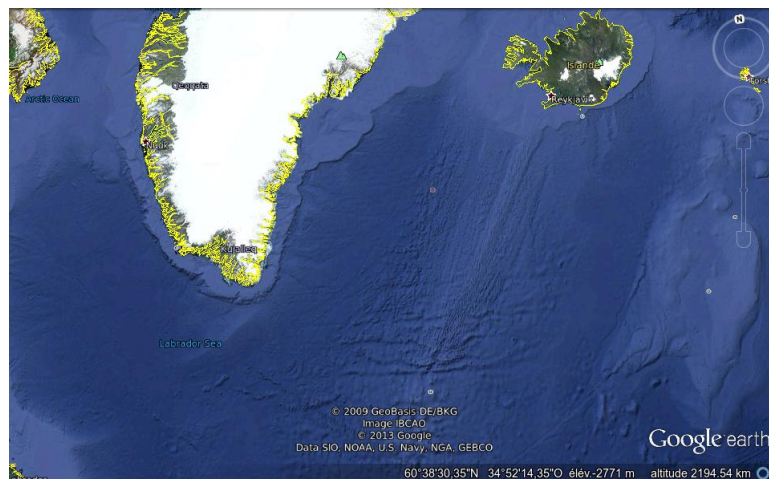


## OPB-205: Modelisation de la circulation Océanique

### **Modelisation du courant d'Irminger avec étude de la sensibilité aux conditions aux bords ouverts**



Maxime Martinache

Mediterranean Institute of oceanography

2012-2013

## Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>4</b>
<b>2</b>	<b>Matériels et Méthodes</b>	<b>4</b>
2.1	Les équations qui régissent la circulation océanique . . . . .	4
2.2	Les conditions initiales permettant d'initialiser le modèle ROMS . . . . .	5
2.3	La modélisation de ces équations . . . . .	6
2.4	Implémentation dans la zone d'étude : La mer d'Irminger . . . . .	7
<b>3</b>	<b>Résultats et discussion</b>	<b>9</b>
3.1	Saisonnalité de la zone d'Irminger . . . . .	10
3.1.1	La température . . . . .	10
3.1.2	La salinité . . . . .	12
3.1.3	Les courants principaux . . . . .	13
3.2	Les conditions initiales . . . . .	15
<b>4</b>	<b>Conclusion</b>	<b>16</b>

### Résumé

La modélisation de l'océan est un outil très utiles pour comprendre les mécanismes qui régissent l'océan (physique et biologique) et prévoir des changements significatifs à plus ou moins long terme. La simulation de tels données amènent à des résultats non réalistes mais plausible et facilite la compréhension générale. Le modèle ROMS est une simulation régionale de variables physico-chimiques. Grâce à son utilitaire Romstools cela nous permet d'étudier un très grand nombre de régions océaniques et leurs variables caractéristiques. Dans cet étude de la mer d'Irminger, deux simulations sont faites avec une condition aux bords ouverts de *Flather* et une sans. Ces deux simulations deviennent stables au bout de la 6<sup>ème</sup> année sur une simulation décennale. La température, la salinité et les vitesses de courants sont bien interprétées par le modèle ROMS et les conditions aux frontières ouvertes n'ont d'effet que sur la dynamique à plus petite échelle. Le modèle est valide pour les deux simulations et les conditions aux bords restent difficile à bien modéliser dans son ensemble.

### Abstract

Ocean modeling is a usefull tool to understand the mecanisms which run the ocean (physical and biological) and plan ahead the significant changing in more or less long term. the simulation of such data lead to non realist results but possible and help the global comprehension. ROMS model is a regional simulation of physical and chemical variables. Thanks to Romstools several oceanic region can pe study together with their characteristics variables.

In this study of Irminger see, two simulations are made with open boundaries conditions of Flather and another without Flather. both simulations become stable at the 6th year on 10 years. Temperature, salinity and current speed are weel analysed by ROMS and open boudaries conditions have a minimal effect (only in low scale). This model is valid for both simulation and the border condition stay hard to modelise in a such model.

# 1 Introduction

L'Atlantique nord est une région très particulière de l'océan global. Cette zone comportant des eaux salées (environ 35 psu) et chaudes provenant du gulf stream qui se retrouvent au contact d'eau plus froide venant de l'arctique et de la Mer du Labrador. Cette rencontre entre des eaux froides et plus chaudes et salées à pour conséquence pendant la saison hivernale d'un transfert d'une partie de ces eaux vers le fond des océans. C'est dans la mer d'Irminger que circule et plonge ces eaux caractéristiques. Ce lieu de rencontre de plusieurs masses d'eaux abrite des informations sur le lieu et les caractéristiques de formations d'eaux denses.

La modélisation régionale en océanographie est très utiles pour représenter une telle région. Le modèle ROMS (Regional Oceanic Modeling System) et son utilitaire Romstools permettent de simuler plusieurs variables caractéristiques (température, salinité, vitesses de courants) sur plusieurs années. Le modélisateur définit les paramètres de la grille de calcul (maillage, taille de la grille), les conditions aux limites et les conditions initiales. Il les appliques aux équations de conservation de la quantité de mouvement dit de "Navier-Stokes" et le modèle calcul les variables caractéristiques sur le domaine de calcul. La zone modélisée dans ce rapport concerne la Mer d'Irminger dans son ensemble ainsi que la frontière avec l'océan australe au nord et la zone de rencontre avec les eaux du Labrador.

## 2 Matériels et Méthodes

### 2.1 Les équations qui régissent la circulation océanique

Afin de comprendre comment fonctionne le modèle ROMS, il est d'abord nécessaire de rappeler les équations de la quantité de mouvement d'un fluide géophysique : *Equation de Navier-Stokes* :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + f v - \frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - f u - \frac{\partial \overline{v'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \quad (2)$$

$u, v$  sont les composantes horizontales et  $w$  la composante verticale non turbulente de la vitesse et  $u', v'$  et  $w'$  sont des composantes turbulentes.  $f$  est le paramètre de Coriolis ( $f = 2\Omega \cdot \sin(\varphi)$ ),  $\rho_0$  est la masse volumique avec l'approximation de Boussinesq,  $P$  est la pression. Les termes turbulents peuvent s'exprimer selon la fermeture de la turbulence selon Boussinesq :

$$\overline{u'u'} = -A_x \frac{\partial u}{\partial x} \quad \overline{u'v'} = -A_y \frac{\partial u}{\partial y} \quad \overline{u'w'} = -A_z \frac{\partial u}{\partial z} \quad (3)$$

$$\overline{v'u'} = -A_x \frac{\partial v}{\partial x} \quad \overline{v'v'} = -A_y \frac{\partial v}{\partial y} \quad \overline{v'w'} = -A_z \frac{\partial v}{\partial z} \quad (4)$$

Avec  $A_x, A_y$  et  $A_z$  les coefficients de viscosité turbulente horizontaux (pour  $x$  et  $y$ ) et verticaux (pour  $w$ ).

D'autres équations sont utilisés dans le Modèles ROMS :



- L'équation de continuité :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (5)$$

- L'équation de la chaleur :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T = -\frac{\partial(\overline{T'u'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{T'v'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{T'w'})}{\partial z} + \frac{H_c}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (6)$$

Avec  $T$  : température ;  $H_c$  = flux solaire incident ;  $C_p$  : coefficient de chaleur massique et  $I$  = fraction du flux de chaleur arrivant à la profondeur  $z$ .

- L'équation de la Salinité :

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} S = -\frac{\partial(\overline{S'u'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{S'v'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{S'w'})}{\partial z} \quad (7)$$

Avec  $S$  : salinité

- L'équation d'état de l'eau de mer

$$\rho = \rho(T, S, z) \quad (8)$$

- Les équations en eaux peu profondes (E.P.P) :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + f v + A_h \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + F_x + B_x \quad (9)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - f u + A_h \left[ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + F_y + B_y \quad (10)$$

Avec  $g$  : accélération de la gravité ;  $\eta$  : surélévation de surface ;  $A_h$  : coefficient turbulent sur l'horizontale ( $x$  et  $y$ ) ;  $\vec{F} = (F_x, F_y)$  : forçage du au vent et  $\vec{B} = (B_x, B_y)$  : forçage au fond

## 2.2 Les conditions initiales permettant d'initialiser le modèle ROMS

L'apport des conditions initiales au modèle ROMS se fait par l'outil Romstools, celui-ci apporte les données météorologiques, satellites et conditions de frontière au modèle ROMS. Ces données provenant de Word Ocean Atlas, ICOADS, Topex Poseidon, Quiscat et Pathfinder SST permettent de calculer les conditions de frontière d'après la "méthode dynamique". Ceux-ci fournissent la grille , la bathymétrie et les forçages des équations (9) et (10).

**les conditions aux limites** Elles sont de trois types

Caractéristiques	Conditions en surface	Conditions au fond	Conditions aux frontières
Niveau	$z = -\eta$	$z = -h$	frontières fermées (côtes, continents)
Vitesse de courant	$A_v \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \left( \frac{\tau_{sx}}{\rho_0}, \frac{\tau_{sy}}{\rho_0} \right)$ $\vec{\tau}_s = \rho_{air} C_0 \ \vec{V}_{10}\  \vec{V}_{10}$	$A_v \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \left( \frac{\tau_{Bx}}{\rho_0}, \frac{\tau_{By}}{\rho_0} \right)$ $\vec{\tau}_B = \rho_{eau} C_0 \ \vec{V}_1\  \vec{V}_1$	
flux de chaleur	$A_v^T \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{Q}{\rho \cdot C_p}$ $Q$ :transfert thermique	$A_v^T \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right) = 0$	
flux de sel	$A_v^S \left( \frac{\partial S}{\partial z} \right) = \frac{(E - S)P}{\rho_0}$ E :evaporation P :precipitation	$A_v^S \left( \frac{\partial S}{\partial z} \right) = 0$	
autres	La surélévation $\eta$ ne dépend pas de $z$		frontières fermées utilisent la <i>mask</i> , elle est nulle sur la côte ou continent = flux normal à la côte nul

**Tableau 1 :** Les différents types de conditions aux limites utilisés par le modèle ROMS.

Les frontières ouvertes posent des problèmes (plus que les frontières fermées) car ils influent sur les résultats du modèle. Pour cela on utilise des variables diagnostiques qui permettent de constater si le modèle se conserve bien dans le temps.

## 2.3 La modélisation de ces équations

Il existe différents modèle pour exprimer les équations que l'on vient d'énoncer. On étudiera les 3 principaux modèles POM, ROMS et SYMPHONIE qui se différencient par l'approche de la fermeture de la turbulence c'est à dire comment approximer les 3 derniers termes des équations (1) et (2). Les 3 modèles utilisent différentes approches :

Approches	Papiers de références	modèles
Energie cinétiques	Gaspard et al. (1990)	SYMPHONIE
	Mellor et Yamada (1974)	POMS,ROMS
Profile K	Pacanowski et Philander (1981)	ROMS
	Large et al. (1994)	ROMS

**Tableau 2 :** Les différentes approches utilisées par les 3 modèles.

Enfin il est nécessaire de discrétiser ces équations pour pouvoir les rendre compréhensible pour un ordinateur. Ainsi ROMS utilise une grille suivant le schéma Arakawa C, c'est à dire que la composante  $u$  de la vitesse est décalé à droite, la composante  $v$  est décalé en bas par rapport au point où l'on veut savoir les données. Cela permet de calculer les flux sortants du modèle.

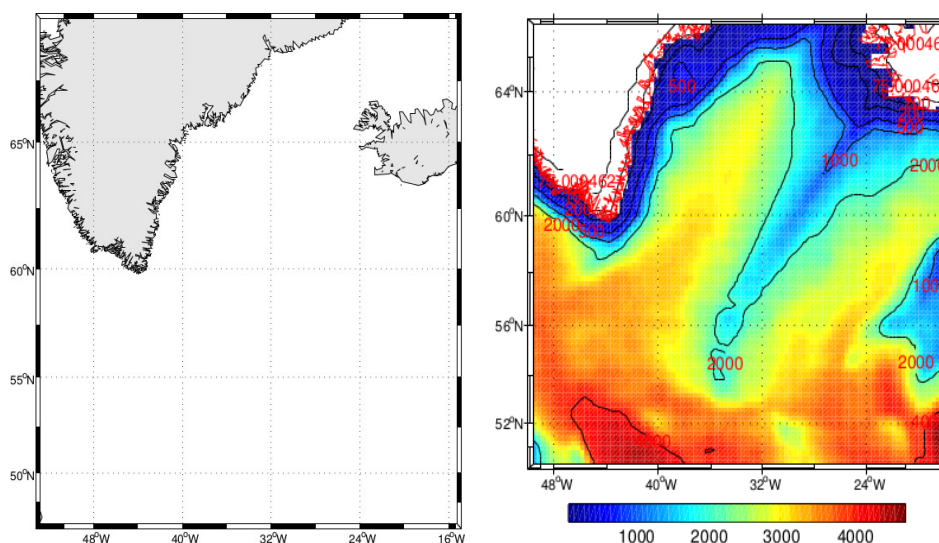
**Les fichiers du modèle :** Le modèle s'appuie sur une zone définie par l'utilisateur qui correspond à une grille qui définit la zone de calcul.

Noms des fichiers	Description
<i>roms_fr.nc</i>	fichier contenant les forçages (bilan de sel, radiation solaire, vent de surface)
<i>roms_grd.nc</i>	données caractérisant la grille (nœuds de maille, "land mask",...)
<i>roms_ini.nc</i>	définit les conditions initiales
<i>roms_clim.nc</i>	définit les conditions de frontières
<i>roms_rst.nc</i>	permet de relancer le modèle pour le mois qui suit
<i>roms_hst.nc</i>	résultat de chaque sorti de modèle
<i>roms_avg.nc</i>	résultat moyenné de chaque sorti de modèle

**Tableau 3 : Les fichiers permettant le fonctionnement du modèle ROMS**

## 2.4 Implémentation dans la zone d'étude : La mer d'Irminger

Cette zone se situant dans l'Atlantique sud correspond à une région caractéristique de la formation des eaux denses. Ces eaux plongent entre l'Islande et le Groenland. située entre 50 et 65°N de latitude et 48 et 18°W de longitude. La dorsale médio-océanique constitue une forte barrière bathymétrique (autour de 2500m de profondeur). Les frontières sont ouvertes de chaque côté.



**FIGURE 1 – Zone d'Irminger (à gauche) et bathymétrie de la zone d'Irminger (à droite)**

Les deux angles du haut de la figure sont recouverts de côte permettant de minimiser les difficultés de calculs près de ces zones, en effet les angles posent en général de nombreux soucis de représentation car les flux entrant et sortants sont difficiles à modéliser pour une frontière ouverte. En revanche pour garder une représentation réaliste les deux angles du bas sont ouverts.

L'implémentation du modèle s'est faite sur deux simulations de 10 ans avec une condition aux frontières normale et une autre modifiée. Cette modification est faite dans le fichier *cppdefs.h* :

Modèle normal	Modèle modifié
undef OBC_M2SPECIFIED undef OBC_M2FLATHER	undef OBC_M2SPECIFIED define OBC_M2FLATHER

**Tableau 4 : Différentiation des deux simulations d'après le fichier *cppdefs.h* de Romstools**

**Paramètres de la grille** Ci-dessous se trouve les paramètres qui caractérisent la grille de calcul, elle est la même dans les deux simulations :

Ces données se trouve dans les fichiers : "*romstools\_param.m*" et "*param.h*"

Résolution	1/3
Nombre de niveaux verticaux (N=)	32
longitude minimal (lonmin=)	-50°
longitude maximal (lonmax=)	- 18°
latitude minimal (latmin=)	50°
latitude maximal (latmax=)	66°
LLm	95
MMm	92

**Tableau 5 : Configuration de la grille de calcul pour la zone d'Irminger**

Le nombre de niveaux verticaux (N) définit la discrétisation de la colonne d'eau en un nombre de couche de taille égale entre la surface et le fond. Enfin LLm et MMm correspondent respectivement aux nombres de mailles sur l'horizontale et sur la verticale.

**Discrétisation temporelle :** Elle se fait selon la condition de *Courant-Fredrichs-Levy* (CFL) permettant d'avoir la condition de stabilité du modèle c'est-à-dire les données temporelles de simulation. Le CFL se calcul d'après l'équation (11) :

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{C(t)} \left[ \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right] \quad (11)$$

$\Delta t_E$  : Pas de temps externe au modèle,  $C(t) = \sqrt{gH}$  où C est la célérité des ondes longues de gravité,  $\Delta x$  et  $\Delta y$  sont les pas de mailles sur les composantes x et y.

Le calcul du critère CFL se fait grâce aux script Matlab *ad\_cfl.m* disponible sur (<http://roms.mpl.ird.fr/>), les données nécessaires se trouve dans le tableau qui suit :

Hmax	4700	profondeur maximale
$\Delta x$	23km	pas de grille sur x
$\Delta y$	23km	pas de grille sur y
NDTFAST	60	
NTIMES	1200	temps pour faire 1 mois
dt	2160 s	pas de temps
NWRT	1200	écrit tous les mois
NRST	1200	redémarre tous les mois
NAVG	120	calcul tous les 3 jours

**Tableau 6 : Données du critère CFL + données se trouvant dans les fichiers *roms.in* et *roms\_inter.in***

Enfin Dans le fichier *run\_roms.csh* se trouve les instructions pour faire fonctionner les paramètres précédent durant dix ans avec une sortie tous les mois :

```
NY_START=1
NY_END=10
NM_START=1
NM_END=12
```

La discrétisation temporelle est identique sur les deux simulations

### 3 Résultats et discussion

Avant de commenter les figures des deux simulations il faut d'abord s'intéresser aux diagnostics du modèle. Ce dernier nous permet de voir au bout de combien de temps le modèle se stabilise depuis les conditions initiales :

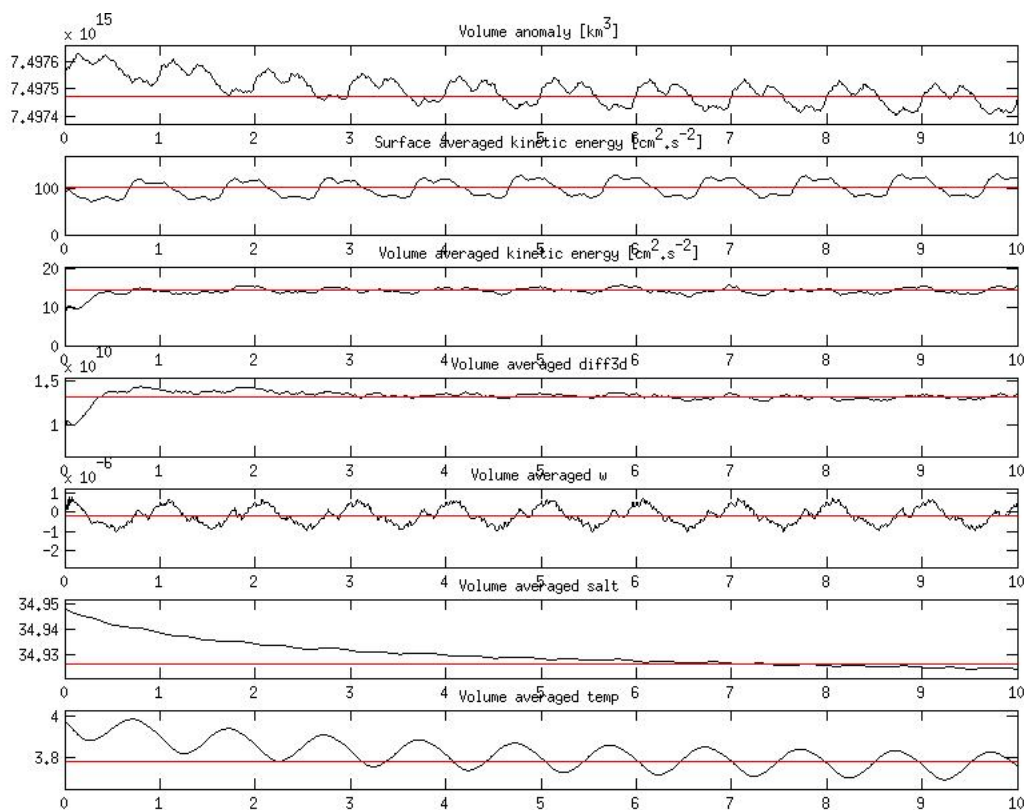


FIGURE 2 – Diagnostic de la simulation d'Irminger aux conditions de frontières normales. La ligne rouge représente la moyenne de chaque variables et les courbes noires les variables moyennées sur 10 ans de simulation.

Un modèle devient stable lorsque les variables oscillent le plus près possible autour de la valeur moyenne. La vitesse de stabilisation d'un modèle varie fortement entre les variables. Par exemple la salinité est l'une des variables les plus dures à mobiliser car il est difficile d'estimer précisément les apports d'eau douce (fleuves et pluies). Le temps de stabilisation global est de 6 ans pour ce modèle, c'est à dire que l'on utilisera les valeurs moyennées de chaque variable

pour l'année 6. Ce temps long s'explique par la position particulière de la zone d'étude : La mer d'Irminger possède de fort gradient de température et de la salinité sur la verticale et latitudinale.

### 3.1 Saisonnalité de la zone d'Irminger

La zone d'étude située dans les hautes latitudes doit subir de forts contrastes de température et salinité entre la saison estivale et la saison hivernale. Nous comparerons ici cette saisonnalité sur les deux simulations.

#### 3.1.1 La température

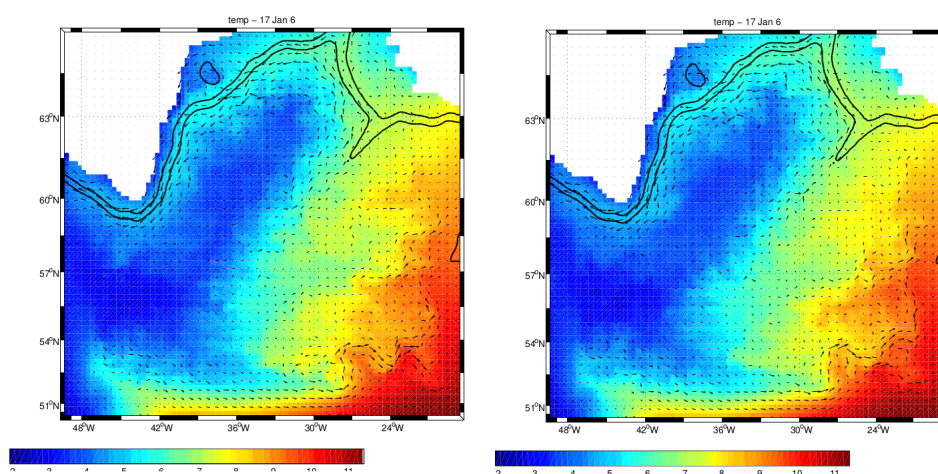


FIGURE 3 – Comparatif des deux simulations (à droite le "normal" et à gauche le modifié) pour la température de surface au 17 janvier de l'année 6, les vecteurs représentent les vitesses de courants de surface.

Sur la figure 3 on observe peu de différence significative entre les deux modèles pour le mois de janvier. La région est marquée par un fort gradient Est-ouest de température (2-11 °C). La température varie de 2 à 11 °C sur toute la zone avec un maximum sur l'extrême sud-est et un minimum sur le pourtour ouest du Groenland et au sud de la péninsule du Groenland.

Les deux plots ne sont pas rigoureusement identiques on remarque quelques disparités à plus petite échelle notamment autour des températures 9-11 °C (couleur jaune/orange).

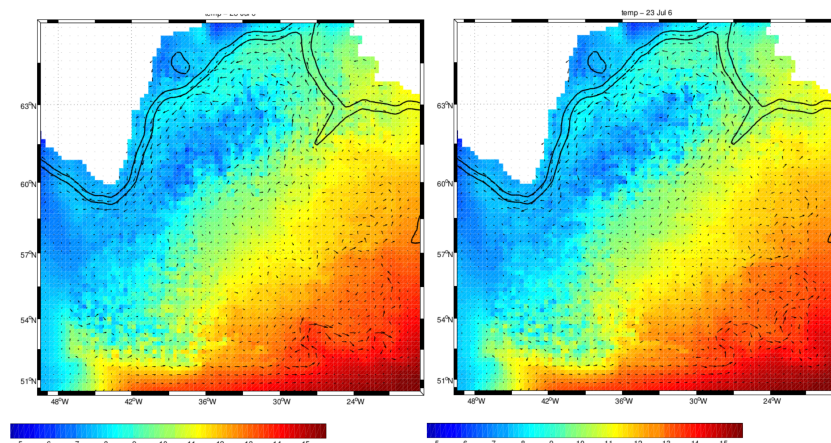


FIGURE 4 – Comparatif des deux simulations (à droite le "normal" et à gauche le modifié) pour la température de surface au 23 juillet de l'année 6, les vecteurs représentent les vitesses de courants de surface.

Sur la figure 4, le gradient de température de surface est encore plus marqué pour le mois de juillet. Toujours très peu de différence entre les deux modèles sur la dispersion spatiale de la température. La bathymétrie semble jouer un rôle important dans la distribution de la température puisque la dorsale qui s'étend du sud de l'islande (pointe en ligne continue) semble se séparer des eaux plus chaudes à l'est et des eaux plus froides à l'ouest.

Si l'on analyse les figures 3 et 4, le modèle ROMS reproduit une saisonnalité de température entre l'hiver (janvier) et la période estivale (juillet) au niveau de la surface. Une veine chaude s'étend de l'est en passant par l'Islande avant de longer toute la côte est du Groenland.

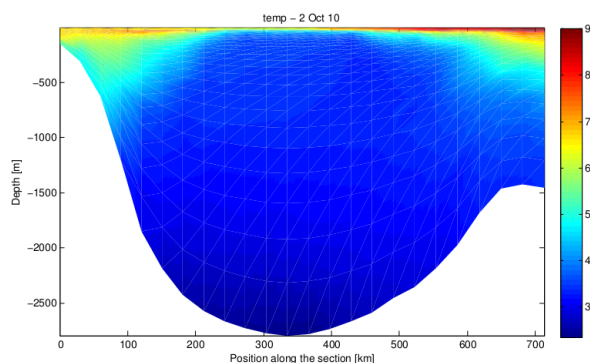


FIGURE 5 – profil de température du modèle "normal" le 2 octobre de l'année 10

Sur cette figure, la température varie fortement sur les 500 premiers mètres de la colonne d'eau près de la côte et au niveau de la dorsale océanique. En revanche ce gradient est faible entre 200 et 500km au large du Groenland. Ce phénomène peut s'expliquer par une remontée de la thermocline à ce niveau. Les températures maximales ne dépassent pas les 9 °C. Au centre du gyre de la mer d'Irminger, la température est plus faible et sur tout la colonne d'eau en dessous de 500m l'eau est à une température constante de 2-3°C. Au centre de la Mer d'Irminger ces températures sont atteintes dès les 100 premiers mètres traduisant une remontée de la thermocline et donc un upwelling à ce niveau. Le modèle ROMS a cependant du mal à modéliser correctement



les profils de température au niveau des frontières continentales (turbulence et conditions aux frontières ?)

### 3.1.2 La salinité

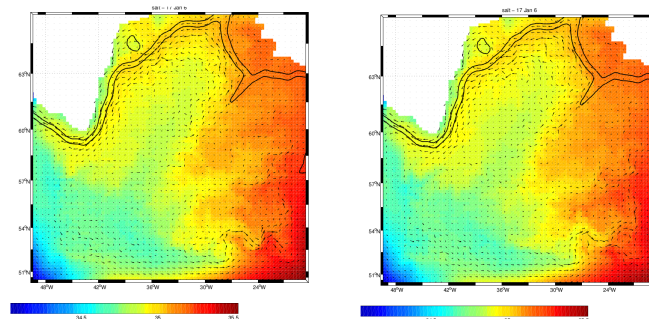


FIGURE 6 – Comparatif des deux simulations (à droite le "normal" et à gauche le modifié) pour la salinité de surface au 17 janvier de l'année 6, les vecteurs représentent les vitesses de courants de surface.

En hiver, sur cette figure on aperçoit que la salinité varie de 34 à 35.5 d'ouest en est. Les extrêmes se trouvent aux deux bords sud de la figure.

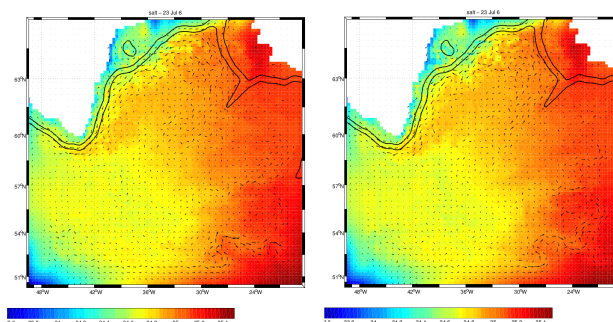


FIGURE 7 – Comparatif des deux simulations (à droite le "normal" et à gauche le modifié) pour la salinité de surface au 23 juillet de l'année 6, les vecteurs représentent les vitesses de courants de surface.



Si l'on analyse les figures 6 et 7, le modèle ROMS reproduit encore une saisonnalité entre la période hivernale et estivale. On observe que près de la côte on a des salinités plus faibles dues à l'apport d'eau douce (fleuves et fontes des glaces) pour le mois de Juillet dans les deux simulations. Comme pour la température la salinité possède un gradient est-ouest assez marqué. Enfin entre les deux simulations pas de grosses disparités spatiales même si le changement de condition aux frontières ouvertes joue à petite échelle spatiale.

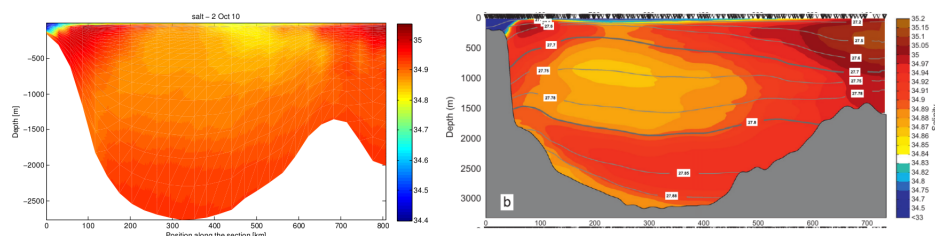


FIGURE 8 – Comparatif du profil de salinité de la simulation (à droite) pour le 2 octobre de l'année 10 et du profil de salinité de l'article de Våge et al. (2011) moyennée dans la Mer d'Irminger (43°W - 60 °N)

Le modèle semble bien correspondre aux données obtenues par l'article de 2011, malgré le fait que la salinité soit un paramètre dur à modéliser. En effet les échelles de salinité sont respectées et les variations sont globalement identiques (à part au niveau de la surface à 500km de la côte). Mais un bémol reste à noter est que la profondeur maximale du modèle est de l'article sur cette section ne sont pas rigoureusement les mêmes.

### 3.1.3 Les courants principaux

D'après l'article de Våge et al. (2011) les principaux courants présent dans la mer d'Irminger se trouve sur la figure 8 :

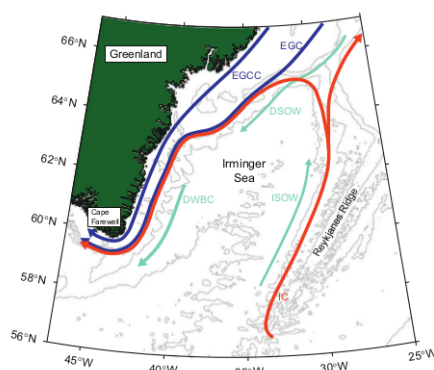


FIGURE 9 – Courants principaux dans la mer d'Irminger d'après l'article de Våge et al. (2011). IC : Courant d'Irminger, EGC : Courant est du Groenland, EGCC : Courant côtier est du Groenland, DWBC : Courant de fond de la limite Ouest, DSOW : Eaux sortant du détroit du Danemark, ISOW : Eaux provenant des Islande et d'Ecosse. En rouge cela caractérise des courants chauds, en bleu des courants froids et en vert les courants de fond.

Cet article nous sert de comparatif pour les simulations du modèle ROMS. Il est intéressant de voir si notre modèle reproduit tous les courants, une partie de ces courants ou pas du tout.

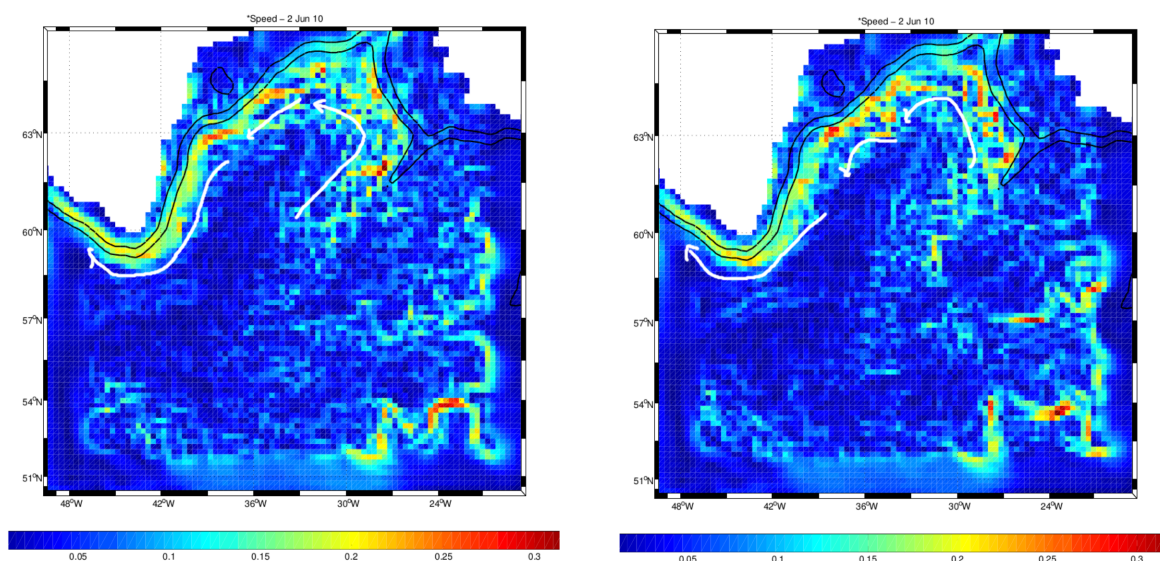


FIGURE 10 – Vitesse de surface pour les deux simulations (à droite le "normal" et à gauche le modifié) au 2 juin de l'année 10

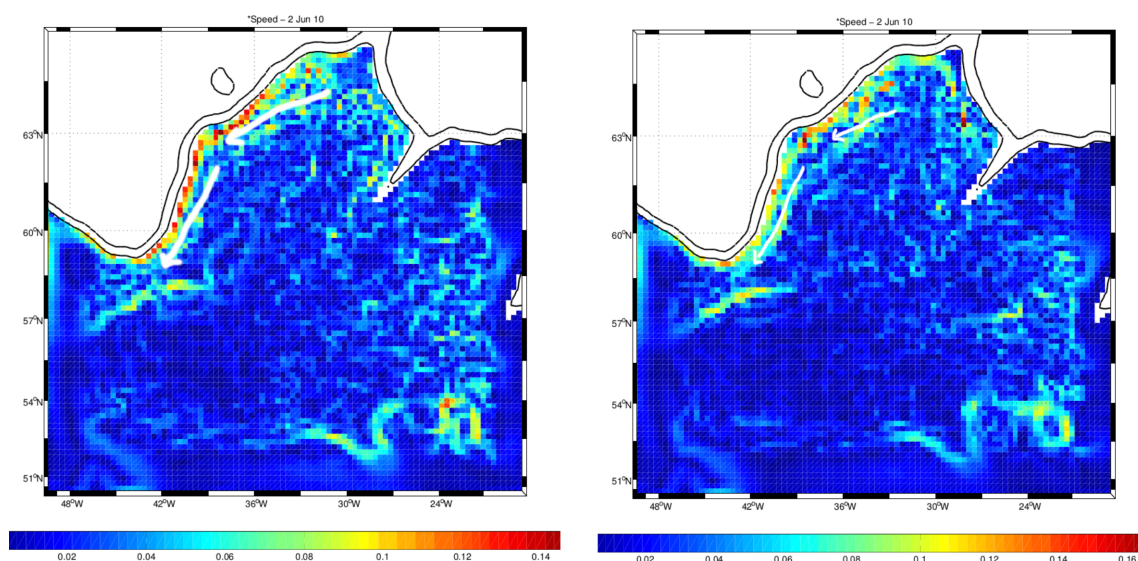


FIGURE 11 – Vitesse de fond (à 1000m) pour les deux simulations (à droite le "normal" et à gauche le modifié) au 2 juin de l'année 10

Les figures 10 et 11 nous montre les vitesses de courant en surface et à 1000m de fond dans la mer d'Irminger. En surface, les vitesses les plus fortes se trouve près de la côte est du Groenland. Une veine principale s'étant en surface de la dorsale médio-Atlantique jusqu'à la partie sud de la côte ouest du Groenland. Les vitesses de surface (figure 8) s'étendent de 0 à 0.3  $\text{m.s}^{-1}$  et les vitesses de fond moins intenses varient de 0 à 0.15  $\text{m.s}^{-1}$ . La figure pour les vitesses de surface laisse penser que le modèle ROMS reproduit assez bien les courants Au niveau de la mer d'Irminger.

On peut supposer que ces vitesses de courant correspondent aux IC, EGC et EGCC pour la surface. Le courant d'Irminger reste toutefois difficile à mettre en évidence pour la partie plus au sud de la dorsale. Pour les vitesses de courant au fond elles sont fortes près de l'isoligne 1000m de profondeur, ce qui semble correspond aux courants de fonds DSOW et DWBC. En revanche le modèle ne reproduit pas le dernier courant de fond près de la dorsale.

### 3.2 Les conditions initiales

Afin de voir si notre modèle est valide il est nécessaire de vérifier les conditions initiales avec les données présent dans la littérature. Prenons le cas de la friction du au vent : Dans notre modèle les données du vent sur les conditions initiales sont représentés sur la figure :

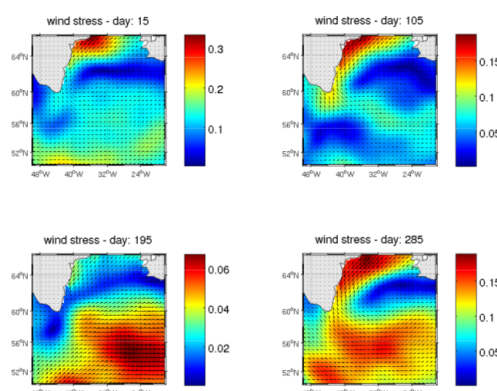


FIGURE 12 – Forçage du au vent des conditions initiales du modèle de la Mer d'Irminger

Le forçage du au vent d'après l'article de Våge et al. (2011)

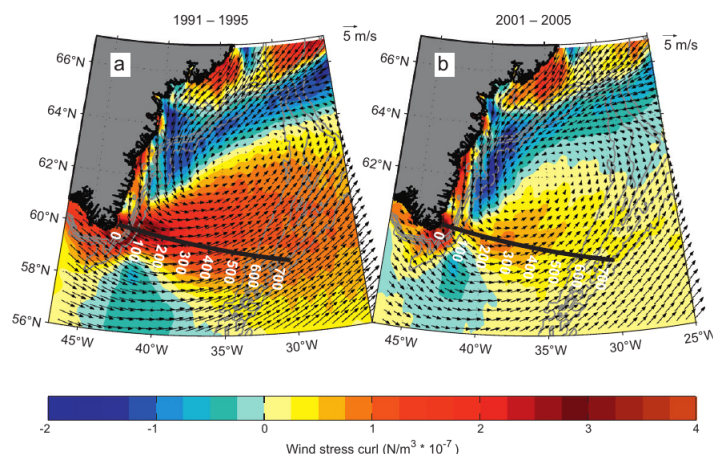


FIGURE 13 – Forçage du au vent de la Mer d'Irminger pour l'article de Våge et al. (2011)

La comparaisaon des figures 12 et 13 montre une cohérence entre les régimes des vents pour la mer d'Irminger. Bien que les unités ne soient pas strictement les mêmes, le régime des vents au jour 195 du modèle (figure 12). Ce qui peut induire que les conditions initiales du modèle restent valable pour le modèle régional dans le cas du régime des vents. Toutefois ces valeurs sont à prendre avec précaution.

En tirant un bilan de cette partie, plusieurs faits ressortent :

- Le changement de condition de frontière n'affecte qu'aux meso-échelles les variables caractéristiques et les simulations amènent aux mêmes résultats globaux
- Les profils de salinité, de température et les vitesses de courant du modèle et de la littérature sont très proches, ce qui nous laisse penser que ce modèle reste plausible pour l'étude de ces paramètres.

## 4 Conclusion

Le modèle ROMS dans cette région reproduit globalement bien les données *in situ* ou de la littérature ce qui nous permet de penser que ce modèle est valide. La température, la salinité, les vitesses de courant et le régime des vents sont bien représentés par le modèle. Les échanges physiques sont aussi pris en compte avec des upwellings côtiers, courants côtiers et courant profonds. Les courants principaux sont modélisés dans l'ensemble permettant d'être en accord avec les données de l'article de Våge et al. (2011). La génération de deux simulations différentes avec des frontières changeant n'apporte que peu de changement sur la dynamique régionale du système, en effet les vitesses de courant sont les plus impactées par ce changement. Par ailleurs, afin de voir l'élasticité du modèle il sera judicieux de voir comment évolue le modèle avec une frontière fermée pour le bord nord, ce qui couperait une partie de l'apport d'eau douce et des courants de surface. La majeure partie des erreurs concernent les conditions aux limites fixées de la même manière partout ce qui reste une hypothèse forte dans une dynamique régionale.

## Références

- [1] G. Cambon, K. Goubanova, P. Marchesiello, B. Dewitte, S. Illig, and V. Echevin. Assessing the impact of downscaled winds on a regional ocean model simulation of the Humboldt system. *Ocean Modelling*, 65 :11–24, May 2013.
- [2] Pierrick Penven, L. Debreu, Patrick Marchesiello, and J. C. McWilliams. Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central california upwelling system. *Ocean Modelling*, 12 :157–187, 2006.
- [3] Kjetil Våge, Robert S Pickart, Artem Sarafanov, Øyvind Knutsen, Herlé Mercier, Pascale Lherminier, Hendrik M Van Aken, Jens Meincke, Detlef Quadfasel, and Sheldon Bacon. The irvinger gyre : Circulation, convection, and interannual variability. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 58(5) :590–614, 2011.