

Modélisation de la circulation du **Kuroshio** à l'aide du modèle ROMS

OSU - Institut Pythéas
Master I Océanographie Physique et Biogéochimique (OPB)
OPB-205 : Modélisation de la circulation océanique
(19/04/2018)

Réalisé par : TOUZI Walid

Année universitaire : 2017/2018

Plan de travail

Introduction

I. Matériels et Méthodes

I.1 Description du modèle ROMS

I.2 Implémentation du modèle à la zone d'étude

II. Résultats et discussion

II.1 Diagnostiques du modèle

II.2 Comparaison saisonnière des profils de température

II.3 Comparaison saisonnière des profils de salinité

II.4 Le courant du Kuroshio

II.5 Comparaison avec des données de la littérature

Conclusion et perspectives

Introduction

Le système de courants dans le Pacifique Nord-Ouest subtropical est très complexe.

Le Kuroshio est un courant de bord ouest, qui se sépare généralement du Japon au cap Inubo ($35,42^{\circ}$ N), et coule vers l'est sous forme d'un jet étroit, avec des anneaux froids et chauds générés par une croissance instable du méandre «l'extension Kuroshio».

Dans cette étude, nous adoptons un modèle de circulation générale des océans (ROMS) qui incorpore les littoraux réalistes du Japon ainsi que sa bathymétrie.

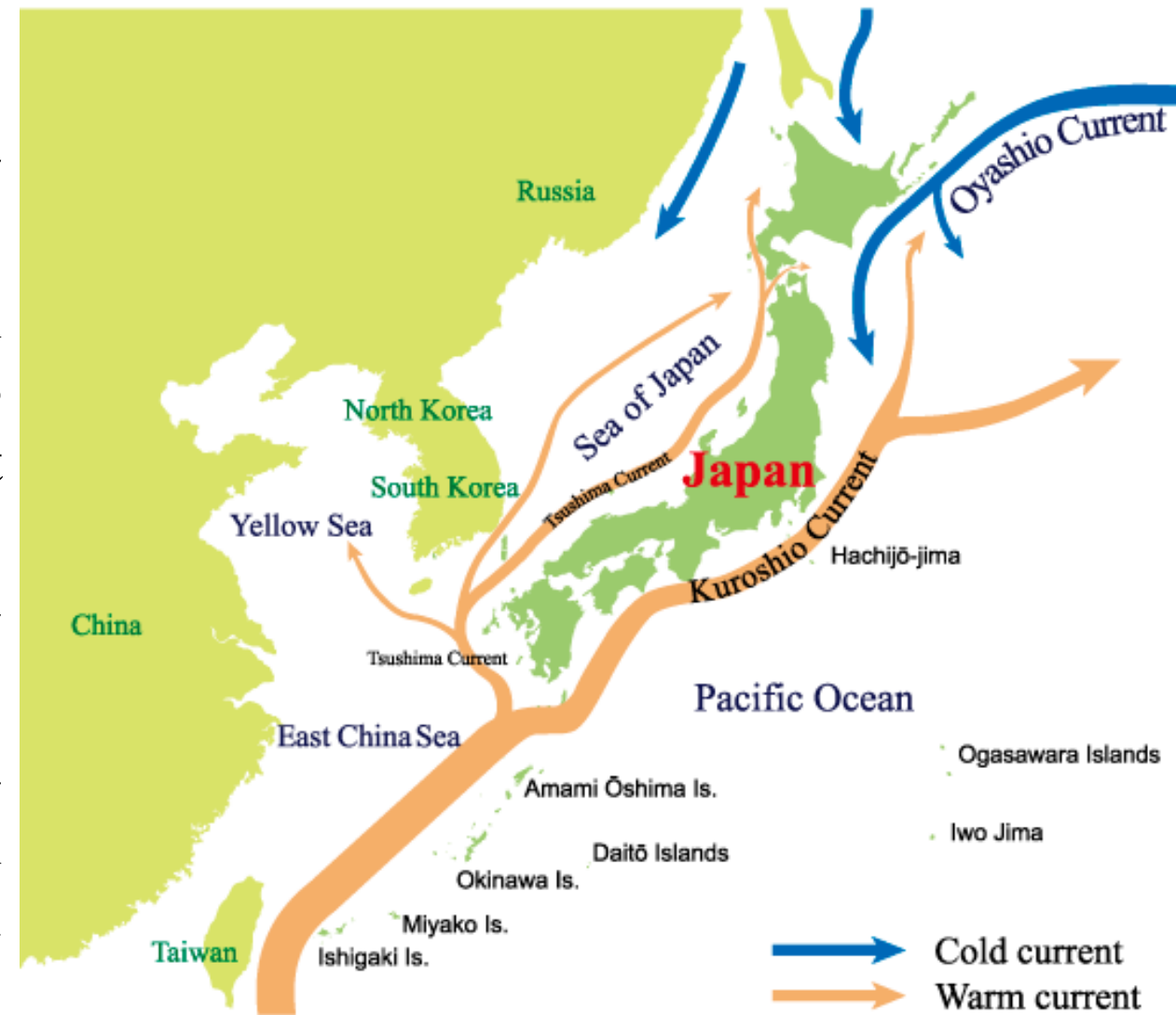


Fig.1: Schéma des courants de surface dans le Pacifique nord-ouest subtropical.

II.1 Description du modèle ROMS

Les modèles de circulation océanique générale sont des modèles numériques simplifiés par rapport aux caractéristiques physiques fondamentales de la circulation océanique. Ils sont basés sur les équations suivantes :

$$\text{Équations de Navier-Stokes : } \begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \nabla u = f v - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \nabla_h^2 u + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \nabla v = -f u - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \nabla_h^2 v + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ 0 = \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \end{cases}$$

$$\text{Équation de continuité : } \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\text{Équations de conservation de la température et de la salinité : } \begin{cases} \frac{\partial T}{\partial t} + u \nabla T = K_h \nabla_h^2 T + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \\ \frac{\partial S}{\partial t} + u \nabla S = K_h \nabla_h^2 S + K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \end{cases}$$

$$\text{Équation d'état de l'eau de mer : } \rho = \rho(T, S)$$

Le modèle (ROMS) est capable de résoudre ces équations à partir d'un certain nombre d'approximations :

- Approximation de l'incompressible ($\frac{\partial \rho}{\partial t} = \mathbf{0}$).
- Approximation de l'équilibre hydrostatique.
- Approximation de Boussinesq ($\rho = \rho_0 + \rho'$).
- Hypothèse de fermeture du mélange turbulent.

Tab.1: Discrétisation spatiale et temporelle du domaine de calcul.

Discrétisation spatiale	Horizontale	Grille d'Arakawa-C décalée et échelonnée
	Verticale	Grille étirée (coordonnées σ)
Discrétisation temporelle	Schéma de progression temporelle explicite (time splitting)	

Ces deux discrétisations sont liées par le critère de stabilité CFL (Courant-Friedrich-Levy) :

$$\Delta t_{externe} \leq \frac{1}{2\sqrt{gh}} \times \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)$$

I.2 Implémentation du modèle à la zone d'étude

- a) **Les forçages du modèle :** Pour forcer le modèle, il faut des informations sur les flux de quantité de mouvement, d'échange de chaleur et d'eau douce (données météorologiques). Les forçages atmosphériques et le climat sont tirés de la base de données COAD (compressed ocean-atmosphere data) et WOA2009 (World Ocean Atlas).
- b) **Implémentation de la zone d'étude :**

Tab.1 : Coordonnées géographiques du domaine de calcul.

Latitude min (°)	Latitude max (°)	Longitude min (°)	Longitude max (°)
25°N	45°N	130°E	150°E

Tab.2 : Résolution du domaine de calcul.

Résolution (°)	dxmin (km)	dxmax (km)	dymin (km)	dymax (km)	Nombre de cellule selon x (LLm)	Nombre de cellule selon y (MMm)
1/6°	13	13.09	13	13.09	149	147

Avec une taille de grille verticale $N = 32$ niveau.

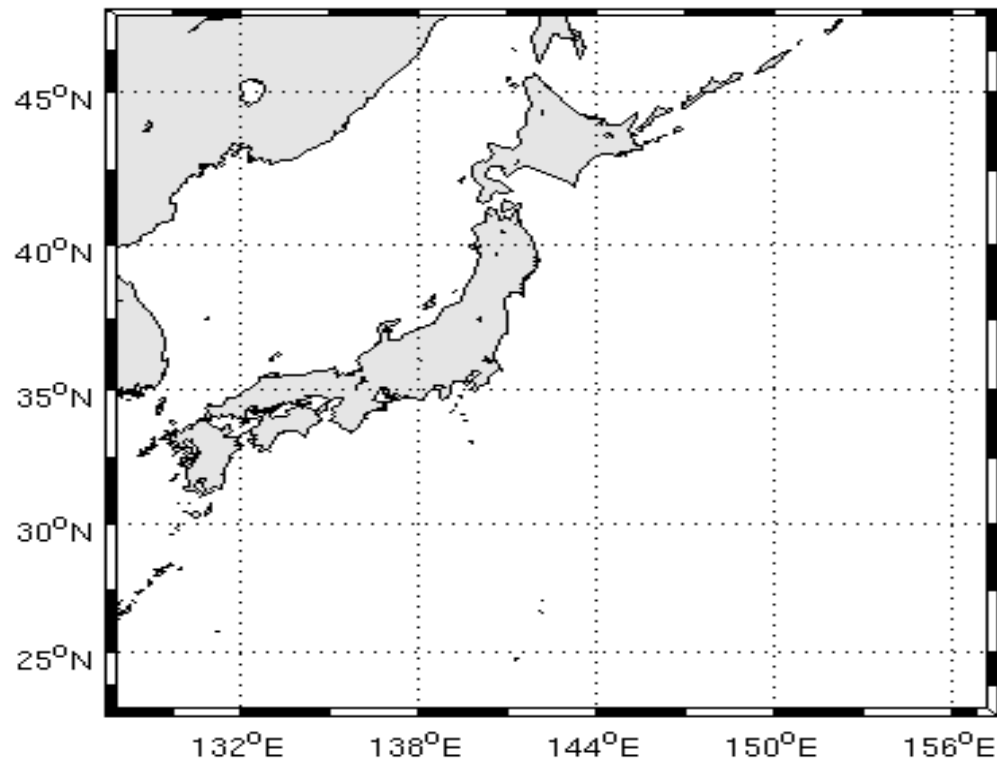


Fig.2 : Situation géographique de la zone. d'étude.

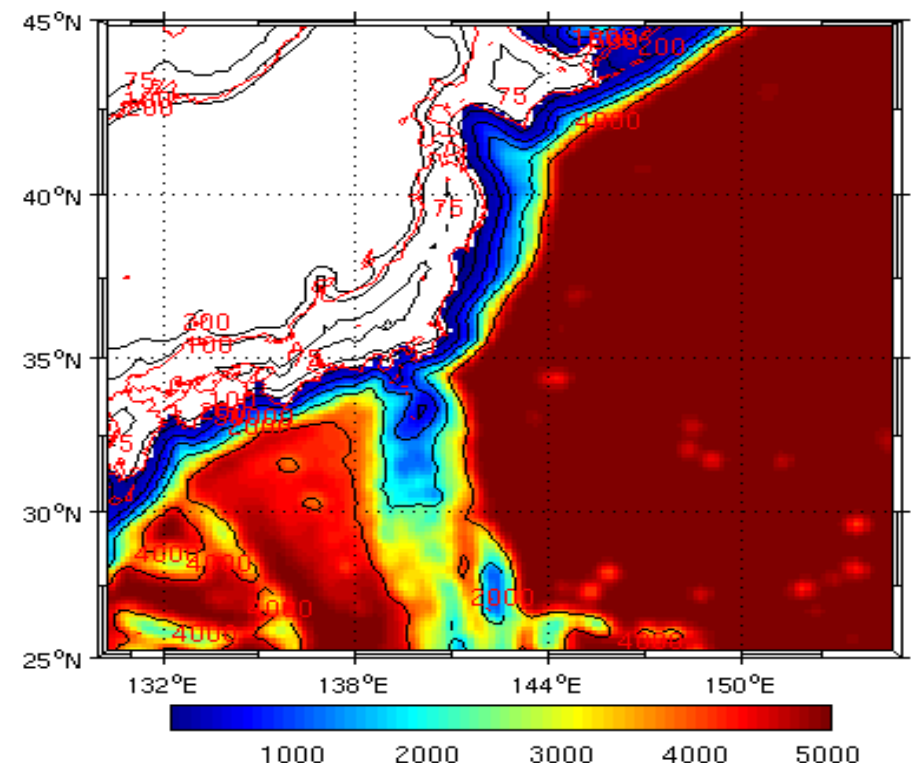


Fig.3 : Bathymétrie de la zone d'étude.

Tab.3 : Paramètres d'intégration temporelle.

Ntimes	$\Delta t_{\text{externe}}$ (s)	NDTFAST
1200	36	60

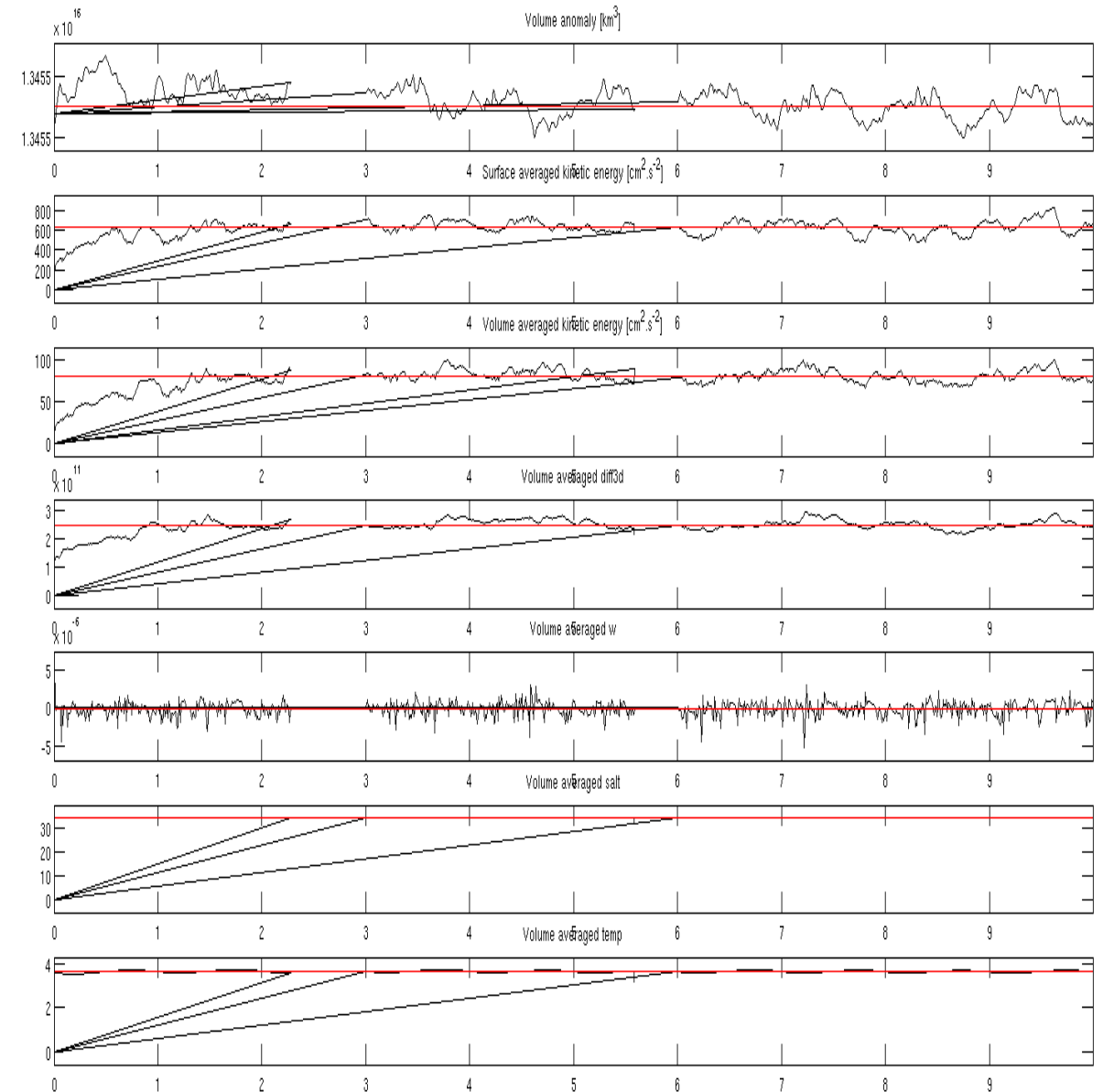
$$\Delta t_{\text{interne}} = \Delta t_{\text{externe}} \times \text{NDTFAST} = 2160 \text{ s}$$

II.1 Diagnostiques du modèle

Les graphes de diagnostics nous montrent à partir de quel moment notre modèle commence à se stabiliser vis-à-vis des variables calculées et donc à osciller de manière régulière autour de la moyenne calculée par le modèle (Fig.4).

La plupart des paramètres se stabilisent rapidement, et fluctuent autour de leur valeur moyenne avec une amplitude égale.

Fig.4 : Graphes de diagnostic de la simulation du Kuroshio pendant 10.



II.2 Comparaison saisonnière des profils de température

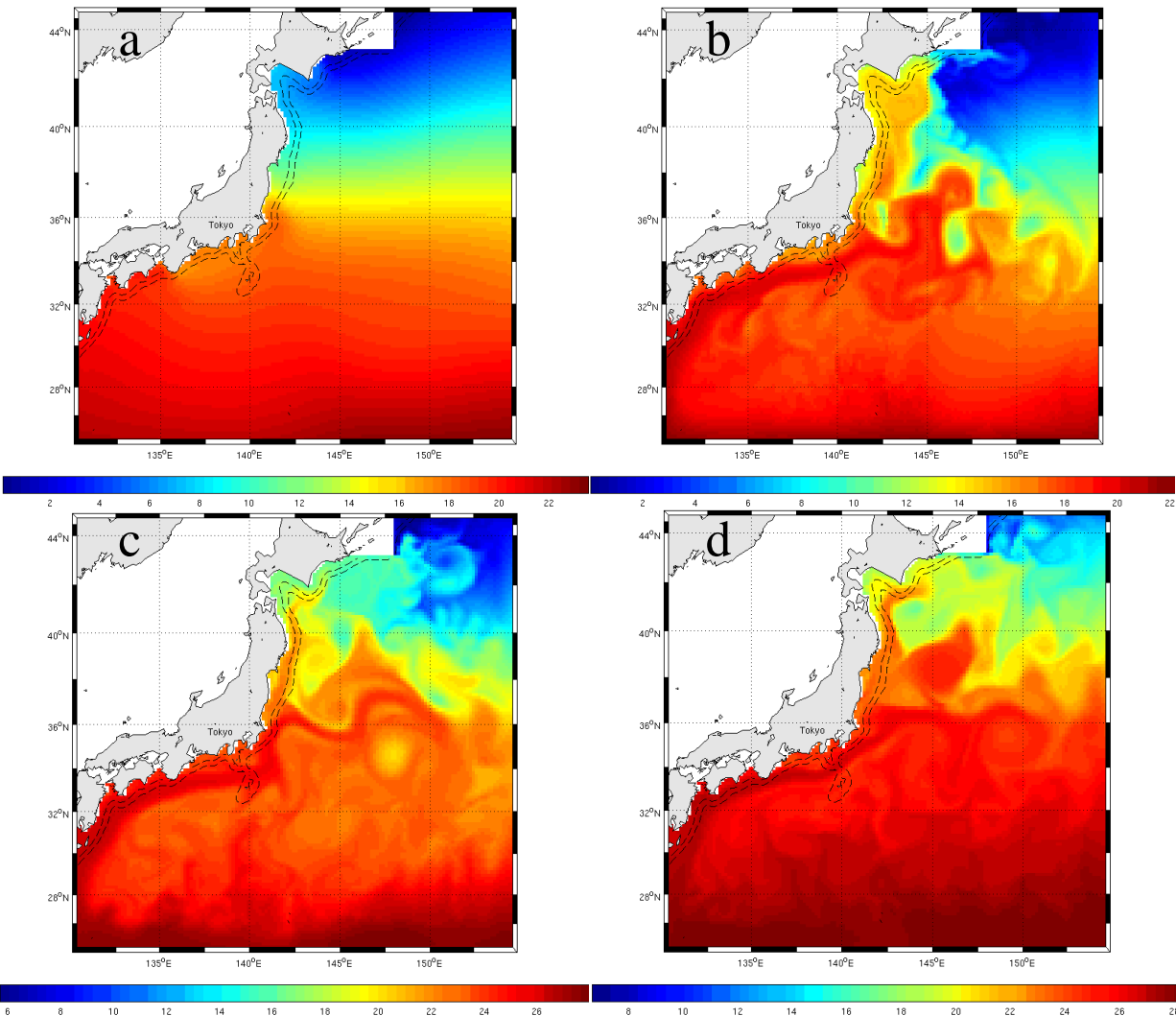


Fig.5 : Variation de la température de surface en fonction des saisons (a=hiver, b=printemps, c= été, d=automne).

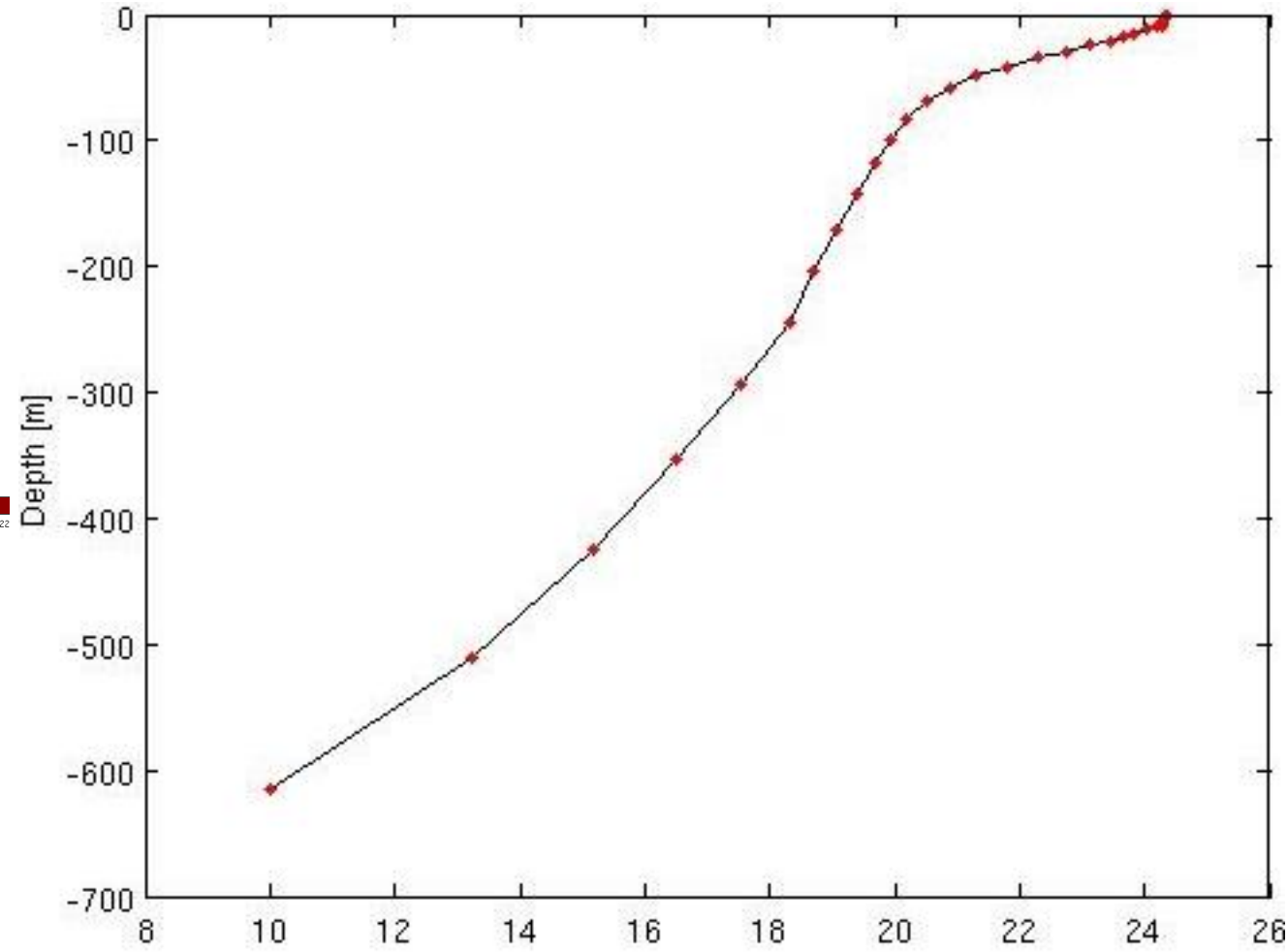


Fig.6 : Profil vertical de la température au mois d'août au niveau du gyre au Sud-Est du Japon.

II.3 Comparaison saisonnière des profils de salinité

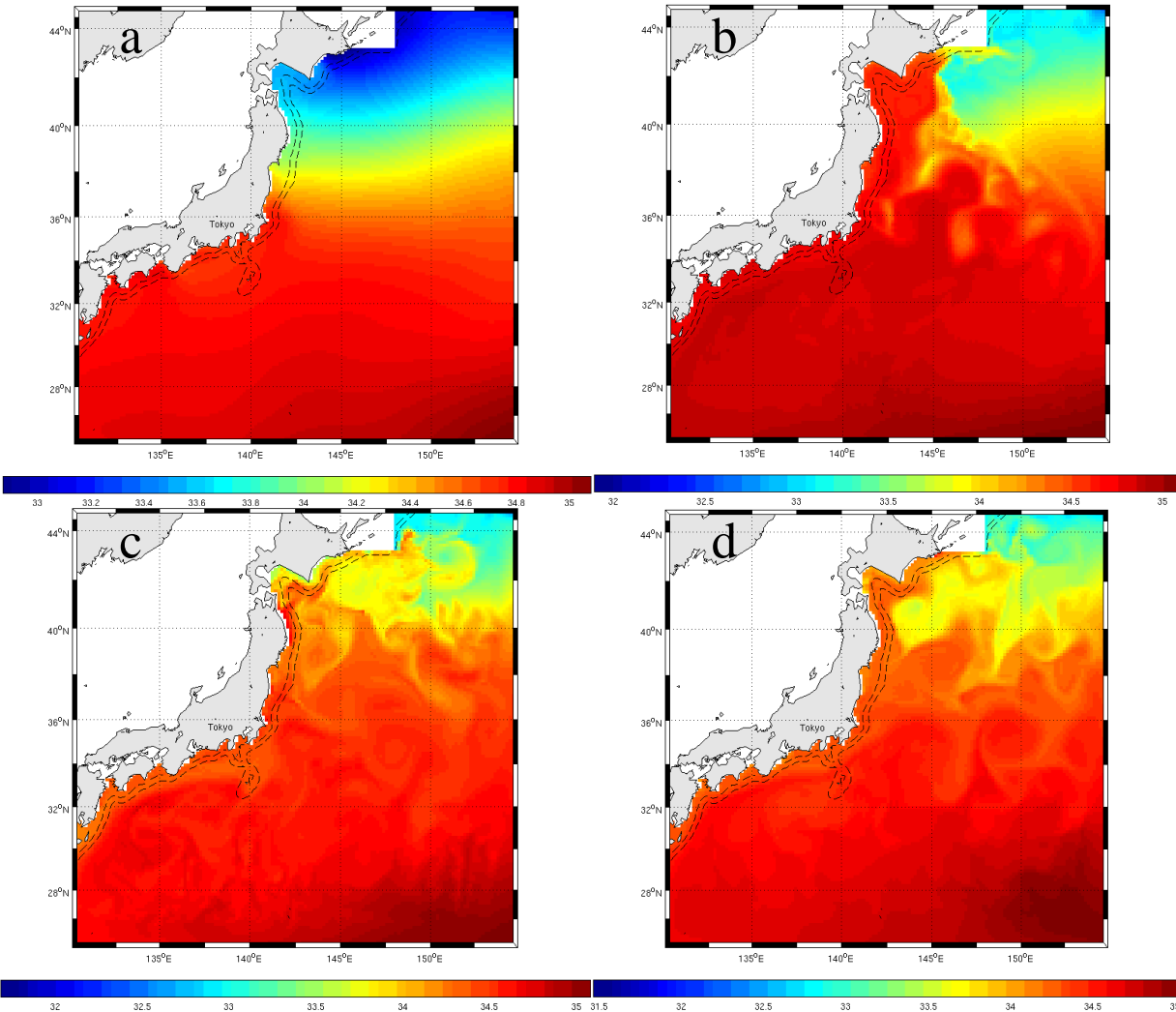


Fig. 7 : Profils horizontaux de la salinité saisonnière (a=hiver, b=printemps, c= été, d=automne).

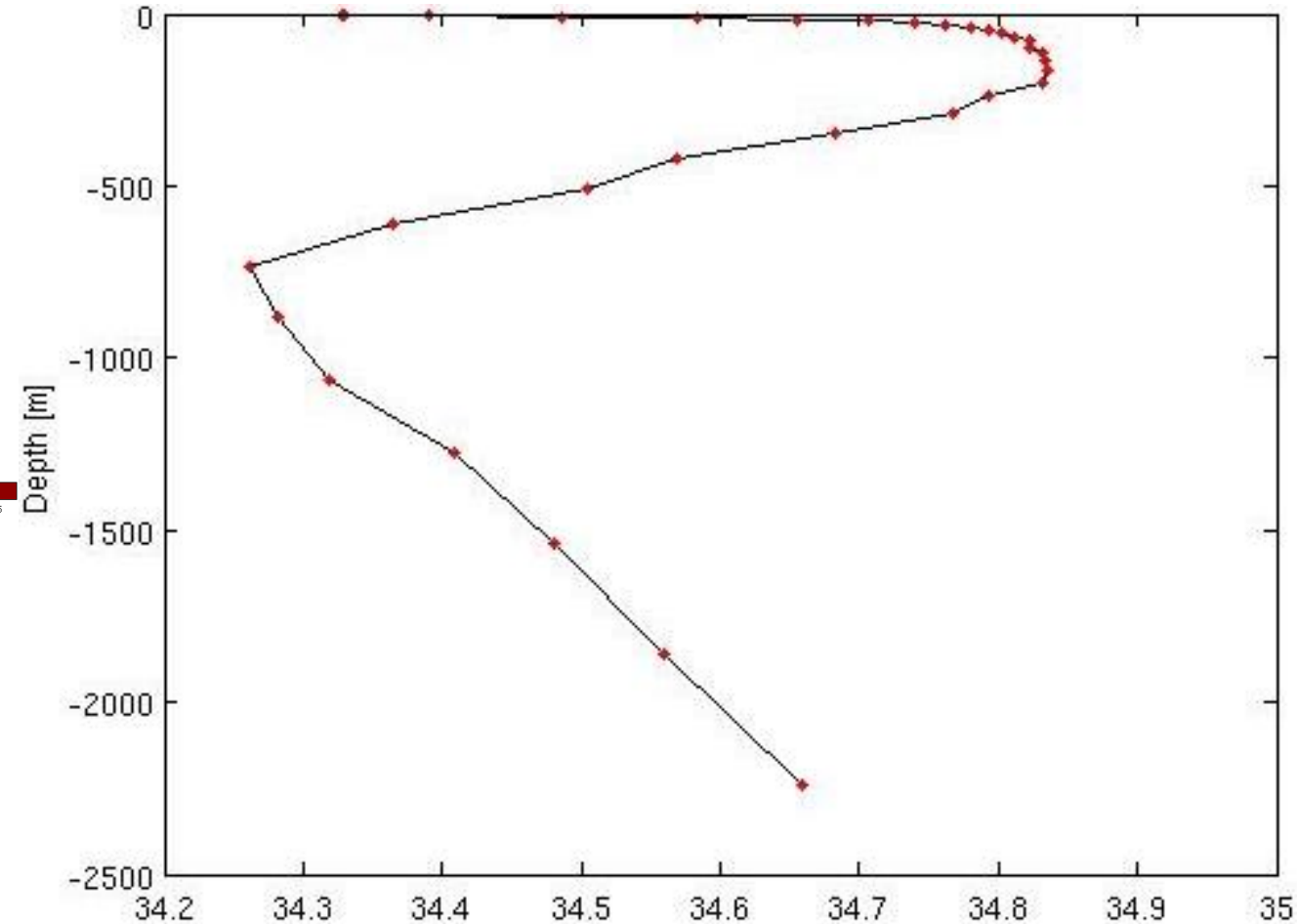


Fig.8 : Profil vertical de la salinité au niveau du gyre au sud est du Japon (a) vers 32°N (b) vers 30°N.

II.4 Le courant de Kuroshio

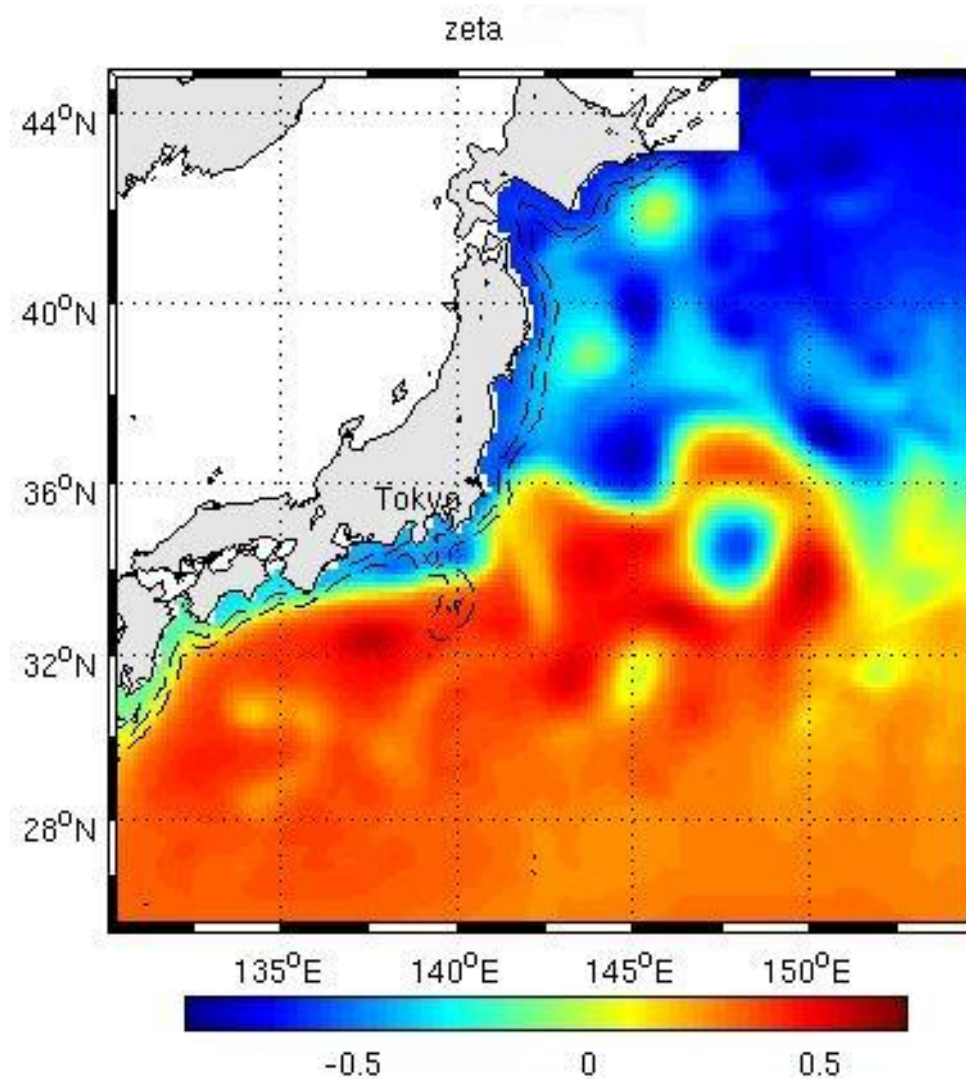
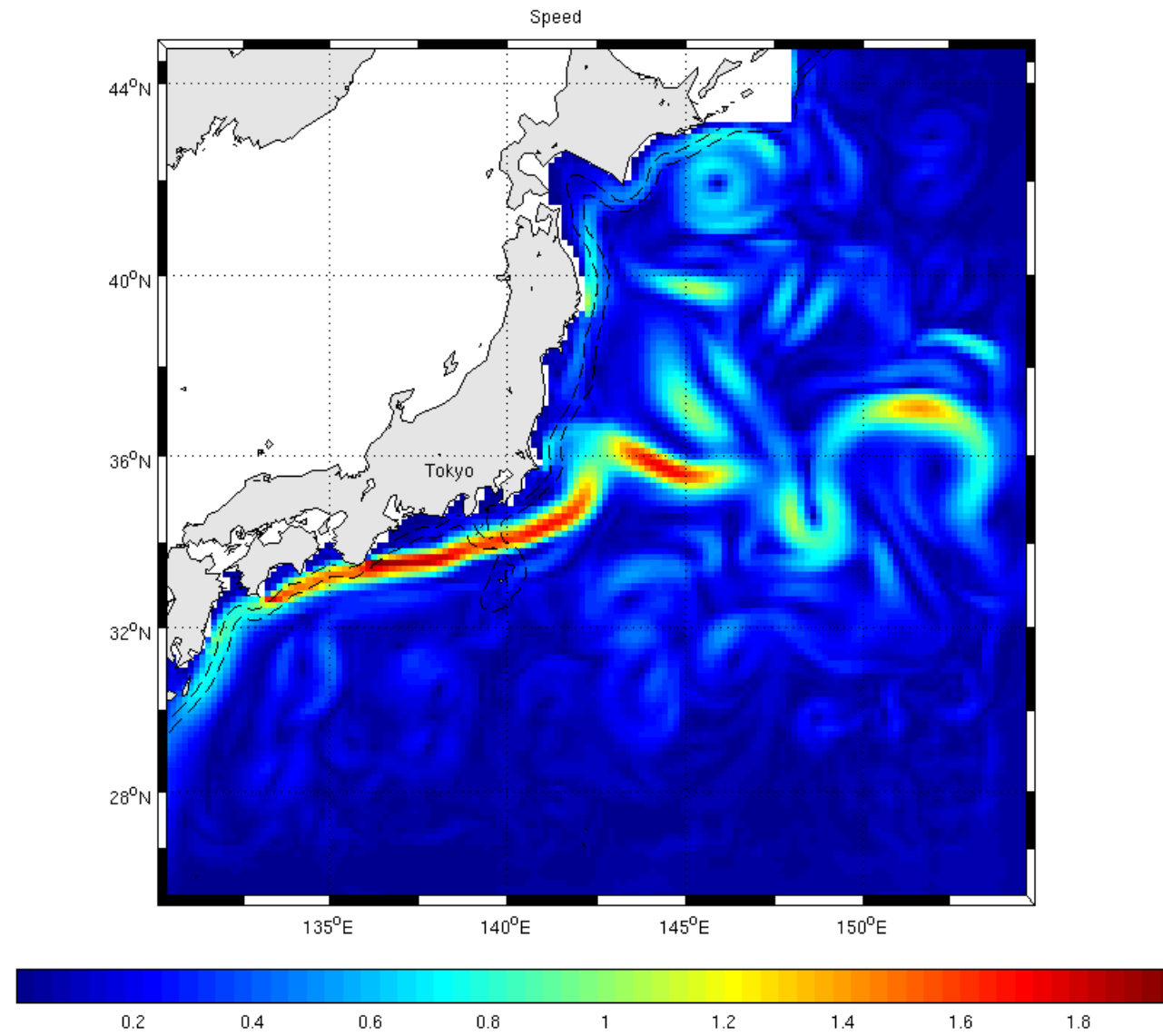
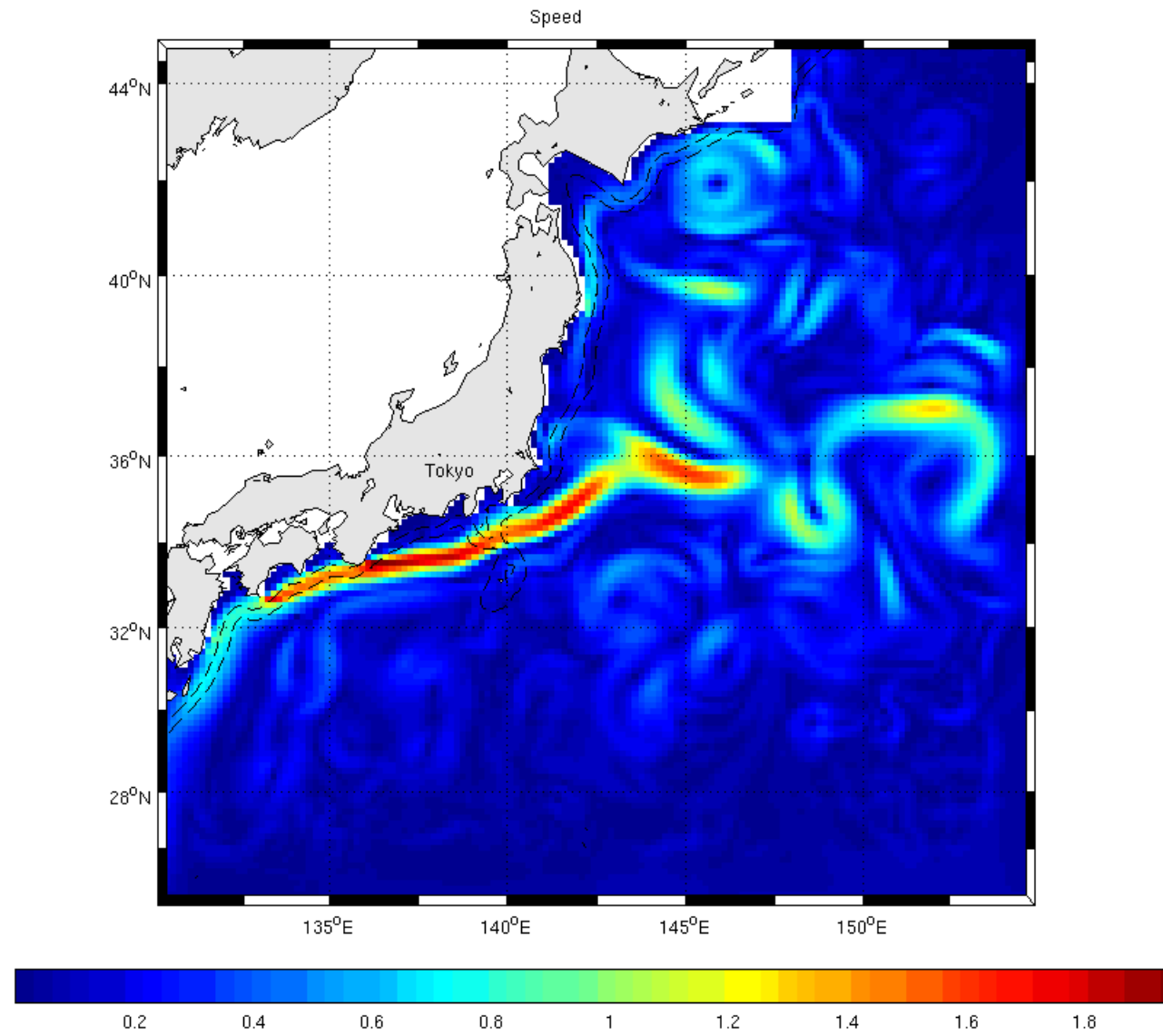
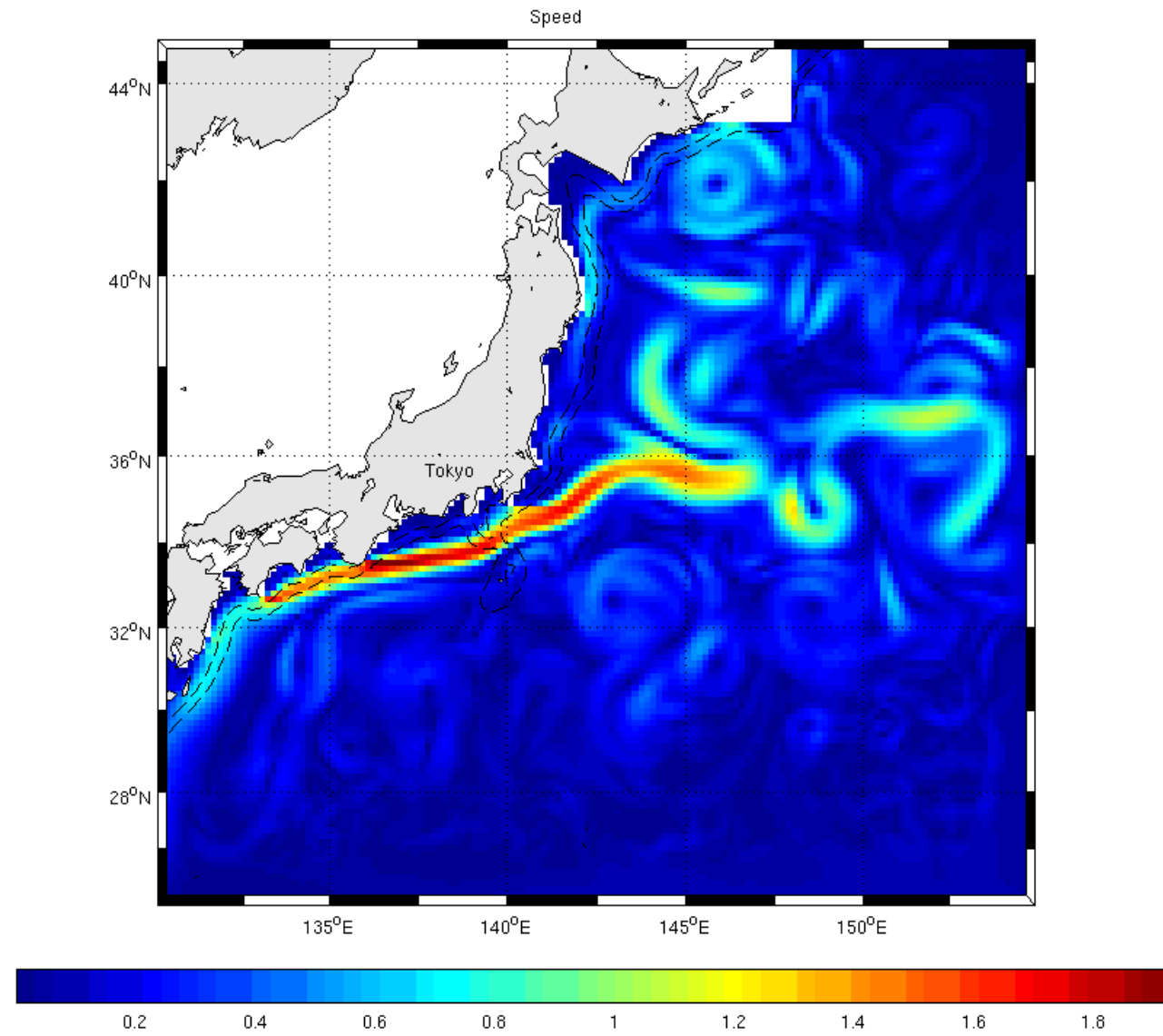
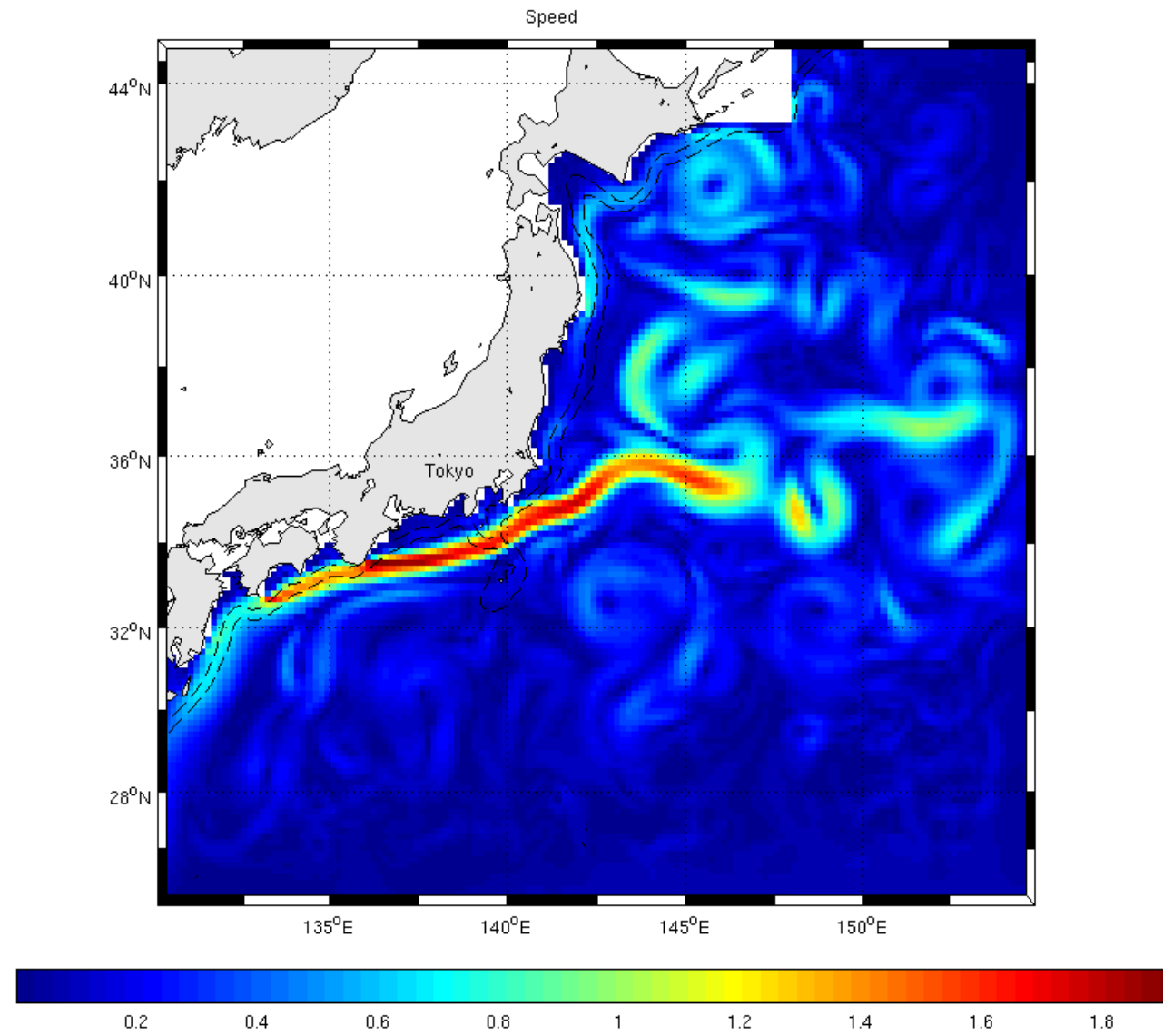


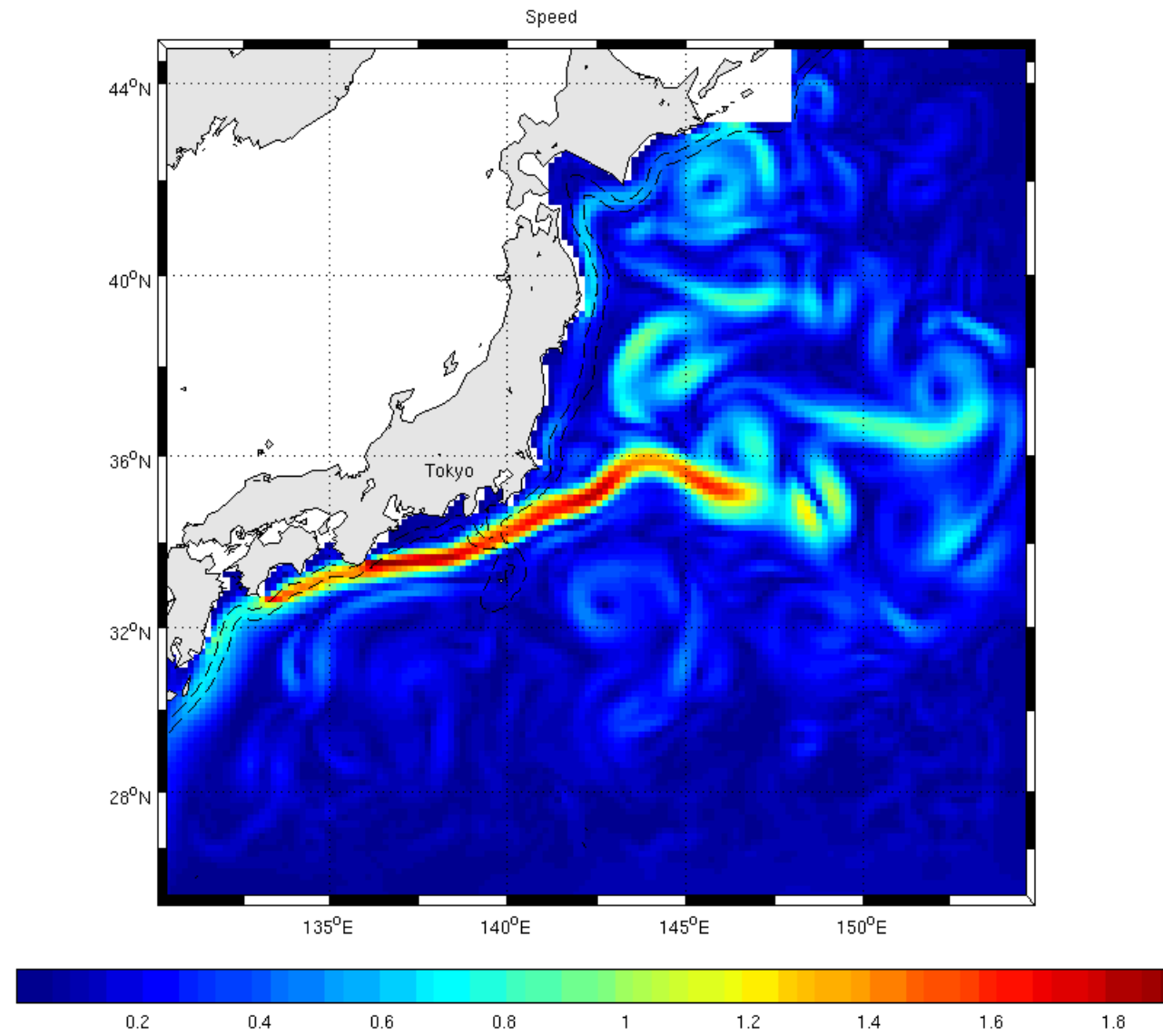
Fig. 9 : Elévation de la surface libre.

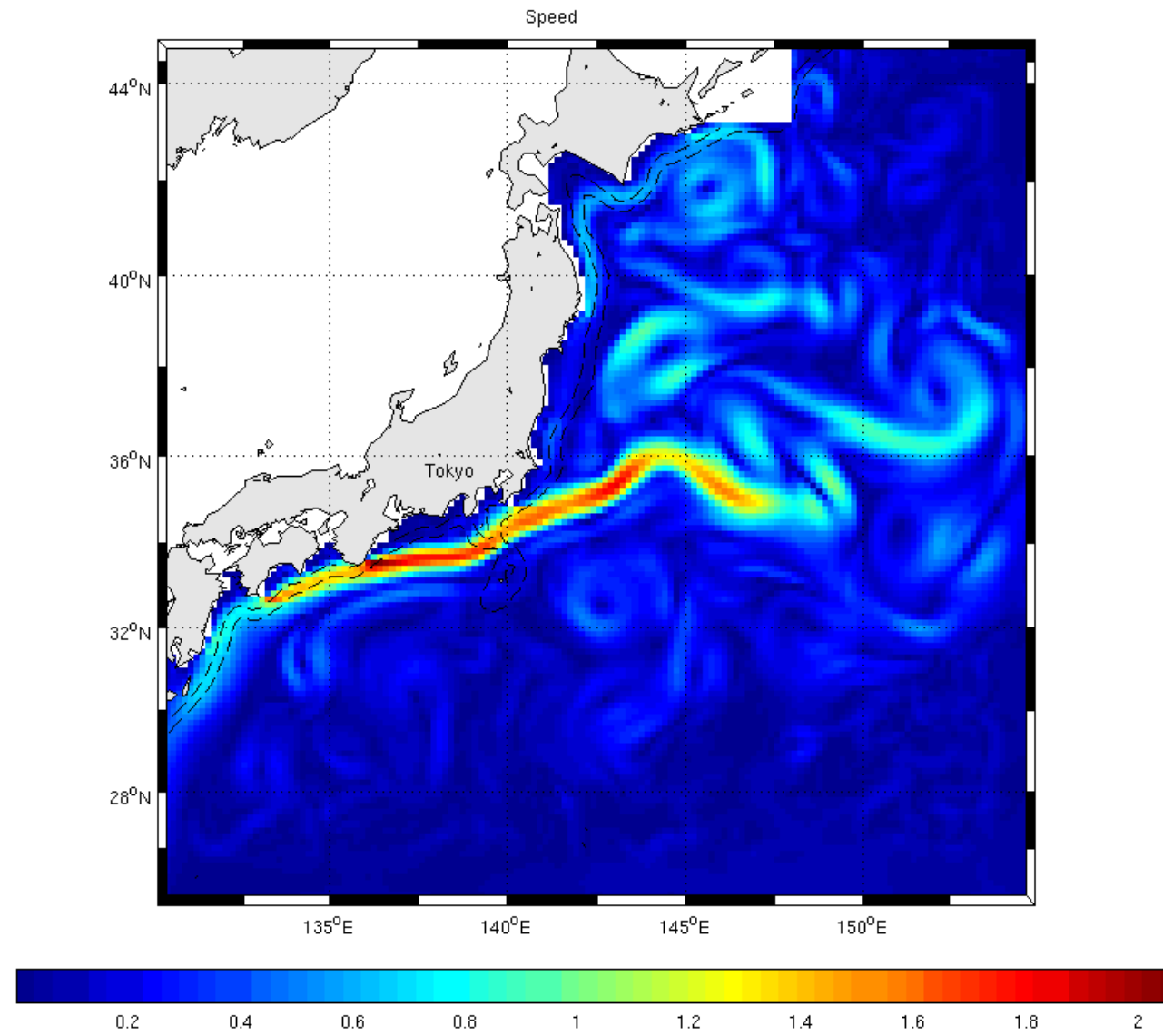


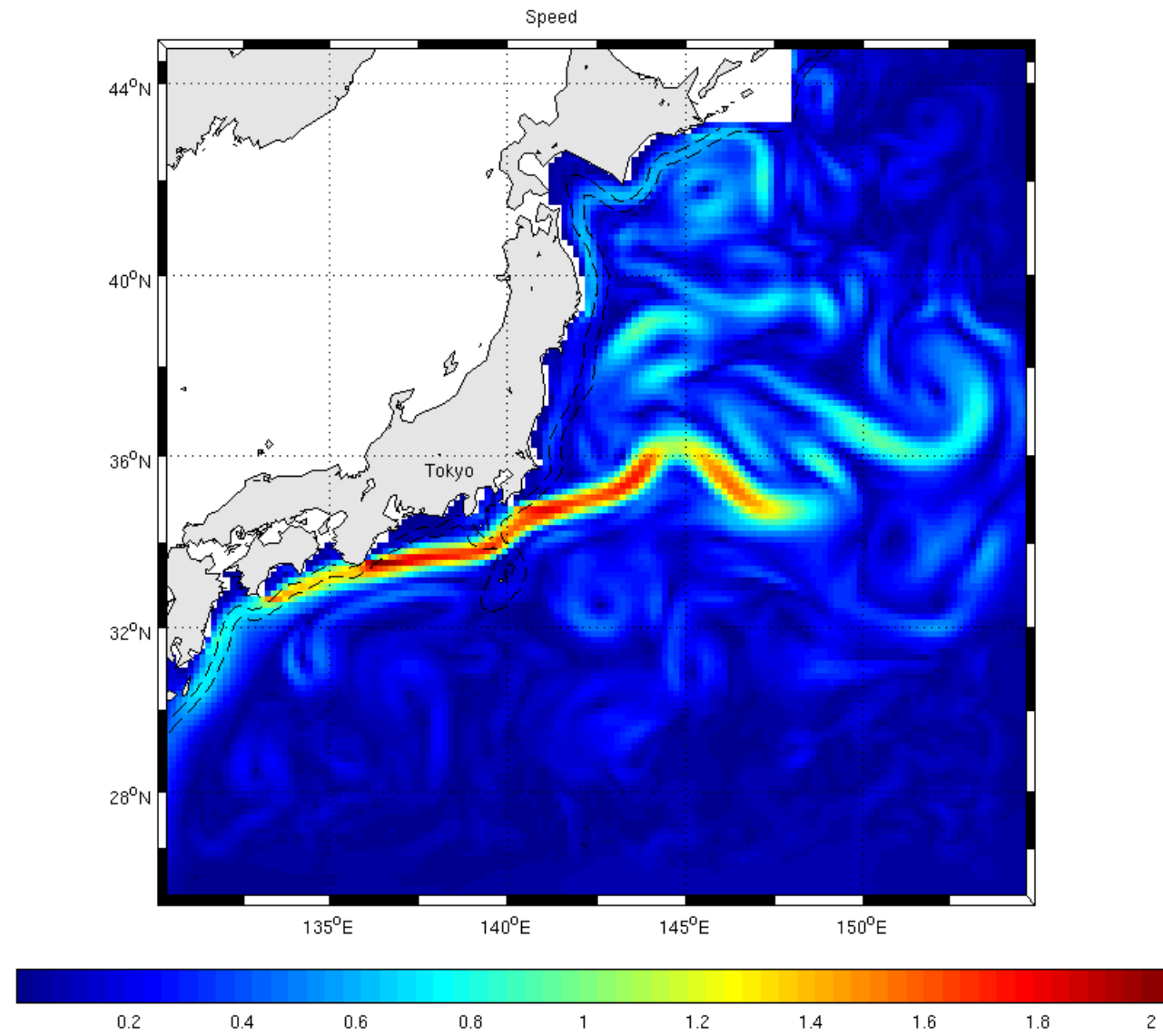


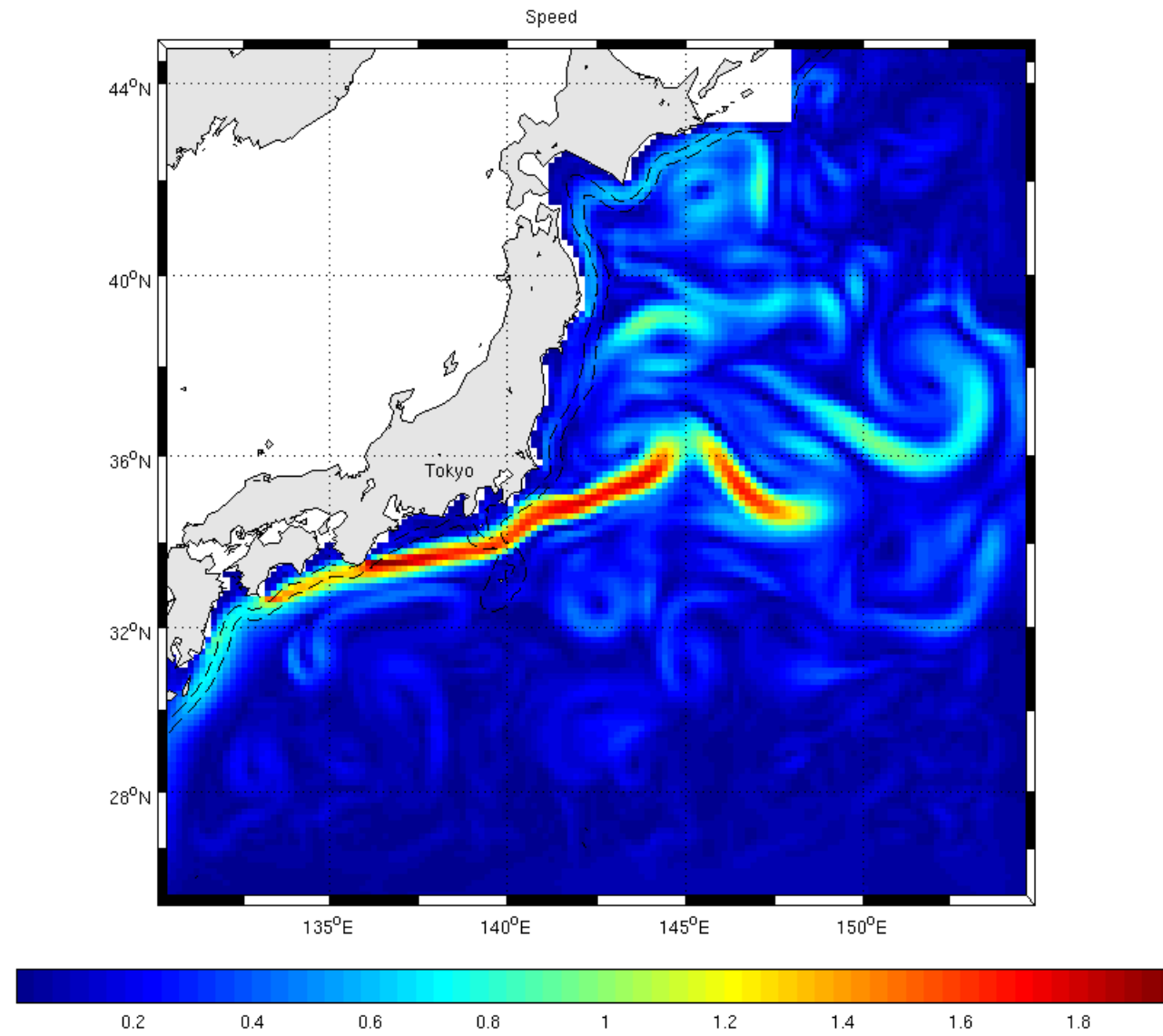


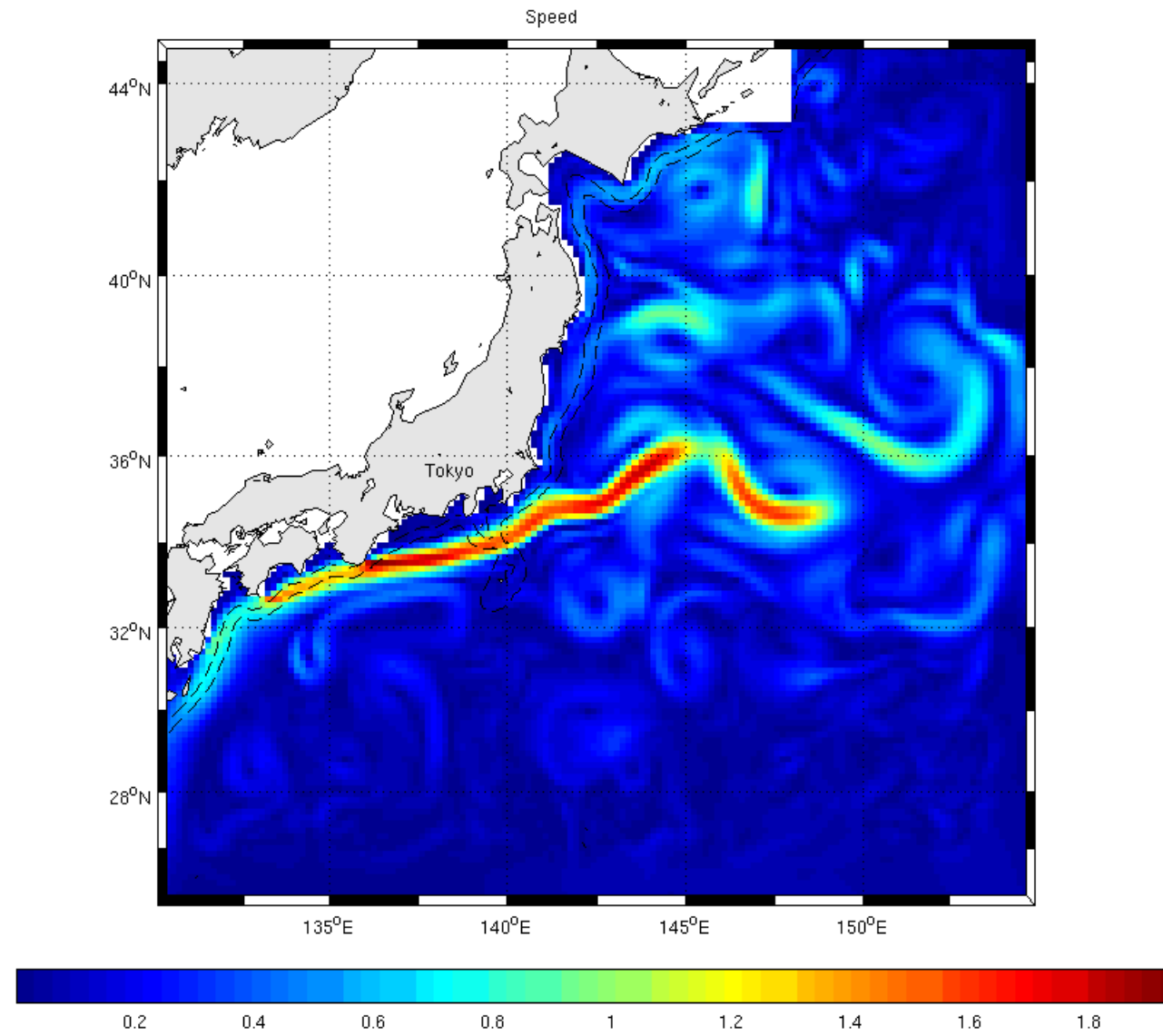


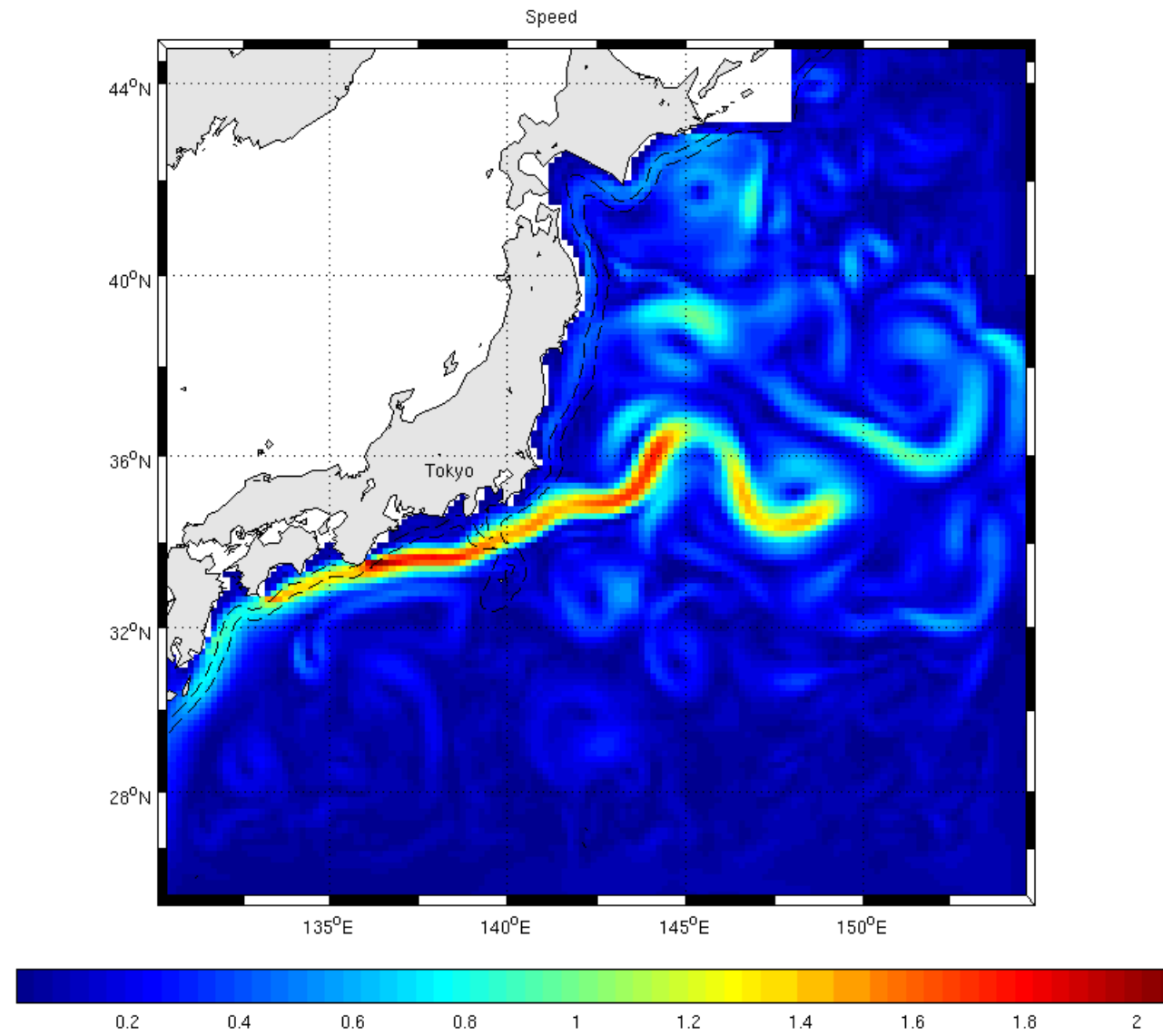


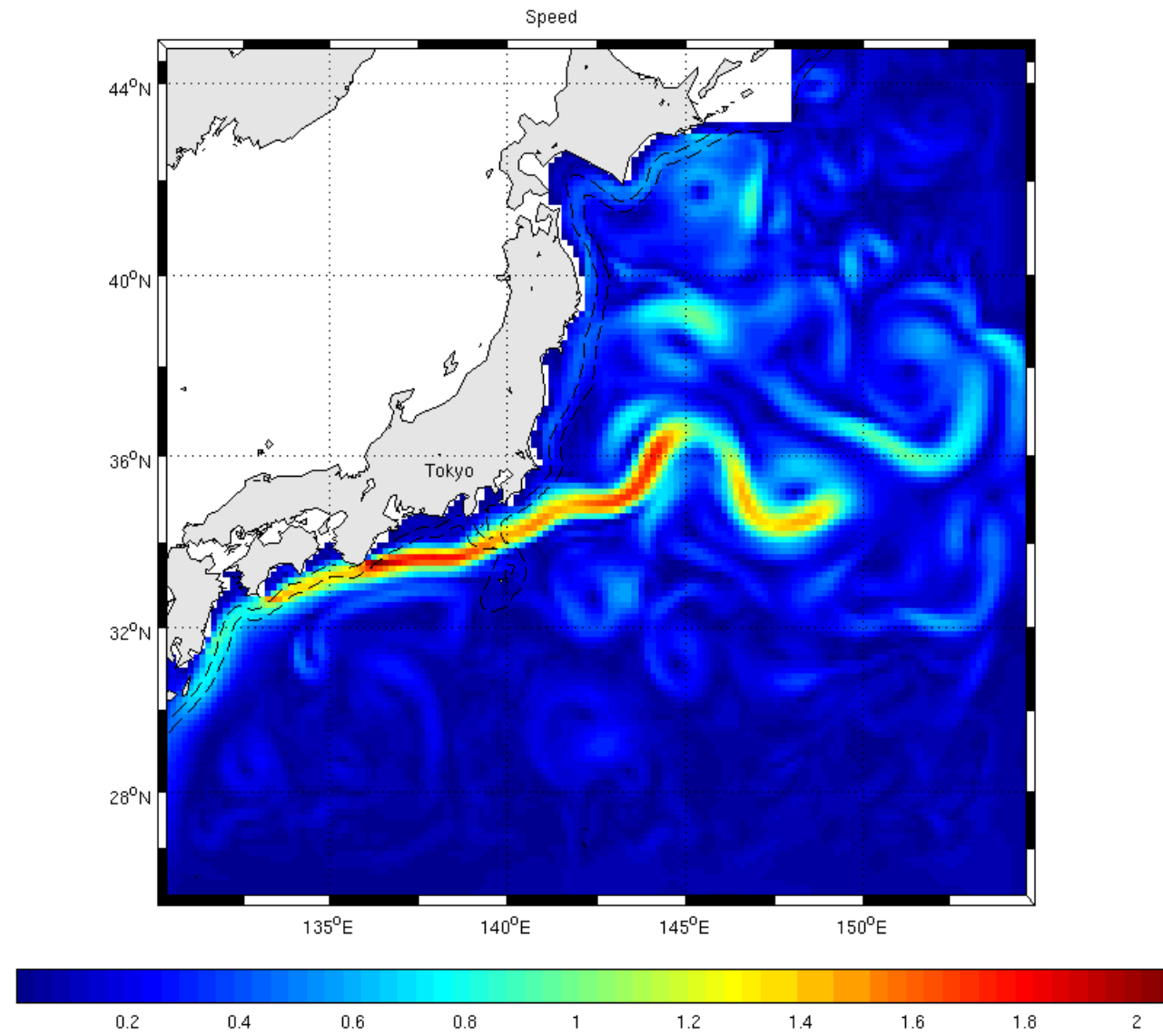












II.5 Comparaison avec des données de la littérature

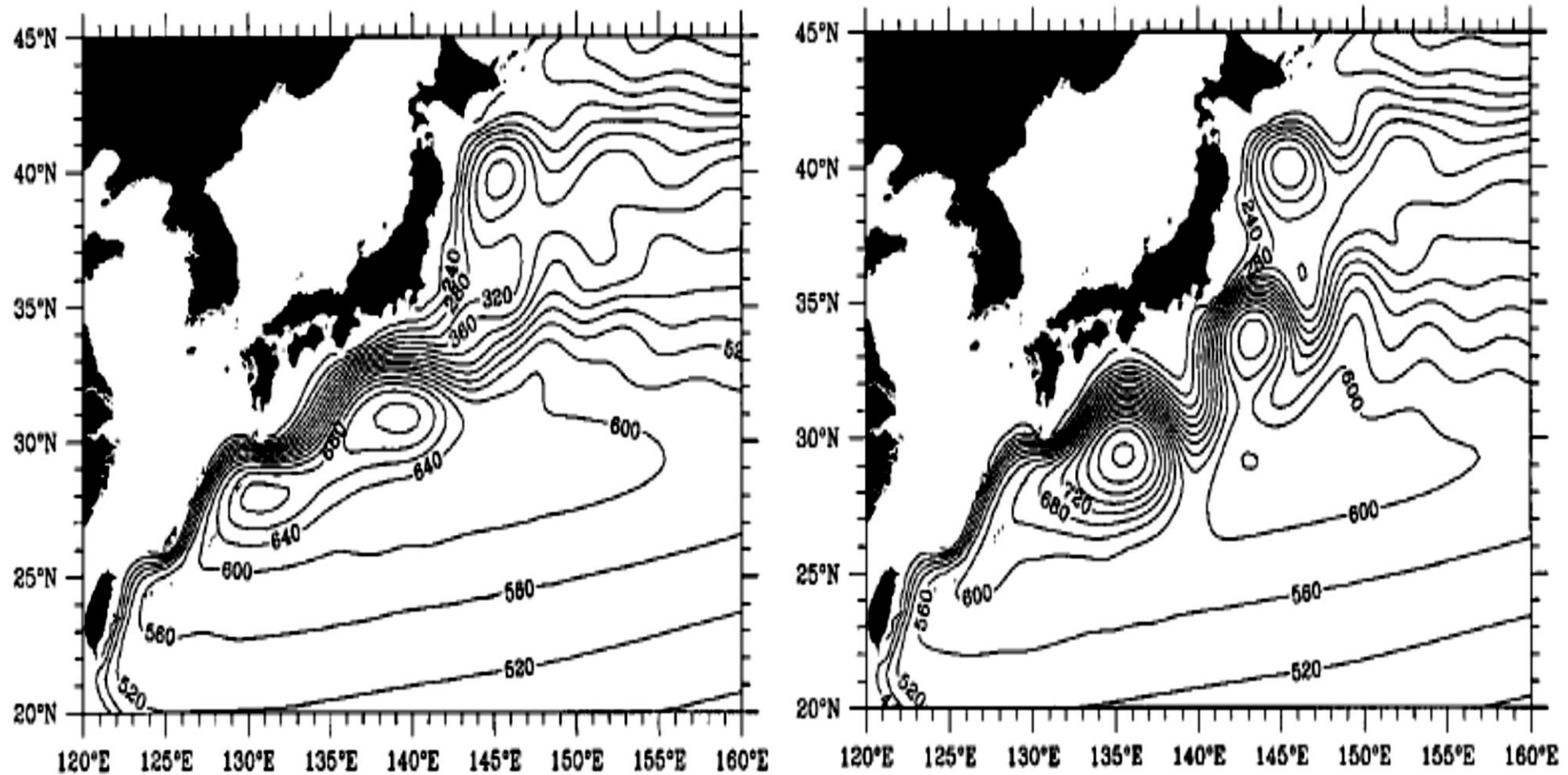


Fig.10 : Champ d'épaisseur de couche supérieure composite pour (a) les années de trajectoire rectiligne et (b) les années de trajectoire du méandre

Conclusion

Dans la présente étude, il est montré que le Kuroshio, emprunt soit un chemin rectiligne, soit un chemin de méandre.

Comme nous l'avons dit précédemment, le courant de Kuroshio présente des variations saisonnières de salinité, de température ainsi que des variations d'intensité. La première simulation avec une grille de maille horizontale de $1/2^\circ$ ne reproduit pas un système réaliste permettant de saisir l'intégralité de l'activité tourbillonnaire, d'où le changement de la résolution horizontale à $1/6^\circ$ permettant la résolution de la turbulence.

Il serait intéressant d'effectuer une simulation avec une résolution plus fine pour une meilleure compréhension du système Kuroshio. De plus, afin d'améliorer significativement les résultats des simulations, faudrait opter pour des données de bathymétrie plus précises qu'une minute d'arc.

Références bibliographiques

BO QIU AND WEIFENG.M., 1999: Kuroshio Path Variations South of Japan: Bimodality as a Self-Sustained Internal Oscillation, *Journal of physical oceanography*. Volume 30.

Pedlosky, J., 1987: *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, 710 pp.

Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams, 2005: The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model, *Ocean Modelling*, **9**, 347-404.

Song, Y. and D. B. Haidvogel, 1994: A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system, *J. Comp. Phys.*, **115** (1), 228-244.

Wijffels, S.E., Hall, M.M., Joyce, T., Torres, D.J., Hacker, P., Firing, E., 1998. Multiple deep gyres of the western North Pacific: A WOCE section along 149°E. *J. Geophys. Res.* 103, 12985–13009.

Modélisation de la circulation du **Kuroshio** à l'aide du modèle ROMS

OSU - Institut Pythéas
Master I Océanographie Physique et Biogéochimique (OPB)
OPB-205 : Modélisation de la circulation océanique
(19/04/2018)

Réalisé par : TOUZI Walid

Année universitaire : 2017/2018