

Université aix-marseille II

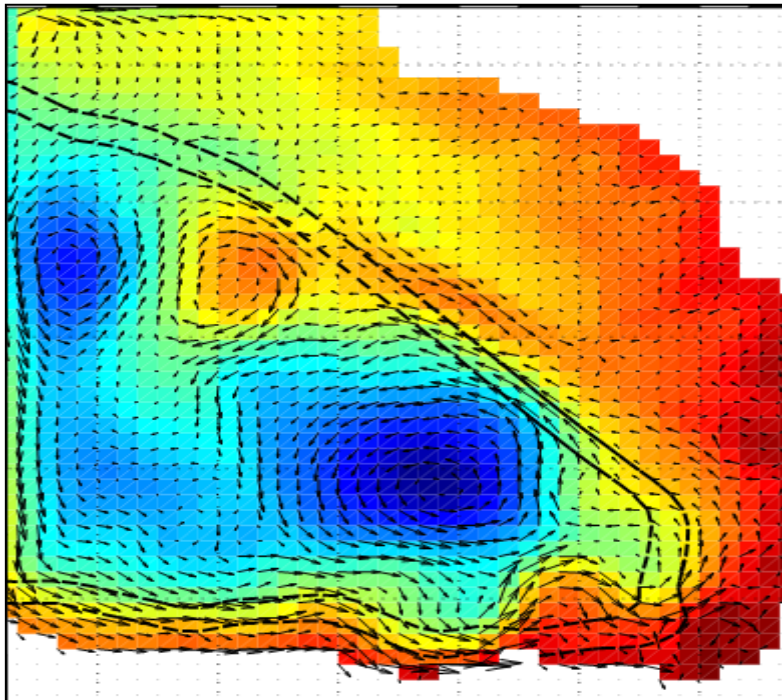


SCIENCES

UNIVERSITÉ DE LA MÉDITERRANÉE
AIX-MARSEILLE II



Mediterranean institute of Oceanography



Projet de modélisation

Application du model ROMS dans le golfe de Gascogne

Sibachir Mohamed Amine

1 année master océanographie physique biogéochimique

Enseignant: Andrea M.Doglioli

Promotion (2011-2012)

Table des matières

Résumé/abstract
I-INTRODUCTION	1
II-Généralités	1
1-Zone d'étude	1
2-Présentation du model ROMS	4
III-Matériels et méthodes	6
1-Implantation, test et réglage du model	6
IV-Résultats et discussions	8
1-Diagnostic du model.....	8
2-Propriétés hydrologiques.....	9
3-Circulation moyenne	11
4-Etudes des tourbillons.....	12
V-conclusion	15
Bibliographie.....

Résumé :

Les modèles régionaux sont très 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 circulation saisonnière dans le golfe de Gascogne est étudiée au moyen du modèle (ROMS). En particulier, les vitesses modélisées et les traceurs sont comparés avec des observations disponibles.

Le modèle est capable de représenter les différentes masses d'eau présentes dans la région d'une manière acceptable. En particulier, les gammes de profondeur de la plupart des masses d'eau sont en bon accord avec des gammes observées.

De même, les schémas de circulation comparée généralement avec les observations, donne des résultats aussi bien en moyenne annuelle que pour les caractéristiques saisonnières. Le modèle simule un système de courant de pente barocline qui s'étend dans la partie supérieure de 2000 m et est soumis à une forte variabilité saisonnière.

Abstract :

Several regional modeling are largely used in oceanography. ROMS (Regional Oceanic Modeling System) is provided with its functional ROMSTOOLS, used for the visualization 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.

The seasonal circulation in the Bay of Biscay is studied using the model (ROMS). particularly, the modeled velocities and tracers are compared with available observations.

The model is able to represent the different water masses present in the area in an acceptable way. Particularly, the depth ranges of most water masses are in good agreement with observed ranges.

As well, flow schematics usually compared with observations, gives results as well as annual average for the seasonal characteristics. The model simulates a flow system of baroclinic slope which extends in the upper part of 2000 m and is subjected to a strong seasonal variability.

I- Introduction

La circulation saisonnière dans le Golfe de Gascogne a été beaucoup moins observée et décrit. Les ensembles de données les plus remarquables comprennent un peu de mouillages [Pingree et al, 1999] Ou de flotteurs lagrangiens [Serpette et al, 2006]. Cependant, toutes ces observations suggèrent également renversement occasionnelles des courants de pente. L'ensemble le plus complet de données a été obtenu lors de l'expérience des arcanes, qui consistait en un large échantillon de flotteurs lagrangiens et des bouées dérivantes libéré dans le nord-est de l'Atlantique [Bower et al, 2002.]. Les trajectoires de ces flotteurs ont révélé une forte saisonnalité de la circulation dans le golfe de Gascogne [Serpette et al, 2006].

Notre étude vise à mieux comprendre la circulation dans le golfe de Gascogne. Un system de modélisation régional [ROMS] est utilisé afin de présenter la circulation saisonnière dans la région dans son intégralité. En particulier, les caractéristiques dynamiques obtenues dans cette simulation réaliste sont comparées à un autre modèle utilisé dans l'article et a des observations chaque fois que possible.

Notre travail est organisé comme suit :

- 1-des généralités afin de présenter notre zone d'étude et ces caractéristiques et de présenter aussi notre modèle numérique.
- 2-explication du modèle ROMS et son implantation pour la région du golfe de Gascogne.
- 3-présentation des résultats numériques obtenus et les comparer avec les observations.

II-Généralité

1- zone d'étude :

a- Bathymétrie :

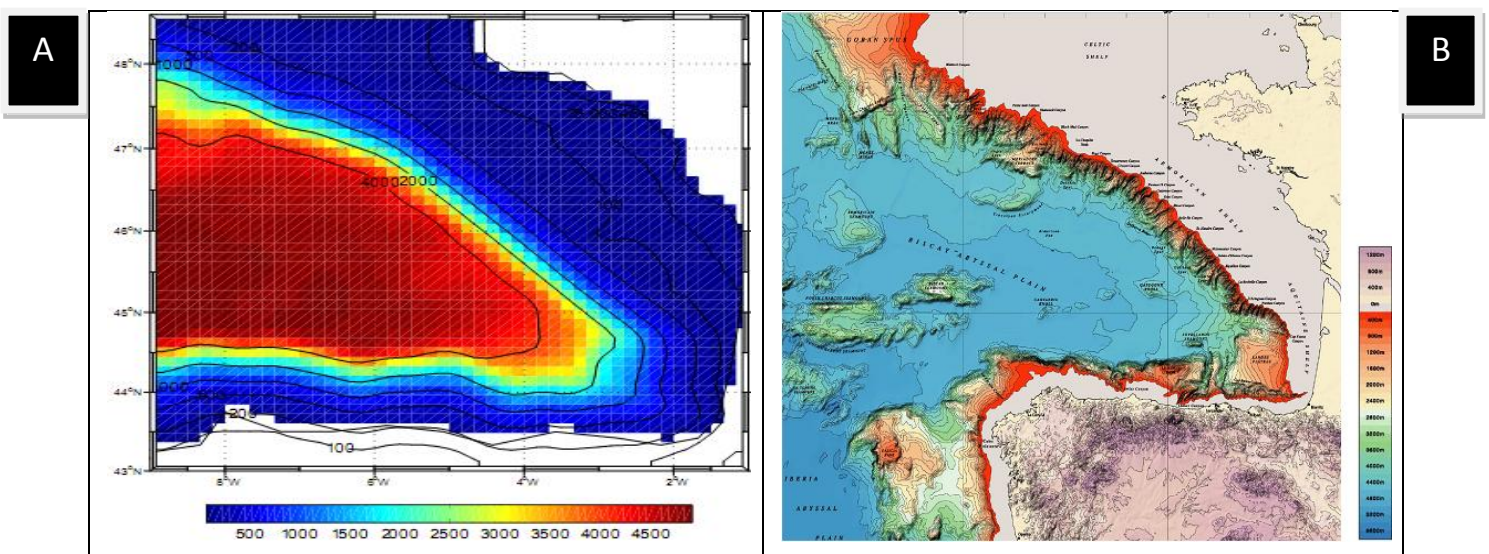


Figure n°1 : A- Carte bathymétrique de la zone d'étude obtenue par le modèle Roms.

B- Bathymétrie du Golfe de Gascogne. Source: Monti et al. IFREMER(2004).

Le golfe de Gascogne est essentiellement marqué par la séparation du domaine en plateau continental, plaine abyssale et à leur limite, talus continental. Figure n°1

Le talus est traversé par de nombreux canyons. Il est particulièrement raide sur la majeure partie de notre domaine avec des pentes d'environ 10-12%.

La pente du plateau continental est très faible. Si ce plateau est étendu vers le Nord (il est à environ 150 km des côtes françaises au niveau du plateau Armoricaire) ou il possède des pentes de 0,12%, il est étroit à proximité de la côte cantabrique (avec entre 20 km et 50 km de large).

La plaine abyssale se situe à près de 4000 m de profondeur (elle peut dépasser les 5000 m de profondeur à certains endroits).

b- circulation atmosphérique :

L'aspect générale de circulation atmosphérique dans le golfe de Gascogne est illustré dans la figure n°2.

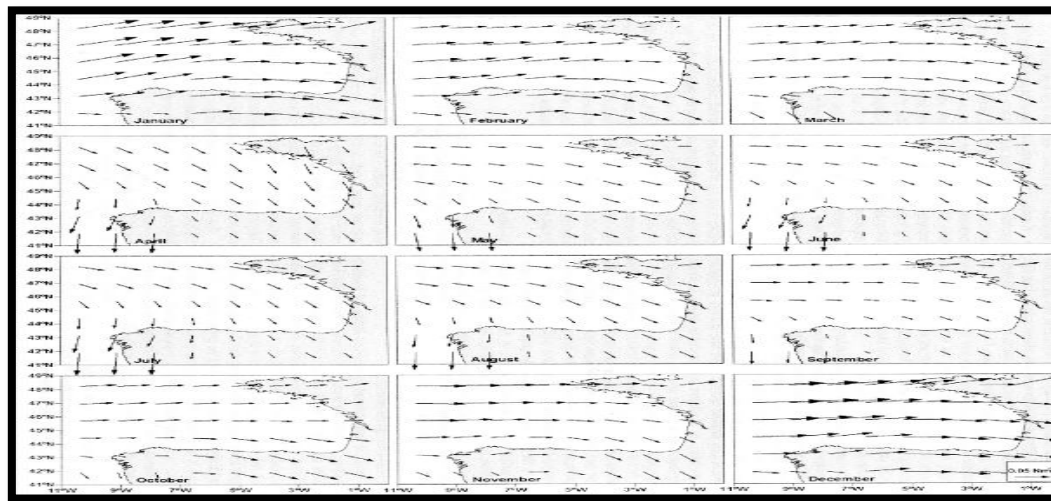


Figure n°2 : Evolution mensuelle du vent de la base de COADS pour le Golfe de Gascogne.

C- Masses d'eau présentes dans le Golfe de Gascogne et ses environs :

Les eaux dites « modales » sont formées en surface, à des endroits précis de l'océan puis advectées vers différentes régions et profondeurs. Elles gardent dans le temps leurs caractéristiques en température et salinité. Nous allons ici décrire, suivant la profondeur, les eaux modales présentes dans le Golfe de Gascogne et les régions avoisinantes. (Tableau suivant)

Eaux modales	Z(m)	T(°C)	S	σ (kg.m ⁻³)
ENACW(branche subtropicale)	< 300	>12.5	>35.75	<27.05
ENACW(branche subpolaire)	< 400	10.5-12.5	35.55-35.70	27.05-27.15
ENACW(Golfe de Gascogne)	< 600	10.5-11.5	35.55-35.60	27.15-27.25
MW(coeur de surface)	400-700	11.8-12.2	35.80-35.90	27.20-27.30
MW(coeur inférieur)	700-900	10.5-13.5	35.80-36.80	27.40-27.65
MW(coeur supérieur)	1000-1500	9.5-12.5	35.80-37.50	27.70-27.85
EASAIW	500-1500	6.0-9.0	35.10-35.30	27.40-27.60
LSW	1500-3000	3.4-4.0	34.90-34.95	27.70-27.80
LDW	> 3000	<3.3	34.90-34.95	>27.80

D- La circulation océanique dans le Golfe de Gascogne :

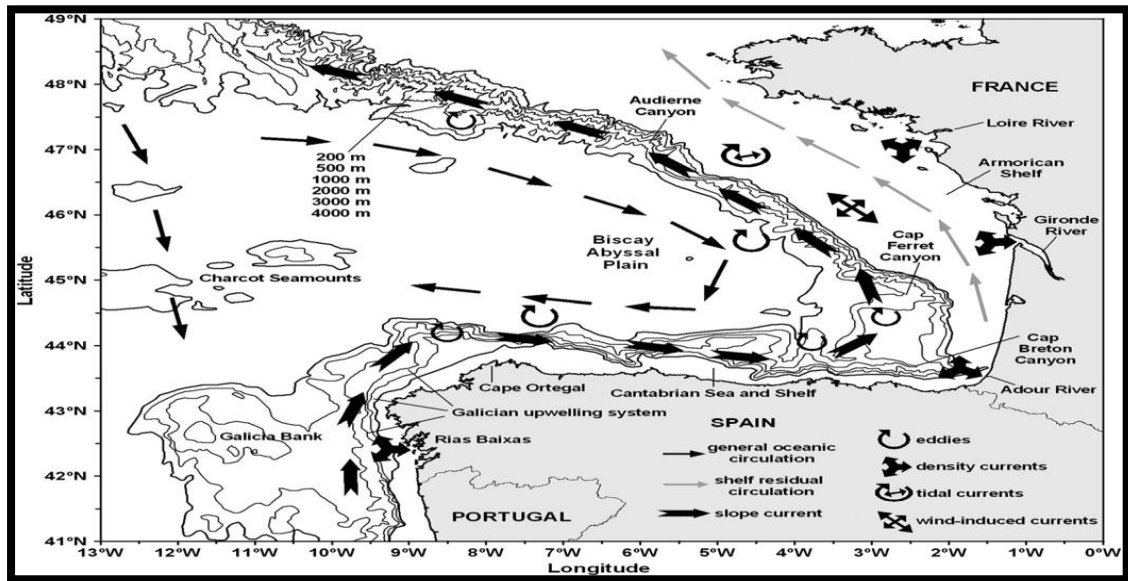


Figure n°3 : La circulation général des eaux dans le golf de Gascogne (Ferrer et al,2009)

D-1 circulation le long du talus et sur le plateau :

C'est sur le plateau et le long du talus que le cycle saisonnier est le plus important. Il existe un déphasage entre les parties Nord et Sud de cet ensemble : les courants vers le pôle sont maximum en été dans le Nord et en hiver dans le Sud.

Le long du talus, un courant de pente sépare la dynamique du plateau de celle de l'océan profond. Cependant, ses instabilités au voisinage d'accidents topographiques génèrent des tourbillons permettant des échanges entre les deux régions. Le courant de pente peut parfois dépasser le talus et pénétrer sur le plateau, favorisant la encore les échanges.

Le courant de pente est un courant de bord Est, longeant le talus continental en moyenne vers le pôle, dans les couches près de surface. Il a été étudié en détails par Pingree et le Cann (1989,1990).

La vitesse moyenne est généralement de l'ordre de 5 cm s^{-1} et vers 48°N son transport est de l'ordre de 4 Sv. Sa variation saisonnière est bien marquée : son cycle annuel est attribué à la distribution saisonnière du vent même s'il n'est pas à proprement parler un courant induit par le vent.

D-2 circulation dans la plaine abyssale:

La circulation générale dans les premières centaines de mètres, n'est pas très marquée puisque principalement composée du courant peu intense du Portugal de type anticyclonique. À plus basse échelle, des tourbillons principalement anticycloniques sont fréquemment observés avec un diamètre typique de 50 à 100 km.

D-3 Les tourbillons:

Il est difficile d'établir un mécanisme d'origine seul pour les tourbillons, car ils se forment en raison de plusieurs processus:

- Tourbillons développés dans les chemins des courants intense (Golf Stream) (Robison 83).
- formés par convection essentiellement dans les haute latitude (Lilly et Rhines 2002).
- formés par la topographie de fond de l'océan (Pingree et Le Cann 1992).
- formés par la fluctuation des vents (Frankignoul and Muller 1979).
- formés par l'écoulement entre les îles (Patzert 1969).

Dans le golfe de Gascogne, des tourbillons générés par le courant de plateau ont été nommés Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES), par (Pingree et Le Cann, 1992). SWODDIES sont le résultat d'instabilités des courants de La marge continentale, en interaction avec la topographie du fond. Ils déplacent lentement (2 km/jour) vers l'ouest dans le golfe de Gascogne, persistant pendant aussi longtemps que d'un an (Pingree et Le Cann, 1992b).

2- présentation du du modèle numérique ROMS :

Le modèle numérique d'hydrodynamique côtière **ROMS (Regional Ocean Model System)** est un modèle tridimensionnel qui permet le calcul des variables physiques de l'océan dont la température, la salinité, les vitesses de déplacement, l'élévation de la surface libre mais aussi de variables dérivées comme l'énergie cinétique, la densité, la vorticité, la fonction courant... Ce modèle fait partie des modèles numériques « nouvelle génération » utilisant des schémas numériques ainsi que des para-métrisations de qualité.

A- Les équations résolues:

Les équations résolues par les modèles sont des équations primitives, le modèle ROMS utilise méthode de séparation du pas de temps (mode splitting).

Cette méthode de séparation du pas de temps permet également de résoudre des phénomènes lents en 3D comme les équations RANS (Reynolds et Navier-stokes).

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} + f v - \frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y} - f u - \frac{\partial \overline{v'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \end{aligned}$$

- u, v et w sont les composantes horizontales et verticale non turbulentes ou moyennes de la vitesse du mouvement.
- u', v' et w' sont les composantes turbulentes de la vitesse du mouvement.
- f est le paramètre de coriolis.
- P est la pression.
- P0 est la densité de référence de l'eau de mer au sens de l'hypothèse de Boussinesq.

Le premier terme correspond à la variation locale de la vitesse en fonction du temps dans la deuxième, troisième et quatrième terme sont représentées les advections horizontales. Le cinquième terme est le gradient de pression. Le sixième terme est le terme de coriolis, qui rend compte de l'influence de la rotation de la terre. Et les trois derniers termes sont les termes turbulents.

B- Les hypothèse :

- Approximation hydrostatique : l'équation de mouvement sur la verticale est réduite à un équilibre entre force de gravité et gradient vertical de pression.
- Approximation de boussinesq : permet de supposer la densité constante si ces variations sont petite, dans tout les termes des équations à l'exception du terme de gravitation.
- L'hypothèse de l'incompressibilité suppose que la masse volumique d'une parcelle de fluide ne varie pas avec la pression. La relation de continuité devient donc une condition de non divergence du champ de vitesse.

C- la fermeture de la turbulence :

L'indétermination qui réside dans les termes de flux turbulents des équations primitives ne permet pas de résoudre le système d'équations. Il est nécessaire d'ajouter des équations que l'on appelle « de fermeture ». À l'aide de ces équations, on exprime les termes indéterminés en fonction de variables calculées par le modèle. On utilise pour cela une relation entre les flux turbulents et les gradients verticaux des paramètres non turbulents (hypothèse de fermeture newtonienne). L'écoulement dans l'océan est généralement turbulent, surtout dans les couches de surface et de fond et les échelles de temps de ces mouvements sont typiquement en excès par rapport aux échelles typique des fluctuations turbulentes. Dans ces circonstances il est possible d'utiliser l'approche de Reynolds et penser les équations de la continuité et du mouvement comme relatives à un écoulement moyen convenablement défini.

Cette fermeture consiste à écrire les termes qui contiennent les composantes turbulentes u' , v' , w' en fonction des composantes moyennes afin d'éviter d'ajouter des nouvelles variables dont on ne connaît pas les équations .

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

Les équations de RANS deviennent donc :

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + fv + A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - fu + A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}\end{aligned}$$

Ah et Az représentent les coefficients de viscosité horizontaux et vertical.

D- Équations de conservation de la température et de la salinité :

Elles concernent le transport des quantités telles que la température T et la salinité S

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

A^tr et σ représentent les coefficients de diffusivité turbulent de température et de salinité, ils sont en fonction des coefficients de viscosité.

Q_c est le flux solaire incident.

C_p est le coefficient de chaleur massique: $C_p = 3950 \text{ J/kg.K}$.

$I(z)$ est la fraction de ce flux qui parvient au niveau z : $I(z) = \exp(-\lambda z)$ avec $\lambda = 0.05 \text{ m}^{-1}$.

E- équation d'état de l'eau de mer (IES80) :

l'équation d'état de l'eau de mer pour la masse volumique, donnée dans l'IES80 est nécessaire pour clôturer les calculs $\rho = \rho(S, T, P)$.

$$\rho(S, t, p) = \rho(S, t, 0) / \left[1 - p / K(S, t, p) \right]$$

III- Matériels et Méthodes

1-Implantation, test et réglage de modèle :

A- Zone d'étude :

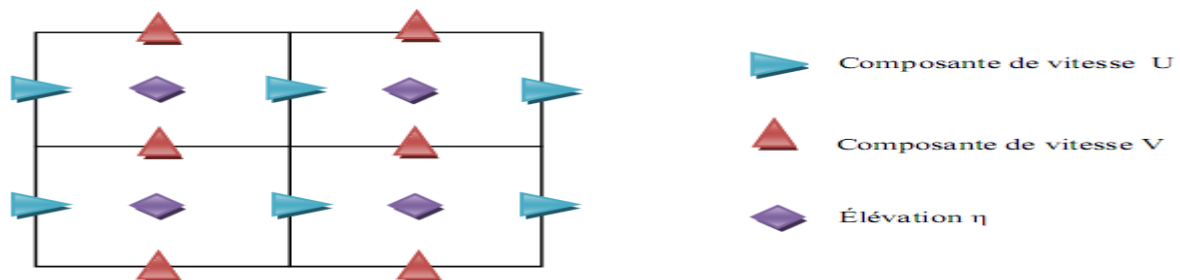
On va s'intéresser au golfe de Gascogne alors notre étude va donc s'étendre entre 1°W et 8°W de longitude et entre 43°N et $48,5^\circ\text{N}$ de latitude. Dans ce domaine, la profondeur peut atteindre environ 5000 m.

B- Discretisation Spatiale :

Grille horizontale

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. Une résolution de $1/6^\circ$ est la plus adéquat pour une meilleure présentation dans notre zone d'étude.

La grille utilisée est une grille C selon la classification d'Akaragwa et Lamb. Sur cette grille, les composantes u , v et η sont séparées Figure suivante.



Grille verticale

Sur la verticale, le modèle ROMS utilise des coordonnées de type sigma généralisée. Ces coordonnées suivent la topographie, faisant ainsi apparaître les défauts de bathymétrie et la surface libre. Par ailleurs, le nombre de niveaux reste constant quelle que soit la bathymétrie.

Le script `make_grid.m` permet de créer la grille, ce qui donne la carte bathymétrique figure n°1, en plus ce script donne les paramètres qui permettent de calculer le critère CFL, telle que les pas d'espace Δx et Δy (dx et dy correspondent à la largeur de maille). LLm et MMm correspondent aux nombres de mailles sur l'horizontal et sur la verticale.

C- Discrétisation temporelle :

Les choix de paramètres temporels se font avec le calcul du critère CFL (Courant- Friedrichs- 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 :

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

Où Δt_E est le pas de temps externe, C_t la célérité des ondes externes et δx et δy les pas d'espace de la grille.

D- Les Conditions initiales et les forçages :

Après avoir calculé les critères CFL on exécute les scripts `make_forcing.m` et `make_clim.m` qui vont calculer les conditions aux frontières ainsi que les forçages du modèle.

La figure n°4 montre exemple des conditions initiales : la salinité et température .

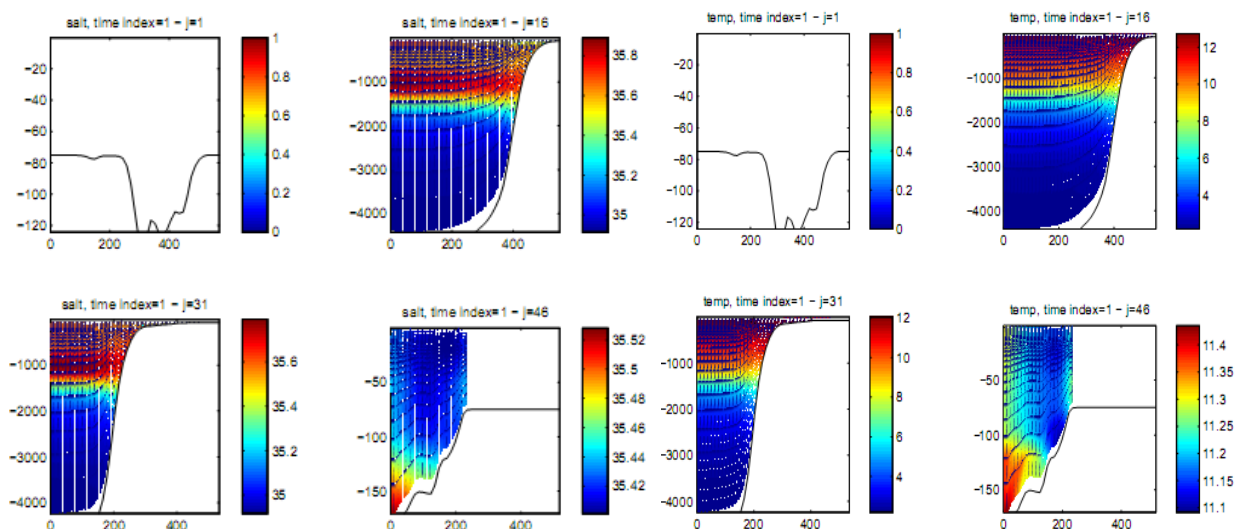


Figure n°4 : Les conditions de températures et de salinité initiales dans la zone d'étude
index=1:janvier

La figure n°5 montre un exemple des forçage : la vitesse du vent.

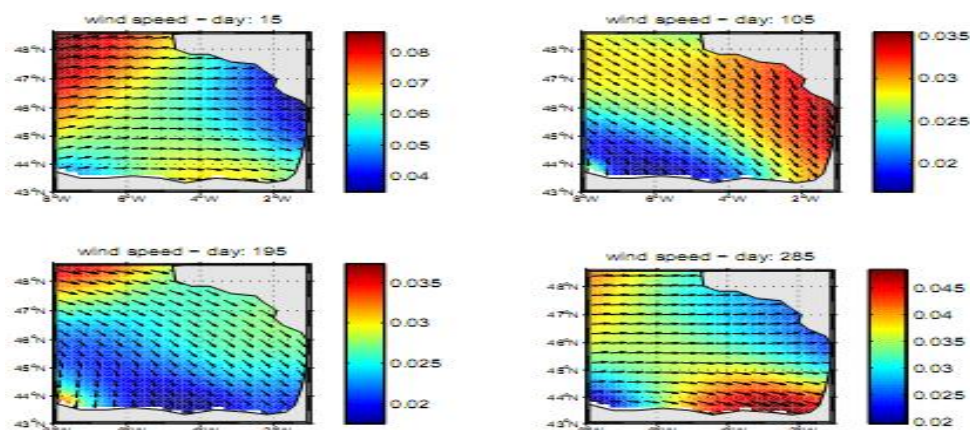


Figure n°5 : forçage des vents dans la zone d'étude pour les 4 saisons

Pour une simulation de 10ans il faut compiler avec le script jobcomp et après exécuter le fichier roms. La visualisation des résultats se fait avec le script roms_gui.m.

Tableau 1: résumé les paramètres de modèle

Coordonnées géographiques		frontière				résolution	Paramètre de la grille		
lonmin	-8	S	E	N	W	1/6	LLm	LLm	N
longmax	-1								
latmin	43								
latmax	48,5								
DTE		NTDFAST	NTIMES	NWRT	NVAG	DTI	41	47	32
18		60	3600	72 (heures)	72 (heures)	1080			

IV- résultats et discussions

1-Diagnostic du modèle :

Le modèle a tourné pendant 10 ans. Les scripts roms_diags.m et plot_diags.m ont généré différentes graphes sur les 10 ans de simulation ce qui permet l'évolution et la stabilité du modèle.

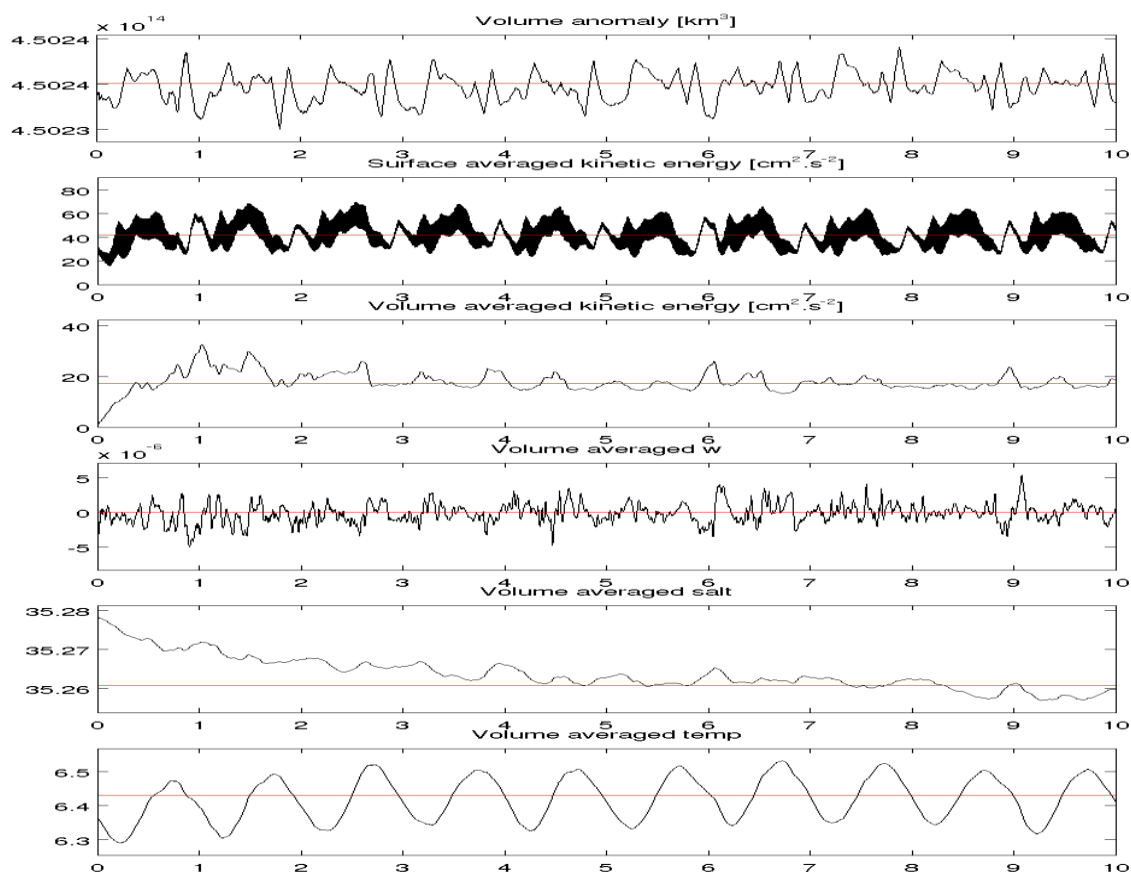


Figure n°6:Diagnostic de stabilité du modèle

Le modèle a met presque 5 ans pour se stabilisé sur tout les paramètres surtout pour la salinité.

Dans la suite de notre étude on va s'intéresser plus particulièrement a la 9ème année.

2-Propriétés hydrologiques :

Toutes les masses d'eau présentes dans le golfe de Gascogne soit leur origine dans le nord de l'océan Atlantique ou le résultat d'interactions de ces derniers avec les eaux Méditerranéennes. Les différentes masses d'eau et leurs propriétés thermo-halines sont rendues d'une manière acceptable par le modèle utilisé dans l'article et même très acceptable par le modèle Roms. Et notre tache ca va être de comparer nos résultats avec les résultats de l'article et les observations sur différentes gammes de profondeur.

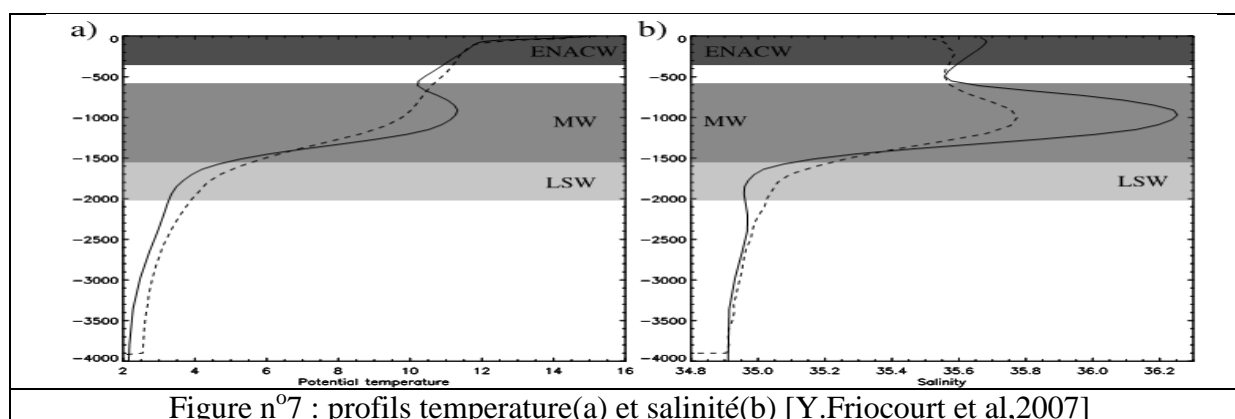


Figure n°7 : profils température(a) et salinité(b) [Y.Friocourt et al,2007]

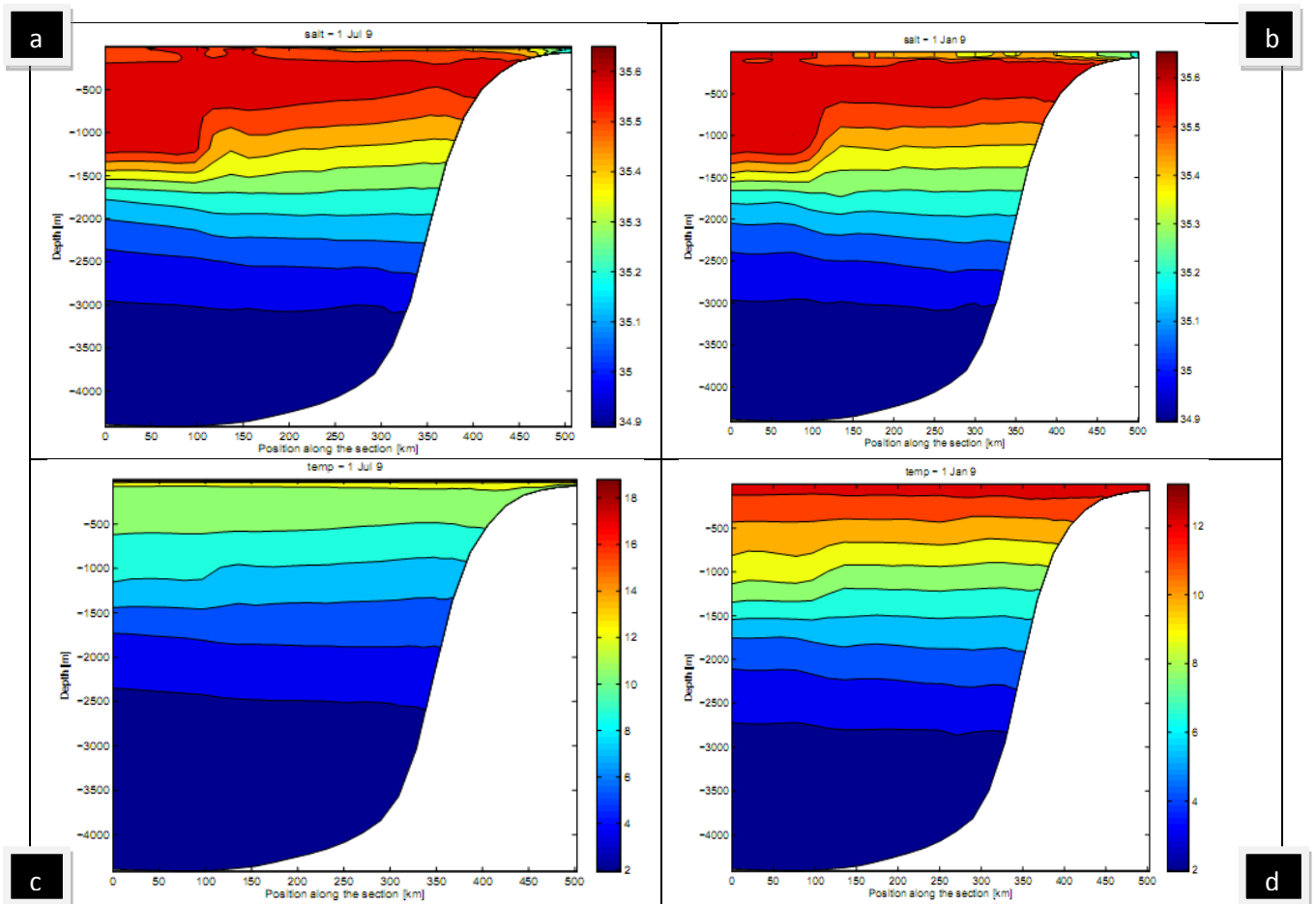


Figure n°8 : section verticale de temperature et de salinité [45°N, 1-8°w] : a-c juillet, b-d janvier.

La température du modèles dans la couche de mélange comparer à des observations avec des valeurs typiques de 15 à 16 ° C pour le modèle utiliser dans l'article et de 13 à 14° C pour Roms, mais la salinité est d'environ 0,1 à 0,2 psu trop élevé pour le modèle utiliser dans l'article, et des valeurs typique de 35,55 pour Roms.(figures n°7-8)

En dessous de la thermocline entre environ 100 et 400 m. on observe une signature relativement chaude et salée de l'Est de l'Atlantique Nord centrale de l'eau (ENACW), il est caractérisé dans la zone par une température de plus de 10,9 ° C et une salinité de plus de 35,57 psu, Les propriétés de thermo-halines ENACW sont bien reproduites par Roms avec des températures de plus de 11° C et une salinité de 35,6 psu.(figures n°7-8)

La forte influence de MW, qui se caractérise par des salinités élevées de 36,0 psu et des températures relativement élevées de 10° C. La gamme de densité habituelle pour MW est située dans l'intervalle de profondeur de 600 à 1400 m, [Daniault et al, 1994], L'intervalles de profondeur de MW dans le modèle est satisfaisants, même si il est moins chaud avec des température de 9 à 10 °C et moins salée avec des valeurs de plus de 35,6psu par rapport aux observations (figures n°8) et contrairement ou valeurs obtenue par le modèle utiliser dans l'article qui a donné des températures et des salinisées trop chaudes et trop salées (figures n°7). Reproduire une gamme de profondeur acceptable et les propriétés de MW est un défi connu pour la plupart des modèles océaniques.

Ci-dessous de MW à des profondeurs supérieures à 1500 m, les eaux de la mer du Labrador (LSW) sont caractérisées par de faibles salinités. Dans le modèle utilisé dans l'article, LSW est environ 0,1 à 0,2 trop frais et 0,5 ° C trop froid et dans Roms on obtient des valeurs typiques de températures de 4 à 6° C et une salinité de 35,1psu et d'environ 0,1 plus salée par rapport aux observations (figures n°7-8).

Dans les couches les plus profondes, entre 2500 et 3000 m, se trouve de l'eau profonde Atlantique Nord (NEADW), caractérisé par un maximum de salinité. La salinité obtenue dans les deux modèles est très similaire à celle observée, mais la température est d'environ 0,5 ° C trop froid pour le modèle utiliser dans l'article et presque similaire par Roms(figures n°7-8).

3- circulation moyenne :

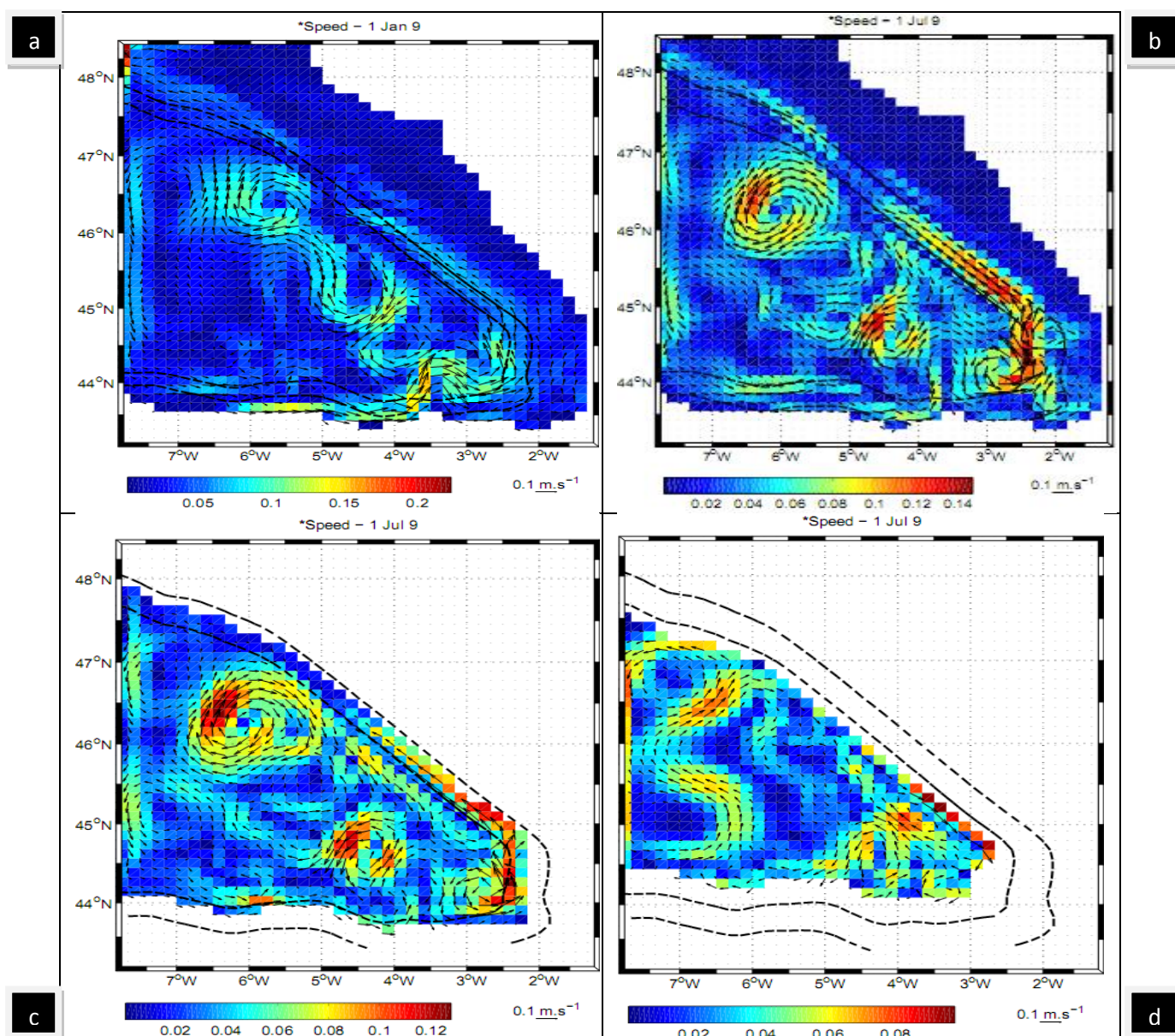


Figure n°9 : la vitesse moyenne dans différentes profondeurs et différents mois :

a- 80 m (janvier) b- 80m(juillet) c- 450m(juillet) d- 1600m(juillet).

3-1-La circulation le long du talus est sur le plateau :

Le long du talus, un courant de pente sépare la dynamique du plateau de celle de l'océan profond. Cependant, ses instabilités au voisinage d'accidents topographiques génèrent des tourbillons permettant des échanges entre les deux régions. Le courant de pente peut parfois dépasser le talus et pénétrer sur le plateau, favorisant la encore les échanges (figure n°9 a-b).

Le courant de pente est un courant de bord Est, longeant le talus continental en moyenne vers le pôle, dans les couches près de surface. Il a été étudié en détails par pingree et le cann (1989,1990). La vitesse moyenne du courant de pente est généralement de l'ordre de 5cmS^{-1} et sa variation saisonnière est bien marquée : son cycle annuel est attribue au vent même s'il n'est pas a proprement parler un courant induit par le vent (figure n°9 a-b).

le courantomètre situés à proximité de l'éperon de Goban a montré que le débit était vers le pôle au cours de la partie supérieure de la pente en hiver avec des vitesses typiques de l'ordre de 5 cm s^{-1} et un débit maximal en Décembre et Janvier [Pingree et al., 1999]. Les courants de pente qui devient plus faible particulièrement en surface (plateau continentale) inverse vers l'équateur en été. avec des vitesses typiques de l'ordre de 3 cm S^{-1} .

Dans l'intervalle de profondeur de MW le courant de pente est principalement orienté vers le pôle. Le modèle simule également un courant de pente qui circule dans l'intervalle de profondeur de LSW et est principalement dirigé vers l'équateur. (figure n°9 c-d).

Ces résultats son bien claire dans les résultats de notre simulation par le modèle Roms représentées par les figures n°9.

3-2 la circulation dans la plaine abyssale :

Au cours de la plaine abyssale de Gascogne, la variabilité temporelle est grande par rapport à la circulation moyenne, mais la saisonnalité est bien modélisée. Ainsi, il n'y a pas de jets bien définis ou des courants, mais il ya un écoulement continu dont la position varie dans le temps et se dirige généralement vers l'ouest (figure n°9).

Les vitesse obtenue par Roms son similaire au vitesse typique et varient entre 3 et 8cmS^{-1} sauf dans les tourbillons ou en remarque des vitesses qui peuvent atteindre 15cmS^{-1} .

4-étude des tourbillons :

Dans le golfe de Gascogne, des tourbillons générés par le courant de plateau ont été nommés Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES), par (Pingree et Le Cann, 1992).

SWODDIES sont le résultat d'instabilités des courants de La marge continentale, en interaction avec la topographie du fond.

(Luis ferrer et ainhoa caballero, 2011) ont étudié ces SWODDIES a l'aide d'une simulation de 3 ans on utilisant le modèle Roms et leur résultats étai 4 tourbillons dans un est localisé en dehors de notre zone d'étude et les trois apparait dans notre zone son de type anticyclonique Figure n°10.

Le tableau et la figure suivant nous permet de visualiser les résultats obtenues dans leur article.

Acronym	Persistence (months)	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Diameter (km)	Migration speed (cm s ⁻¹)
<i>Third year of simulation</i>					
OA	April–December	44.7	7	130	1.1
FA	May–December	45.8	4.9	100	1.5
BA	May–December	44.2	3.7	60	1.6
OC	July–November	44.2	8.4	70	1.1

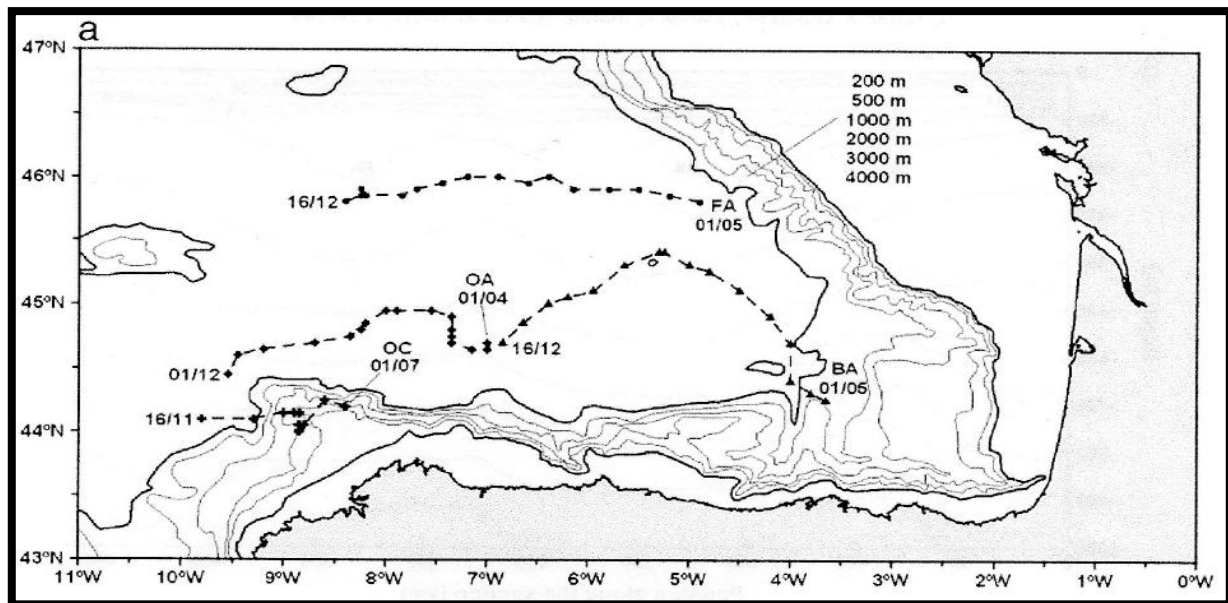


Figure n°10 : L'emplacements des tourbillons les plus persistante pour la 3ème année de la simulation

L'application du modèle Roms pendant 10ans a permet de vérifier les résultats obtenu par cette expérience.

Les tourbillons anticycloniques sont représentés par des bosses tandis que les tourbillons cycloniques sont représentés par des creux, ce qui permet le suivi des tourbillons pendant toute l'année (un des avantages de modèle). (figure n°11).

Ces résultats montres effectivement la présence des tourbillons FA et BA d'un degré moins, ces deux tourbillons son observables pendant toute l'année et leur diamètre moyen est un peu différent de celui indiquer dans l'article mais le troisième tourbillon qui est le OA n'apparaissent jamais dans notre simulation (figure n°11).

Autre tourbillon cyclonique ont été observé par le modèle on prenant comme exemple le tourbillon de [44N, 4,5w] et le tourbillon [47N, 7w], ces tourbillons n'étaient pas observé dans la simulation de 3ans (figure n°11).

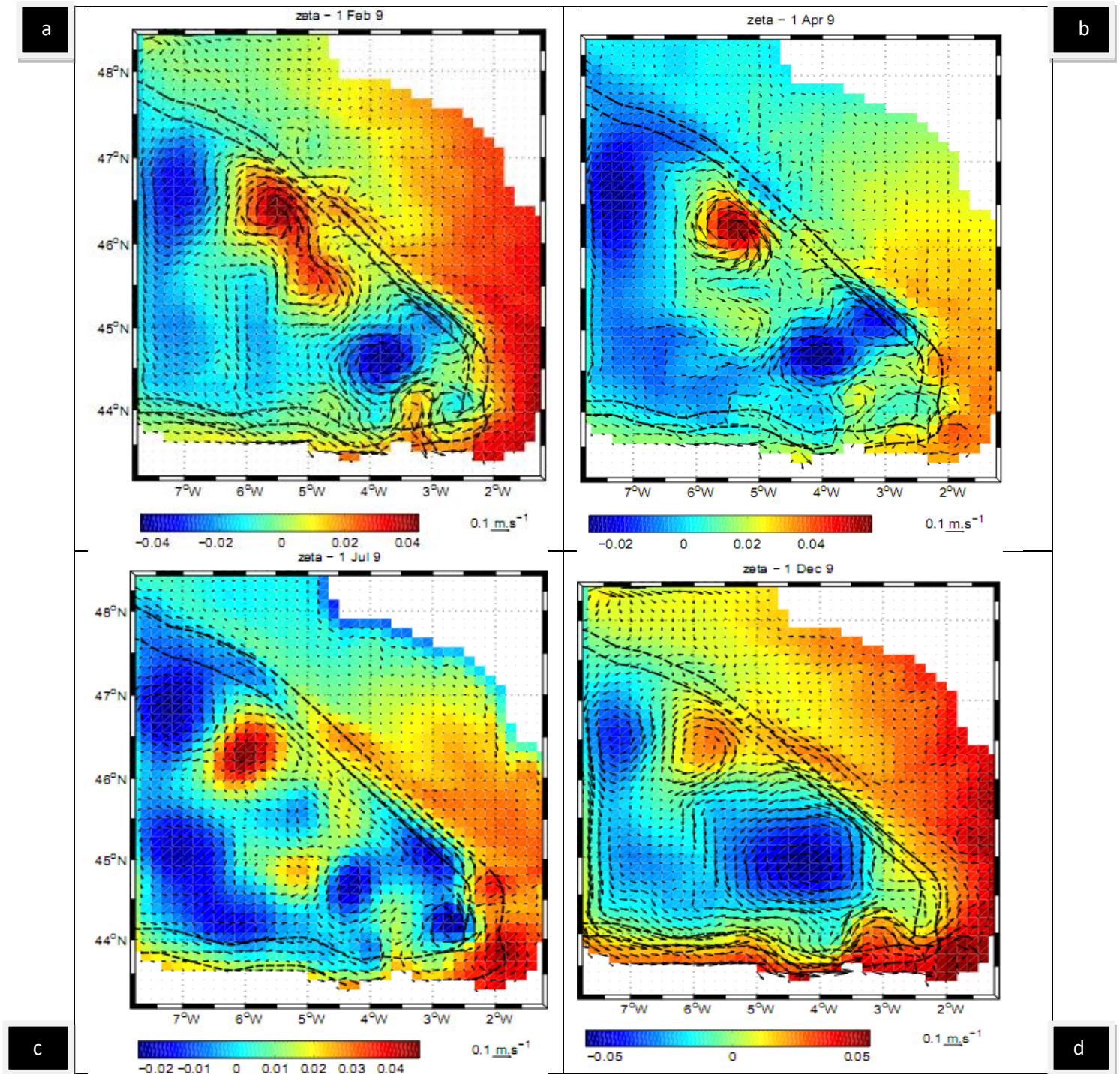


Figure n°11 : representation des tourbillons en fonctions des elevations pour les 4 saisons

((a)1 fevrier, (b)1avril, (c)1 juillet, (d)1 decembre).

V- Conclusion

Le modèle Roms nous a permis de mettre en valeur les masses d'eau qui coule dans le golfe de Gascogne et de mettre en valeur la circulation des courants ainsi que leur principales caractéristiques (vitesse, direction). On a pu aussi isoler un phénomène dynamique intéressant : les tourbillons.

Nous constatons que le rendu des propriétés thermo-halines moyennes et les gammes de profondeur des masses d'eau par le modèle est en accord raisonnable avec les observations pour les propriétés moyennes des masses d'eau dans la région. En particulier, la quasi-totalité des masses d'eau sont situés dans la bonne profondeur, avec quelque différence dans les valeurs exactes de température et de salinité.

Les marées sont importantes dans la région, en particulier dans le golfe de Gascogne au nord du 45 ° N. Et comme les forçages des marées n'ont pas été inclus dans la simulation, le modèle manque un élément clé pour la reproduction d'une circulation réaliste sur et les étagères armoricaines et Celtique.

Les différences entre les valeurs obtenues dans les observations et nos valeurs des paramètres thermodynamiques (surtout en surface), nous montrent que ces paramètres dépendent fortement des conditions atmosphériques. Par ailleurs il est difficile de retrouver, avec un modèle qui utilise des conditions climatologiques générales, les mêmes résultats que ceux obtenus sur le terrain.

Bibliographie

Doglioli A.M. (2010a), Notes de Cours et Travaux Dirigés de Modélisation de la Circulation Régionale 3D, Centre d'Océanologie de Marseille, Aix-Marseille Université, Marseille, France.

LuisFerrer ,AinhoaCaballero 2011 Eddies in the Bay of Biscay:A numerical approximation Journal of Marine Systems 87 (2011) 133–144.

THESE présentée par Grégoire BROQUET, 2007, Caractérisation des erreurs de modélisation Pour l'assimilation de données dans un modèle océanique régional du Golfe de Gascogne, UNIVERSITE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE1

Y.Friocourt, B.Levier, S.Speich, B.Blanke, andS.S.Drijfhout 2007 A regional numerical ocean model of the circulation in the Bay of Biscay JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.112,C09008,doi:10.1029/2006JC003935,2007.

http://www.ermma.fr/index.php?option=com_content&view=article&id=9&Itemid=11.

<http://www.actimar.fr/index.php>.