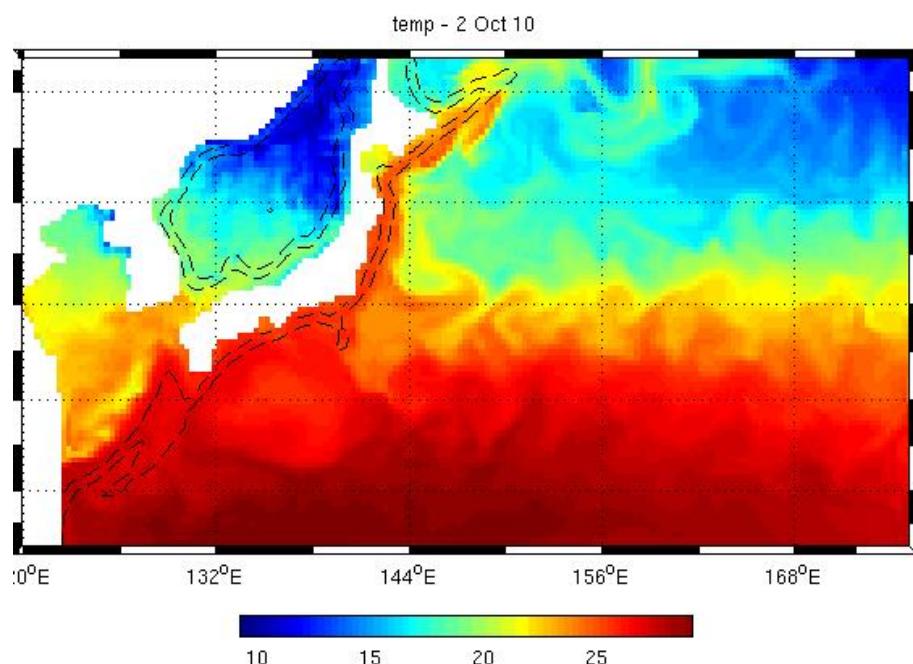




Modélisation Régionale 3D : Application de ROMS au Pacifique Nord avec ROMSTOOLS



GRANGIS Elodie

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

– 29 Avril 2011 –

Sommaire

1. Introduction.....	3
2. Matériels et Méthodes.....	5
2.1. Équations primitives qui régissent l'océan	
2.2. La modélisation 3D en océanographie	
2.3. Fonctionnement et utilisation du logiciel ROMS	
2.4. Implémentation du modèle	
3. Résultats et discussion.....	11
3.1. Les variables diagnostiques du modèle	
3.2. Comparaison saisonnière des profils de température	
3.3. Comparaison saisonnière des profils de salinité	
3.4. Le courant de Kuroshio	
3.5. Quelques données de la littérature	
4. Conclusion.....	20
Bibliographie	

1. Introduction

Le courant du Japon, aussi appelé le courant de Kuroshio, « courant noir » en japonais, est le second plus grand courant marin du monde, après le Gulf Stream. Son nom fait allusion à la couleur bleu sombre de ses eaux. Le courant chaud du Kuroshio est un courant de bord ouest, formé par les vents d'est. On y observe de fortes turbulences, des variations de direction, de vitesse et de température très importantes. Ce courant assure aux côtes américaine un climat relativement doux. Il débute dans l'ouest de l'océan Pacifique au large de la côte orientale de Taïwan et se dirige vers les eaux au nord-est du Japon où il fusionne avec la dérive orientale du courant du Nord Pacifique. Il décrit une rotation horaire entre 10°N et 45°N, des Philippines au Japon. Son rôle est analogue à celui du Gulf Stream dans l'océan Atlantique, transportant les eaux chaudes tropicales vers le Nord et les régions polaires. De plus, ses eaux chaudes permettent l'existence des récifs coralliens du Japon, les plus septentrionaux récifs de corail au monde.

Le vendredi 11 mars 2011, un très violent séisme de magnitude 8,9 s'est produit au large des côtes nord-est. Un tsunami dévastateur a ensuite balayé les terres, faisant de très nombreuses victimes. Des études ont été menées pour appréhender les impacts des rejets radioactifs de la centrale de Fukushima-Daiichi dans la mer. Les structures tourbillonnaires présentes à l'Est de Fukushima sont instables. Elles mélangent les eaux de surface entre les latitudes 35°30'N et 38°30'N. La dérive à long terme des eaux de surface se fera vers le sud sans dépasser la latitude de Tokyo. Le Kuroshio emportera alors le panache vers le centre du Pacifique.

Une simulation de cette dérive de la pollution radioactive a été réalisée par le GIP Mercator (figure 1). Selon cette simulation, les radionucléides dissous dans l'eau de mer à proximité de la centrale de Fukushima-Daiichi (point vert sur la figure 1) devraient dériver pendant 90 jours selon le tracé en rouge figurant sur cette carte. La simulation montre que les courants côtiers portent les eaux polluées jusqu'au courant Kuroshio (veine blanche épaisse) et se dispersent au nord de ce courant. La diffusion est relativement turbulente, mais les radionucléides dissous sont contenus par le courant du Kuroshio.

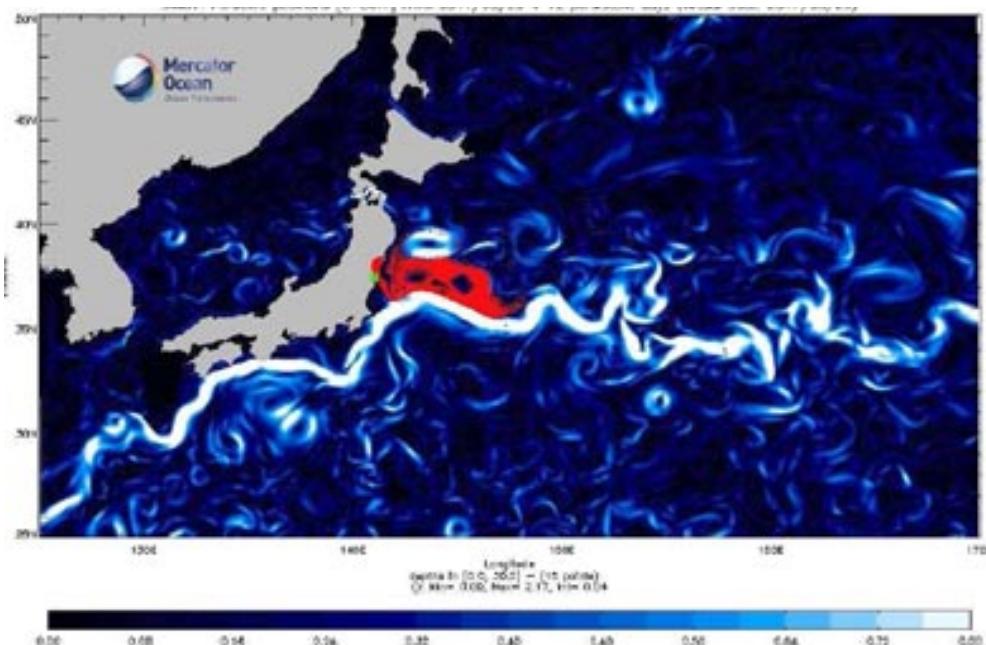


Figure 1 : Simulation de la dérive de la pollution radioactive (GIP Mercator), tirée du site web <http://mercator-ocean.fr>.

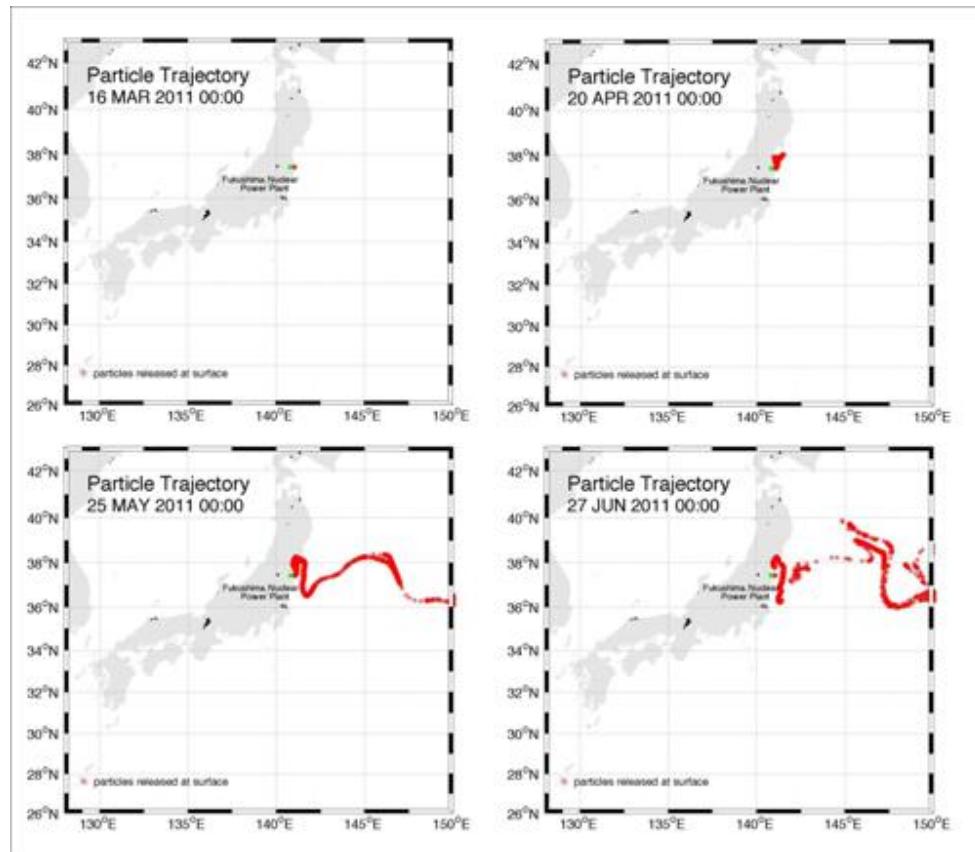


Figure 2 : Trajectoire des particules, tirée du site web <http://mercator-ocean.fr>.

La modélisation numérique de la circulation océanique est une discipline assez récente qui s'est développée au cours de la seconde moitié du XX^{ème} siècle. Il a fallu attendre 1946 pour avoir le premier calculateur électronique, l'Eniac (*Electronic Numerical Integrator Analyser and Computer*), afin de créer des schémas numériques pour résoudre les équations physiques qui régissent les océans. À l'heure actuelle, les ordinateurs ont énormément évolué depuis 1946, et après de nombreuses hypothèses de simplification pour la compréhension globale de l'océan, il faut aujourd'hui modéliser des systèmes à haute résolution afin de comprendre avec un maximum de précision, où se situent les différents courants, leur intensité et leur direction.

Pour cela, plusieurs modèles numériques régionaux sont utilisés en océanographie :

- POM (The Princeton Ocean Model)
- ROMS (Regional Oceanic Modeling System)
- SYMPHONIE

Les conditions choisies par le modélisateur sont appliquées aux équations de Navier-Stokes permettant d'obtenir des résultats de température, de salinité, de vitesse et de direction des différentes composantes des écoulements distribués, selon la résolution et la maille choisie, sur le domaine de calculs.

Cette étude, comme nous l'avons vu précédemment se portera sur la modélisation du courant de Kuroshio, grâce au logiciel ROMS.

2. Matériaux et méthodes

2.1. Équations primitives qui régissent l'océan

Nous avons choisi un modèle tridimensionnel basé sur les équations primitives, que peuvent résoudre les logiciels ROMS, SYMPHONIE, POM ou autres.

Ces modèles sont capables de résoudre les équations de Navier-Stokes couplées aux équations de conservation pour la température et la salinité ainsi que l'équation d'état de l'eau de mer (*International Equation of State of Seawater*).

Équations du mouvement (1) :

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

Signification des différents termes :

- 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
- ρ_0 est la densité de référence de l'eau de mer au sens de l'hypothèse de Boussinesq

De plus, les termes de ces équations peuvent être décrits, selon leur signification du point de vue physique :

- $\frac{\partial u}{\partial t} \Leftrightarrow$ variation locale de la vitesse en fonction du temps
- $u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \Leftrightarrow$ advections horizontales
- $-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \Leftrightarrow$ gradient de pression
- $f v \Leftrightarrow$ terme de Coriolis
- Et les 3 derniers termes sont les termes de turbulence.

Équations de conservation de la température et de la salinité (2):

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T = -\frac{\partial(T'u')}{\partial x} - \frac{\partial(T'v')}{\partial y} - \frac{\partial(T'w')}{\partial z} + \frac{Q_c}{\rho_o C_p} \frac{\partial I}{\partial z}$$

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

- Les 3 premiers termes de droite correspondent aux flux turbulents de chaleur et de salinité.
- Q_c est le flux solaire incident.
- C_p est le coefficient de chaleur massique.
- $I(z)$ est la fraction de ce flux qui parvient au niveau z

Équation de continuité (3) :

$$\nabla \cdot \vec{u} = \frac{\partial w}{\partial z} + \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0$$

Équation d'état de l'eau de mer (4) :

L'équation d'état de l'eau de mer de 1980 d'après le document technique N° 36 de l'Unesco sur les sciences de la mer est :

$$\rho = \rho(T, S)$$

Les équations sont basées sur des hypothèses. Tout d'abord, il y a l'approximation hydrostatique qui dit que l'équation de mouvement sur la verticale est réduite à un équilibre entre la force de gravité et le gradient vertical de pression. Ensuite, il y a l'approximation de Boussinesq, qui elle permet de supposer la densité comme étant constante, si ses variations sont petites, dans tous les termes des équations à l'exception du terme de gravitation. Et enfin, l'approche de Reynolds qui est l'hypothèse de fermeture turbulente.

2.2. La modélisation 3D

Les modèles régionaux utilisés en océanographie 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).

Modèles	Papier de référence	Approche
SYMPHONIE	Gaspard et al. (1990)	Énergie cinétique
POM	Mellor et Yamada (1974)	
ROMS	Mellor et Yamada (1974) Pacanowski et Philander (1981) Large et al. (1994)	K-Profil

Tableau 1 : Tableau comparatif des différentes approches de calculs des coefficients turbulents vitaux.

Le modèle SYMPHONIE se base donc sur l'équation de l'énergie cinétique en admettant l'hypothèse que ce paramètre est conservé tout comme la température et la salinité. Mellor et Yamada, avec le modèle POM, ont tout simplement rajouté une deuxième équation pour la longueur de mélange (au lieu d'en faire une estimation), en plus de l'équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente. La critique faite par Kantha et Clayson (1994) est la sous estimation du mélange turbulent vertical lorsque le gradient de densité est stable, c'est-à-dire dans le cas d'une stratification.

Enfin, pour ROMS, il y a différentes approches possibles, utilisant une paramétrisation de type K-profil. Tout d'abord, Pacanowski et Philander (1981) ont utilisé une approche empirique, qui a pour avantage une facilité d'implémentation du modèle numérique. Plus tard, Large et al. (1994) proposeront un modèle un peu plus complexe avec en plus de la paramétrisation pour la couche limite de surface, une paramétrisation du mélange dans l'intérieur de l'océan ainsi que des conditions afin de coupler les deux parties : surface, intérieur.

Modèles	Hypothèses
SYMPHONIE	Le coefficient de viscosité horizontale turbulente dépend de la taille de maille de la grille (généralement fixe à $5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour une maille d' $1\text{km} \times 1\text{km}$).
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 : $A_h = A_x = A_y$

Tableau 2 : Tableau comparatif des différentes approches pour calculer les coefficients horizontaux de viscosité turbulente utilisées par les modèles océanographiques SYMPHONIE, POM, ROMS.

Dans notre étude, nous avons utilisé le modèle ROMS basé sur l'approche de Large & al (1994) pour le calcul des coefficients vitaux de viscosité.

2.3. Fonctionnement et utilisation du logiciel ROMS

Le modèle ROMS (*Regional Ocean Modeling System*) est un modèle tridimensionnel qui permet de calculer des variables physiques de l'océan, telles que la température, la salinité, l'élévation de la surface libre ainsi que des variables dérivées comme la densité, la vorticité... En connaissant les conditions initiales et les conditions aux limites de ces différents champs physiques en tout point du domaine modélisé, cette résolution permet de connaître l'évolution de ces mêmes champs à l'instant d'après t+n.

ROMS utilise la grille d'Arakawa C qui fonctionne bien pour de fines résolutions spatiales.

Discrétisation spatiale : Sur le domaine horizontal, le modèle est écrit en coordonnées régulières sur une grille décalée d'Arakawa C.

Discrétisation verticale : Sur la verticale, le modèle utilise des coordonnées σ . Ce type de modèle présente des niveaux qui suivent la topographie. L'avantage de ce type de grille est d'avoir toujours le même nombre de niveaux verticaux, et ce quelle que soit la bathymétrie.

Discrétisation temporelle : La séparation du pas de temps (time splitting) est utilisée lorsque des processus interviennent à des échelles différentes. Par exemple, dans notre étude, la discrétisation temporelle va séparer les modes barotropes et baroclines.

Conditions de stabilité : Appliquées sur une grille et selon un pas de temps, nos équations sont discrétisées de manière spatiale et temporelle. Ces deux discrétisations sont liées par le critère de stabilité, ici de type CFL (*Courant-Friedrich-Levy*) :

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

Les variables de sortie après simulation avec le modèle ROMS sont les suivantes :

- Zeta, qui correspond à la surélévation de la surface libre
- Ubar, qui est la composante horizontale de la vitesse barotrope selon l'axe est-ouest
- Vbar, qui est la composante horizontale barotrope selon l'axe nord-sud
- U, qui est la composante horizontale de la vitesse barocline (3D) selon l'axe est-ouest
- V qui est la composante horizontale de la vitesse barocline (3D) selon l'axe nord-sud
- Temp désigne la température
- Salt désigne la salinité
- Speed, qui correspond à la vitesse des courants.

2.4. Implémentation du modèle

- Grâce au fichier *ad_findgeocoord.m*, nous avons pu fixer les coordonnées du domaine d'étude choisi (Tableau 3).

Longitude Est	119°
Longitude Ouest	176°
Latitude Sud	21°
Latitude Nord	47°

Tableau 3 : Coordonnées du domaine d'étude.

- Dans le fichier *romstools_param.m*, nous avons reporté les coordonnées choisies, les frontières ouvertes ou fermées ainsi que la résolution de notre modèle.

Frontières ouvertes	Frontières fermées	Résolution
Nord-Sud-Est	Ouest	$dl = 1/3^{\circ}$

Tableau 4 : Frontières ouvertes ou fermées et résolution.

- Après cela, il nous suffit de lancer *make_grid.m* pour créer notre grille et obtenir ses paramètres ainsi que la figure de bathymétrie (cf. page de garde). Les paramètres de la grille nous servirons plus tard pour calculer le critère de stabilité de type CFL.

L = 171	LLm = L-1 = 170	Min dx = 25.2123 km	Max dx = 34.5838 km
M = 96	MMm = M-1 = 95	Min dy = 25.3739 km	Max dy = 34.5475 km
N = 32			

Tableau 5 : Paramètres de la grille. L,M et N correspondent au nombre de maille dans les trois directions x, y et z respectivement.

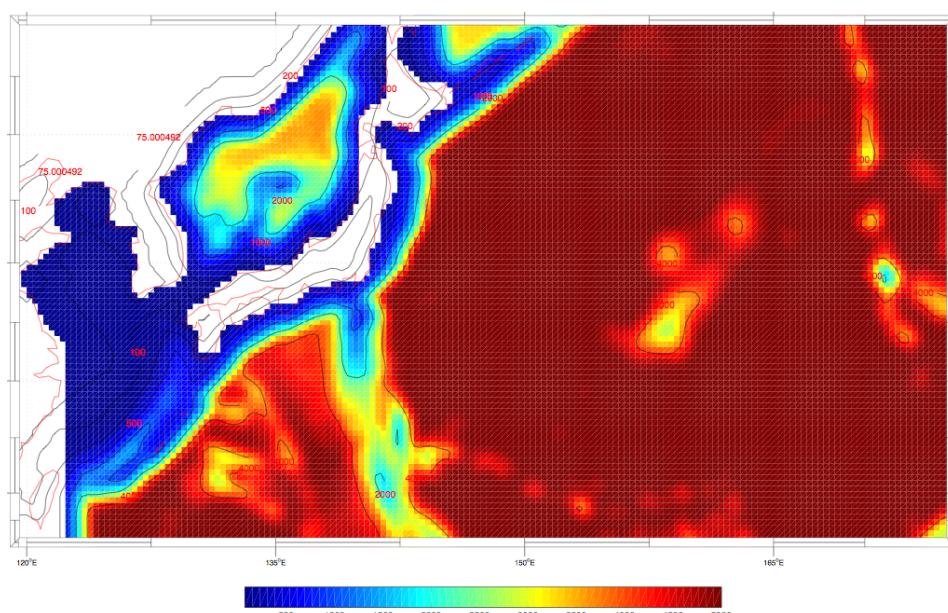


Figure 3 : Bathymétrie de la zone étudiée.

- ✚ Pour le calcul des forçages, des conditions initiales et des conditions aux frontières il suffit d'exécuter les scripts *make_forcing.m* et *make_clim.m*.
- ✚ Enfin grâce au script MATLAB *ad_cfl.m* on peut calculer les pas de temps interne et externe de notre simulation.

<i>NTIMES</i>	<i>dt[sec]</i>	<i>NTDFAST</i>
1200	2160	60

Tableau 6 : Paramètres d'intégration temporelle.

Ces paramètres correspondent à la durée de simulation, au pas de temps interne (barocline) et au nombre de fois que le mode barotrope va parcourir le mode barocline.

- ✚ Après avoir effectué toutes les étapes précédentes, on peut compiler le modèle en utilisant *./jobcomp*.
- ✚ Le modèle est lancé avec la commande *./roms roms.in*.
- ✚ Les résultats peuvent être visualisé avec *roms_gui.m*.
- ✚ Pour lancer une simulation pluriannuelle, il suffit de modifier les fichiers *roms-inter.in* et *run_roms.csh* en introduisant les paramètres d'intégrations (*NTIMES*, *dt[sec]*) et (*NTDFAST*) dans *roms_inter.in* et en définissant le nombre d'années à modéliser dans *roms.csh*.

3. Résultats et discussion

3.1. Les variables diagnostiques du modèle

Les scripts *roms_diags.m* et *plot_diags.m* ont été utilisé pour avoir les variables de diagnostic moyennées du modèle (Figure 4).

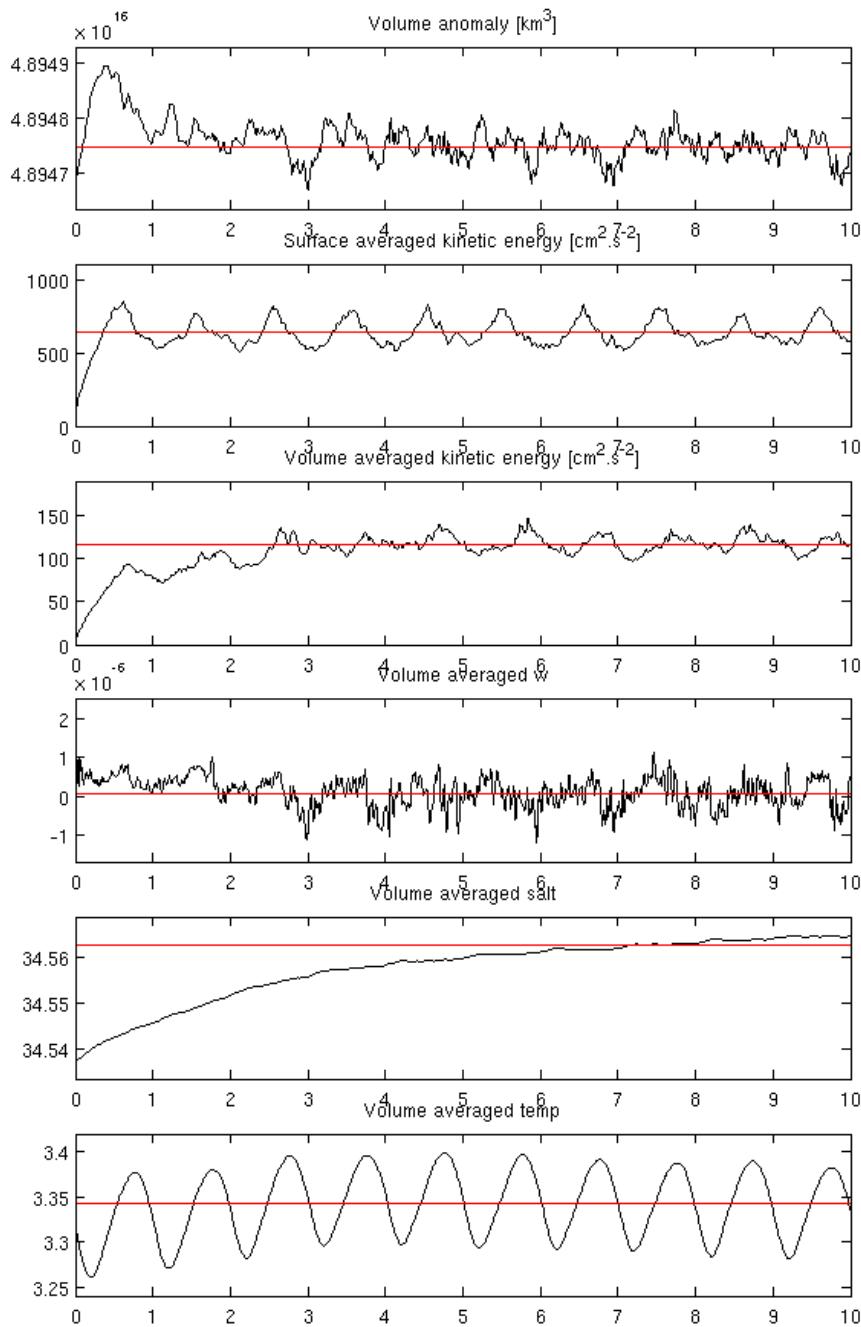


Figure 4: Diagnostique effectué avec Romstools de la simulation avec ROMS pendant 10 ans du Kuroshio (**1** : le volume en km^3 ; **2** : L'énergie cinétique de surface moyennée ; **3** : L'énergie cinétique moyennée sur le volume ; **4** : La vitesse verticale moyennée sur le volume ; **5** : La salinité moyennée sur le volume et **6** : La température moyennée sur le

volume). Les courbes noires sont les valeurs des variables moyennées tout au long de la simulation. La droite rouge représente la moyenne.

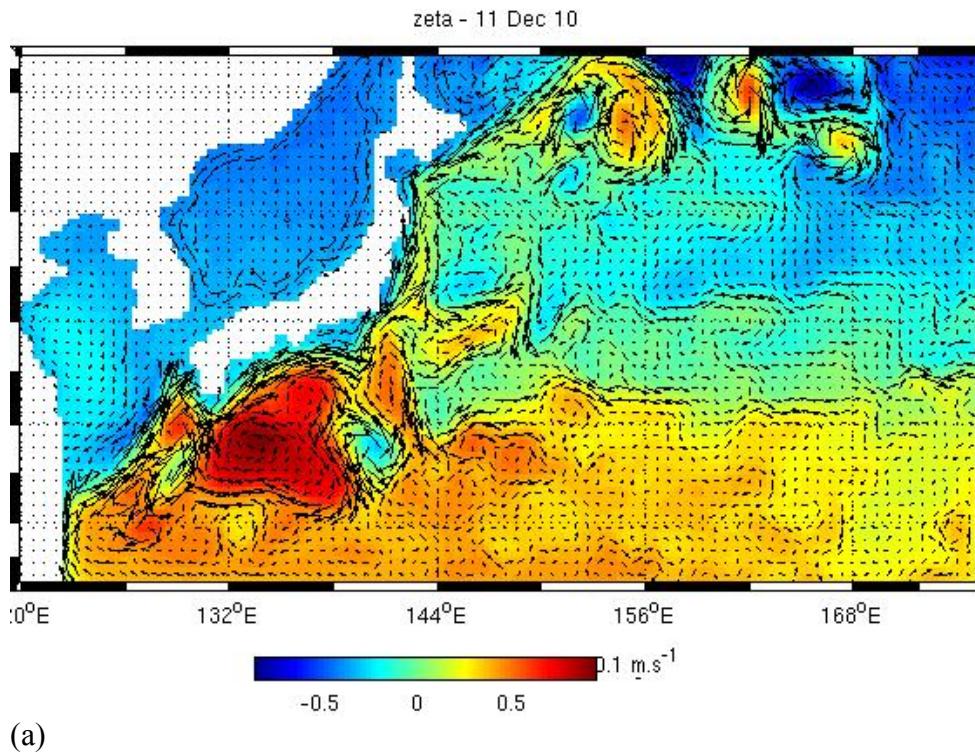
La figure 4 nous montre à partir de quel mois notre modèle commence à devenir stable et donc à osciller de manière saisonnière autour d'une valeur moyenne calculée pour le modèle et la zone d'étude choisie.

La plupart des paramètres sont rapidement stables et oscillent autour de leur valeur de référence. Nous pouvons remarquer que l'énergie cinétique oscille autour de sa valeur moyennée qu'à la fin de la seconde année. De plus, la salinité met pratiquement 6 ans pour se stabiliser autour de sa valeur théorique.

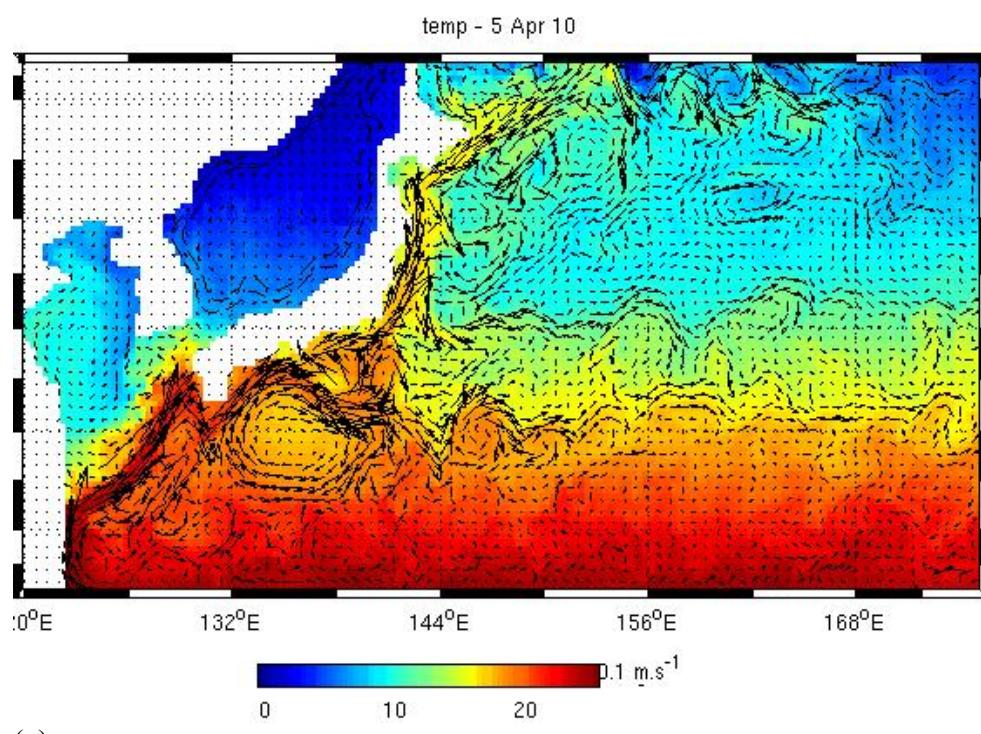
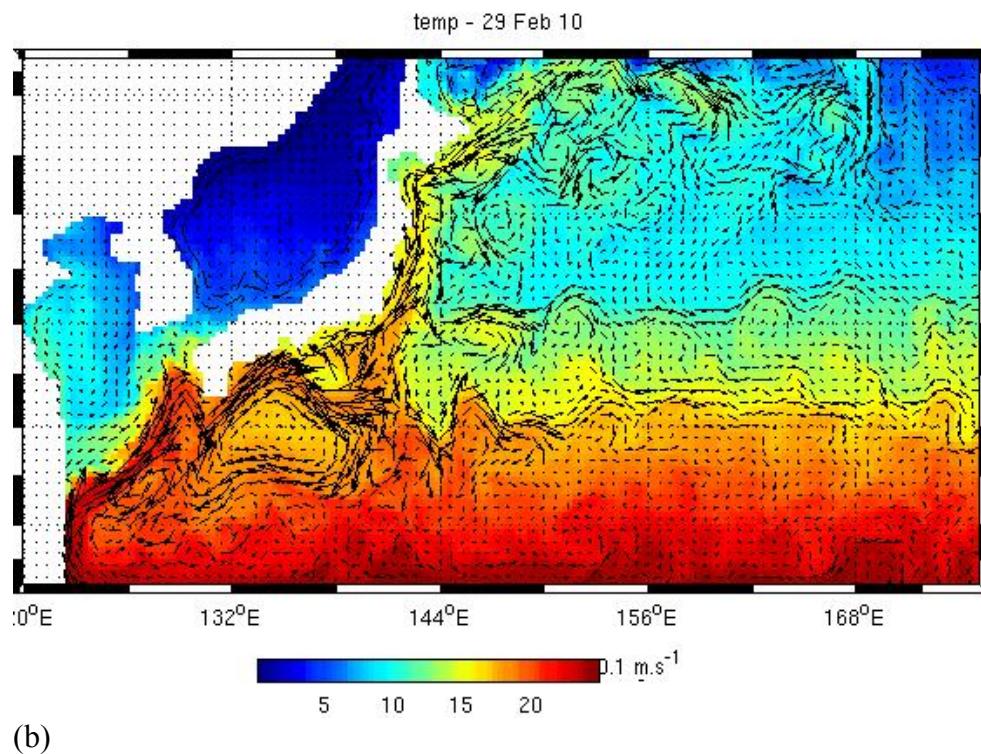
3.2. Comparaison saisonnière des profils de température

Au japon, en ce qui concerne les saisons, l'hiver dure du mois de novembre à mars, le printemps de la fin mars au mois de juin, l'été de juin à septembre avec des températures plus élevées durant le mois d'août et l'automne commence à la fin du mois de septembre pour se terminer à la fin du mois d'octobre.

Nous avons utilisé les simulations au cours de l'année 10 pour que le modèle soit bien stabilisé et obtenir des résultats le plus fiables possible.



Modélisation Régionale 3D : Application de ROMS au Pacifique Nord avec ROMSTOOLS.
Grangis E., 2011.



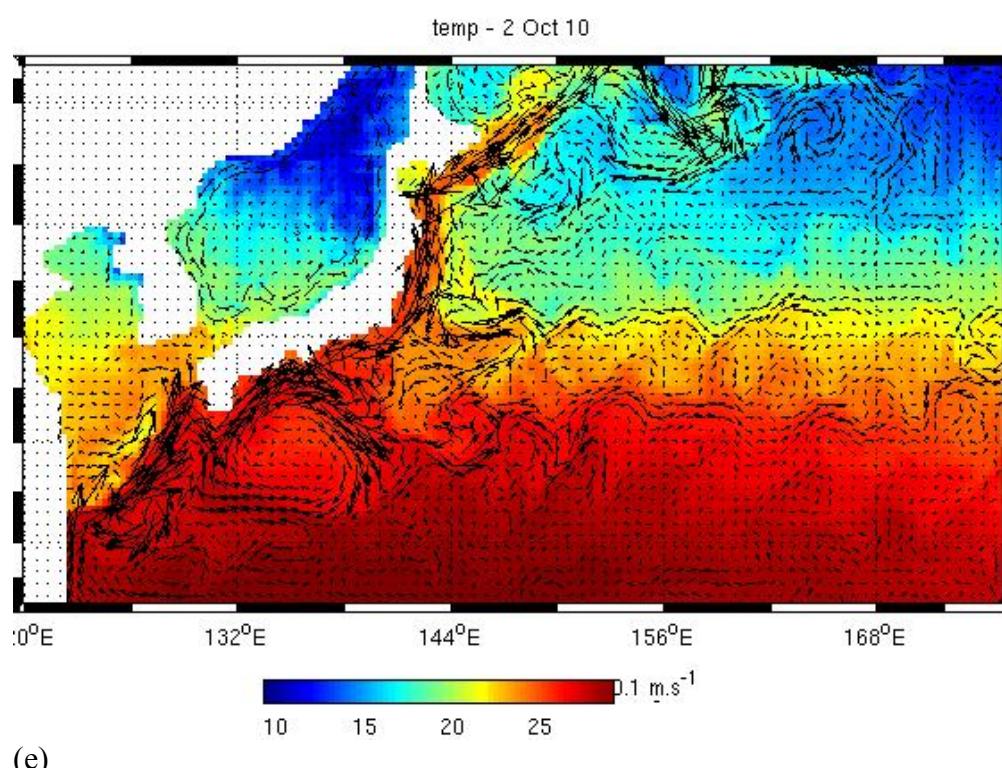
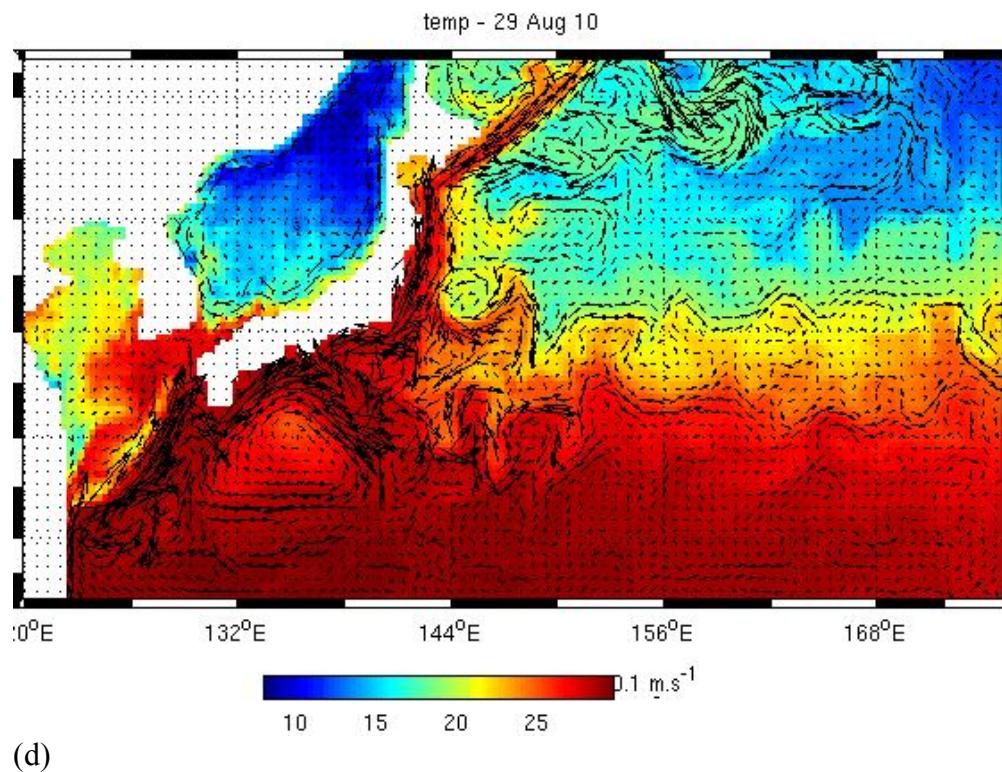


Figure 5: Température et courant en surface au 11 Décembre (5a) et au 29 Février (5b), période hivernale, au 5 Avril (5c) pour illustrer la période printanière, au 29 Août (5d) ce qui correspond à la période estivale et enfin au 2 Octobre (5e) pour l'automne.

Nous pouvons, grâce à la figure 5, voir une évolution saisonnière de la température de l'eau de surface. En effet, au début de l'hiver (durant le mois de décembre), on observe une apparition de courants froids au nord de notre domaine de simulation. Ces courants rencontrent la veine de courants chauds qui longe la côte Est du Japon et remonte vers Hokkaido. Nous pouvons imaginer que c'est cette rencontre qui provoque les 3 tourbillons d'eau chaude que l'on observe. De plus, un gyre important d'eau chaude se distingue au Sud Est de l'île. Un peu plus tard dans l'hiver, vers la fin du mois de février, on observe une uniformisation de la température de l'eau, plus trop de tourbillons visibles et le gyre au Sud Est de l'île a perdu en température. Au printemps on observe un peu le même type de schéma avec seulement des températures un peu plus élevées, tandis qu'au pic de l'été (mois d'août), les températures du Kuroshio et de la veine qui longe la côte est du Japon atteignent pratiquement 28°C en surface. Cela va dans le sens que le Kuroshio est un courant chaud.

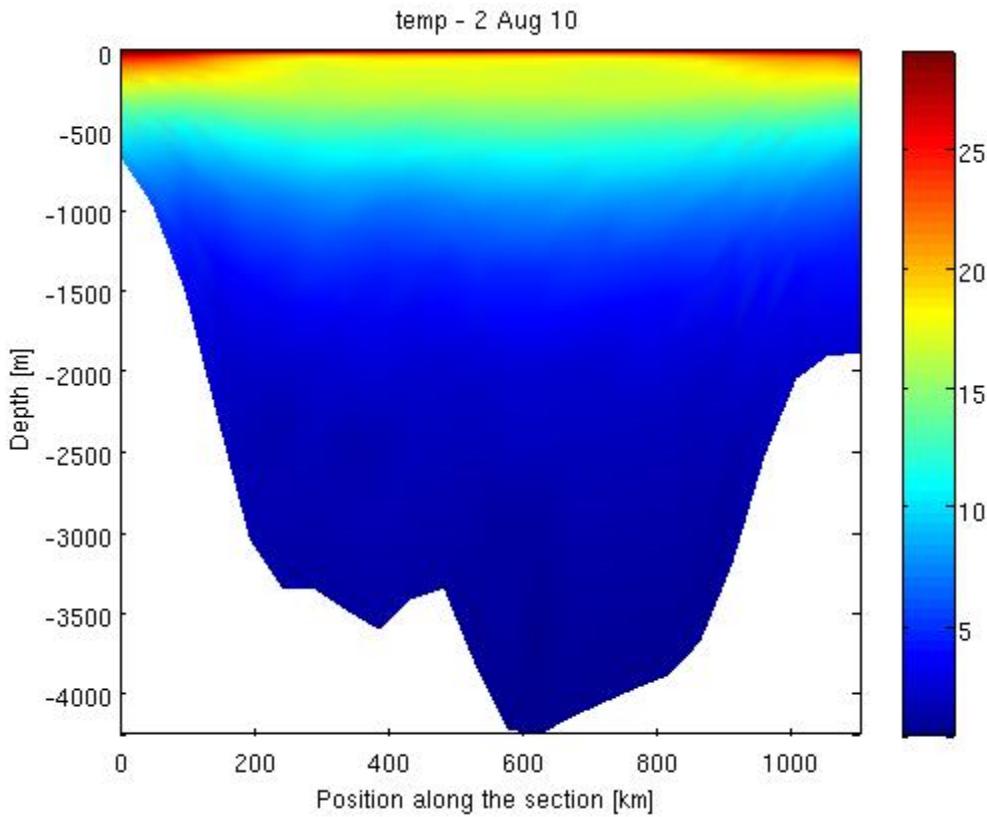


Figure 6: Profil vertical de la température au mois d'août au niveau du gyre au sud est du Japon.

On observe une certaine stratification, avec une eau de surface atteignant environ 28°C, diminuant entre 15°C et 20°C dans les 100 premiers mètres de la colonne d'eau, pour être inférieur à 10°C passé les 500 mètres de profondeur.

3.3. Comparaison saisonnière des cartes de salinité en surface

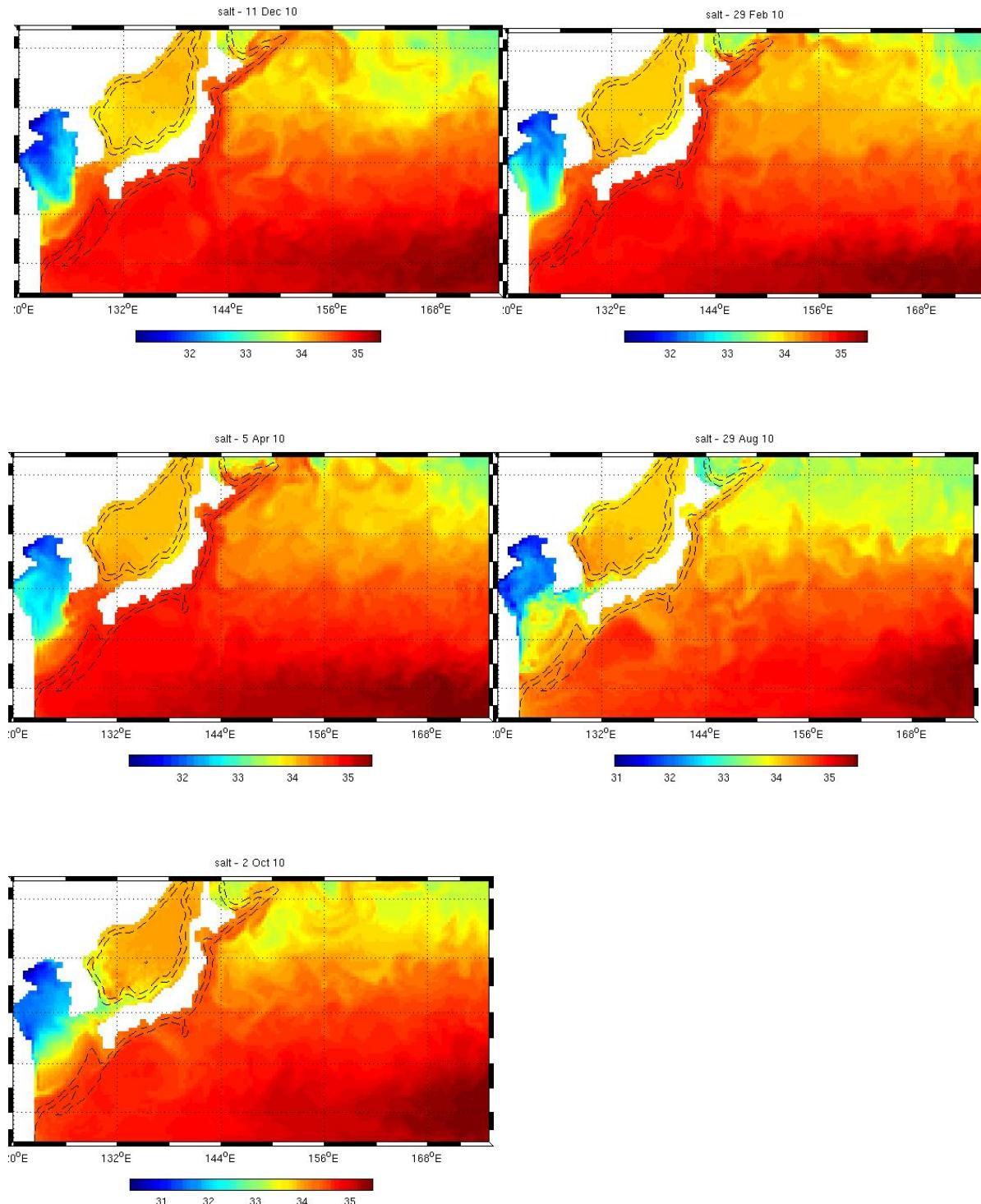


Figure 7: Profils horizontaux de la salinité saisonnière.

À part une légère diminution de la salinité en été (29 Août), il n'y a pratiquement aucune variation de ce paramètre au cours de l'année.

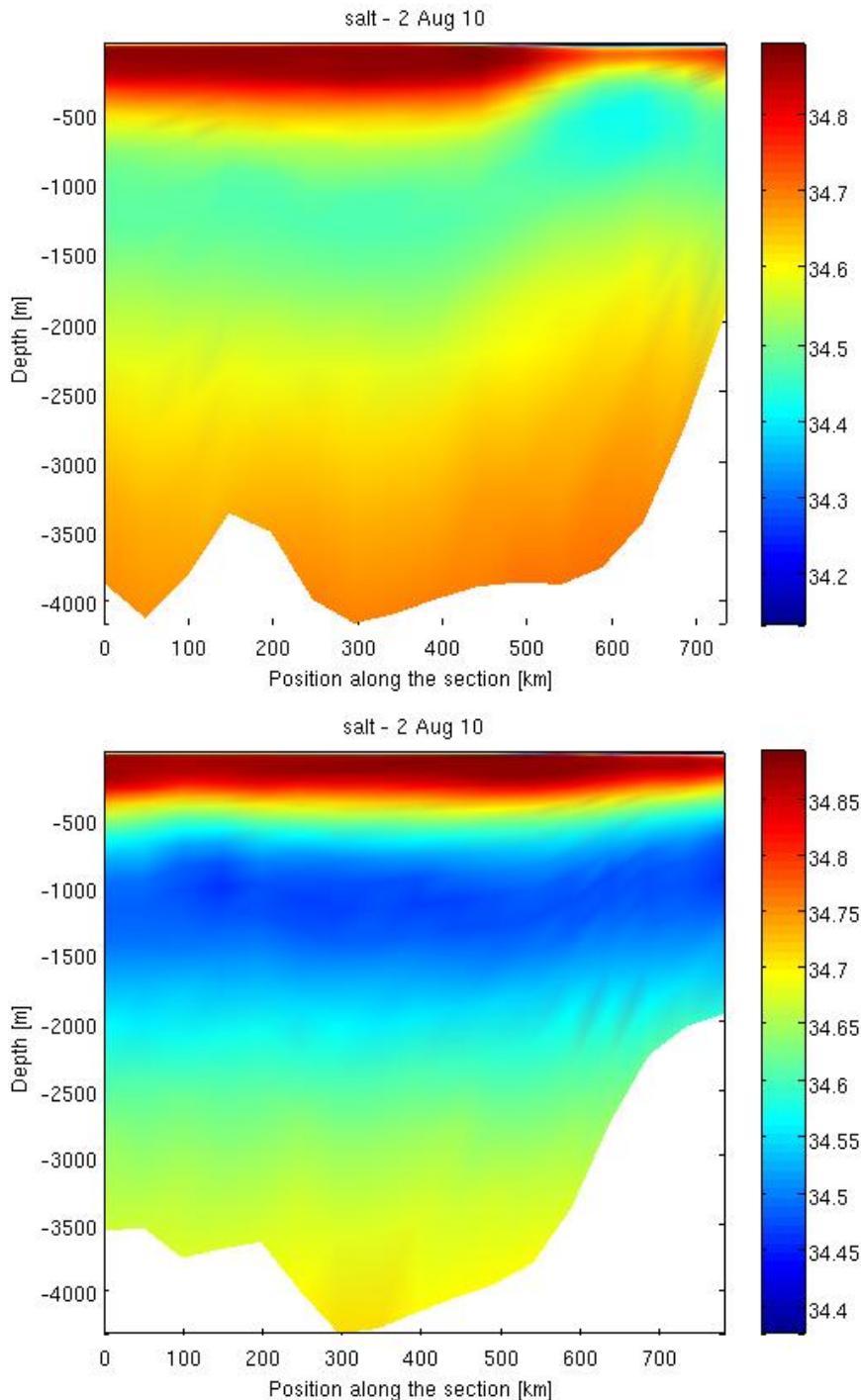


Figure 8: Profil vertical de la salinité au niveau du gyre au sud est du Japon (a) vers 32°N (b) vers 30°N.

On peut clairement avancer que contrairement aux profils horizontaux, la salinité varie sur la hauteur de la colonne d'eau. De manière générale, elle est assez importante en surface, puis diminue avec la profondeur. Mais suivant la latitude, le degré de salinité est plus ou moins élevé à une certaine profondeur.

3.4. Le courant de Kuroshio

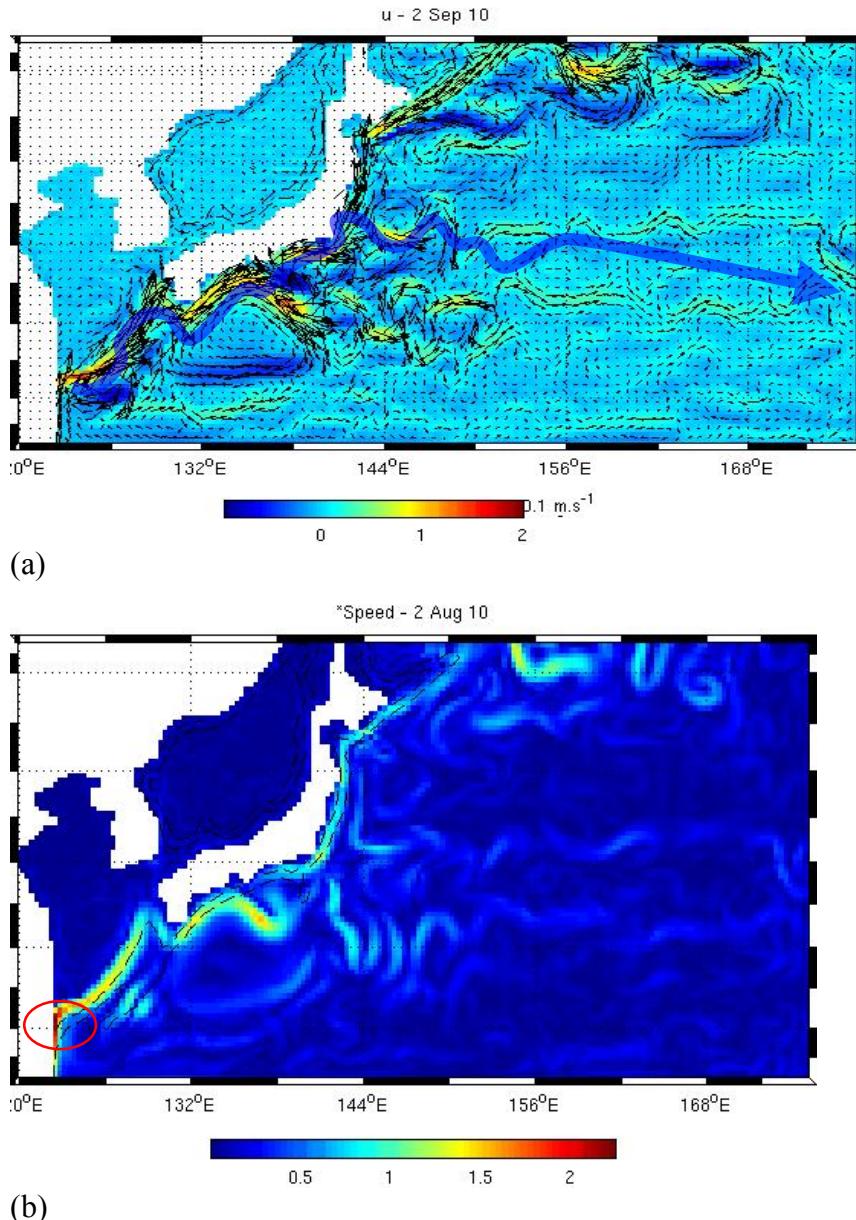


Figure 9: Composante horizontale de la vitesse barocline à la surface, au 2 septembre de l'année 10 (a) et variable speed de la simulation avec ROMS à la surface, à l'année 10, le 2 Août.

La figure 9 nous montre bien le point de formation du Kuroshio, c'est-à-dire dans l'ouest de l'océan Pacifique au large de la côte orientale de Taïwan. Nous pouvons également voir que le courant se dirige vers les eaux au nord-est du Japon où elles fusionneront avec la dérive orientale du courant du Nord Pacifique. Grâce aux différentes simulations réalisées nous avons pu constater qu'il y avait très peu de variation saisonnière de cette circulation.

3.5. Quelques données de la littérature

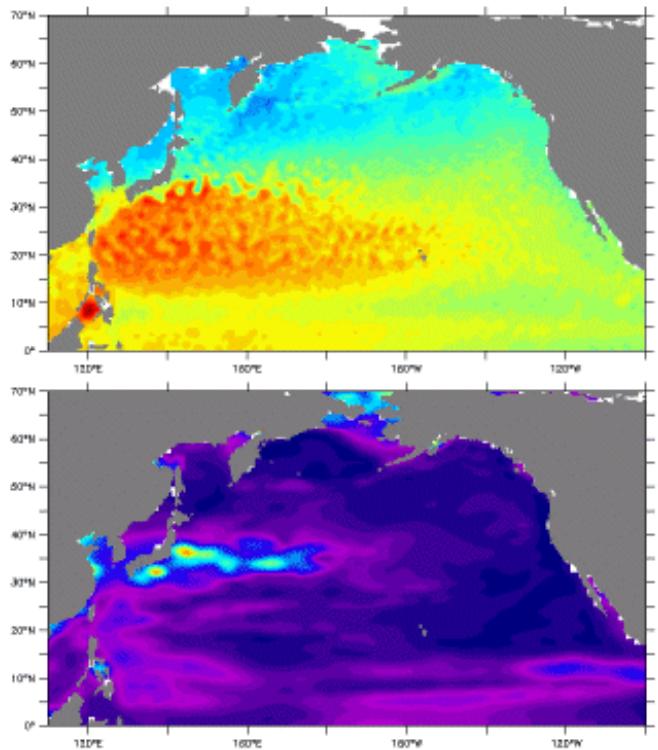


Figure 10: (a) Température de l'eau de surface et (b) variance d'anomalie de hauteurs de mer, calculé sur une période allant de 2001 à 2005 dans le Pacifique Nord tiré de <http://mercator-ocean.fr>.

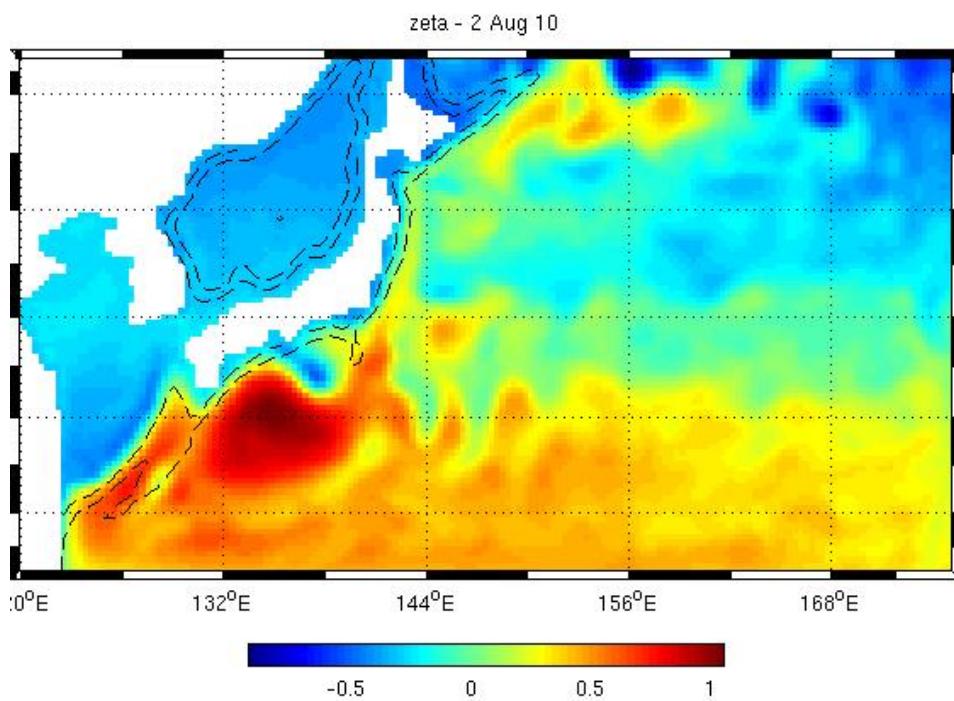


Figure 11: Surélévation de la surface libre de notre simulation.

Remarque :

La topographie dynamique (ADT) représente la somme de 2 contributions :

- la hauteur de la mer due aux courants moyens et représentant la composante stationnaire du courant total (*Mean Dynamic Topography*)
- la hauteur de la mer due à la partie variable du courant total (*Sea Level Anomaly, SLA*)

L'observation de la variabilité océanique (par exemple de la variance de la topographie dynamique) dans le Pacifique nord via le LAS met en relief le rôle du Kuroshio.

Le Kuroshio (ou KuroShivo) est un courant de bord ouest qui assure aux côtes américaines un climat relativement doux.

La température modélisée avec notre modèle paraît cohérente avec cette simulation moyennée de 2001 à 2005.

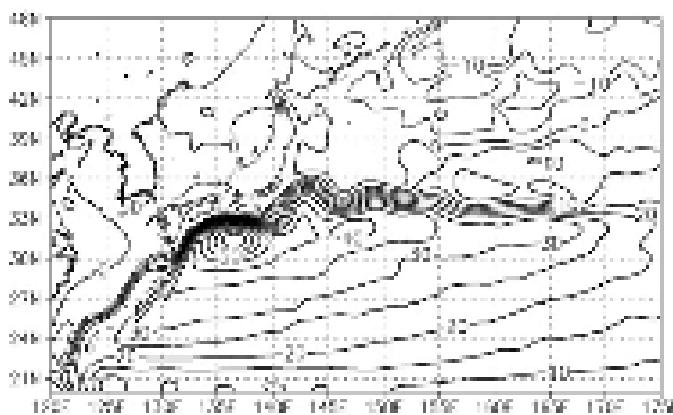


Figure 12 : Courant de Kuroshio dans la partie supérieure de 0 à 460 mètre de profondeur, tiré de l'article de H. Nakano et al. « Dynamics of Atmospheres and Oceans » (2008).

La figure 12 nous montre le Kuroshio ainsi que le gyre au sud est du Japon. Cette figure est assez semblable à la figure 9 représentant notre simulation avec ROMS.

4. Conclusion

Le modèle Roms permet donc d'analyser de nombreux paramètres et de montrer l'évolution de ces paramètres en fonction de la saison. Comme nous l'avons dit précédemment, le courant de Kuroshio présente des variations de salinité saisonnière (notamment sur la verticale), des variations de température tout au long de l'année ainsi que des variations d'intensité.

Cependant la direction globale du courant de Kuroshio reste la même.

La résolution de notre modèle paraît suffisante, mais il serait intéressant de l'augmenter pour avoir une plus grande précision.

Bibliographie

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

Gaspard et al. (1990)

Mellor et Yamada (1974)

Pacanowski et Philander (1981)

Large et al. (1994)

Kantha et Clayson (1994)

<http://www.mercator-ocean.fr>

<http://fr.wikipedia.org/wiki/Kuroshio>