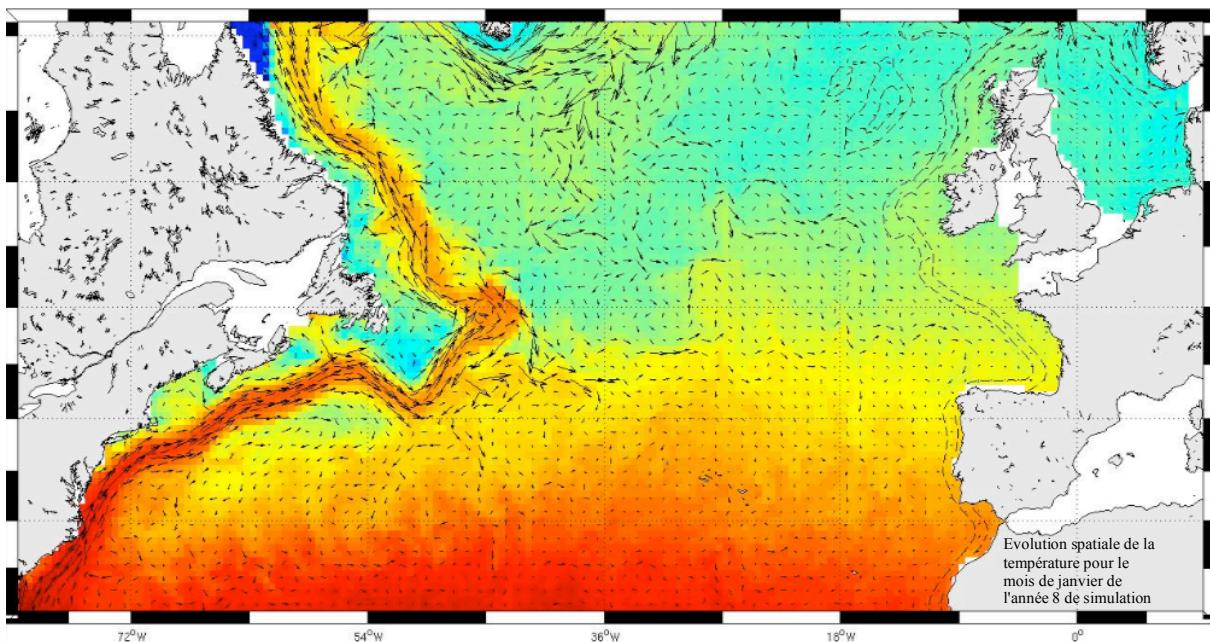




## Modélisation Régionale 3D : Application de ROMS à l'Atlantique Nord avec ROMSTOOLS



Julie RIMAUD

OPCB 217 Modélisation de la circulation régionale 3D (A. Doglioli) – Master 1  
Océanographie Physique, Chimique, Biologique – Centre d'Océanologie de Marseille –  
Université de la Méditerranée (Aix-Marseille II) – Campus universitaire de Luminy –  
Marseille – France.

Version du 8 mai 2010

## Sommaire

<b>Résumé/Abstract</b>	p. 3
<b>1. Introduction</b>	p. 3
<b>2. Matériels et méthodes</b>	p. 5
2.1. Les équations qui régissent l'océan	p. 5
2.2. La modélisation en océanographie	p. 5
2.3. ROMS et ROMSTOOLS	p. 6
2.4. Application de ROMSTOOLS à l'Atlantique Nord :	
Implémentation du modèle	p. 7
2.4.1. Choix de la zone	p. 7
2.4.2. Choix de la résolution spatiale	p. 8
2.4.3. Choix de la résolution temporelle	p. 8
2.5. Les résultats de la simulation	p. 9
<b>3. Résultats</b>	p. 10
3.1. Diagnostique du modèle	p. 10
3.2. Structures hydrodynamiques de l'Atlantique Nord	p. 11
3.2.1. Circulations saisonnières	p. 11
3.2.2. Profils de salinité et de température	p. 13
<b>4. Discussions</b>	p. 14
4.1. Comparaisons des résultats	p. 14
4.1.1. Courant du Labrador	p. 14
4.1.2. Gulf Stream	p. 15
4.1.3. Influence de la Mer Méditerranée	p. 16
4.2. Hypothèses justifiant les erreurs de modélisation	p. 16
4.2.1. Paramètre de Coriolis	p. 16
4.2.2. Conditions initiales et conditions aux frontières	p. 17
<b>5. Conclusion</b>	p. 21
<b>Bibliographie</b>	p. 21

## Résumé

Les modèles régionaux sont tels utiles en océanographie. Le modèle ROMS (Regional Oceanic Modeling System) avec son utilitaire ROMSTOOLS, par lequel se fait l'implémentation du modèle, permet de simuler l'évolution de divers champs tels que la salinité, la température et la masse volumique ainsi que la surélévation de la surface libre et les vitesses des écoulements. La zone étudiée dans ce projet correspond à l'Atlantique Nord (29 à 61°N et -82 à 11°E). L'étude de l'analyse de stabilité de la simulation montre que la simulation est stable dès la cinquième année. Or les résultats de la modélisation, pour la zone étudiée traduisent, de fortes incohérences dont entre autres, une absence de plongées d'eau profonde, une absence de départ de circulation thermohaline et une forte anomalie concernant la trajectoire du Gulf Stream. Après stabilisation du modèle, la simulation montre que le Gulf Stream reste collé à la côte américaine et monte vers le Nord jusqu'à atteindre la Mer du Labrador et la Mer d'Irminger, réchauffant ainsi fortement ces eaux. La justification d'une telle erreur de modélisation est supposée être dans les conditions initiales. Le Courant Ouest du Groenland semble être absent dans les conditions initiales bloquant ainsi le développement du Courant du Labrador durant de la simulation, ce qui bouleverserait toute la circulation de l'Atlantique Nord.

*Mots clés:* Modélisation en océanographie; ROMS; ROMSTOOLS; Mer du Labrador; Courant du Labrador; Courant Ouest du Groenland; Gulf Stream.

---

## Abstract

Several regional modeling are largely used in oceanography. ROMS (Regional Oceanic Modeling System) is provided with its functional ROMSTOOLS, used for the visualisation and the modeling implementation, that permit to simulate temperature, salinity, density and also velocity and free-surface elevation. The studied area in this project is the North Atlantic Ocean (29 à 61°N et -82 à 11°E). The study of the simulation stability analysis shows that the simulation is stable after the fifth year. Although, results of this study show serious mistakes like an absence of deep water diving, an absence of global circulation start and a Gulf Stream trajectory anomaly. Indeed, the simulation indicates that the Gulf stream stay near the american coast and go up to the north to reach the Labrador and Irminger seas and heat up these ones. The reason of this modeling fault is assumed to be in initial conditions. The Greenland West Current is absent, that stop the Labrador Current development, which disrupt the North Atlantic circulation.

*Key words :* Ocean modeling; ROMS; ROMSTOOLS; Labrador Sea; Labrador Current; Greenland West Current; Gulf Stream.

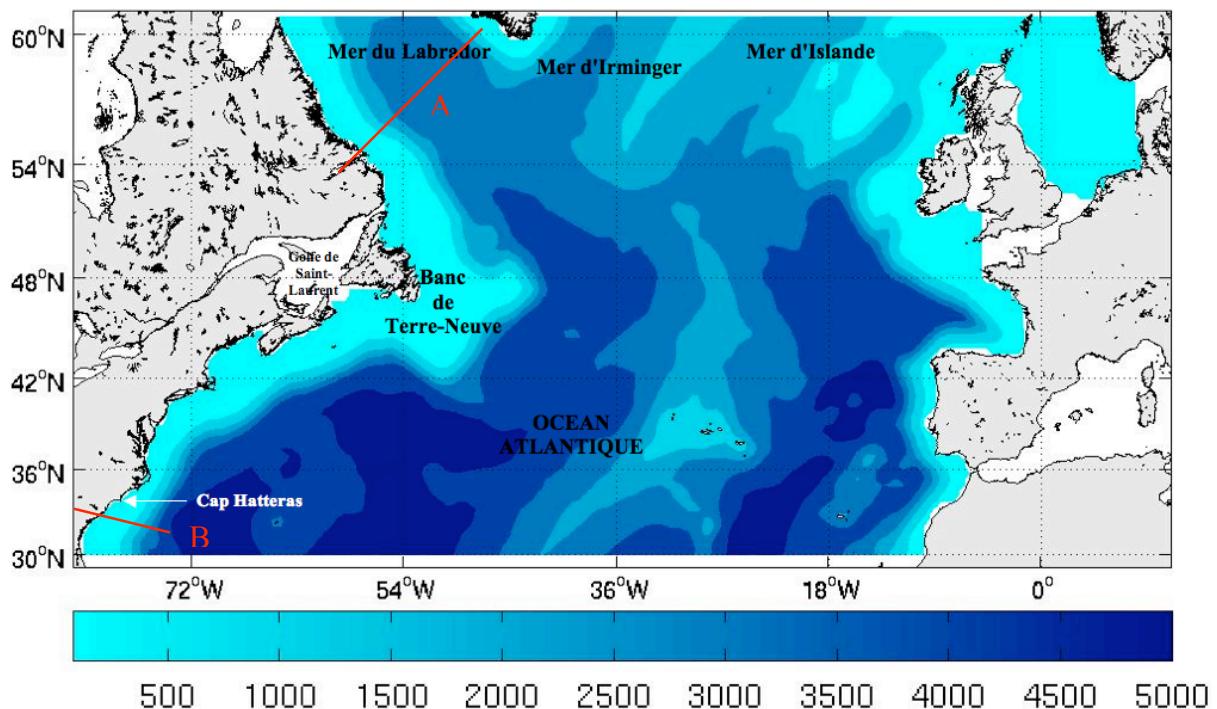
---

## 1. Introduction

La cartographie et la compréhension des océans ont été importantes dès le début de la navigation. Ainsi, dès la fin du 18<sup>ème</sup> siècle, B. Franklin a fait des cartes du Gulf Stream (Kortum *et al.*, 1996), mais il a fallu attendre les premiers calculateurs de 1946 afin de créer de schémas numériques pour résoudre des équations physiques qui régissent les océans. Actuellement, les ordinateurs ont largement évolué, comme prévu par la loi de Moore, et après de nombreuses hypothèses de simplification pour la compréhension globale de l'océan, il faut

actuellement modéliser des systèmes à hautes résolution afin de découvrir avec précisions où se font les échanges dans l'océan, leur intensité et leur direction. Plusieurs modèles numériques régionaux sont utilisés en océanographie comme par exemple POM (The Princeton Ocean Model), ROMS (Regional Oceanic Modeling System) et SYMPHONIE. Les conditions, posées par le modélisateur, telles que le maillage (la résolution), les conditions aux limites et les conditions initiales, appliquées aux équations de Navier-Stokes (équations de la conservation de la quantité de mouvement) permettent d'obtenir des résultats de température, de salinité, de vitesses et de direction des différentes composantes des écoulements distribués, selon la résolution et la maille choisie, sur le domaine de calculs.

Le bassin de l'Atlantique Nord (Fig. 1), zone de départ de la circulation thermohaline, est une région essentielle pour la compréhension de la circulation de l'océan Global. Le Gulf Stream et la dérive Nord Atlantique participent activement par leur très forte salinité aux plongées d'eau profonde.



**Figure 1:** Carte de la bathymétrie de la zone étudiée de l'Atlantique Nord. Les deux lignes rouge représentent les deux sections A et B étudiées dans ce projet.

Ces plongées déclenchent une circulation profonde à travers l'Océan Global et permettent la mise en place du tapis roulant que constitue la circulation thermohaline. Actuellement, les recherches océanographiques concernant cette zone et ces plongées profondes sont nombreuses autant pour enrichir les connaissances sur l'Océan Global et le fonctionnement de la planète Terre, que pour suivre les conséquences du réchauffement climatique et trouver des solutions pour y remédier. Ainsi, le bassin que constitue l'Atlantique Nord est ici étudié avec le modèle ROMS (<http://www.myroms.org/documentation/>) grâce à ROMSTOOLS (Penven and Tan, 2007). Pour éviter des problèmes de modélisation liés aux régions extrêmes, la zone étudiée (Fig. 1) ne contient ni la région polaire ni la région équatoriale de l'Atlantique Nord.

## 2. Matériels et méthodes

### 2.1. Les équations qui régissent l'océan

Les équations de Navier-Stokes décrivent une quantité de mouvement pour un fluide géophysique telle que :

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

$U$ ,  $v$ , et  $w$  sont les composantes horizontales et verticale non turbulentes de la vitesse alors que  $u'$ ,  $v'$ ,  $w'$  sont les composantes turbulentes.  $f$  est le paramètre de Coriolis,  $P$  la pression,  $\rho_0$  est la densité de référence de l'eau de mer selon l'hypothèse de Boussinesq. Les trois derniers termes devront subir la "fermeture de la turbulence". Ainsi, on peut réécrire les termes turbulents tels que :

$$\begin{aligned}\bar{u}' u' &= -A_x \frac{\partial u}{\partial x} ; & \bar{u}' v' &= -A_y \frac{\partial u}{\partial y} ; & \bar{u}' w' &= -A_z \frac{\partial u}{\partial z} ; \\ \bar{v}' u' &= -A_x \frac{\partial v}{\partial x} ; & \bar{v}' v' &= -A_y \frac{\partial v}{\partial y} ; & \bar{v}' w' &= -A_z \frac{\partial v}{\partial z} .\end{aligned}\quad (2)$$

On notera  $A_h$  et  $A_z$  les coefficients de viscosité turbulente horizontaux ( $A_x$  et  $A_y$ ) et vertical.

### 2.2. La modélisation en océanographie

Les modèles régionaux utilisés en océanographie comme par exemple POM, ROMS et SYMPHONIE sont différenciables par les différentes approches de "fermeture" de la turbulence, c'est-à-dire l'ajout d'équations de fermeture aux termes turbulents indéterminés que constituent les trois derniers termes de l'équation (1).

**Tableau 1** : Tableau comparatif des différents approches pour calculer les coefficients horizontaux de viscosité turbulente utilisés par exemple par les modèles océanographiques : POM, ROMS ou SYMPHONIE.

Modèles	Hypothèses
POM	Formule basée sur les gradients de vitesse (Smagorinski, 1963): $A_h = C \Delta x \Delta y \frac{1}{2}  \nabla \vec{u} + (\nabla \vec{u})^T  \quad \text{avec} \quad  \nabla \vec{u} + (\nabla \vec{u})^T  = \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}$
ROMS	Hypothèse de turbulence horizontale isotrope: $A_h = A_x = A_y$
SYMPHONIE	Le coefficient de viscosité horizontale turbulente dépend de la taille de la maille de la grille et généralement fixé à $5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour une maille de $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ .

POM, ROMS et SYMPHONIE utilisent ainsi trois hypothèses différentes à la fois pour la résolution des coefficients de viscosité turbulente horizontaux ( $A_h$ ,  $A_x$  et  $A_y$ ) (Tabl. 1) et verticaux ( $A_z$ ) (Tabl. 2).

**Tableau 2 :** Tableau comparatif des différentes approches pour calculer le coefficient vertical de viscosité turbulente utilisé par exemple par les modèles océanographiques: POM, ROMS ou SYMPHONIE.

Modèles	Hypothèses
POM	<p>Approche par l'énergie cinétique (Q) (équation pronostique) et par la longueur de mélange (L) (Mellor et Yamada, 1974):</p> $A_z = Q L S_M$ $A_z' = Q L S_H$ $A_z^Q = Q L (0.41 S_H)$
ROMS	<p>Approche par l'énergie cinétique (Mellor et Yamada, 1974) ou Approche K-Profil: (Pacanowski et Philander, 1981) basé sur le cisaillement des courants:</p> $A_z = \frac{v_o}{(1+\alpha Ri)^n} + v_b \quad Ri = \frac{\beta g T(z)}{u^2(z) + v^2(z)}$ <p>(Large et al., 1994) basé sur le KPP, <i>K-profile parameterization</i> :</p> $A_z(\sigma) = h \quad w_x(\sigma) \quad G(\sigma)$
SYMPHONIE	<p>Approche sur l'énergie cinétique (Q) (Gaspart et al., 1990):</p> $A_z = C_Q L Q^{1/2}$ $Q = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2 + w'^2)$ $\frac{\partial Q}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} Q = A_z \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{g}{\rho_0} A_z \frac{\partial \rho}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial Q}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( A_h \frac{\partial Q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_h \frac{\partial Q}{\partial y} \right) - \varepsilon$

### 2.3. ROMS et ROMSTOOLS

Comme la plupart des modèles océanographiques, ROMS utilise une grille C d'Arakawa où  $u$  et  $v$  ne sont pas calculés aux mêmes endroits, mais  $u$  est décalé vers la droite selon l'axe des  $x$  alors que  $v$  décalé vers le bas selon l'axe des  $y$ . La grille d'Arakawa C se comporte mieux aux fines résolutions spatiales. Une grille de type Arakawa C permet de calculer, les flux sortants d'un volume.

Selon les équations (1) et (2), ainsi que les approches de fermeture de la "turbulence" utilisées par ROMS, on peut réécrire les équations primitives que résout le modèle ROMS telles que, selon la documentation proposée avec le téléchargement de l'utilitaire ROMSTOOLS:

$$\begin{aligned}
 \nabla \cdot \vec{u} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0 \\
 \frac{D\vec{u}}{Dt} + 2f\vec{k} \times \vec{u} &= -\frac{1}{\rho_0} \nabla p - \frac{g\rho}{\rho_0} \vec{k} + \vec{F} \\
 \frac{\partial p}{\partial z} &= -\rho g \\
 \frac{DT}{Dt} &= D_T, \quad \frac{DS}{Dt} = D_S \\
 \rho &= R(T, S, p).
 \end{aligned}$$

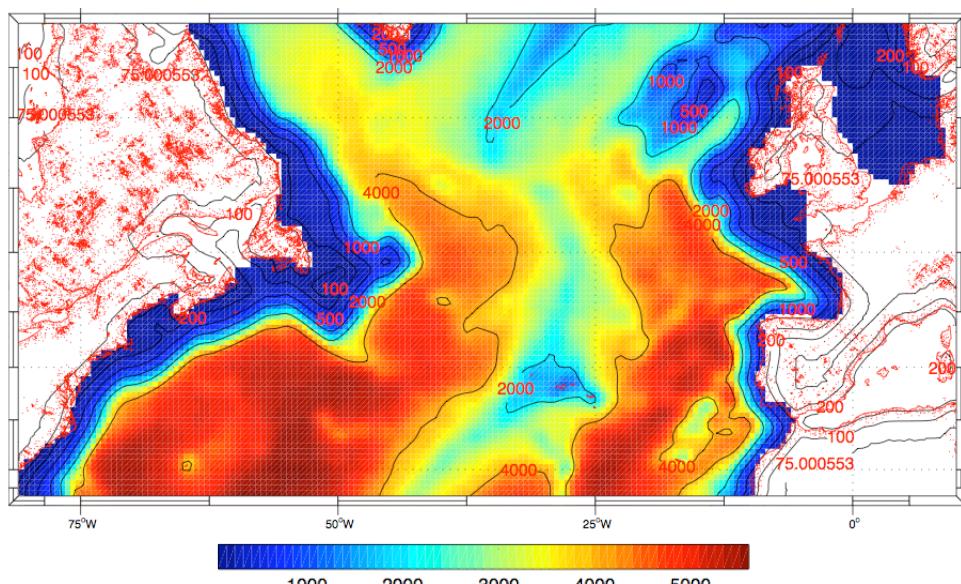
$T$  représente la température,  $S$  la salinité,  $\rho$  la masse volumique,  $\rho_0$  la masse volumique de référence,  $g$  l'accélération de gravité et  $p$  la pression.  $R$  traduit l'équation d'état de l'eau de mer.  $k$  est un vecteur unitaire.  $F$  et  $D$  représentent la fermeture de la turbulence, ils ont une forte influence sur les simulations en région côtière.

Les forçages en surface qui influencent ROMS sont le bilan de sel, ce qui correspond à l'évaporation moins les précipitations (ainsi que l'influence des fleuves), la radiation solaire et la tension du vent en surface. Ces forçages sont contenus dans un fichier de données (*roms\_fr.nc*). Ces données sont des données moyennées sur plusieurs années. Le modèle ROMS s'applique sur la zone préalablement définie et correspondant à une grille définissant elle-même le domaine de calcul. Après l'implémentation du modèle, certaines données caractérisant cette grille seront directement calculées et regroupées dans le fichier *roms\_grd.nc*, telles que la position des noeuds de maille, la taille des cellules de la maille, la bathymétrie et enfin le "*land mask*" c'est-à-dire la limitation des zones marines et terrestres. Salinité, température, courant et surélévation de la surface libre sont à la fois définis dans les conditions initiales (*roms\_ini.nc*) et dans les conditions aux frontières (*roms\_clim.nc*).

Avec les systèmes mondiaux de données océanographiques et météorologiques et l'implémentation du modèle (cf. § 2.4.), ROMSTOOLS peut sortir les quatre fichiers définis ci-dessus. Ces fichiers seront eux-mêmes utilisés par le modèle ROMS qui pendant 10 années sortira tous les mois des fichiers *roms\_rst.nc* (qui permettent de relancer le modèle pour le mois suivant), *roms\_his.nc* (qui correspondent aux résultats non moyennés) et *roms\_avg.nc* (qui correspondent aux résultats moyennés). Grâce à ces trois nouveaux fichiers nous pouvons, avec *roms\_gui* (script Matlab fourni avec ROMSTOOLS), visualiser les résultats d'une variable en fonction de l'instant demandé (année et mois de simulation, ainsi que l'évolution tous les trois jours) et de la profondeur. *Diagnostic\_Tools* (ensemble de scripts Matlab fourni avec ROMSTOOLS) nous permet de faire le diagnostic de la simulation, et de définir ainsi la stabilité numérique.

## 2.4. Application de ROMSTOOLS à l'Atlantique Nord : implémentation du modèle

### 2.4.1. Choix de la zone



**Figure 2 :** Bathymétrie utilisée pour cette étude selon les paramètres définis avec *make-grid.m*, selon ROMSTOOLS. La Mer Méditerranée et autres baies le long des côtes sont donc fermées. Seule la zone surlaquelle s'affiche la bathymétrie est traitée pour la simulation.

La zone de l'Atlantique Nord étudiée (Fig. 2) est comprise entre les latitudes 29°N et 61°N afin de visualiser à la fois le décrochement du Gulf Stream au niveau du Cap Hatteras et le début des plongées d'eau profonde. Au niveau des longitudes, les limites choisies sont celles correspondantes aux côtes afin de n'avoir que les frontières sud et nord ouvertes, et les frontières ouest et est fermées. On posera alors comme limites de longitudes -82°E et 11°E. Grâce à *make\_grid* (script Matlab fourni avec ROMSTOOLS), on peut définir manuellement des côtes. Ainsi pour éviter des difficultés de calculs, il faut fermer les 4 angles de la zone choisie, dans le cas de la zone définie précédemment les 4 angles du domaine de calculs se trouvent déjà sur la terre et sont alors bien fermés. Nous avons choisi de fermer aussi la Mer Méditerranée et les petites baies se trouvant essentiellement sur les côtes américaines afin simplifier les calculs.

Il faut ouvrir, ou fermer, les frontières concernées dans *param.h* et *cppdefs.h*. Pour l'Atlantique Nord ce sont donc les frontières Est et Ouest qui sont fermées, et les frontières Nord et Sud qui sont ouvertes soit:

```
undef OBC_EAST
undef OBC_WEST
define OBC_NORTH
define OBC_SOUTH
```

(Le phénomène de marée n'a pas une forte influence sur l'écoulement des masses d'eau au large et n'est pas pris en compte pour cette étude. Modification à faire dans *param.h* : undef TIDES)

#### 2.4.2. Choix de la résolution spatiale

Vu la puissance des machines mises à notre disposition, nous avons cherché à faire une grille, correspondant au domaine de calcul, de l'ordre de  $10^5$  mailles. Ainsi, avec une résolution de 1 nous obtenons une grille de 2976 mailles, et avec une résolution du  $\frac{1}{2}$  nous obtenons une grille de 11904 mailles (Fig. 2). Nous avons choisi de garder  $\frac{1}{2}$  de résolution pour avoir une meilleure précision, même si le calcul est plus lent. Les coordonnées utilisées pour cette simulation par ROMS sont de type sigma généralisées. Les coordonnées sigma généralisées divise la colonne d'eau en un nombre constant de couches verticales (N=32) entre le fond et la surface libre. La profondeur est ensuite déduite de différents paramètres qui interviennent dans la formulation des coordonnées sigma généralisées (Haidvogel et Song, 1994), dont :

$$\begin{aligned} \theta_s &= 6 \\ \theta_b &= 0 \\ hc &= 10 \end{aligned}$$

où  $\theta_s$  et  $\theta_b$  correspondent aux paramètres de contrôle de la surface libre et du fond, et  $hc$  correspond à une constante choisie comme le minimum de la profondeur de bathymétrie à laquelle on veux une haute résolution. Avec la zone et la résolution choisies, nous obtenons une grille définie selon les valeurs suivantes:

$$\begin{array}{ll} LLm = 185 & MMm = 94 \\ dxmin = 26,7386 \text{ km} & dxmax = 48,5995 \text{ km} \\ dymin = 27,0491 \text{ km} & dymax = 48,4960 \text{ km} \end{array}$$

$dx$  et  $dy$  correspondent à la largeur de maille.  $LLm$  et  $MMm$  correspondent aux nombres de mailles sur l'horizontal et sur la verticale.

#### 2.4.3. Choix de la résolution temporelle

Les choix de paramètres temporels se font avec le calcul du critère CFL (Courant-Fredrichs-Levy). En effet, le critère CFL permet de déterminer la stabilité du schéma numérique et donc de la simulation. Ce critère se définit tel que :

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{C_t} \left| \frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right|^{-1/2}$$

Il prend en compte la vitesse des ondes les plus rapides, c'est-à-dire les ondes de gravité ( $C_t$ ) dont la célérité est  $\sqrt{gH}$ . Afin que la stabilité soit garantie, on prend le  $H_{max}$  au plus profond, et les pas de grilles  $\delta x$   $\delta y$  (décrit au-dessus comme  $dxmin$  et  $dymin$ ). On prend donc :

Hmax = 5700  
Dx = 26 km  
Dy = 27 km

Grâce au script Matlab *ad\_CFL.m* (téléchargeable avec l'utilitaire ROMSTOOLS, depuis <http://roms.mpl.ird.fr/>) on détermine :

NDTFAST = 60  
DTE = 40  
DTI = 2400  
NTIMES = 1080

DTE représente le pas de temps externe et DTI le pas de temps interne. Si nous désirons faire une sortie tous les mois, avec un calcul tous les trois jours, il faut modifier NTIMES (donc aussi NRST) et NAVG (donc aussi NWRT). De telle sorte que NTIMES fasse un fichier par mois, et que NAVG corresponde à un calcul tous les trois jours. NTIMES correspond au nombre de fois où la simulation va lancer  $dt$ . Il faut ainsi changer les conditions dans *roms.in* et *roms\_inter.in* telles que :

NTIMES = 1080  
dt (sec) = 2400  
NDTFAST = 60  
NRST = 940  
NWRT = 108  
NAVG = 108

La durée sur laquelle s'effectue le calcul est entrée dans le fichier paramètre *run\_roms.csh*. Dans cette étude la simulation est 10 ans, les modifications suivantes sont à apporter telles que :

NY\_START=1  
NM\_START=1  
NY\_END=10  
NM\_END=12

## 2.5. Les sorties de la simulation

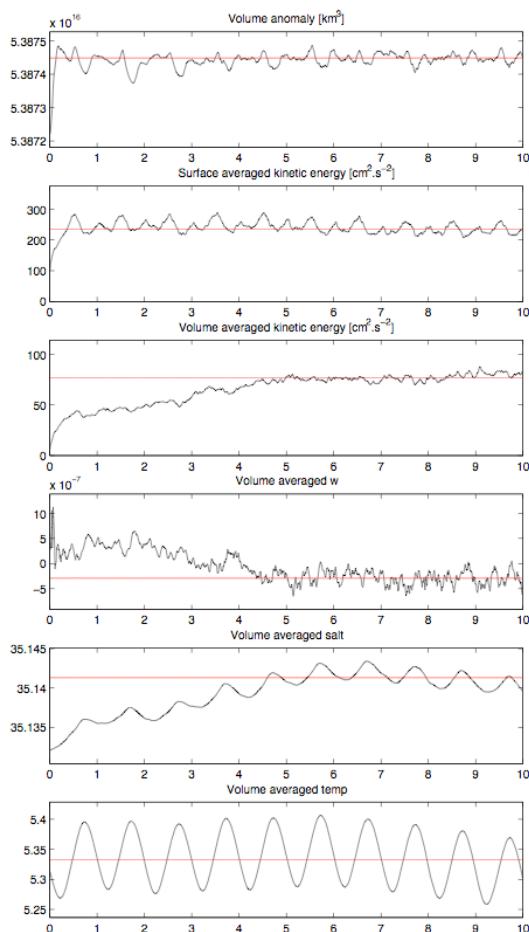
Après avoir lancer le modèle avec les conditions précisées ci-dessus, nous obtenons un fichier de type *roms\_avg\_Y1M1.nc* par mois pendant 10 ans que l'on exploitera avec le script Matlab *roms\_gui* et sur lequel on peut faire évoluer le *time index* et obtenir ainsi les résultats tous les trois jours. Ainsi à chaque pas temps demandé, on peut obtenir le résultat de 13 variables sur la profondeur, nous nous intéresserons à 8 d'entre elles (Tabl. 3). La profondeur est à choisir soit en termes de maille (entre 1 et 32), soit en termes de profondeur (de -1 à la profondeur maximale  $-H_{max}$ ), soit nul qui correspondra à la surface libre.

**Tableau 3 :** Variables de sortie après simulation avec le modèle ROMS.

Variables	Significations physiques
zeta	Surélévation de la surface libre
ubar	Composante horizontale de la vitesse barotrope selon l'axe est-ouest
vbar	Composante horizontale barotrope selon l'axe nord-sud
u	Composante horizontale de la vitesse barocline (3D) selon l'axe est-ouest
v	Composante horizontale de la vitesse barocline (3D) selon l'axe nord-sud
temp	Température
salt	Salinité
speed	Vitesse des courants

### 3. Résultats

#### 3.1. Diagnostique de modèle



**Figure 3 :** Diagnostique effectué avec ROMSTOOLS de la simulation effectuée avec ROMS pendant 10 ans sur l'Atlantique Nord. Les courbes noires correspondent aux valeurs des variables moyennées tout au long de la simulation et la droite rouge à la moyenne de ces dernières.

Le diagnostique effectué avec ROMSTOOLS (Fig. 3) permet d'analyser la stabilité de la simulation. Plus les courbes traduisant l'évolution des variables se rapprochent de la ligne rouge correspondant à la moyenne, plus le modèle sera stable. La salinité est souvent peu stable car elle est difficile à modéliser et l'équilibre est ainsi dur à atteindre. L'énergie cinétique moyennée sur la surface est liée aux forcages climatologiques et se stabilise rapidement, alors que l'énergie cinétique moyennée sur un volume est plus lente à se stabiliser. Avec la méthode dynamique, la vitesse horizontale ( $w$ ) doit se stabiliser autour de 0. Les équations de courants géostrophiques déterminées grâce à la surélévation de la surface libre permettent de déterminer les composantes horizontales  $u$  et  $v$ . Ainsi, avant la cinquième année de simulation, le modèle n'est pas stable. Pour les résultats de simulation, nous n'utiliserons que les résultats entre l'année 5 et l'année 10 de simulation, afin de ne pas conclure sur des résultats issus d'instabilités numériques.

### 3.2. Structures hydrodynamiques de l'Atlantique Nord

#### 3.2.1. Circulations saisonnières

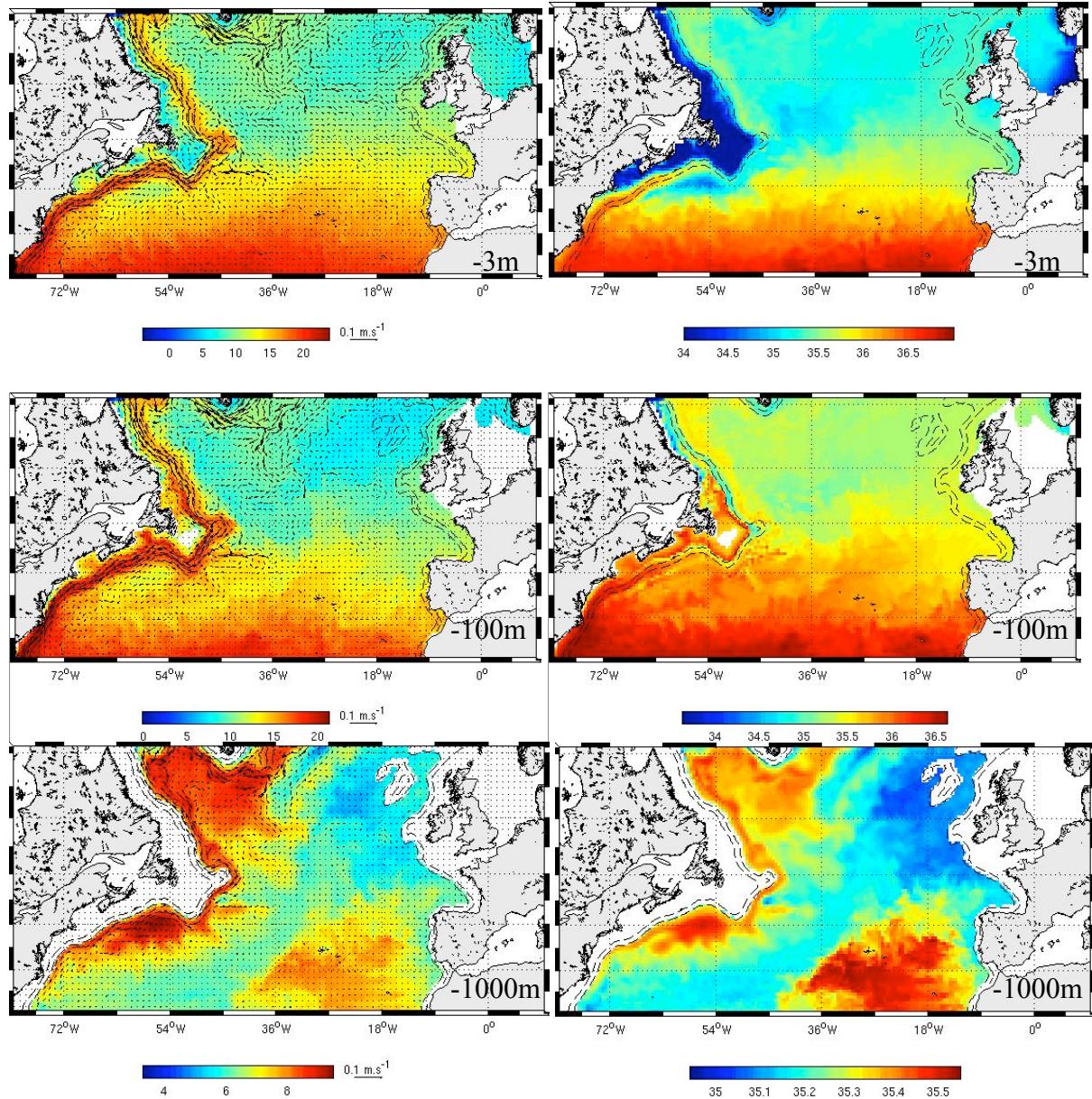
Les résultats ci-dessous correspondent à la dixième année de simulation. Afin d'étudier la circulation saisonnière, nous étudierons le début (time index=1) de 4 mois représentatifs de la saisonnalité: janvier pour l'hiver, mai pour le printemps, août pour l'été et novembre pour l'automne.

En janvier, nous observons une structure particulière qui se différencie du reste de l'Océan Atlantique (Fig.4). En effet, une veine de courant chaud remonte le long de la côte Est américaine jusqu'à la Mer du Labrador essentiellement en surface et se disperse du début de la Mer du Labrador jusqu'à 54°N. Au niveau du Cap Hatteras cette veine débute à 24°C en surface et à 9°C à 1000 m de fond, et s'arrête dans la Mer du Labrador à 14°C en surface et toujours à 9°C à 1000 m de profondeur. Cette veine chaude circule à plus de 1 m.s<sup>-1</sup> au niveau du Cap Hatteras, puis à 60 cm.s<sup>-1</sup> en surface jusqu'au banc de Terre-Neuve et à 40 cm.s<sup>-1</sup> jusqu'à la Mer du Labrador. A 1000 m de profondeur, cette veine est plus homogène circulant entre 40 et 50 cm.s<sup>-1</sup> jusqu'à la Mer du Labrador et atteint 70 cm.s<sup>-1</sup> dans cette dernière. La gamme de températures du bassin Atlantique Nord en surface est de 8°C à 24°C (sauf au large du Golfe de Saint-Laurent où le modèle simule des températures à 5°C). A 1000 m de profondeur la température est comprise entre 9°C (veine chaude) et 5°C (Mer d'Islande). La gamme de salinités de surface est assez large pour l'Atlantique Nord allant de 33 à la sortie du Golfe de Saint Laurent à 37 à 30° de latitude sur toute la largeur de l'Atlantique Nord. Par contre à 1000 m de profondeur, cette gamme est largement plus réduite, de 35,1 au sud de la Mer d'Islande à 35,5 au large du détroit de Gibraltar ce qui révèle d'ailleurs l'influence de la Mer Méditerranée dans l'Atlantique Nord.

En mai, on observe toujours cette veine d'eau chaude qui remonte vers le nord, en longeant les côtes américaines. En surface, cette veine est entre 25°C (Cap Hatteras) et 15°C (Mer du Labrador). A 1000 m de profondeur, cette veine est entre 9,5°C et 8°C. La gamme de température des eaux de surface de l'Atlantique Nord est de 2°C (Bancs de Terre Neuve) jusqu'à 25°C (en dessous du Cap Hatteras). A 1000 m de profondeur les gammes de valeurs de températures et salinités sont identiques à celles de Janvier avec cependant une plus forte salinité au large du détroit de Gibraltar qu'en janvier. Le courant de cette veine chaude a une vitesse comprise entre 40 et 50 cm.s<sup>-1</sup>, avec cependant deux maximums à 80 cm.s<sup>-1</sup> au nord du Cap Hatteras et au Nord-Est de la Mer du Labrador. La veine chaude garde la même gamme d'évolution de vitesse à 1000m de profondeur qu'en surface.

En août, en surface, la température ne permet pas nettement de voir la veine longeant le nord de la côte américaine comme les mois de janvier ou de mai. Cependant, à 1000 m de profondeur, on observe exactement les mêmes gammes de températures et de salinités qu'en mai et janvier. En effet, la gamme de valeurs de température de surface est plus large et comprise

entre 2°C (au nord-ouest de la Mer du Labrador) et 29°C (au-dessous du Cap Hatteras). Entre 30°N et 45°N la température est supérieure à 20°C, puis diminue jusqu'à la frontière nord du domaine de calcul où elle est comprise entre 10°C et 14°C. Par contre à 100m on observe nettement cette veine chaude avec des températures de plus de 20°C contre 12°C à 14°C pour le reste de la zone et à 1000 m, on observe toujours les même répartition de salinité et de température qu'en janvier.



**Figure 4:** Résultats issus de la simulation du mois de janvier de la dixième année de simulation par le modèle ROMS selon *roms-gui* fourni avec ROMSTOOLS. Les graphiques de gauche représentent les évolutions de température (°C) avec la vitesse (1 vecteur sur 2 est représenté, échelle de 10  $\text{m.s}^{-1}$ , échelle : 24), et ceux de droite la salinité. Les graphiques du haut représentent les évolutions en surface (-3m), ceux du milieu représentent les évolutions à 100m de profondeur et ceux du bas à 1000m de profondeur. Pour une meilleure visibilité les échelles de couleurs sont adaptées à chaque figure.

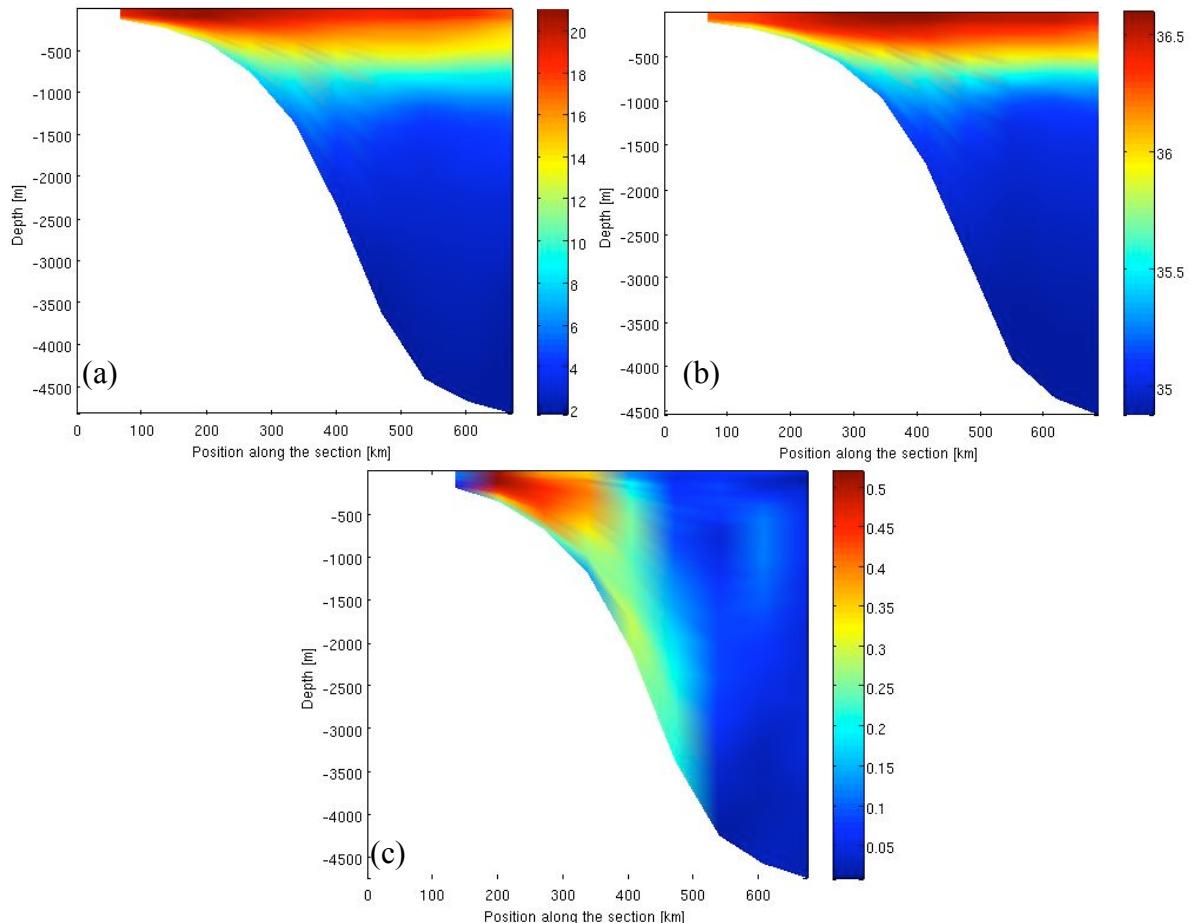
En novembre, la température de surface du domaine d'étude est supérieure à 20°C jusqu'à 40°N puis décroît jusqu'à la frontière Nord pour atteindre 10 à 12°C. La veine chaude repérée les

autres mois est remarquable dès la surface avec des températures de 25°C à 17°C jusqu'à la Mer du Labrador. Par contre à 100 m de profondeur, la veine chaude emmène jusqu'à la Mer du Labrador des eaux à 20°C. On note aussi un apport d'eau plus froide, jusqu'à 8°C, dans la Mer d'Islande. A 1000 m de profondeur on observe toujours les mêmes résultats tout au long des 4 mois étudiés avec toujours une influence de la Mer Méditerranée et une dissipation de la veine chaude au niveau de la Mer du Labrador.

Les résultats des variables semblent subir une variabilité saisonnière en surface. Par contre à 1000 m de profondeur, aucune variabilité n'est à observer et il y a une constance des gammes de valeurs de températures et de salinités. A toutes les saisons, nous observons la veine chaude et salée qui remonte vers le nord en longeant les côtes américaines de la surface jusqu'à 1000 m de fond, ainsi que la diffusion de la masse d'eau chaude et salée issue des conditions initiales (même après 10 années de simulation). En dehors de la veine d'eau chaude, aucune structure particulière en terme de courant n'est observée après 10 années de simulation. Nous n'observons aucun gyre dans l'Atlantique Nord.

### 3.2.2. Profils de salinité et de température

Compte des résultats obtenus pour l'Atlantique Nord-Ouest avec la visualisation par ROMSTOOLS issues du modèle ROMS, et du fait que la Mer Méditerranée ait été fermée, nous ne ferons que des profils de température et de salinité (Fig. 5) que selon la section B (Fig. 1).



**Figure 5 :** Profils issus du mois de janvier de l'année 10 de la simulation avec ROMSTOOLS à la section B: (a) Température (°C), (b) salinité et (c) vitesse des courants ( $\text{m.s}^{-1}$ ).

Au départ du Gulf Stream le long de la section B (Fig. 1), on observe après 10 années de simulation, un courant longeant la côte provenant du sud à plus de  $40 \text{ cm.s}^{-1}$ , relativement chaud (18 à 20°C) et salé (36 à 36,6).

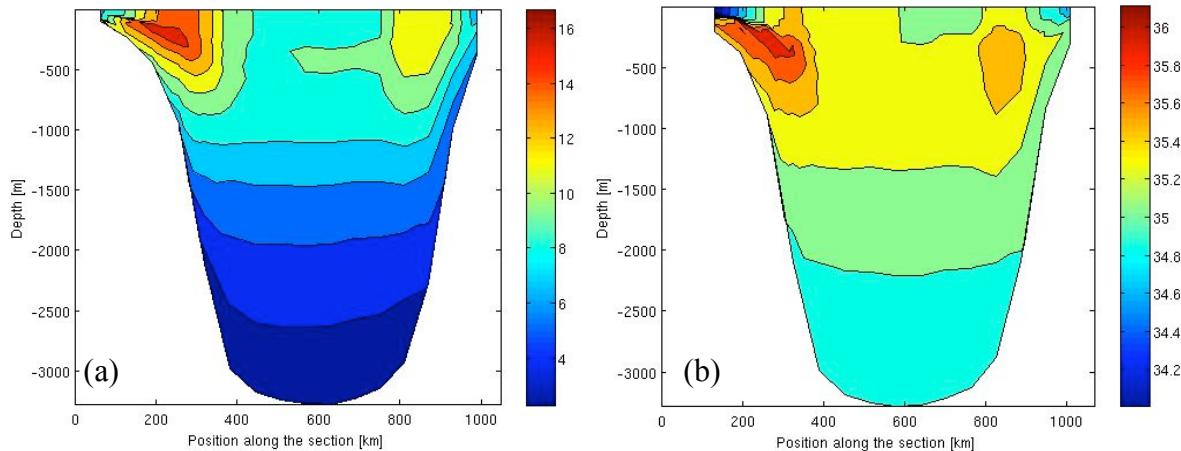
## 4. Discussions

### 4.1. Comparaisons des résultats

Les deux structures sur-lesquelles devaient porter cette étude initialement étaient le Gulf Stream et le phénomène de plongées d'eaux profondes. Malheureusement, le modèle ne semble pas fonctionner pour l'Atlantique Nord. En effet, lorsque l'on regarde les résultats obtenus, nous observons de fortes incohérences. Pourtant, à partir de l'année 5 le modèle est numériquement stable et le reste jusqu'à la fin de l'année 10 (d'après le diagnostique de simulation). Or, lorsque l'on regarde les données de température, de salinité et de vitesse nous remarquons des incohérences. Plus la simulation avance dans le temps et plus les résultats semblent faux. Différentes hypothèses justifiant ces erreurs de simulation sont explicitées ci-dessous.

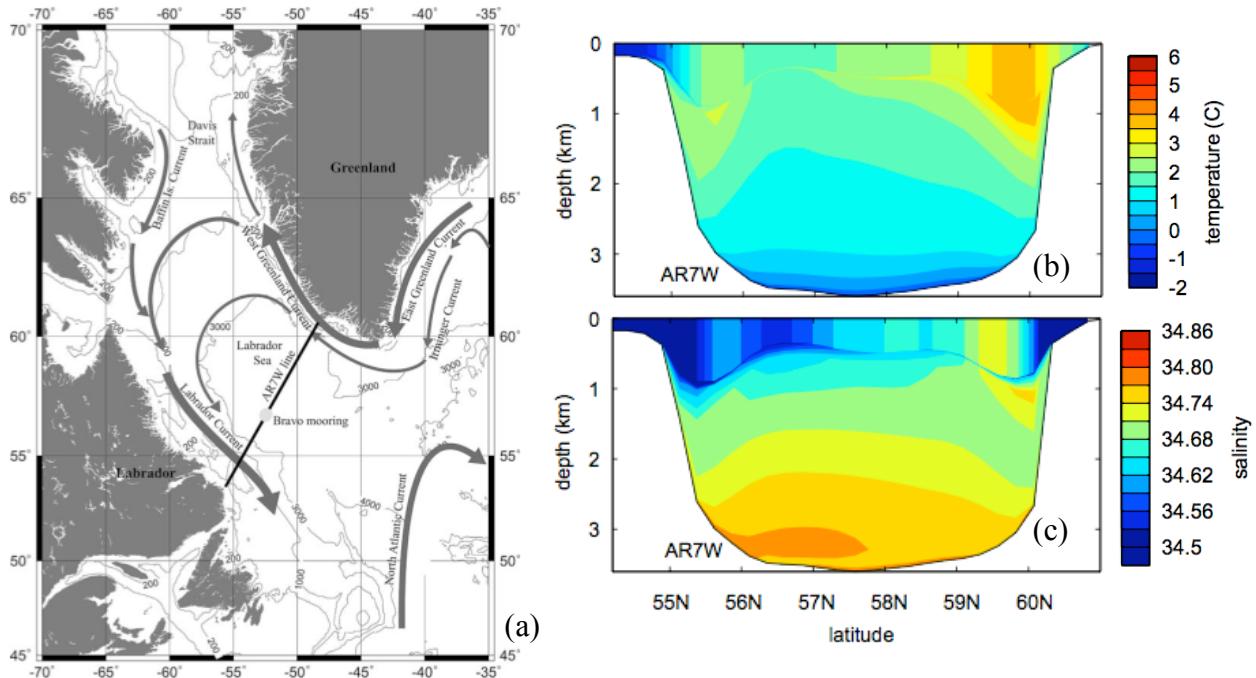
#### 4.1.1. Courant du Labrador

Les profils de salinités et de températures (Fig. 6) selon la section A (Fig. 1), issus de la simulation avec ROMSTOOLS ne correspondent pas aux valeurs, de la même section présentée en figure 7, issues de la simulation avec le modèle MICOM (Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model) (Deshayes *et al.*, 2006). Les valeurs trouvées avec la simulation issue de ROMS semblent incohérentes. Les résultats issus de mesures CTD (Clarke *et al.*, 2002) (Fig. 8) effectué sur la même section AR7W (Fig. 7) confirment les résultats trouvés par la simulation GCM et confirme que les résultats issus du modèle ROMS pour la Mer du Labrador sont faux.

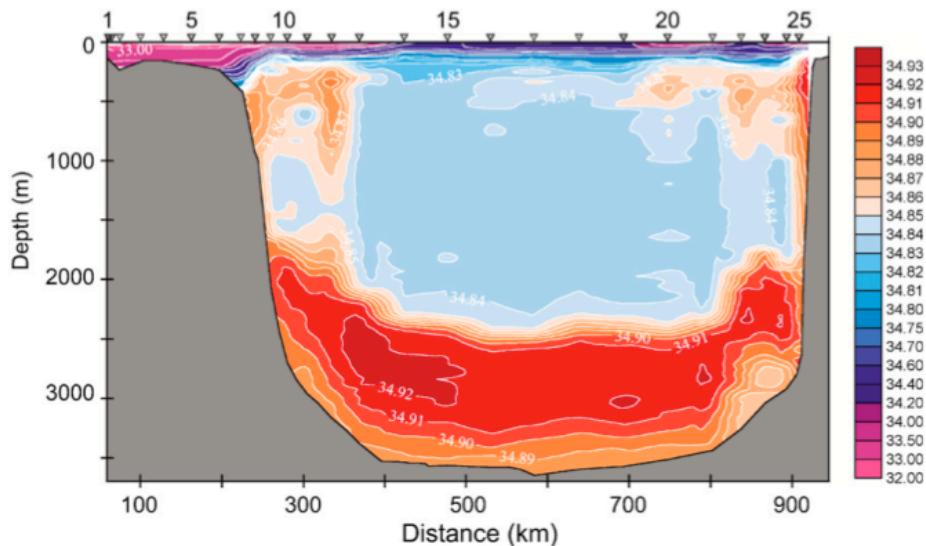


**Figure 6 :** Profils issus du mois de janvier de l'année 10 de la simulation avec ROMSTOOLS à la section A: (a) Température (°C) et (b) salinité.

Le courant du Labrador correspond à la condition limite à la frontière ouverte Nord-Ouest du domaine de calculs.



**Figure 7 :** Cartes de la Mer du Labrador issus de la simulation MICOM. La carte de gauche (a) montre la zone sur laquelle ont été effectuées les sections de mesures (D'Asaro *et al.*, 2003). Profils de température (b) et de salinité (c) le long de la section AR7W. (Deshayes *et al.*, 2006).



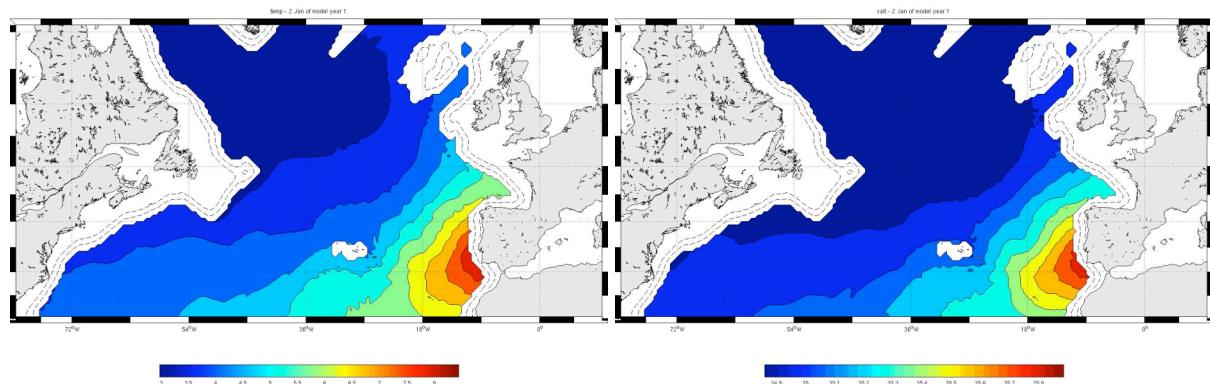
**Figure 8 :** Distribution de la salinité issue de mesures CTD le long de la section AR7W entre le 19 juin et le 23 juin 1993 (Clarke *et al.*, 2002).

#### 4.1.2. Gulf Stream

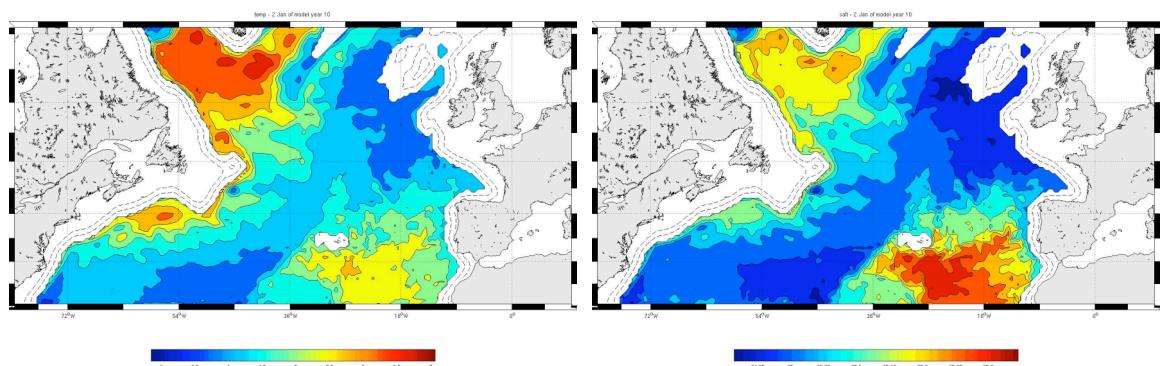
Nous ne parlerons pas de Gulf Stream pour les résultats issus de la simulation avec ROMSTOOLS car l'erreur est trop importante pour confondre cette veine d'eau chaude qui remonte vers le nord avec le Gulf Stream. En effet, cette veine chaude provenant des eaux chaudes et salées du Golfe du Mexique ne décrochent pas de la côte américaine au niveau du Cap Hatteras comme il le devrait, mais continue à monter au nord jusqu'à la mer du Labrador et atteint même en profondeur la Mer d'Irminger.

#### 4.1.3. Influence de la Mer Méditerranée

Après fermeture de la Mer Méditerranée lors de l'implémentation du modèle pour la simulation avec ROMS et ROMSTOOLS, et après stabilisation du modèle numérique, nous notons toujours une influence de la Mer Méditerranée dans les NACW (North Central Atlantic Water) de l'Atlantique Nord. Ainsi, entre 1000 m et 3000 m de fond, il y a dissipation d'une masse d'eau excessivement chaude et salée par rapport au milieu environnant qu'est l'Atlantique Nord, qui correspondrait à la dissipation de la masse d'eau issue des conditions initiales à la sortie de la Mer Méditerranée (Fig. 9 et 10). La figure 9 correspond aux conditions initiales de la simulation et la figure 10 correspond à la dernière année de simulation. Les deux figures comparent le mois de janvier et une telle différence ne peut pas s'expliquer uniquement par des variabilités annuelles. Ainsi, si les puissants courants de l'Atlantique Nord tels que le Gulf Stream, le Courant du Labrador, la Dérive Nord-Atlantique et le Courant des Canaries étaient en place comme ils le sont réellement, alors la masse d'eau issue des conditions initiales à la frontière fermée de la Mer Méditerranée serait dissipée beaucoup plus rapidement. Or, après 10 ans de simulation (Fig. 10) cette masse d'eau est encore présente, alors qu'il n'y a aucune entrée suite à sa fermeture dans l'implémentation du modèle, ce qui prouve que la circulation de l'Atlantique Nord a subit de fortes erreurs de modélisation.



**Figure 9 :** Cartes de température (gauche) et de salinité (droite) issues de la simulation du mois de janvier de la première année de simulation avec ROMSTOOLS, à 1500 m de profondeur.



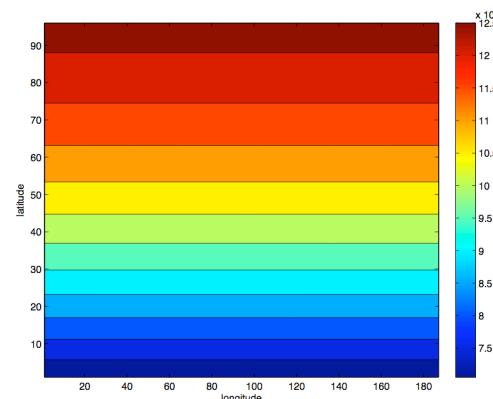
**Figure 10 :** Cartes de température (gauche) et de salinité (droite) issues de la simulation du mois de janvier de la dixième année de simulation avec ROMSTOOLS, à 1500 m de profondeur.

#### 4.2. Hypothèses justifiant les erreurs de modélisation

##### 4.2.1. Paramètre de Coriolis

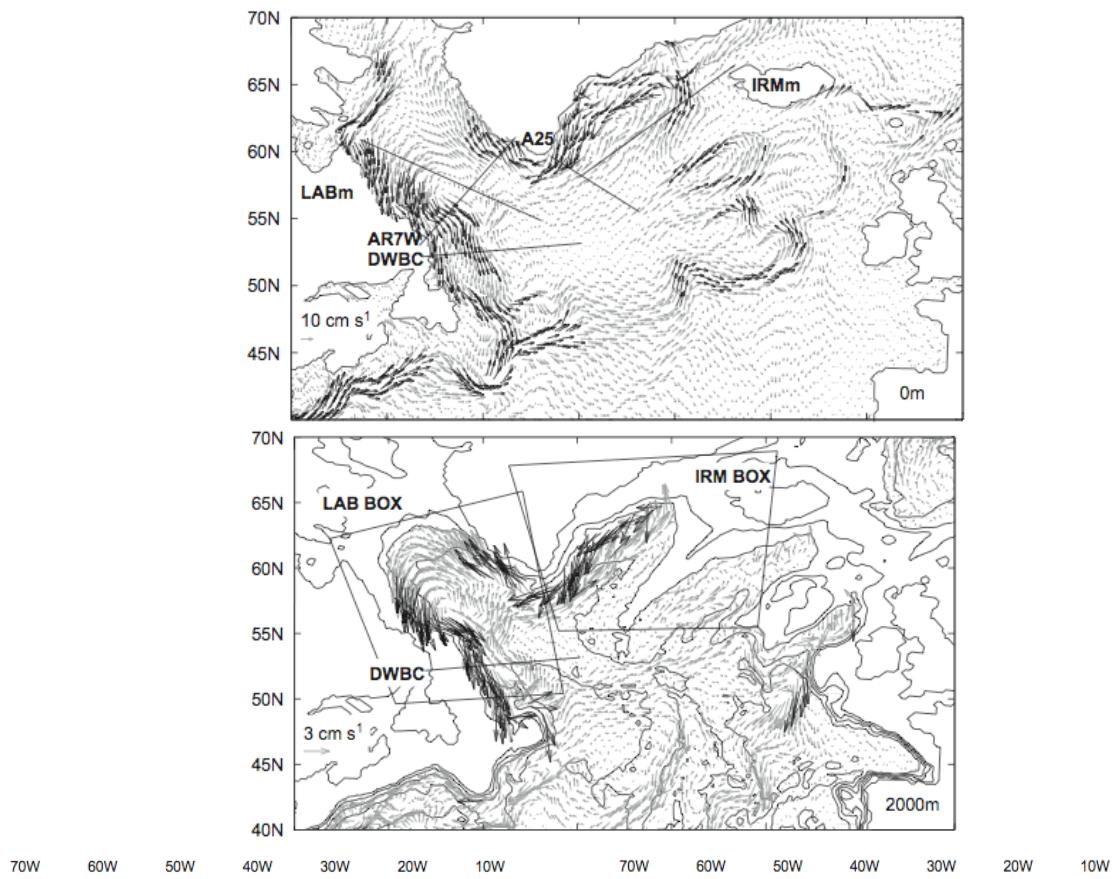
La première hypothèse quant à l'explication de ce résultat incohérent est lors de l'entrée de tous les paramètres. Nous n'avions peut-être pas choisi la bonne approximation du plan de la force de

Coriolis (plan  $\beta$  ou plan  $f$ ) et la valeur du paramètre de Coriolis n'évoluerait alors pas avec la latitude. Après vérification, la valeur du paramètre de Coriolis augmente bien avec la latitude (Fig. 11).



**Figure 11 :** Evolution de la valeur du paramètre de Coriolis avec la latitude, utilisée dans la modélisation de l'Atlantique Nord avec ROMS et ROMSTOOLS.

#### 4.2.2. Conditions initiales et conditions aux frontières

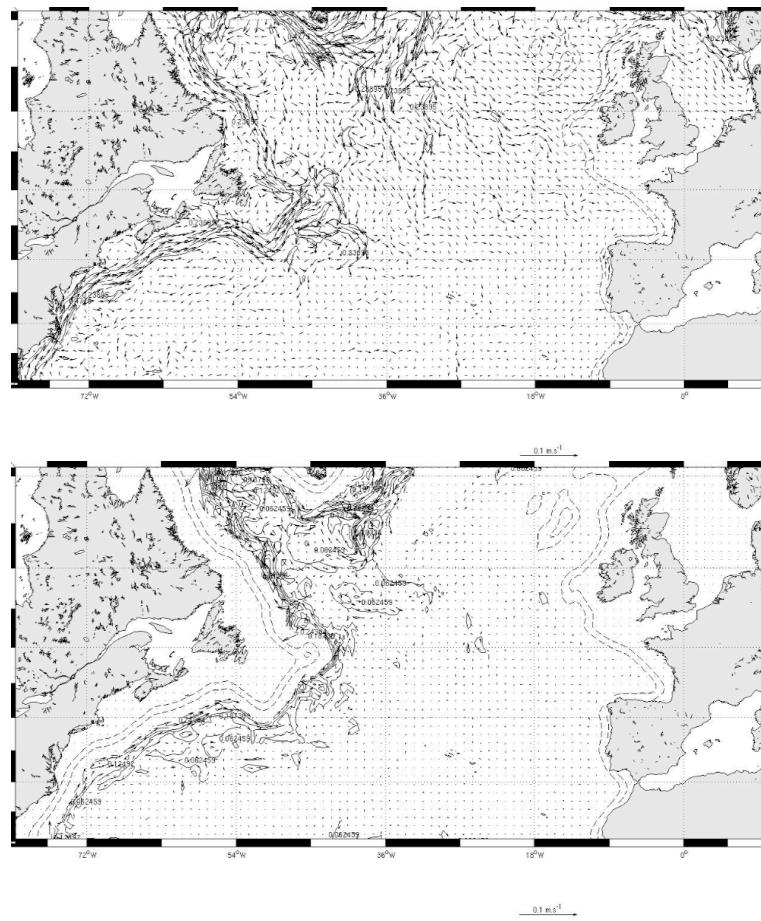


**Figure 12 :** Carte de la Mer du Labrador et de ses environs, avec les courants en surface (haut) et à 2000 m de profondeur (bas). Seulement 1 vecteur sur 4 est représenté. Les lignes noires indiquent les différentes sections réalisées. Ces cartes sont issues de la simulation avec le modèle GCM (Deshayes *et al.*, 2006).

La simulation effectuée avec ROMS, selon les paramètres rentrés avec ROMSTOOLS, donne comme résultat une veine chaude qui remonte du Golfe du Mexique jusqu'à la Mer du

Labrador. Cependant nous devrions observer deux courants qui se contrent : le Gulf Stream qui devrait décoller au niveau du Cap Hatteras et le courant du Labrador venant du Nord. La rencontre de ces deux courants ferait partir le Gulf Stream directement vers l'Est au niveau des Bancs de Terre-Neuve et deviendrait ensuite la dérive Nord-Atlantique en rejoignant les côtes du nord-est de l'Europe.

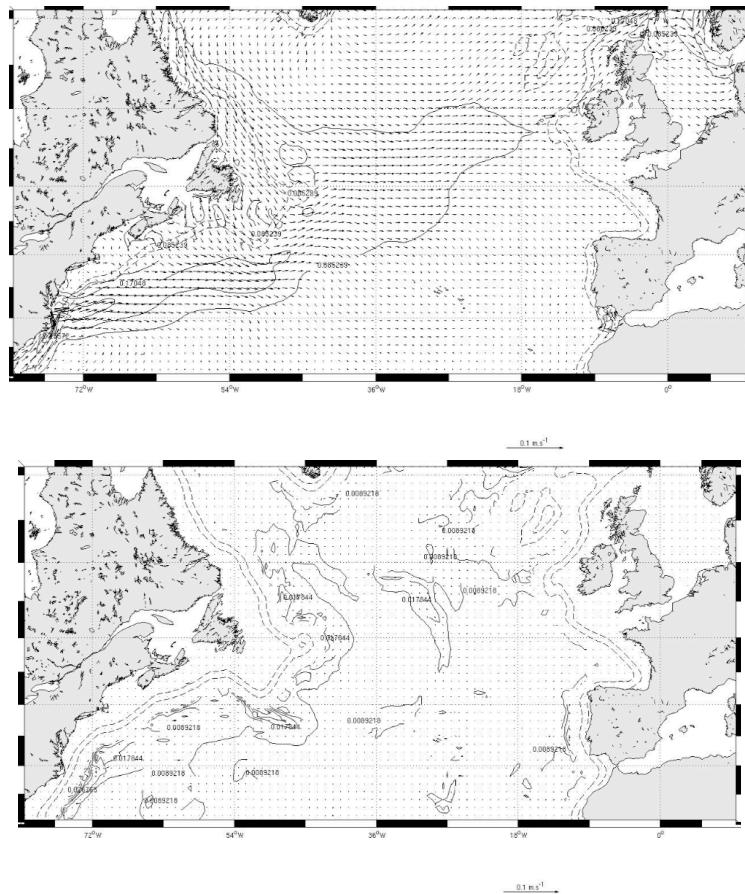
Pour démarrer un modèle numérique, il faut connaître à la fois les conditions initiales et les conditions aux frontières. En vérifiant les conditions initiales ainsi que les conditions aux frontières, il semblerait que les conditions pour la frontière nord, frontière ouverte, ne soient pas réalistes. Les conditions limites ou conditions aux frontières donnent les conditions sur le milieu environnant. La simulation dépend ensuite de ces conditions. En effet, selon la figure 12, on devrait avoir aux conditions initiales et conditions à la frontière ouverte Nord-Ouest, un courant du Labrador formant une boucle en Mer du Labrador avec une branche qui monte vers le Nord près de la côte du Groenland (Courant Ouest du Groenland) et une branche qui redescend vers le sud près de la côte du Canada (Courant du Labrador) jusqu'au large des Bancs de Terre-Neuve (Deshayes *et al.*, 2006, D'Asaro *et al.*, 2003)(Fig. 7 (a) et 12). Or, sur les conditions initiales correspondant à cette zone, nous n'obtenons en surface comme à 2000 m de profond, un unique très faible courant se dirigeant vers le sud (Fig. 13).



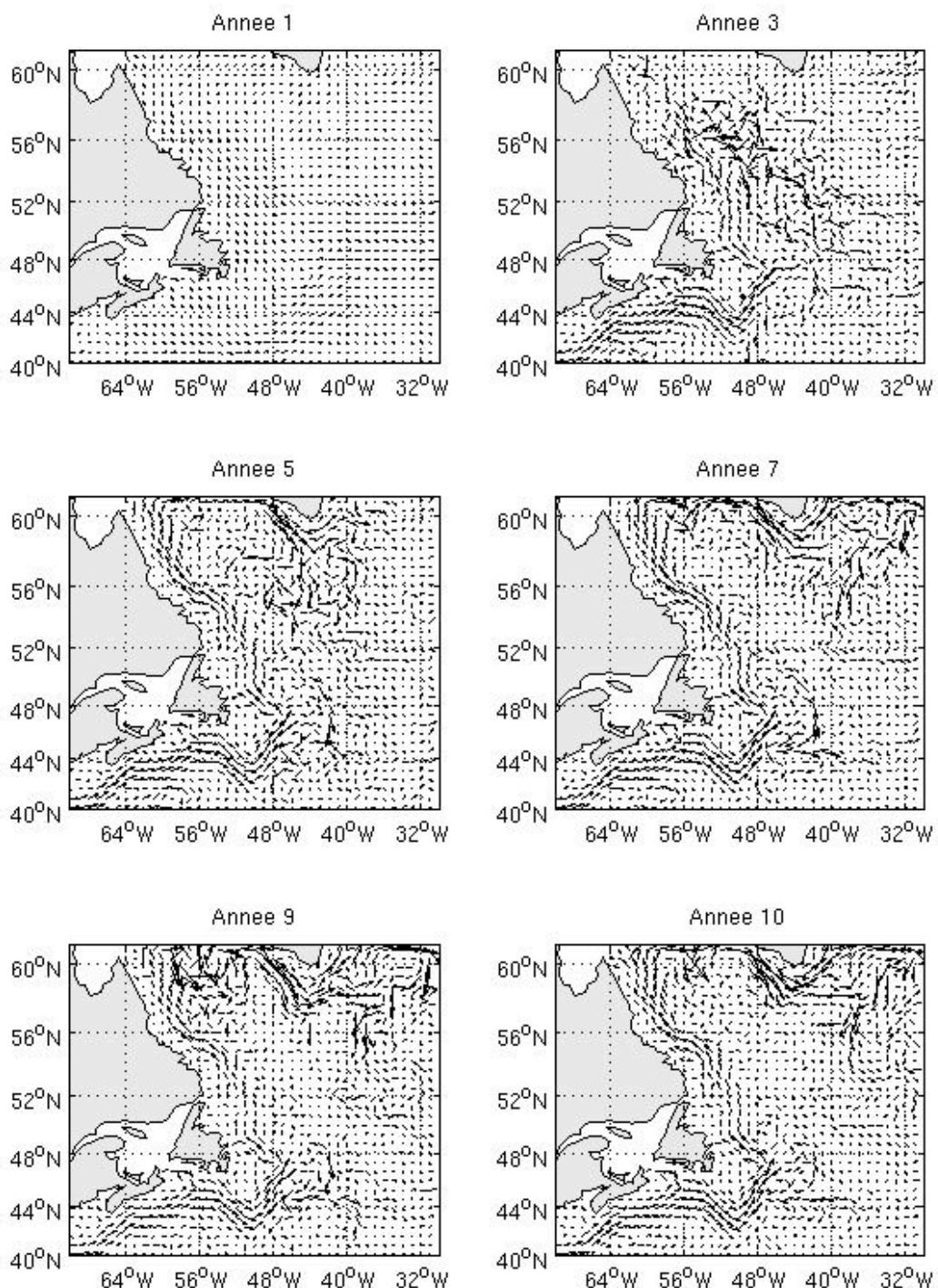
**Figure 13 :** Carte de l'Atlantique Nord, avec les courants en surface (haut) et à 2000 m de profondeur (bas). Seulement 1 vecteur sur 2 est représenté. Ces cartes sont issues de la simulation de janvier de la dixième année avec ROMS.

Le problème n'est pas issu de toutes les frontières ouvertes Nord et Sud et de la procédure par laquelle le modèle numérique les exploite. L'erreur est liée à la frontière ouverte nord-ouest correspondant à la Mer du Labrador. En effet, les conditions initiales de vitesse pour la Mer du

Labrador ne sont pas réalistes. Le Courant du Labrador est bien visible sur la carte correspondante à la vitesse des courants de la première année de simulation (Fig. 13). Cependant le Courant de Labrador est issu à la fois du courant provenant du Détroit de Davis (Fig. 7a) et du Courant Ouest du Groenland. Or, dès la première année, nous remarquons que le Courant Ouest Du Groenland qui devrait monter vers le nord en longeant la côte ouest du Groenland est absent et qu'il n'y a que le Courant Est du Groenland qui, faiblement, continue à s'écouler vers le sud. Ainsi à l'instant initial, les valeurs sont largement plus cohérentes qu'après la cinquième année de simulation (année à partir de laquelle le modèle numérique est stable). Lorsque la simulation avance dans le temps, le Courant du Labrador, n'étant pas nourri par le Courant Ouest du Groenland, est de moins en moins puissant. La veine chaude, censée simuler le Gulf Stream venant du sud n'est alors plus contré par le Courant du Labrador venant du nord, et reste collée à la côte jusqu'à la Mer du Labrador à la dixième année de simulation (Fig.13).



**Figure 14 :** Carte de l'Atlantique Nord, avec les courants en surface (haut) et à 2000 m de profondeur (bas). Seulement 1 vecteur sur 2 est représenté. Ces cartes sont issues de la simulation de janvier de la première année avec ROMS.



**Figure 15 :** Evolution des courants de la Mer du Labrador et de la Mer d'Irminger pendant les 10 années de simulation avec le modèle ROMS en surface (-3m), au début du mois de janvier (time index 1).

## 5. Conclusion

Les différentes variables que calculent ROMS, avec l'utilitaire ROMSTOOLS, en Atlantique Nord montrent que l'implémentation du modèle ne fonctionne pas pour cette zone. Ce modèle est par définition régional et la zone étudiée correspondant à l'Atlantique Nord correspondrait à une zone trop globale pour un tel modèle. Les erreurs de modélisation peuvent être liées à une résolution trop faible ou à des conditions aux limites mal référencées. ROMS aurait du mal à gérer une grande zone avec une faible résolution. De plus, l'hypothèse explicitant des mauvaises conditions initiales d'une frontière ouverte serait la plus probable pour justifier de telles erreurs de modélisation. En effet, les conditions initiales à la frontières nord-ouest ne sont pas réelles: le Courant Ouest du Groenland est inexistant ce qui empêche le Courant du Labrador de continuer à se développer durant les dix années de simulation. Le Gulf Stream venant du sud n'est alors pas contré par le Courant du Labrador, et continue alors à monter jusqu'à la Mer du Labrador et atteignant même la Mer d'Irminger.

Afin de résoudre ce problème, il faudrait effectuer deux simulations plus régionales afin de vérifier les conditions aux frontières de l'Atlantique Nord : la Mer du Labrador (50°N à 70°N et 70°W à 30°W) et le Cap Hatteras (25°N à 38°N et 85°W à 70°W). Ces deux études pourraient conduire à justifier une erreur dans les conditions initiales concernant la Mer du Labrador et à vérifier le décollement du Gulf Stream de la côte au niveau du Cap Hatteras.

---

## Bibliographie

- D'Asaro E., Lavender K., Lazier J., Lilly J.M., Rhines P.B., Schott F., Send U., 2003. Observations of the Labrador Sea eddy field. Progress in Oceanography 59, 75-176.*  
documentation ROMSTOOLS
- Deshayes J., Drange H., Frankignoul C., 2006. Formation and export of deep water in the Labrador and Irminger Seas in a GCM. Deep-Sea Research I 54, 510-532.*
- Clarke A., Hendry R., Lazier J., Rhines P., Yashayaev I., 2002. Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990-2000. Deep-Sea Research I 49, 1819-1835.*
- Gaspart P., Rice S.A., Mikeska H.J., Nakamura K., 1990. Parametric motion of energy levels : Curvature distribution. Physic Review A2, 4015-4027.*
- Haidvogel G. and Song Y.T., 1994. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography following coordinate system. J. Comp. Phys. 115, 228-248.*
- Kortum G., Peterson R.G., Stramma L., 1996. Early concepts and charts of ocean circulation. Progress in Oceanography 37, 1-115.*
- Large W.G., McWilliams J.C., Doney S.C., 1994. Oceanic vertical mixing: a review and a model with a non local boundary layer parameterization. Reviews in Geophysics 32, 363-403.*
- Mellor et Yamada, 1974. Dans Mellor G.L., 2004. POM user guide. <http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom/>.*
- Penven P. and Tan T.A., 2007. [http://www.brest.ird.fr/Roms\\_tools/](http://www.brest.ird.fr/Roms_tools/) . ROMSTOOLS. A user guide, IRD technical report.*
- Pacanowski and Philander, 1981. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. Physical Oceanography 11, 1443-1451.*
- Smagorinski J., 1963. General circulation experiments with the primitive equations : I. The basic experiment. Mon. Weather Review 91, 99-164.*
- Documentation concernant le modèle utilisé:  
<http://www.myroms.org/documentation/>. User's Manual for the Regional Ocean Modeling System and the Terrain - following Ocean Modeling System (ROMS/TOMS).