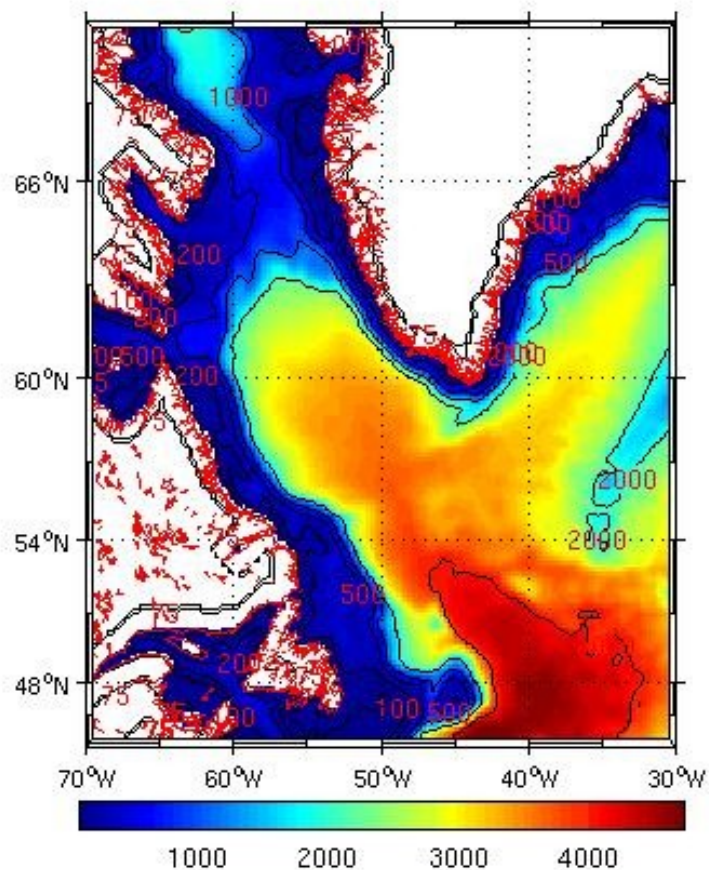


Caractérisation des masses d'eaux de la mer de Baffin par le modèle ROMS

OPB 205 : Modélisation Océanique

Martin LEVIER



Résumé :

La mer de Baffin est un bassin de transition ayant un impact important dans la convection des eaux profondes dans l'Atlantique Nord, par l'apport d'eau dessalée et froide dans la mer du Labrador. Dans cette étude on s'est intéressé à comment la représenter avec le modèle ROMS AGRIF, ainsi qu'à sa dynamique qui lui est propre, sans la présence de la glace de mer, qui pourrait être une situation probable au vu des changements climatiques actuels.

Abstract :

The Baffin Bay is a transition basin between the Arctic waters and Atlantic waters, with an important footwork on the deep water convection of the North Atlantic, by the input of freshwater in the Labrador Sea. In this study, we interested on the representation of this area with ROMS AGRIF model, and his proper dynamic, without the sea ice, that would be a likely situation with actual climatic change.

1. Introduction.....	3
2. Matériels et méthodes.....	4
2.1. Le modèle ROMS.....	4
2.2. Equations primitives.....	4
2.3. Hypothèse et approximation.....	4
2.4. Discrétisation.....	5
2.5. Caractéristiques utilisées dans le modèle du Labrador-Baffin.....	5
2.6. Visualisation des résultats.....	6
3. Résultats.....	7
3.1. Diagnostiques.....	7
3.2. Distribution de la température et de la salinité.....	7
4. Discussion.....	8
4.1. Les masses d'eaux.....	8
4.2. Les faiblesses du modèle.....	10
5. Conclusion.....	11
6. Bibliographie.....	12

1. Introduction

La mer de Baffin est un bassin faisant la communication entre l'océan Arctique et l'océan Atlantique et a pour spécificité d'être recouvert de glace une grande partie de l'année. Cette spécificité est à l'origine d'une faible influence du vent sur le bassin ainsi que la formation d'eau froide et dense lorsque des pans entiers de glacier se détachent de la banquise, formant des polynies. Ces polynies entraînent la formation de saumures, des eaux froides et salées qui plongent facilement. La mer de Baffin est séparée de l'océan Atlantique par le Détroit de Davis, large d'environ 400 Km, s'ouvrant sur la mer du Labrador. La mer du Labrador est un bassin important dans la circulation de l'océan Atlantique, car c'est une zone de convection océanique, c'est à dire qu'il y a une plongée importante d'eau de surface vers l'océan de fond.

La circulation des courants de chacun des bassins entourant le détroit de Davis a été pour la première fois décrit par Collin (1966) et revu en 2004 par Cuny et al. (figure 1). Les eaux de surfaces Atlantique, entraînées par le Courant Ouest Groenland (WGC), entre dans la mer de Baffin et circulent le long des côtes Groenlandaises avant de plonger en subsurface et de longer l'île de Baffin par le Baffin Island Current jusqu'au détroit de Davis et de se mélanger aux eaux du courant du Labrador.

L'utilisation de modèles océanique tel que Regional Ocean Modeling System (ROMS) permet d'estimer la dynamique régionale lors de modification de certains paramètres, par l'action directe ou indirecte de l'Homme.

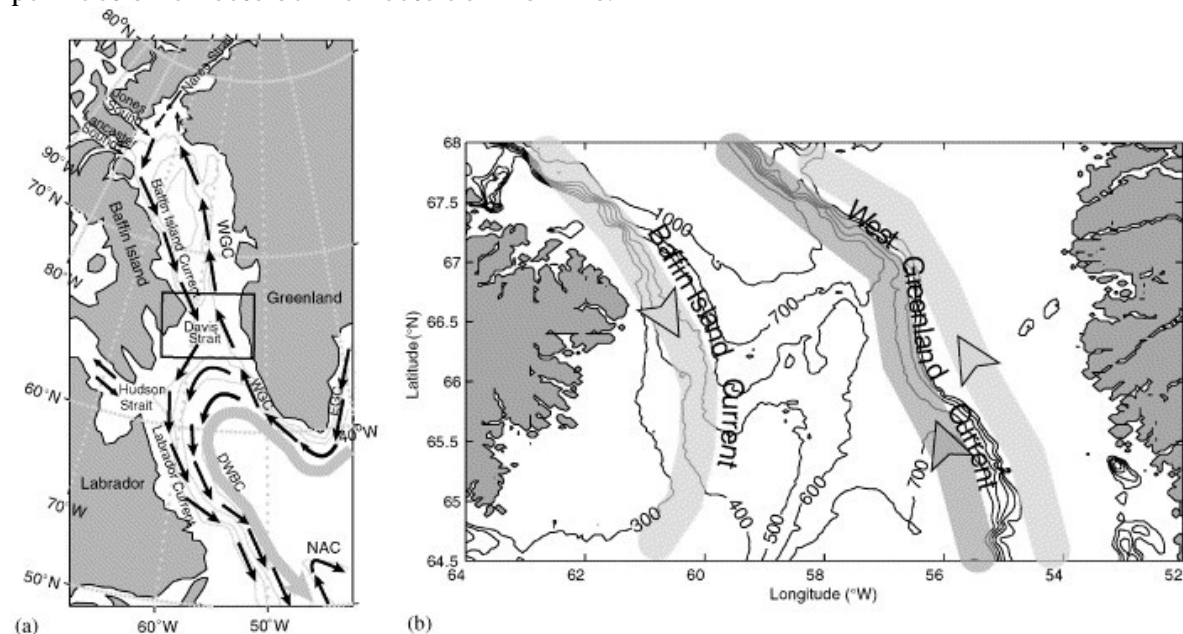


Figure 1 : (a) Schéma de la circulation océanique au Nord-Ouest de l'Atlantique et dans la baie de Baffin, WGC : Courant Ouest Groenland ; EGC : Courant Est Groenland ; NAC : Courant Nord Atlantique ; DWBC : Courant Ouest de liaison de fond. Le rectangle indique la zone montrée en (b). (b) Schéma de circulation dans la zone du détroit de Davis.

Au cours de ce rapport, on s'intéressera aux résultats obtenus avec le modèle de ROMS AGRIFS, sans les équations de la glace de mer, avec la fermeture du modèle au niveau du détroit d'Hudson dans un premier temps, puis avec également la fermeture du modèle au Nord de la mer de Baffin, mimant grossièrement un isolement par la banquise. Ces résultats seront comparés avec quelques articles de la littérature.

2. Matériels et méthodes

2.1. Le modèle ROMS

Le modèle ROMS est un modèle de circulation océanique largement utilisé dans la communauté océanographique, dont chaque utilisateur peut apporter une modification, une amélioration, ou une nouvelle approche permettant l'amélioration constante du modèle. La version française, ROMS AGRIF est utilisée dans cette étude. ROMS est une simulation 3D de l'océan en surface libre fondée sur les équations primitives de la dynamique de l'océan. Le modèle utilise des données de forçages atmosphériques réelles, des mesures satellites ainsi que des mesures *in situ* comme paramètre pour ensuite les intégrer à des schémas numériques complexes afin d'avoir une modélisation la plus fiable possible. Cependant, ces calculs requiert une grande puissance de calcul, c'est pourquoi on utilise le cluster de calcul du MIO pour effectuer ces modélisations.

2.2. Equations primitives

Les équations primitives du modèle sont :

- Les équations du mouvement de Navier-Stokes :

$$\text{- Selon l'axe Ox : } \frac{\partial u}{\partial t} + \vec{U} \nabla u - f v = \frac{-1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \nabla_h^2 u + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\text{- Selon l'axe Oy } \frac{\partial v}{\partial t} + \vec{U} \nabla v - f u = \frac{-1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \nabla_h^2 v + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

- Les équations de conservation :

$$\text{- De la Température : } \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{U} \nabla T = A_h \nabla_h^2 T + A_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{Q_c}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z}$$

$$\text{- De la Salinité : } \frac{\partial S}{\partial t} + \vec{U} \nabla S = A_h \nabla_h^2 S + A_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

- L'équation de continuité :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

On s'appuie sur la théorie dite de la « fermeture Newtonienne », qui nous permet d'introduire des coefficients de viscosité turbulente, que l'on considère constant dans toutes les directions de l'espace, pour récrire certains termes de l'équations de Navier-Stokes :

$$u' u' = -A_x \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$u' v' = -A_y \frac{\partial u}{\partial y}$$

$$u' w' = -A_z \frac{\partial u}{\partial z}$$

D'où l'on obtient dans les équation du mouvement de Navier-Stokes

$$\frac{-u' u'}{\partial x} - \frac{u' v'}{\partial y} - \frac{u' w'}{\partial z} = A_h \nabla_h^2 u + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

2.3. Hypothèse et approximation

Pour résoudre le modèle, certaines hypothèses et approximations sont nécessaires :

Hypothèse hydrostatique : L'équation de la composante verticale du mouvement est réduit à l'équilibre hydrostatique, ce qui signifie un équilibre entre la force de pesanteur et celle de pression.

Approximation de Boussinesq : les faibles différences de densité sont considérées comme une densité constante, sauf pour les termes de l'accélération de pesanteur.

Hypothèse d'incompressibilité : On considère que la masse volumique de l'eau ne varie pas avec la pression.

Hypothèse de la turbulence horizontale isotrope : Comme décrit précédemment, on fait l'hypothèse que les coefficient de turbulence horizontaux sont constants :

$$A_x = A_y = A_h$$

Enfin, le modèle ne considère pas la présence de la glace de mer sur certaines surfaces océaniques.

2.4. Discrétisation

Le modèle de ROMS est discrétisé dans une grille d'Arakawa C sur l'horizontal, et utilise des coordonnées sigma généralisées sur la verticale, c'est à dire que les mailles suivent les variations de la bathymétrie entrées dans le modèle.

Le pas de temps est séparé en deux composantes, l'un rapide permettant les calculs sur la grille 2D de calcul, l'autre lent pour le calcul du modèle 3D. Cette séparation permet de faire la distinction entre les ondes gravités de surface et les ondes internes, qui n'ont pas les mêmes fréquences.

Par ailleurs, on calcul le critère CFL (Courant Friedrichs Levy) qui permet de relier le pas de temps aux pas d'espaces de la discrétisation du modèle. On utilise la bathymétrie maximale du modèle afin de calculer le critère pour la maille la plus grande du modèle et ainsi adapter le pas de temps, pour stabiliser le modèle :

$$\Delta T \leq \frac{1}{\sqrt{gh_{max}}} \left[\frac{1}{\partial x^2} + \frac{1}{\partial y^2} \right]^{-\frac{1}{2}}$$

2.5. Caractéristiques utilisées dans le modèle du Labrador-Baffin

Dans cette étude, deux modélisation ont été effectué dans la zone décrite par les coordonnées suivantes, l'une ayant pour objectif d'étudier la convection profonde dans la mer de Labrador (K.Grassi), l'autre pour étudier le détroit de Davis, dans cette étude.

Latitude minimum	45°
Latitude maximum	70°
Longitude minimum	-65°
Longitude maximum	-32°

Pour étudier le détroit de Davis, et les échanges entre la mer du Labrador et celle de la mer de Baffin, deux séries de calcul ont été effectué, dont la seule différence est la coupure des échanges avec les eaux de l'océan Arctique, pour cela, lors de la définition des paramètres de modélisation, on a considéré une fermeture au Nord en y ajoutant artificiellement une bande de terre en changeant la mask avec l'option *editmask* dans la

routine *make_grid.m*, et en fermant le modèle dans les fichiers *romstools_param.m* et *cppdefs.h*.

Tableau 1 : Table des paramètres insérés dans le modèle

Paramètres	Valeur	Définition
dl	1/4	Résolution du modèle (°)
N	32	Nombre de maille sur la verticale
H _{max}	4500m	Profondeur maximal
LLm	157	Nombre de mailles sur l'axe Ox
MMm	195	Nombre de mailles sur l'axe Oy
[S E N W] ₁	[1 1 1 0]	Frontière dans le premier test 1=ouvert ; 0=fermé
[S E N W] ₂	[1 1 0 0]	Frontière dans le second test 1=ouvert ; 0=fermé

Afin de déterminer le pas de temps à utiliser dans le modèle, on a utilisé le script *ad_cfl.m* qui calcul le pas de temps maximal que l'on peut utiliser pour la modélisation, d'après le critère CFL. On obtient alors les valeurs du pas de temps à utiliser ainsi que le nombre d'itération pour un mois :

Tableau 2 : Paramètres calculés à partir du critère CFL

Paramètres	valeur	définition
NDTFAST	60	Nombre de pas de temps 2D dans un pas de temps 3D
dT	720	Pas de temps pour l'équation 3D
NTIMES	3600	Nombre de pas de temps de l'équation 3D pour un mois
NWRT	360	Fréquence de sauvegarde (valeurs instantanées)
NAVG	360	Fréquence de sauvegarde (valeurs moyennées)

On remplace ces valeurs dans les différents fichiers où ils apparaissent (*roms.in* ; *roms_inter.in* ; *run_roms.csh*)

Enfin, on modifie dans *run_roms.csh* les limites de la durée du modèle, en lui précisant le nombre d'année pour notre modélisation ainsi que le mois de départ et le mois de fin du modèle.

2.6. Visualisation des résultats

Les résultats sont visualisés dans un premier temps grâce aux diagnostics du modèles, obtenus par les scripts *diags.m* et *plot_diags.m*, qui permettent d'observer le comportement du modèle au cours du temps, et déterminer s'il c'est stabilisé pour les variables primaires

On trace ensuite les différents résultats à l'aide du script *roms_gui.m* qui ouvre une interface permettant de faire appel aux différents scripts de visualisation (isosurface, profils, transect, variable dérivées ...). On a cependant écrit un script supplémentaire permettant de tracer le diagramme température-salinité pour un point donné, à partir des scripts de **donné en tD Petrencko** (*tsdiagram.m* ; *swstate.m* ; *freeze.m*)

3. Résultats

3.1. Diagnostiques

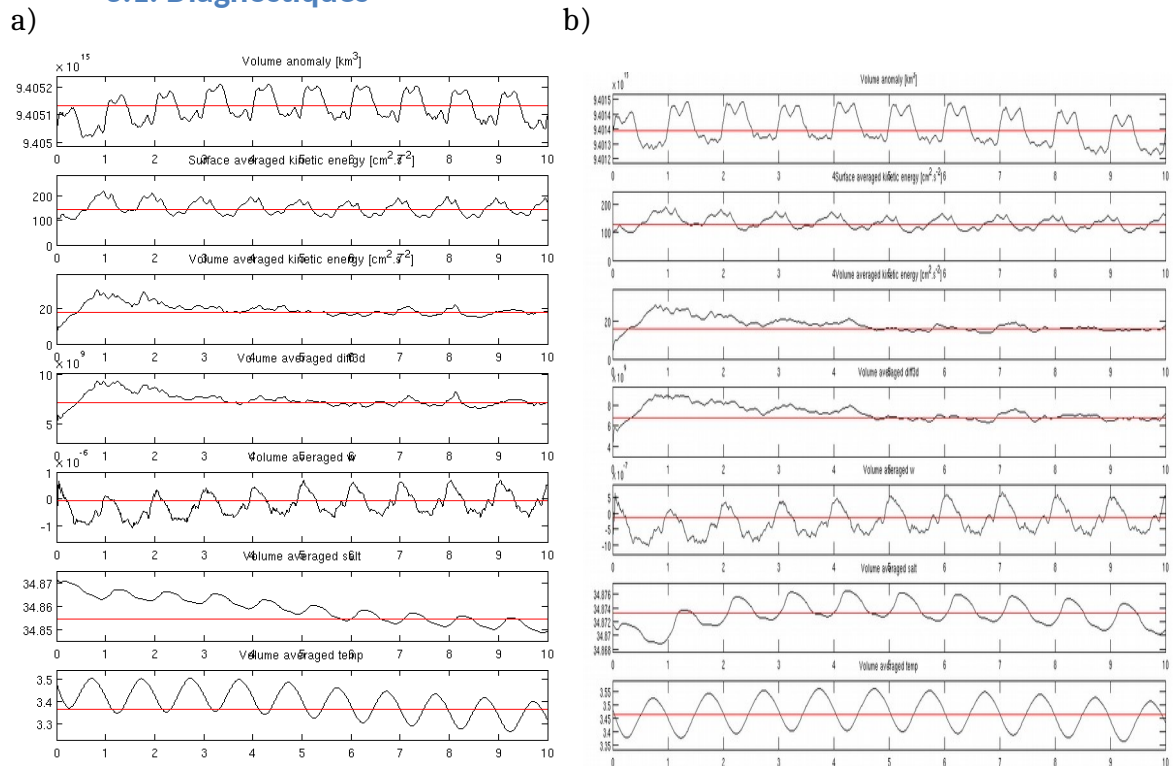


Figure 2 : Diagnostiques du modèle (a) ouvert au Nord et (b) fermé au Nord

Les diagnostics présentent le comportement des principales variables dans le modèle au cours du temps de simulation. Dans le premier cas, le modèle est ouvert au Nord de la mer de Baffin, permettant des échanges avec les arctiques, on observe que le modèle se stabilise pour plusieurs variables, tel que l'énergie cinétique ou le volume d'eau dans le modèle, avec leurs variations saisonnières propres. On remarque cependant que le modèle ne s'est pas stabilisé pour la température moyenne et la salinité moyenne du modèle, dont les valeurs diminuent à chaque année de la modélisation. La salinité moyenne diminue de 34,87 à 34,85 et la température moyenne diminue de 3,45°C à 3,35°C. Dans le second cas, la fermeture des échanges semblent rendre le modèle plus stable, avec une température moyenne et une salinité moyenne plus significative que dans le premier cas. La salinité moyenne semble oscillée autour d'une moyenne de 34,872 et la température moyenne autour de 3,45°C.

3.2. Distribution de la température et de la salinité

Les résultats obtenus avec le modèle sont présentés sur la figure 3, où l'on s'intéresse aux différences induites par la fermeture du modèle. ON constate dans un premier temps de faible variation entre les deux résultats, notamment au niveau du détroit de Davis. Cependant, il y a une variation importante du résultat au niveau de la fermeture même du modèle au Nord. En effet, en condition ouverte, on constate la présence d'un panache

d'eau relativement chaude au nord de la mer de Baffin (fig 3a) et peu salée, qui bloque l'arrivée d'eau par le WGC mis en évidence dans par le panache d'eau salée au nord de la mer de Baffin (fig 3d) en condition fermée.

La circulation dans le détroit de Davis décrite par Cuny et al. se retrouve également en étudiant les gradients de salinité dans le détroit, le WGC à l'Est du détroit subit les influences des fortes salinités des eaux méditerranéenne et du Golfe du Mexique et à l'Ouest des eaux dessalées par les apports de la fontes des glaciers terrestres, quelque soit la configuration du modèle.

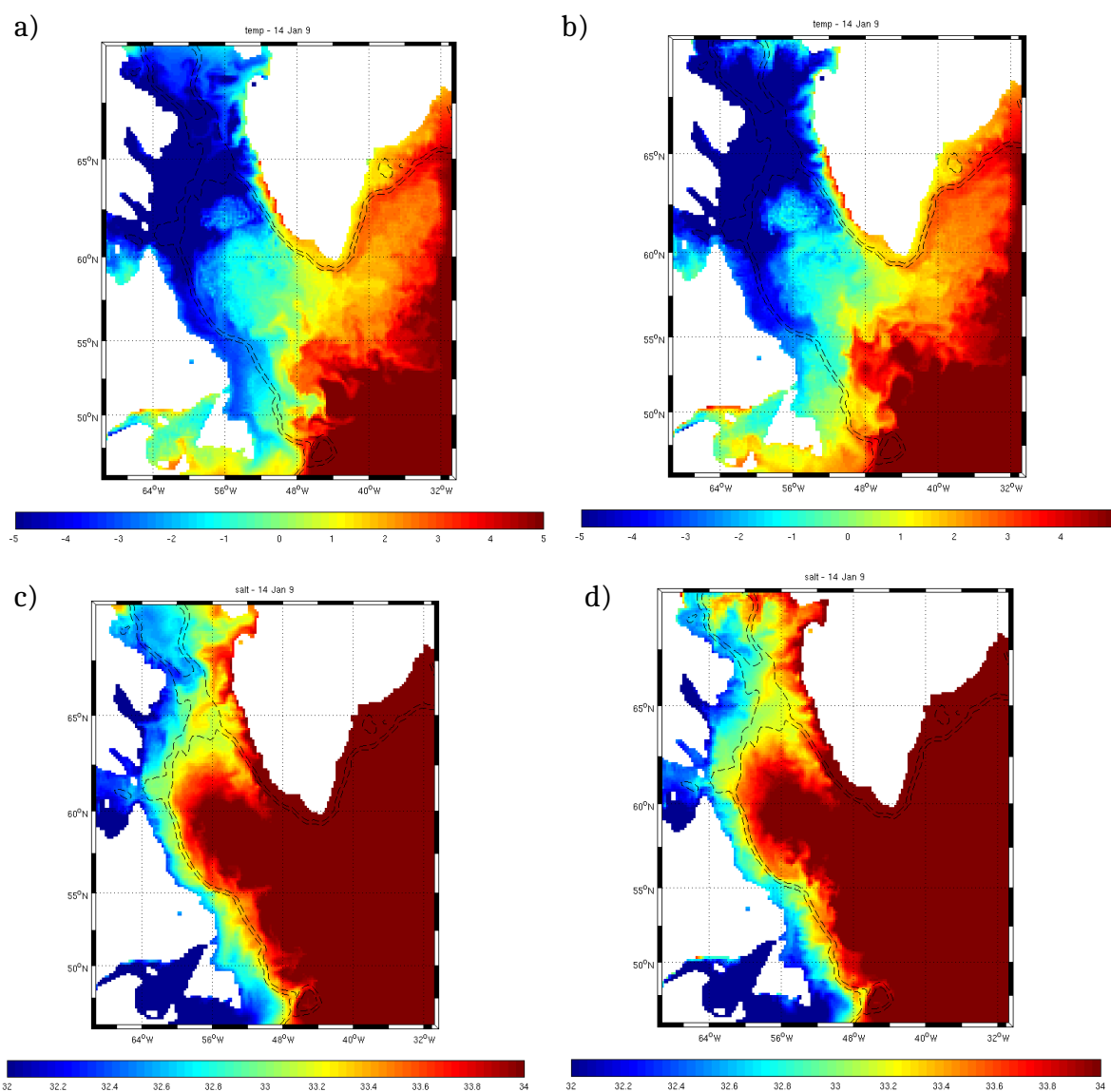


Figure 3 : Distribution de surface de la température pour le modèle ouvert (a) et le modèle fermé (b) ainsi que la distribution de la salinité pour le modèle ouvert (c) et le modèle fermé (d)

4. Discussion

4.1. Les masses d'eaux

Malgré les faibles variations observées de température et salinité sur les profils d'isosurfaces, on s'intéresse aux masses différentes masses d'eau qu'on peut caractériser avec les résultats obtenus. Pour cela, on utilise un diagramme Température-salinité, car ce sont deux traceurs conservatifs des masses d'eaux, et faisant parti des principales variables océanique.

Sur la figure 4, de grandes différences de masses d'eau sont observables pour la mer de Baffin. En condition ouverte, les eaux les moins denses, donc celles en surfaces, sont extrêmement froides, à tel point qu'elles devraient passer à l'état solide, dont le changement de phase est représenté sur les graphiques par la droite issue de l'équation d'état de l'eau de mer. On observe un maximum de température qui correspond à environ 300 mètres de profondeur et enfin les eaux de fond sont homogènes avec un très faible gradient de salinité.

En condition fermée, le profil est clairement différent du précédent, avec un minimum de température en subsurface, à la limite du point de congélation avec un pic de température à plus de 2,5°C, vers 300m plus marqué qu'en condition ouverte.

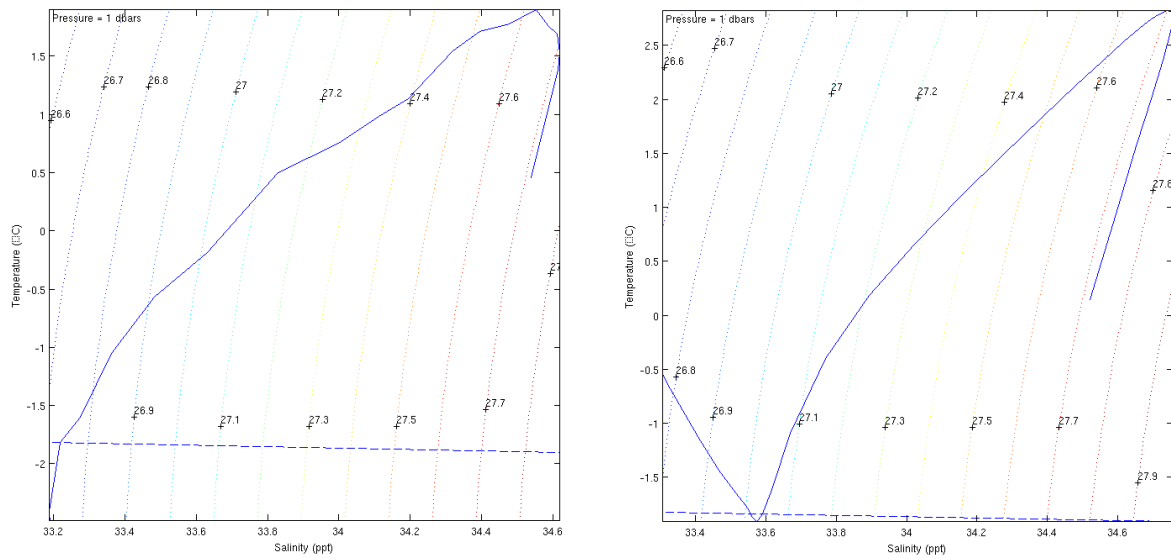


Figure 4 : Diagrammes Température Salinité des eaux de la mer de Baffin, de coordonnées -60° Est et 69° Nord, (a) dans le modèle ouvert, (b) dans le modèle fermé

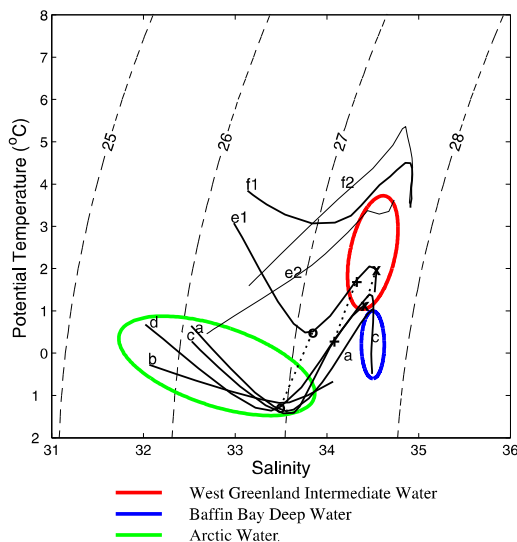


Figure 5 : Diagrammes Température Salinité des eaux de la mer de Baffin, d'après Tang et al. (2004)

En 2004, Tang et al. ont étudié cette zone et caractérisé les différentes masses d'eau présentes dans la mer de Baffin à l'aide de donnée historique acquises par satellite et par variation météorologique et une série temporelle. Dans leur étude, ils distinguent 3 masses d'eaux spécifiques : les eaux du WGC en position intermédiaire dans la colonne d'eau, caractérisé par un maxima de température, les eaux de fond de la mer de Baffin, caractérisé par un minimum de température et un maxima de densité et enfin les eaux de surface de l'Arctique qui sont très peu salée. Dans nos modèles, on peut aisément identifier les eaux de fond de la mer de Baffin ainsi que les eaux du WGC à 300m de fond. Le profil du modèle fermé est celui le plus semblable aux profils a et c de Tang (figure 5), que l'on prend pour référence à cause de la proximité de la position géographique de nos profils TS et ceux-ci, mais cette observation est contre intuitive, vu que celui-ci n'est pas soumis au mélange avec les eaux Arctiques.

En effet, dans notre modèle fermé, on ne retrouve pas cette caractéristique d'eau dessalée, 33,3 dans notre modèle contre 32 dans l'étude de Tang. On peut alors se demander l'origine du minima de température observé par dans notre modèle ainsi que dans les résultats de la littérature. Il apparaît vers 20m de profondeur (fig6), et est lié à la fermeture du modèle.

On peut donc supposer que ce sont des eaux qui se retrouvent bloquer en surface, soufflées par les vents en direction d'une côte, et se refroidissent à cause des conditions climatiques de la région. La diminution de leur chaleur entraîne une augmentation de leur densité, elles plongent donc en subsurface et se mélange petit à petit avec les eaux du WGC. Dans le cas de Tang, au lieu de se retrouver contre la côte, elles ont pu être bloqué par la banquise et subir le phénomène de plongée en subsurface qu'observé dans le modèle.

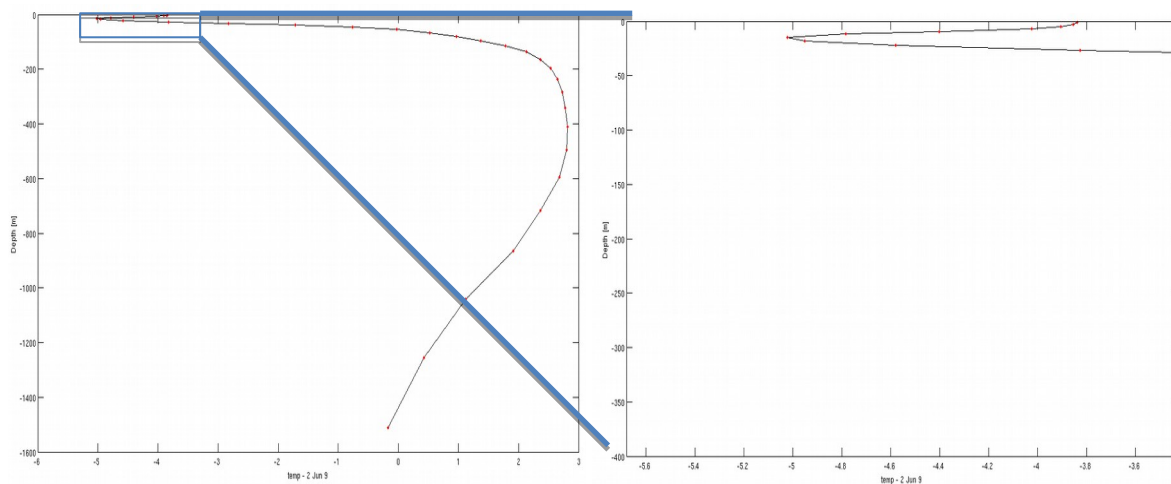


Figure 6 : Profil de température dans la mer de Baffin, avec un minimum remarquable en subsurface

4.2. Les faiblesses du modèle

On a pu voir au cours de cette étude que le modèle présente des limites, l'empêchant de représenter fidèlement la réalité. En effet, dans la région étudiée, la glace de mer a normalement un impact très important sur l'hydrodynamisme, entraînant des écarts important avec la réalité. On peut d'ailleurs supposer que c'est l'absence de la glace de mer dans la zone étudiée qui fait que le modèle n'est pas stable au bout de 10 ans dans le modèle ouvert. Dans la configuration ouvert, on peut supposer que les flux de chaleur ont tendance à compenser les températures très froides au nord, donc une perte de

chaleur dans le modèle par le nord, qui est en contradiction avec la circulation décrite par Cuny et al (2004). Ceci expliquerait que le modèle se stabilise lors de la fermeture par le Nord limitant les pertes par les échanges avec les eaux Arctiques.

On peut cependant avancer une seconde hypothèse, qui serait qu'en réalité les glaces limitent les échanges du Sud vers le Nord, mais que ces pertes soient compensées par la formation de saumure dans les polynies lors de décrochements de banquise. Les polynies sont des zones où les glaces sont poussées vers le large par les vents, laissant des zones de remontées d'eaux, qui se refroidissent jusqu'à geler, libérant de la chaleur sensible vers l'océan et augmentant également la concentration en sel dans l'eau.

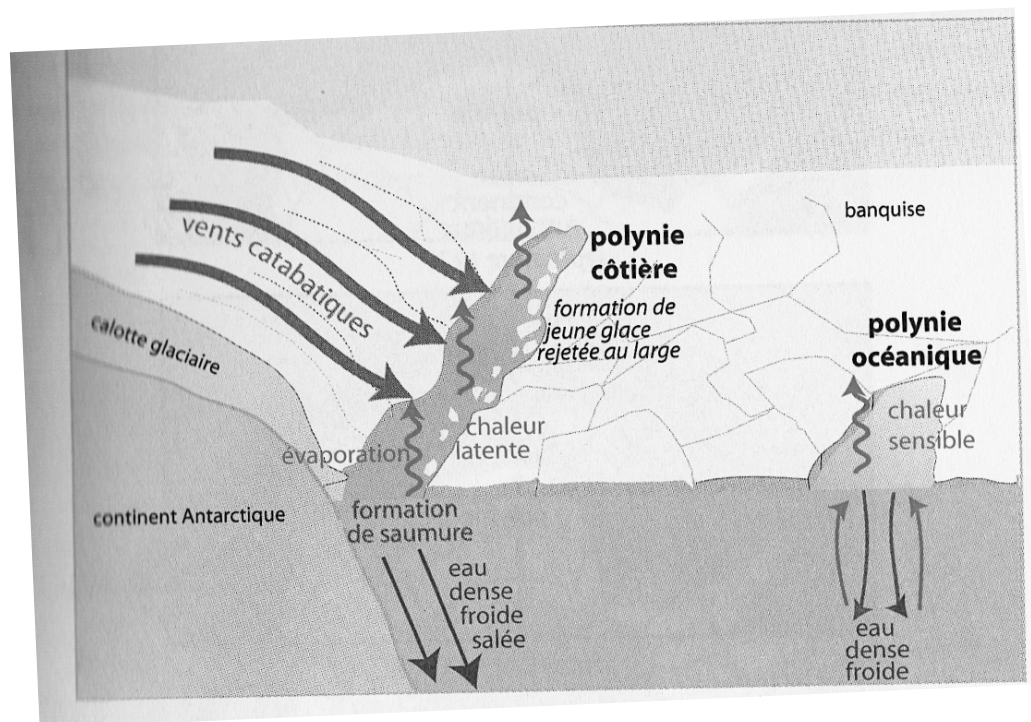


Figure 7 : Schéma de fonctionnement des polynies (Fieux, 2010)

5. Conclusion

L'utilisation de ROMS dans les zones de haute et très haute latitude n'est pas des plus facile, étant donné la forte influence des glaces dans cette région, comme on a pu le voir dans cette étude. Il aurait été intéressant de tester une autre version de ROMS où des améliorations pour prendre en compte la glace de mer. On aurait alors pu voir l'impact réel de sa formation, son impact sur le forçage climatique par l'océan ainsi que l'impact des décrochements et estimer leur fréquence.

Avec ces améliorations, on aurait alors peut-être pu observer la même circulation dans le bassin que Cuny, et essayer d'observer plus précisément certaines portions de cette zone, tels que l'échange avec l'Arctique, les débits d'échange au niveau du détroit de Davis ou encore, le minimum de température observé vers 20 mètres de profondeur.

6. Bibliographie

Collin, A. Canadian Arctic Archipelago and Baffin Bay. In :The Encyclopedia of Oceanography. New York : Reinhold. Fairbridge ed., 1966, pp.157-160

Cuny, J. ;P.B. Rhines and R.Kwok. Davis Strait volume, freshwater and heat fluxes, *Deep-Sea Res*, 2005

Doglioli, A. Note de cours OPB 205, 2016

Ewa Dunlap & Charles C.L. Tang Modelling the mean circulation of Baffin Bay, *Atmosphere-Ocean*, 44:1, 99-109 (2006)

Fieux, M. *L'Océan Planétaire*, Les presses de l'ENSTA, 2010

Tang, C.L ; Charle K. Ross, Tom Yao, Brian Petrie, Brendan M. Detracey and Ewa Dunlap. The circulation, water masses and sea-ice of Baffin Bay. *Prog. Oceanogr.* 63: 183–228, 2004