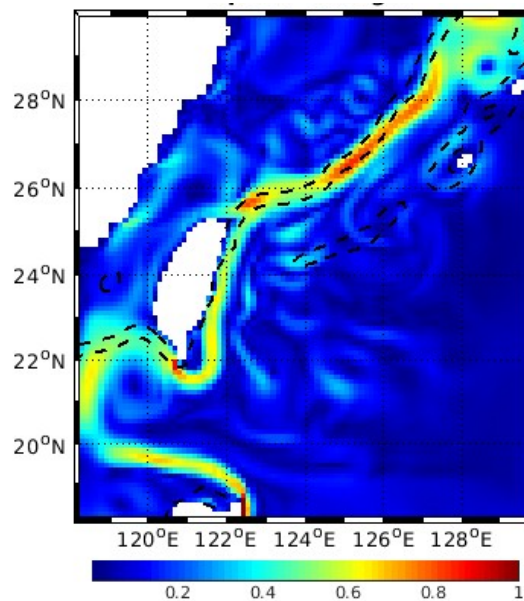


M1 SCIENCES DE LA MER
2024/2025

OPB205-MODÉLISATION 3D OCÉANIQUE

Projet en Modélisation 3D Océanique

*Etude de cas : les variations de vitesse du
Kuroshio dans la région de Taïwan*



Axel Soto Perissat

25 Avril 2025

Abstract

This project explores the dynamics of the Kuroshio Current in the Taiwan region using the CROCO model, a regional ocean circulation model adapted for fine-scale resolution. The configuration was based on the domain and methodology from Hsin & al.(2008), focusing on a 10-year climatological simulation. The main results show a clear representation of large-scale features of the Kuroshio path, including surface current acceleration along Taiwan's east coast and seasonal variations in both temperature and velocity. However, due to limitations in resolution and model configuration, finer processes such as mesoscale eddies and current bifurcations remain underrepresented. A comparison with previous literature highlights both the strengths and limitations of the current approach, pointing to the importance of more advanced parameterization and longer spin-up times in future work.

Résumé

Ce projet étudie la dynamique du courant Kuroshio dans la région de Taïwan à l'aide du modèle CROCO, un modèle de circulation océanique régional adapté à une résolution fine. La configuration s'appuie sur le domaine et la méthodologie de Hsin& al. (2008), en se concentrant sur une simulation climatologique de 10 ans. Les principaux résultats montrent une bonne représentation des grands traits du Kuroshio, notamment l'accélération du courant le long de la côte est de Taïwan et les variations saisonnières de température et de vitesse. Néanmoins, en raison des limites de résolution et de paramétrisation, certains processus de méso-échelle, comme les tourbillons ou les bifurcations du courant, sont peu visibles. La comparaison avec la littérature met en évidence les points forts et les limites de notre approche, soulignant l'importance d'une meilleure paramétrisation et d'un temps de spin-up plus long pour les travaux futurs.

Table des matières

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1 | Introduction | 1 |
| 2 | Matériel et méthodes | 2 |
| 2.1 | Modèle et équations | 2 |
| 2.2 | Bases de données utilisées | 3 |
| 2.3 | Création de la grille et paramétrisation du modèle | 4 |
| 3 | Résultats | 5 |
| 3.1 | Diagnostiques du modèle | 5 |
| 3.2 | Vitesses de surface moyenne annuelle | 6 |
| 3.3 | Variations saisonnières de température | 6 |
| 3.4 | variations saisonnières de la vitesse horizontale du Kuroshio entre 10 et 210m | 7 |
| 4 | Discussion | 8 |
| 4.1 | Comparaison à la littérature scientifique | 8 |
| 4.1.1 | Moyennes annuelles de la vitesse dans les eaux de surfaces | 8 |
| 4.1.2 | Variation de la vitesse horizontale de la couche 0-200m en fonction des saisons | 9 |
| 4.2 | Regard critique sur limites du modèle et de notre utilisation des résultats | 9 |
| 5 | Conclusion | 10 |

1 Introduction

Longeant la pointe Sud de Taïwan pour ensuite passer au large à l'Est de Taïwan, le Kuroshio, issu de la bifurcation du courant Nord équatorial aux alentours des 12-15°N et allant vers le nord, est un des courants les plus importants du Pacifique Ouest Nord, jouant un rôle primordial dans le transport de la chaleur des basses latitudes vers les hautes latitudes.

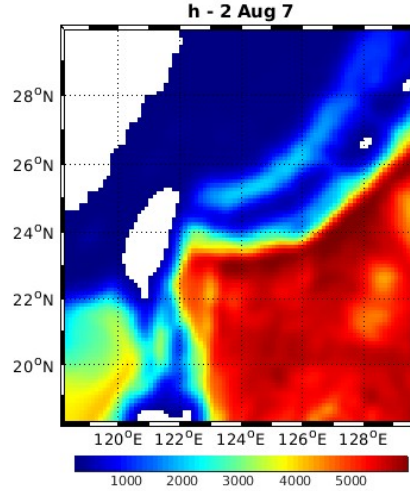


FIGURE 1 – Bathymétrie de la région autour de Taïwan

La bathymétrie de la région, composée de plaines abyssales à plus de 5km de profondeur à l'est de Taïwan et du plateau continental très peu profond à l'ouest, met en place une circulation bien particulière du Kuroshio au niveau de l'île. Le Kuroshio est également un composant essentiel du système de moussons d'Asie du Sud-Est, ainsi que dans la formation et l'intensification des typhons dans cette région. C'est un courant qui connaît une variabilité assez importante, à la fois saisonnière mais également annuelle et pluriannuelle à cause d'événements moins réguliers comme ENSO ou encore l'Oscillation Décadale du Pacifique (PDO). C'est pourquoi le Kuroshio a été étudié depuis de nombreuses années, d'abord grâce à des données hydrographiques ainsi que des campagnes océanographiques, mais également grâce à la modélisation plus récemment. En effet, avec l'augmentation de la précision des modèles notamment au niveau du couplage océan-atmosphère, les processus grandes et méso-échelles qui impactent fortement la circulation dans la région sont mieux modélisés. Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé le modèle CROCO (Coastal and Regional Ocean COmmunity model), développé en France et reprenant la base du code ROMS-AGRIF. Les résultats climatologiques, calculés sur 10 ans, sont ensuite comparés à ceux obtenus par Hsin & al (2008) dans leur article traitant de la variabilité spatiale et temporelle du Kuroshio entre 1982 et 2005 à l'Est de Taïwan, publié dans le Journal of Geophysical Research.

2 Matériel et méthodes

2.1 Modèle et équations

Le modèle utilisé pour cette étude est le modèle CROCO. C'est un modèle créé en France, se basant sur le modèle ROMS-AGRIF. Il est spécialement conçu pour la modélisation régionale et côtière, contrairement à certains modèles dits globaux. Il permet une résolution à fine échelle tenant compte de la topographie ainsi que des turbulences. C'est également un modèle Open-source, disposant de vastes bibliothèques permettant une paramétrisation poussée et personnalisée.

Ce modèle se base sur les équations primitives océaniques telles que nous les connaissons, issu des équations de Navier-Stokes (Eq.1).

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} + f \mathbf{k} \times \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho_0} \nabla p + \nu \nabla^2 \mathbf{u} + \mathbf{F} \quad (1)$$

Il utilise ces équations de manière dérivée, en supposant l'hydrostatique, l'approximation de Boussinesq ainsi que l'incompressibilité du fluide. Pour la fermeture de la turbulence, le modèle propose d'utiliser plusieurs modèles, de Mellor-Yamada ou encore GLS, qui sont dans les deux cas des modèles de fermeture du second ordre en énergie cinétique turbulente. Dans le repère cartésien, elles se représentent selon les directions x (Eq.2), y (Eq.3) et z (Eq.4) de la manière suivante :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + f v + K_h \nabla_h^2 u + K_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} - f u + K_h \nabla_h^2 v + K_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (3)$$

$$0 = \frac{\partial p}{\partial z} + \rho g \quad (4)$$

Avec u , v , w les 3 composantes de la vitesse sur x , y , z , p la pression, ρ_0 la densité de référence de l'eau de mer, f le paramètre de Coriolis, K_h le coefficient de viscosité turbulente horizontale, K_v le coefficient de viscosité turbulente verticale et g la force de pesanteur.

Le modèle utilise également les équations de la conservation de la masse selon l'hypothèse d'incompressibilité de l'eau (Eq.5), l'équation d'état de l'eau de mer TEOS-10 (Eq.8) ainsi que l'équation de conservation de la chaleur (Eq.6) et de la quantité de sels (Eq.7).

$$0 = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (5)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla T = K_h \nabla_h^2 T + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (6)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla S = K_h \nabla_h^2 S + K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (7)$$

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

Avec T la température, S la salinité, K_h le coefficient de diffusion sur l'horizontale, et K_v le coefficient de diffusion sur la verticale.

Pour la discrétisation horizontale, le modèle utilise une grille d'Arakawa C qui place les composantes de vitesse de manière décalées par rapport aux points scalaires, ce qui permet une meilleure représentation du cisaillement et des courants de bord. Pour la discrétisation verticale, le modèle utilise une discrétisation sigma, une discrétisation qui suit les fonds marins et qui permet une meilleure résolution près de la surface et du fond.

Le modèle CROCO propose également une séparation du pas de temps externe et interne via la méthode de time-splitting. En effet, afin d'assurer la stabilité du modèle, le critère CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) doit être respecté. Ce critère stipule que la distance parcourue par un paramètre lors d'un pas de temps doit toujours être inférieur à une maille de grille. Dans le cas de notre grille horizontale, où les vitesses peuvent être telles que ce critère n'est pas respecté. Le pas de temps externe est plus petit afin de gérer les ondes telles que les ondes de gravités, alors que le pas de temps interne est plus grand, de manière à gérer les processus plus lents comme la diffusion de la température ou la salinité. Cela se traduit par une équation de la forme :

$$\Delta t \leq \frac{1}{\sqrt{gH}} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{-1/2} \quad (9)$$

2.2 Bases de données utilisées

CROCO est un modèle utilisant des bases de données disponible sur Internet afin de permettre l'initialisation et forçage du système. Il est également fourni avec CROCO_TOOLS permettant l'exécution de scripts MatLab pour la paramétrisation. Nous avons dans le cas de notre étude utilisé 3 bases de données distinctes :

- ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), une base de données regroupant plusieurs siècles d'observation de l'interface Océan-Atmosphère à travers le globe. Cette

base de données est utilisée afin de créer le forçage atmosphérique au niveau de la surface libre grâce au programme *make_frc* disponible dans les *croco_tools*

- ETOPO2 fourni de son côté une bathymétrie globale du globe avec une précision de 2minutes d’arc seulement. Il permet une meilleure résolution des côtes et des reliefs sous marins, permettant de mieux traduire la circulation induite par ces reliefs. Cette base de données est ensuite utilisée avec *make_grid* disponible dans les *croco_tools*

- WOA09 (World Ocean Atlas 2009), qui fournit une climatologie sur les 3 dimensions de nos variables hydrologiques tels que la température ou la salinité. Cela permet de fournir les conditions initiales du modèle dans la colonne d’eau, ainsi que de fournir les conditions aux frontières ouvertes à l’aide de *make_clim*, aussi disponible dans les *croco_tools*.

2.3 Création de la grille et paramétrisation du modèle

L’étape la plus importante est sûrement celle de paramétrisation. C’est en effet elle qui va définir quels sont les objectifs de notre modélisation, que ce soit sur la précision et les choix fait pour paramétrer la grille et le modèle mais également sur la ressource informatique et énergétique que nous allons devoir lui fournir.

Afin de pouvoir se référer au mieux à la littérature, le modèle a été lancé sur une zone s’étendant de 18°N à 30°N et de 118°E à 130°E, correspondant à la zone utilisée dans l’article de Hsin_al(2008). Nous avons également choisi 1/8° de résolution. Ces paramètres sont entrés dans le programme *crocotools_param*. Les valeurs peuvent être retrouvées dans la Tab.1

| Résolution | LLm | MMm | dxmin | dxmax | dymin | dymax | N-sigma |
|------------|-----|-----|---------|---------|---------|---------|---------|
| 1/8° | 95 | 105 | 12.0214 | 13.2117 | 12.0411 | 13.2072 | 32 |

TABLE 1 – Paramètres de la Grille

LLm et MMm sont le nombres de mailles et dx et dy la taille des mailles en km sur l’axe x et l’axe y et sur la verticale et sont calculés par le script *make_grid* à partir de la résolution choisie. N-sigma représente le nombre de niveaux verticaux en coordonnées sigma. Une fois la grille paramétrée, nous lançons ensuite *_frc* et *make_clim* afin de créer nos conditions initiales et aux frontières grâce aux bases de données.

Nous paramétrons ensuite les frontières ouvertes et le critère CFL, ainsi que le modèle de fermeture de turbulence ou encore la climatologie grâce aux programmes *param_h* et *cppdefs_h*. Nous n’avons cependant pas étudié toutes les possibilités de paramétrisation, ce qui fait de ce modèle un modèle relativement simple.

Nous avons enfin défini le pas de temps interne [NT] et externe [NFAST] dans le fichier *croco_in*,

ainsi que la durée de simulation[et la fréquence de sauvegarde des sorties instantanées, moyennées[NAVG] et pour relancer le modèle[NRST], sans oublier de mettre à jour le pas de temps sur le fichier *run_croco_bash* ainsi que la durée de simulation dans *slurm_run_croco.sh*.

3 Résultats

3.1 Diagnostiques du modèle

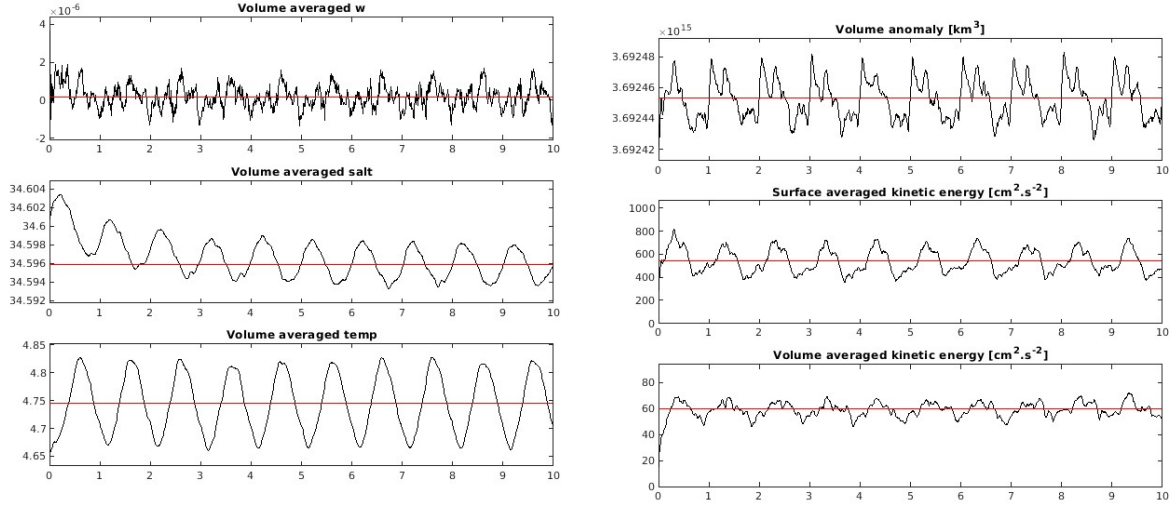


FIGURE 2 – Diagnostique issu de *croco_diags* du modèle climatologique au niveau de Taïwan

Afin de pouvoir juger de la pertinence du modèle après que la simulation soit terminée, il nous faut effectuer des diagnostics grâce à *croco_diags*. Ces diagnostics nous permettent de vérifier la stabilité de notre modèle mais également de vérifier le temps de Spin-Up. Ce temps de Spin-Up est dû aux simplifications faites sur certaines conditions initiales, et nécessite donc un temps de stabilisation. Dans le cas de notre modélisation du Kuroshio dans la région de Taïwan, on peut voir que la plupart de nos paramètres deviennent tous très rapidement périodique autour d'une moyenne (désignée par le trait rouge). Cette périodicité est due à la saisonnalité. On voit en revanche que le volume de Sel met quand à lui presque 5 ans avant de se stabiliser. Cela peut être dû au script *make_clim* qui fait la simplification d'un courant géostrophique sur les 1000 premiers mètres seulement. Ce temps de Spin-up nous permet de définir une période d'exploitation du modèle sur les années 5 à 10

3.2 Vitesses de surface moyenne annuelle

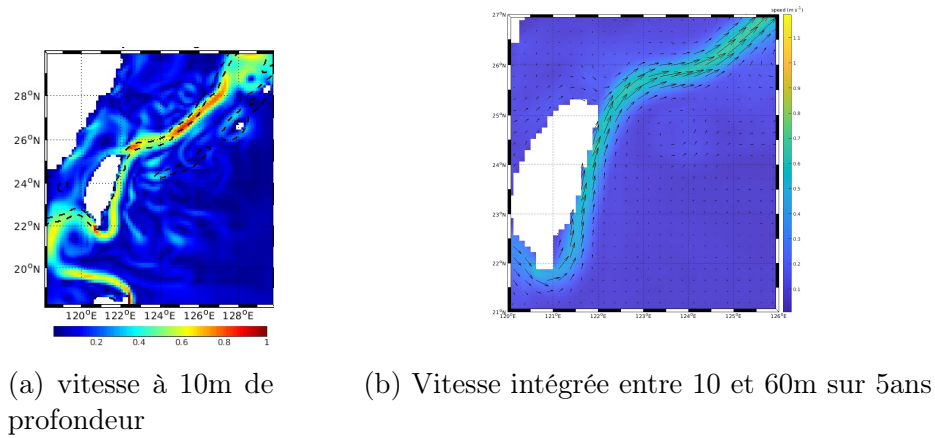


FIGURE 3 – vitesses moyennes de surface du kuroshio

Le courant de surface, moyenné sur 5 ans, nous permet de tracer le chemin général du Kuroshio dans la région et au niveau de taiwan (Fig.3). Issu de la bifurcation du courant Equatorial nord, le Kuroshio pénètre dans la mer de Chine après avoir passé l'île de Luzon(Fig.3.a). Il passe par la pointe sud de Taïwan, longeant le parc national de Kenting avant de remonter le long de la côte Est de Taïwan. On peut remarquer une accélération le long de cette côte ainsi que la formation de multiples tourbillons de méso-échelle tout du long sur la Fig.3.a . Au nord de Taïwan, une partie de ce courant bifurque dans la mer de Chine, mais la majorité de ce courant longe les îles japonaises de Ryuku avant de remonter vers l'archipel nippon, bloqué par la bathymétrie très faible de la mer de Chine. on remarque une augmentation de la vitesse au des îles japonaises sur les Fig.3

3.3 Variations saisonnières de température

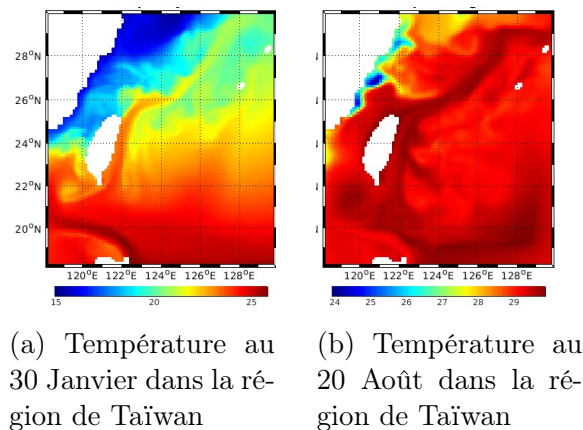


FIGURE 4 – Températures des eaux de surfaces dans la région de Taïwan. A gauche, en Hiver et à droite en Eté

Les variations saisonnières de températures relevées par le modèle sont très importantes. En Hiver, le Kuroshio se démarque très fortement en raison de son apport d'eau relativement chaud, aux alentours des 25°C que l'on peut observer sur la Fig.4.a. On observe une inclusion d'eau froide dans le nord du détroit de Taïwan, venant de la Mer de Chine Orientale par le plateau continental. C'est une deuxième "barrière" qui va guider les eaux plus chaudes du Kuroshio vers le Japon. En Été, sur la Fig.4.b, l'Océan du Pacifique se réchauffe fortement de manière globale. Le Kuroshio est toujours reconnaissable. On comprends ici comment le Kuroshio déplace des masses d'eau très chaude vers le nord, et comment il permet aux régimes de moussons de s'installer, ainsi que la manière dont il peut alimenter les Typhons de la région en servant de pompe à chaleur.

3.4 variations saisonnières de la vitesse horizontale du Kuroshio entre 10 et 210m

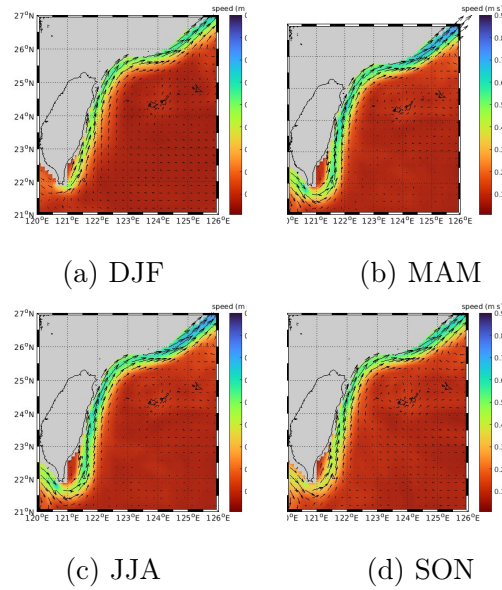


FIGURE 5 – Vitesses moyennées entre 10-210m par saison. $\Delta y = 50m$, moyenne sur 5 ans

Le courant du Kuroshio présente deux trajets distincts en approchant la côte de Taïwan, séparés par l'île de Lan-Yu. Cette bifurcation est influencée par la dynamique en amont, notamment de la pointe sud de Taïwan. À hauteur de 24° N, le courant s'accroche à la côte et devient plus étroit et plus intense. Une légère variation saisonnière de sa vitesse est observée, avec un courant plus rapide en été (environ 70 cm/s)(Fig.3.c) qu'en automne et en hiver (environ 50 cm/s)(fig.3.a, Fig3.d). Cela est dû au déplacement du point de bifurcation plus au nord en été, permettant une plus grande entrée d'eau dans le Kuroshio contrairement à sa contrepartie allant vers l'équateur, le courant Mindanao. Lorsqu'il atteint le nord-est de Taïwan, le Kuroshio se divise en deux branches de part et d'autre d'une crête sous-marine : la branche nord se dirige vers la mer de Chine orientale en longeant le talus continental, tandis que la branche sud suit la bordure méridionale des îles Ryukyu.

Malheureusement, les scripts créer et utilisés ne permettent pas de modéliser les embranchement du kuroshio dans la mer de Chine, que ce soit au nord ou au sud, en raison d'une bathymétrie inférieure à 200m rendant impossible le script de fonctionner

4 Discussion

4.1 Comparaison à la littérature scientifique

Afin de mener notre étude et de créer notre modèle, nous nous sommes basé sur l'article de Hsin_al(2008), publié dans le *Journal of Geophysical Research*. Le modèle repose sur une configuration imbriquée à deux échelles : le modèle régional EAMS (East Asian Marginal Seas) est couplé à un modèle à grande échelle, le modèle North Pacific Ocean (NPO). Ils résolvent les équations du mouvement, de la température et de la salinité, en intégrant un schéma de fermeture de turbulence (Mellor-Yamada 2.5) pour le mélange vertical et la formulation de Smagorinsky pour le mélange horizontal. Le modèle utilise également la méthode de time-splitting. Le modèle régional EAMS, de résolution plus fine ($1/8^\circ$), comporte 26 niveaux sigma verticaux et inclut les mers de Chine méridionale et orientale, ainsi que la région de Taïwan. La bathymétrie utilisée provient du modèle TaiDBMv5 pour Taïwan, Le NPO est initialisé pendant 50 ans sous forçage climatologique. La SST est issue de plusieurs sources. Le modèle EAMS est initialisé avec les champs de température et salinité du NPO en janvier 1980, suivi d'un spin-up sous forçage climatologique pendant deux ans.

Le but de cette partie est de comparer nos résultats à ceux obtenus dans cet articles, pour ensuite en tirer des conclusions sur notre projet de modélisation

4.1.1 Moyennes annuelles de la vitesse dans les eaux de surfaces

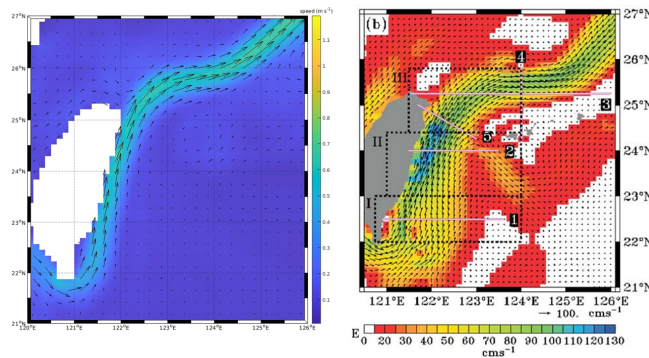


FIGURE 6 – Moyenne annuelle de la vitesse du courant de surface(0-50m) . A Gauche, les figures issus de notre modèle. A droite,les figure fournie par Hsin&al

On remarque assez rapidement que les phénomènes sont moins bien représentés sur notre modèle grâce à la Fig.6. Les valeurs de vitesses moyennes au niveau du kuroshio sont de l'ordre de 2 fois moins importantes, et la largeur du courant observable sur notre modèle est également beaucoup plus faibles. On remarque une résolution moins précise, notamment au niveau des coeurs d'accélération sur la côte est de Taïwan ou encore au niveau de ceux des îles Ryukyu au nord-est. La présence de bifurcations est également absente de notre modèle.

4.1.2 Variation de la vitesse horizontale de la couche 0-200m en fonction des saisons

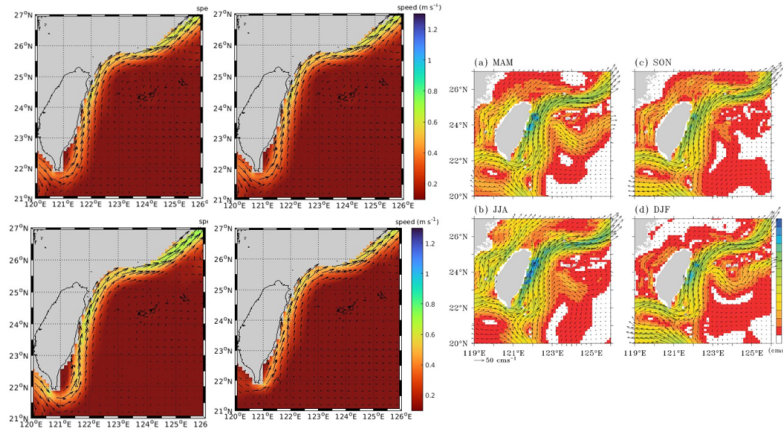


FIGURE 7 – Variation de la couche 0-200m. A Gauche, les figures issus de notre modèle. Contrairement à la Figure 4, celle-ci a la vitesse mise a la même échelle que la figure fournie par Hsin& al(2008), à droite

Lors de la comparaison de la variation saisonnière de la couche 0-200m présenté sur la figure 7, le manque de résolution est encore plus flagrant. Sur notre modèle, il est quasiment impossible de discerner autre chose que le coeur du courant Kuroshio, la aussi avec des vitesses horizontales bien inférieure à celle proposé par le modèle de Hsin& al(2008). La variabilité saisonnière est bien visible sur notre modèle mais beaucoup moins marqué que sur celui de Hsin & al(2008). Là ou notre modèle ne réussi pas du tout à nous afficher la moindre information, c'est sur les méandres du Kuroshio. En effet, celui-ci n'a pas l'air d'en présenter sur notre modèle là ou ils apparaissent très distinctement sur celui de Hsin& al(2008). En effet, en raison de la nature chaude du courant Kuroshio, celui-ci devrait former des méandres en raison de l'eau plus froide présente en remontant depuis le courant nord-equatorial.

4.2 Regard critique sur limites du modèle et de notre utilisation des résultats

Comme vu précédemment, de nombreuses différences existe entre nos deux modèles, qui peuvent s'expliquer de plusieurs manières.

Premièrement, l'étude menée par Hsin&al(2008) effectue une moyenne intégrée sur la colonne d'eau, la où nous n'avons fait qu'une moyenne discrète sur quelques profondeurs. De plus, leurs figures présentées en Fig.7 utilisent la valeur maximal de courant détectée dans la couche concernée, chose que je n'ai pas réussi à plotter.

L'impossibilité de me séparer du problème de la bathymétrie lors de l'affichage à également été une raison supplémentaire, qui m'as empêcher de traiter les courant côté ouest de l'île de Taïwan. Une autre explication possible est l'utilisation d'un modèle régional bien plus précis, ainsi que son couplage avec un modèle globale du pacifique. Le modèle climatologique, à également bénéficié d'un temps de Spin up bien plus long de l'ordre de 50ans.

Enfin, la qualité des scripts Utilisés, ainsi que l'utilisation à pertinentes des données du modèles ainsi que la sélection des variables à analyser peuvent expliquer cette différence. En effet, nous avons été confronté à des difficultés à plotter exactement ce que nous voulions, en raison de l'absence de script prè-conçu et de notre aspect encore novice sur le sujet.

5 Conclusion

Cette première étude sur Taïwan à l'aide du modèle CROCO nous a permis une première prise en main d'un modèle complexe à haute résolution. Le modèle climatologique nous à permis d'effectuer une analyse en première approximation de ce courant essentiel à la circulation pacifique, avec ses grands mécanismes globaux bien retranscrit mais avec également une limitation dans les processus de fine échelle. Afin d'obtenir de meilleurs résultats, un connaissance plus fine du modèle et de ses paramètres nous sera nécessaire, afin d'étudier les processus les plus complexes du kuroshio. Une connaissance accru en script sera ensuite nécessaire afin d'extraire correctement les données récupérées

Références

- Hsin, Y.-C., Qu, T., and Wu, C.-R. (2010). Intra-seasonal variation of the kuroshio southeast of taiwan and its possible forcing mechanism. *Ocean Dynamics*, 60 :1293–1306.
- Hsin, Y.-C., Wu, C.-R., and Shaw, P.-T. (2008). Spatial and temporal variations of the kuroshio east of taiwan, 1982–2005 : A numerical study. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 113(C4).
- Hsueh, Y., Wang, J., and Chern, C.-S. (1992). The intrusion of the kuroshio across the continental shelf northeast of taiwan. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 97(C9) :14323–14330.
- Liang, W.-D., Tang, T., Yang, Y., Ko, M., and Chuang, W.-S. (2003). Upper-ocean currents around taiwan. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 50(6-7) :1085–1105.
- Wu, C.-R. and Hsin, Y.-C. (2012). The forcing mechanism leading to the kuroshio intrusion into the south china sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 117(C7).