aucune modification, le mélange des stratifications est inéluctable comme nous le montre la figure 5 ci-contre :

Figure 5 : dispositif mis au repos sur 24h

L'étude de ce dispositif nous montre bien que la stratification tend à se mélanger même si elle reste plus ou moins visible au bout d'une journée.

IV / Un quatrième modèle théorique : un milieu stratifié chauffé

Dans tous les océans et mers du monde, les masses d'eau sont disposées en différentes couches, selon leur densité. Cette densité varie en fonction de la salinité et de la température de ces eaux. L'augmentation de la température produit une couche d'eau, plus chaude et donc moins dense qui, par convection va s'élever et stagner vers la surface. Ce brassage est essentiel pour l'apport des nutriments venant des eaux profondes vers la surface. Une fois cette monté d'eaux chaude réalisé, une couche va alors se former. Celle-ci va permettre de limiter le brassage et la ventilation de l'océan. Avec cette définition, L'océan Arctique est un milieu très stratifié.

4- 1) Le rôle du climat

L'océan de basse latitude est fortement stratifié par la chaleur de ses eaux de surface. En conséquence, le grand volume de l'océan profond a un accès plus facile à l'atmosphère par l'océan de surface polaire. Dans l'océan polaire moderne pendant l'hiver, la distribution verticale de la température favorise le renversement, avec de l'eau plus froide sur plus chaude, tandis que la distribution de la salinité favorise généralement la stratification, avec de l'eau plus fraîche sur plus salée. Cependant, la sensibilité de la densité de l'eau de mer à la température est réduite à mesure que la température approche du point de congélation, avec des conséquences potentielles sur la circulation océanique mondiale sous les climats froids.

La masse volumique de l'eau de mer dépend de trois paramètres : la température, la salinité et la pression (due à la compressibilité de l'eau de mer). D'une manière générale, cette masse volumique sera plus élevée lorsque la température est faible, la salinité forte et la pression forte.
La relation n'est pas linéaire : elle s'est au fil du temps précisée et la norme actuelle du calcul de la densité est donnée par la relation internationale de 1980 UNESCO, appelée aussi relation d'état.
Cette masse volumique ρ est couramment représentée par la densité σ suivant la relation suivante :

$$\sigma(T,S,p) = \rho(T,S,p) - 1000\ kg/m^3$$

La salinité est le poids de résidu solide dans un kilogramme d'eau de mer quand tous les carbonates et la matière organique ont été oxydés, le brome et l'iode remplacés par le chlore : elle est donnée en g/kg ou en PSU (on note qu'un PSU équivaut à un gramme de sel par kilogramme d'eau de mer). Elle est avant tout reliée à la concentration en ions sodium (Na^+) et en ion chlorures (Cl^-) et est estimée à l'aide de la mesure de la conductivité d'un échantillon d'eau de mer.

Bien que nous savons que ces deux ions ont des temps de résidence de plusieurs centaines de millions d'années, c'est à dire qu'ils sont conservatifs et que leur concentration est donc nécessairement très homogène, de faibles variations existent néanmoins. Elles sont associées aux échanges d'eau à la surface de l'océan : l'évaporation de la vapeur d'eau va avoir tendance à augmenter la concentration des sels dissous, tandis que les pluies et précipitations d'eau, apportant de l'eau douce, vont diluer ces sels dissous et donc diminuer la salinité.

La figure 1 montre ainsi une salinité élevée dans les régions tropicales à fort taux d'évaporation, et nettement plus faible dans les régions subpolaires, où les précipitations sont nettement plus intenses que les flux d'évaporation.

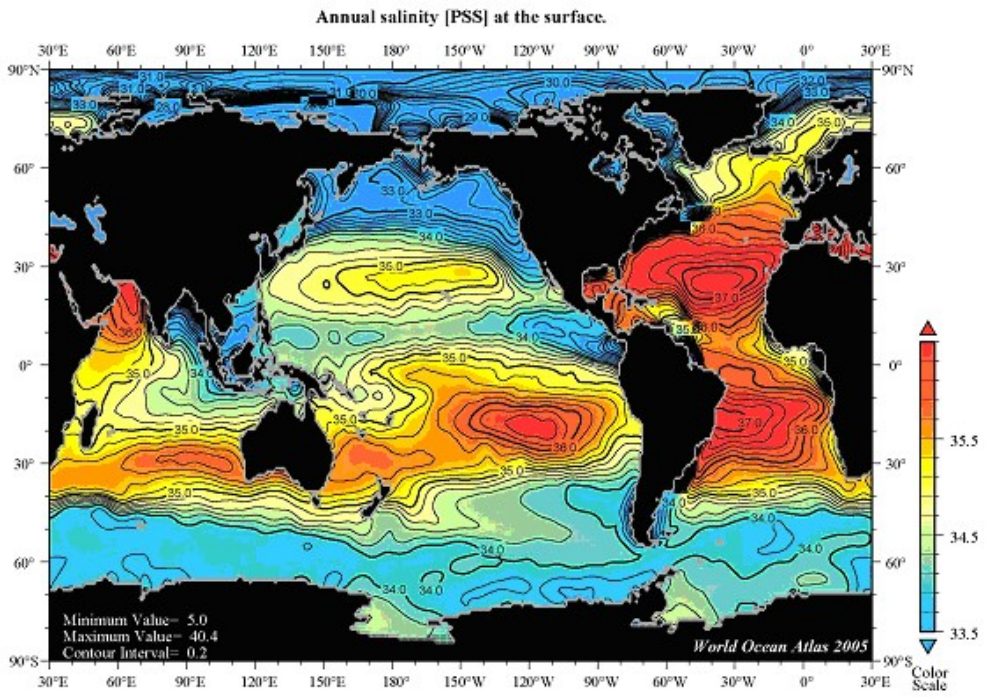


Figure 1 : Distribution moyenne de la salinité de surface

Cette figure montre aussi une salinité de surface plus forte dans l'Atlantique Nord que dans le Pacifique Nord, résultant d'un transfert net de vapeur d'eau de l'Atlantique vers le Pacifique : ce gradient a un impact fondamental sur la circulation générale de l'océan et sur le climat.
De même, ce sont les flux de chaleur qui définissent la température de l'océan à la surface.

Crédits: NODC (National Oceanographic Data Center)

Les corrélations spatio-temporelles entre flux de chaleur et flux d'eau douce, et la circulation océanique, entraînent que les plages de variabilité en température (T) et salinité (S) sont relativement limitées comme le montre la figure 2.

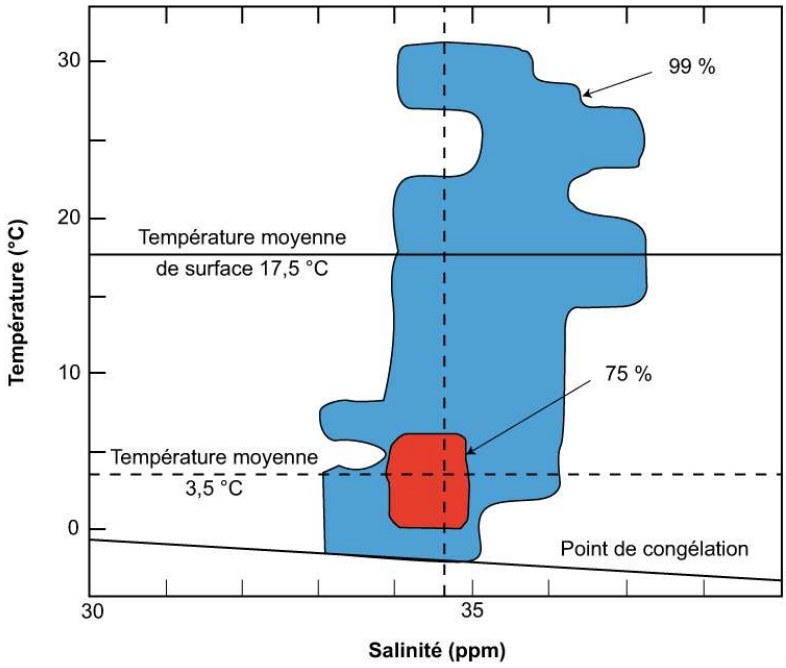


Figure 2 : Gamme de variabilité de la
température et de la salinité de l'océan

La température et la salinité de 99 % (75 %) de l'eau océanique sont représentés par les points dans le secteur bleu (rouge).

Crédits: D'après Gross, 1993.

4- 2) Dispositif expérimental : étude thermique

De la même façon, on reprend le dispositif expérimental des parties 2 et 3 pour l'étude de la température, mais le fluide considéré est maintenant stratifié. Pour des raisons pratiques, nous effectuerons notre expérience dans une cuve accompagnée de son thermoplongeur, qui nous servira à chauffer la couche supérieure de nos stratifications. Cuve que nous plongerons dans un cristallisoir d'eau froide, rempli de glaçons afin de générer une seconde couche inférieur froide

Comme dans la partie 2, on réalise une stratification bicouche, mais cette fois-ci, le système d'entonnoir-tuyau ne sera pas utile. En effet, la cuve est alors remplie d'eau douce qui sera chauffée au niveau de la surface et à laquelle nous ajouterons un colorant alimentaire rouge, et d'une même eau douce qui sera refroidie grâce aux glaçons en profondeur (l'eau chaude étant moins dense que l'eau froide).

Nous disposons alors deux thermomètres différents au sein de la cuve : un en profondeur et un à la surface nous indiquant l'écart nécessaire et suffisant à la stratification comme nous le montre les images qui suivent :

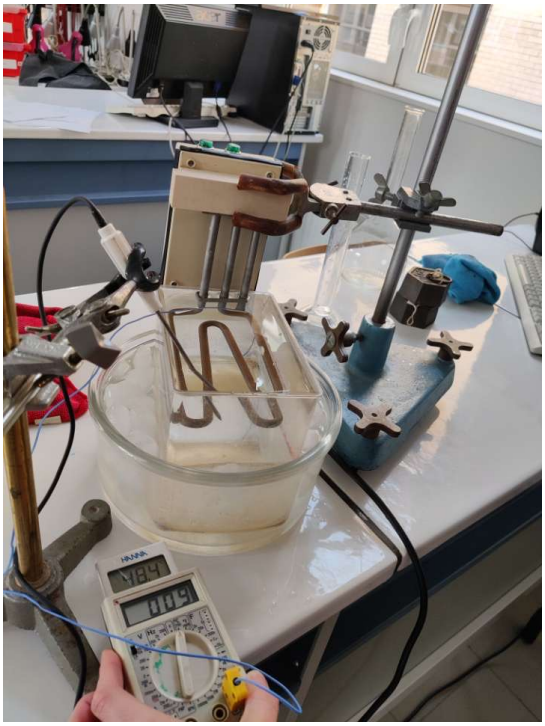


Figure 1 : dispositif avant chauffage
vue du dessus

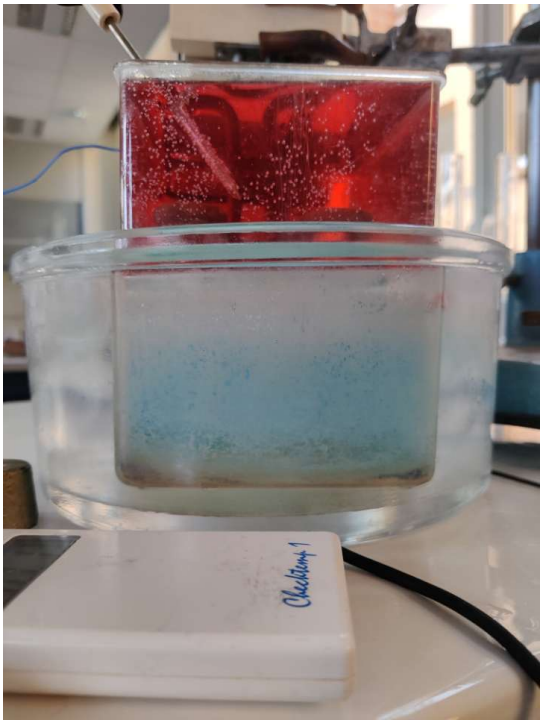


Figure 2 : dispositif après chauffage
vue de profil

Le thermoplongeur va chauffer la partie supérieur de la cuve et le bain marie de glaçon va permettre un refroidissement inferieur de l'eau. Il y aura dès lors au sein de cette cuve une différence de température mis en évidence par les thermomètres. En injectant à l'aide d'une seringue un colorant bleu à l'eau froide et en ajoutant également du colorant rouge à la surface, on observe la formation de 3 couches distinctes, en rouge la couche chaude, en blanc couche tiède et en bleu couche froide.

En faisant progressivement diminuer l'écart de température au sein de la cuve, on observe qu'à une différence de 26°C, les couches se mélangent, puis disparaissent peu a peu. On en déduit que l'écart de température nécessaire à une stratification est d'environ 26°C.

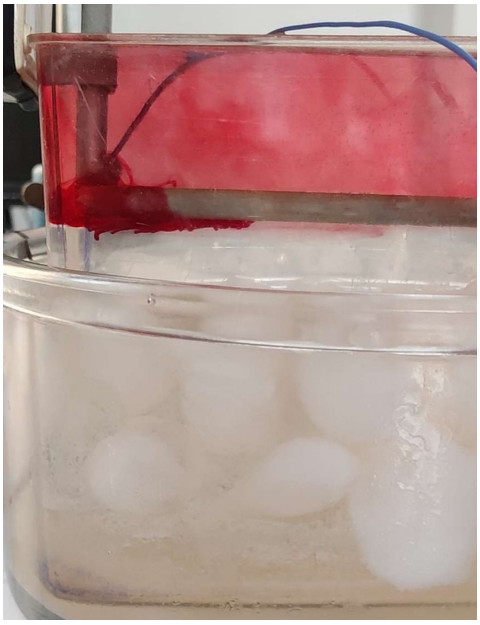


Figure 1 : stratification bicouche visible en ajoutant du colorant rouge

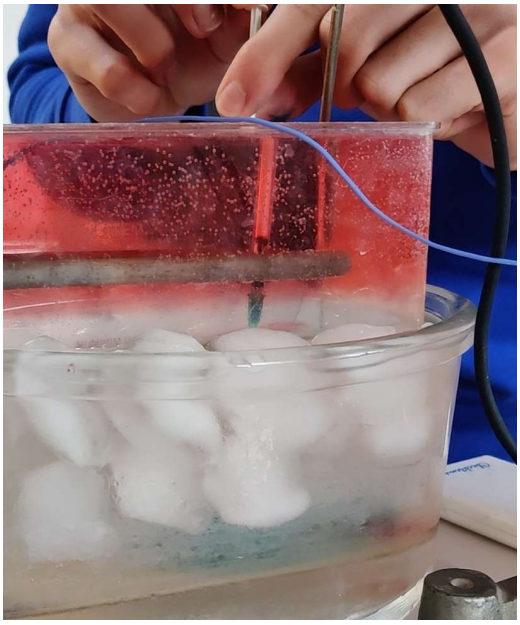


Figure 2 : injection du colorant bleu (à température ambiante) dans la couche inférieure

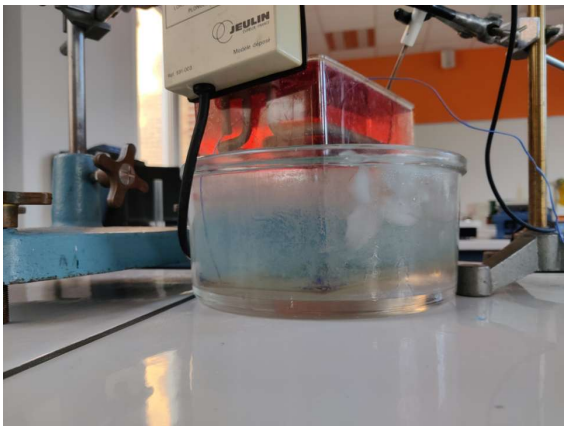


Figure 3 : formation de stratification tri couche

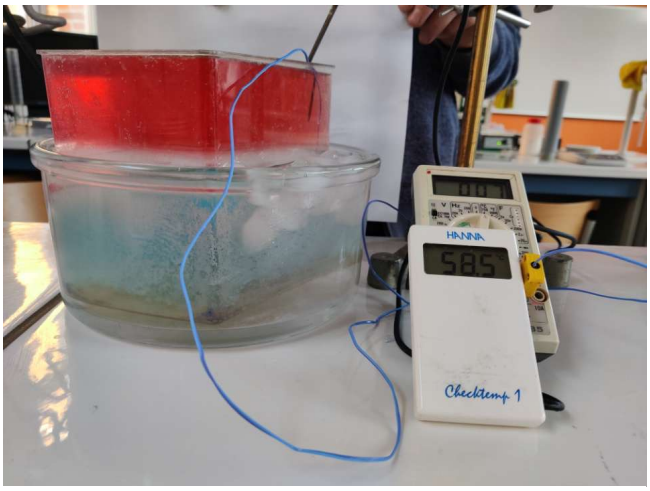


Figure 4 : stratifications visibles, associées aux différentes températures

4- 2) Résultats : prévisions théoriques

A la suite de nos observations, nous pouvons confirmer que le changement climatique pourrait provoquer une augmentation de la température et de la salinité des masses d'eau méditerranéennes, un renforcement de la stratification de la colonne d'eau et un affaiblissement de la circulation thermohaline (circulation océanique engendrée par les différences de densité de l'eau de mer) et de la convection profonde en Méditerranée nord-occidentale. En revanche, nous pouvons constater qu'une inversion de température dans notre dispositif ne signifie pas forcément une inversion de la stratification. L'océan a un rôle amortisseur en absorbant à sa surface une fraction importante de l'apport additionnel d'énergie. Cela conduit à une élévation du niveau de la mer causée par la dilatation thermique de l'eau. Le passage du meddy influence fortement la répartition selon la verticale de la température, qui présente notamment des couches fortement homogènes aux abords du meddy.

Cette expérience, réalisée avec un fluide bicouche, peut également être réalisée avec un fluide ayant une stratification sans discontinuité. En laboratoire, la plus couramment réalisée est la stratification linéaire, c'est-à-dire avec ρ augmentant linéairement avec la profondeur, qui permet d'avoir une fréquence de flottabilité N constante. Les observations sont similaires au cas que nous avons étudié. Nous pouvons alors faire le lien entre salinité, densité et température. Ainsi, la salinité ne varie que très peu en fonction de la température (à condition de rester dans les références des mers et océans) à l'inverse de la densité qui diminue fortement, ce que nous avons pu modéliser sur le logiciel Atelier Scientifique comme suit :

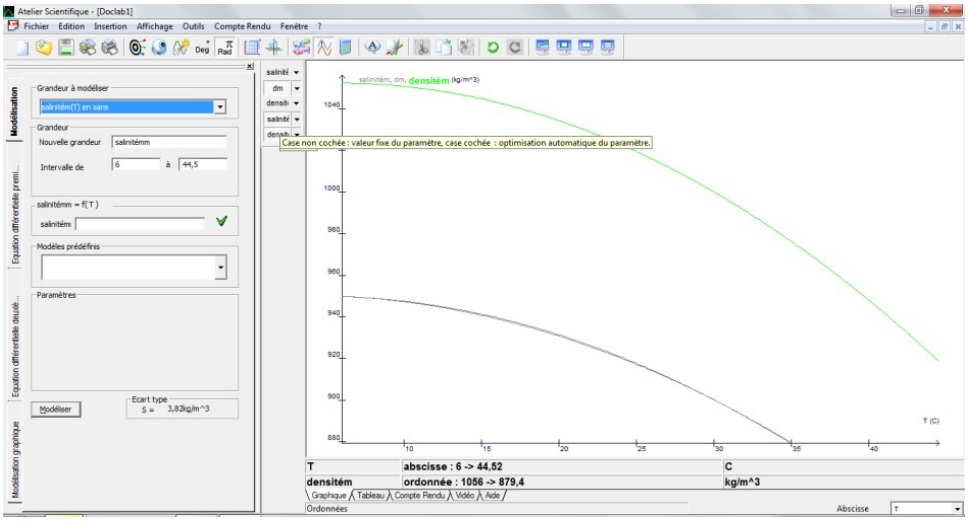


Figure 1 : Modélisation de la densité de l'eau salée en fonction de sa température

La masse volumique de l'eau de mer dépend principalement de sa température qui varie d'environ 2°C à 30°C et de sa salinité qui varie environ de 0 kg.m^{-3} à 40 kg.m^{-3}.
Nous pouvons alors déterminer la loi de dépendance de la masse volumique de l'eau de mer en fonction de la température et de la salinité. La formule est très complexe, mais une formule approximative est :

$$\rho = 1000 - 0{,}12\, x\, T + 0{,}35\, x\, S$$

Avec ρ (en kg.m^{-3}) la masse volumique, T la température, et S la salinité.

Conclusion :

Par le biais des expériences simples et d'une mise en équation des systèmes considérés, nous avons montré que la présence d'une stratification en densité, d'une altération des paramètres de températures ou d'une rotation globale changeait le comportement du fluide en question. En présence d'une variation verticale en densité, une structure horizontale en couches isodenses est privilégiée, dont la stabilité est assurée par la force de flottabilité. Dans le cas d'un fluide en rotation, ce sont des structures verticales sous la forme de colonnes qui sont privilégiées, dont la stabilité est garantie par la force de Coriolis. Lorsque ces deux phénomènes sont combinés, une structure intermédiaire ayant une extension finie à la fois verticalement et horizontalement se forme, du fait de la compétition entre les effets de stratification.

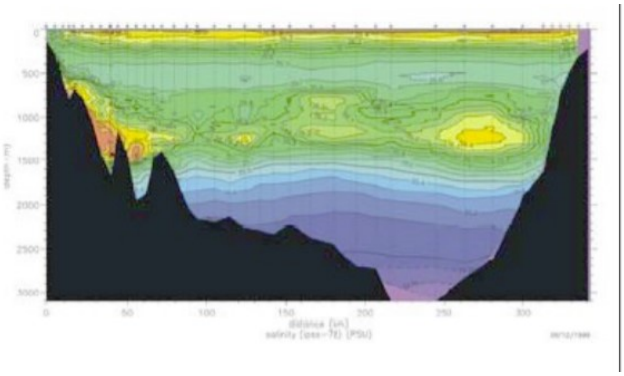


Figure 1 :

Crédit : V. Thierry, X. Carton et J. Paillet, Laboratoire de Physique des Océans, Ifremer /CNRS,UBO

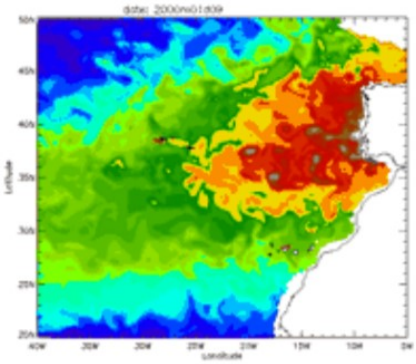


Figure 2 :

Crédit : Yann Drillet

La figure 1 montre la section de salinité entre le Portugal (à gauche) et le Maroc (à droite), longitude : 8,2° ouest, tirée des mesures faites lors de la campagne Sémane, juillet 1999. Mais également un cyclone (au centre) et un meddy (à droite) sont présents sur la section.
La figure 2 en revanche, est une simulation PAM sur toute l'année 2000 : salinité à 870 m, les meddies sont les petits tourbillons à cœur gris.

Dans les océans, la densité augmente avec la profondeur à cause des variations de salinité et de température, et les effets de la rotation de la Terre sont à prendre en compte. A titre d'exemple, les fréquences de flottabilité N peuvent varier de 10^{-3} à $10^{-1} rad/s$ et les fréquences de Coriolis sont de l'ordre de 10^{-4} à $10^{-2} rad/s$. Ces deux caractéristiques des océans, qui en font un milieu stratifié en rotation, permettent la création de structures similaires à celles observée dans la dernière partie : ce sont des *meddies*. Grâce à la présence des deux forces de rappel, le fluide constituant ces structures est confiné dans un domaine fini, et ne s'en échappe que par diffusion de quantité de matière dans la cuve de laboratoire, les meddies océaniques ont une très grande longévité, de plusieurs semaines voire quelques années.

Ouverture : impact sur le réchauffement climatique

Cependant, l'augmentation de la stratification des océans est importante. D'une part, elle a des conséquences majeures pour la vie dans l'océan en réduisant les échanges de nutriments et d'oxygène. D'autre part, la stratification est une rétroaction positive qui risque en retour d'aggraver le réchauffement climatique. Cette configuration stratifiée stable agit comme une barrière. Elle tend à empêcher le mélange avec des eaux froides plus profondes. Cela a donc un impact sur l'efficacité des échanges verticaux de chaleur, de carbone, d'oxygène et d'autres constituants.

La dernière étude montre que la stratification de l'océan a augmenté de 5,3% depuis 1960 pour les 2000 m supérieurs. De 1960 à 2018, les données IAP (Institute of Atmospheric Physics) montrent un renforcement de la stratification de 5 à 18% dans les 150 premiers mètres. En effet, avec une stratification accrue, la chaleur du réchauffement climatique ne peut pas pénétrer aussi facilement dans l'océan profond, ce qui contribue à augmenter la température de surface. Le phénomène réduit également la capacité de stockage du carbone dans l'océan, exacerbant le réchauffement climatique dans une boucle de rétroaction. L'eau de surface chaude n'absorbe pas le dioxyde de carbone aussi efficacement que l'eau froide et ne l'enfouit pas en profondeur.

Enfin, la stratification contrarie les échanges verticaux de nutriments et d'oxygène et impacte l'approvisionnement alimentaire de l'ensemble des écosystèmes marins. Les régions avec l'augmentation maximale de la stratification correspondent aux régions où la désoxygénation a été observée. Une eau plus chaude peut absorber moins d'oxygène, et l'oxygène qui est absorbé ne peut pas se mélanger aussi facilement avec les eaux océaniques plus froides du dessous. Plus de 80% du déclin mondial observé en oxygène des océans est associé à une stratification accrue et à un affaiblissement consécutif de la ventilation en eau profonde. Un affaiblissement de la convection profonde et une augmentation de la température diminueraient donc le rôle fertilisant de l'océan profond, et pourraient favoriser le développement d'espèces phytoplanctoniques adaptées aux températures élevées, au détriment de celles adaptées aux eaux plus froides.

Bibliographie :

Pages web de review sur les meddies :

http://www.mercatorocean.fr/html/actualites/news/actu_meddies_fr.html
http://www.gso.uri.edu/maritimes/Back_Issues/00%20Fall/Text%20(htm)/meddy.html

Le portail de recherche bibliographique du CNRS et de l'éditeur Elsevier :

http://biblioplanets.inist.fr / http://www.sciencedirect.com/

Carton, X. (2001), Hydrodynamical modeling of oceanic vortices. Surv. Geophys., 22,179- 263.

Doglioli, A. M., Griffa, A., Magaldi, M.G. (2004), Numerical study of a coastal current on a steep slope in presence of a cape: The case of the Promontorio di Portofino. J. Geophys. Res., 109, C12033, doi:10.1029/2004JC002422.

Kersalé, M., Doglioli, A.M., Petrenko, A.A. (2010), Sensitivity study of wind forcing in a numerical model of mesoscale eddies in the lee of Hawaii Islands. Ocean Sci. Discuss., 7, 477-500.

Signell, R. e Geyer, W. (1991). Transient eddy formation around headlands. J. Geophys. Res., 96(C2):2561–2575.

Article meddies :

[1] A.C.B.Aguiar, A. Peliz et X. Carton, «A census of Meddies in a long-term high-resolution simulation», *Progress in Oceanography*, vol. 116, p. 80-94, 2013.

[2] O. Aubert, *Formes et dynamiques des tourbillons en écoulement stratifié tournant*, thèse, 2013.

[3] T. Gerkema et J. Zimmerman, « An introduction to interval waves», Lecture Notes, Royal NIOZ, Texel, 2008.

[4] L Gostiaux et T. Dauxois, «Propagation et réflexion d'ondes internes dans l'océan: le mystère de l'angle critique», Bull. Un. Prof. Phys. Chim, Vol. 98, n ° 868 (2), p. 25-40, novembre 2004.

[5] E. Guyon, J.-P. Hulin et L. Petit, Hydrodynamique physique, 3e édition, EDP Sciences, 2012.

[6] P. Maurer, *Approche expérimentale de la dynamique non linéaire d'ondes internes en rotation*, thèse, 2017.

[7] P. L. Richardson, A. S. Bower et W. Zenk, «A census of Meddies tracked by floats», *Progress in Oceanography*, vol. 45, p. 209-250, 2000.

[8] BR Sutherland, *Internal Gravity Waves*, Cambridge University Press, 2010.

[9] O. Aubert, M. Le Bars, P. Le Gal et P.S. Marcus, *Forme et persistance de tourbillons lenticulaires dans les écoulements stratifiés tournants: du laboratoire à la Tâche Rouge de Jupiter!*, 20ème congrès français de mécanique, Besançon , 2011. Nature Climate Change, global-climat

Remerciements :

Avant de conclure, nous avons une pensée toute particulière pour ceux sans qui le projet n'aurait jamais pu naitre. Nous tenons donc à les remercier personnellement.

Un grand merci à toute l'équipe enseignante, tant bien à Monsieur THIBAUT, notre professeur de physique-chimie accompagné de Madame MUSY, qu'à notre laborantine Julie PROOT. Ils nous ont accompagnés tout au long de cette magnifique aventure et nous ont fait découvrir l'article précurseur de nos recherches. Ils ont su également répondre à nos questions, nous guider dans nos recherches et être patients avec nous.

Nous souhaitons aussi remercier, l'Union des Professeurs de Physique et de Chimie, notamment Messieurs Samuel BOURY, Sylvain JOUBAUD et Michel LE BARS, chercheurs au CNRS de Lyon, dont l'article a été bénéfique au bon avancement de nos recherches.

Quant aux groupes concurrents, nous les remercions pour leur bienveillance et leur esprit de compétition qui nous ont poussés à donner le meilleur de nous-mêmes.

Sans oublier bien sûr Monsieur CHOMBART, directeur de l'établissement Saint-Jacques d'Hazebrouck, qui a non seulement mis en œuvre des moyens matériels mais aussi des moyens financiers afin de faciliter la logistique du projet.

Nous tenons enfin à remercier l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER (Ifremer) pour leur généreuse contribution, à l'occasion de notre projet en faveur de la science, qui aura lieu fin Mars début Avril. Grâce à elle, la mise en place de nos expériences s'est déroulée dans des conditions optimales et le succès fut au rendez-vous. Nous vous sommes particulièrement reconnaissants de soutenir notre noble cause.

Et merci à vous, membres du jury, de l'attention que vous porterez à notre projet.