

-  
Etude de la validité du modèle ROMS dans une zone à bathymétrie complexe et proche de l'équateur : Le Throughflow indonésien.

-  
BRIVOAL Théo

**Résumé**

Le modèle ROMS a été utilisé pour modéliser la circulation océanique du Throughflow indonésien. Du fait de la bathymétrie complexe, de la présence de nombreuses îles et de la proximité de la zone avec l'équateur, le modèle a montré de nombreux problèmes d'instabilité et de calcul de courants trop importants. Dans cette étude, il est montré dans un premier temps que le changement de résolution du modèle ne réduit pas la propagation d'instabilités mais que la définition d'une zone plus large avec des conditions aux frontières moins complexes permet de supprimer les instabilités du modèle. Dans un second temps, les résultats du modèle ont été comparés aux mesures in-situ de la littérature. Le modèle semble fournir une interprétation cohérente de la réalité, notamment dans la représentation des effets des phénomènes de mousson, même si une climatologie plus spécifique, prenant en compte les phénomènes d'oscillation comme l'événement El-Niño devra à l'avenir être utilisée pour effectuer une simulation fidèle à la réalité.

**Introduction :**

Le Throughflow indonésien est un courant d'une importance capitale dans la dynamique de l'océan mondial. Passage clé de la circulation thermohaline mondiale de l'océan pacifique vers l'océan indien, il est caractérisé par des courants forts se frayant un passage à travers les nombreuses îles de l'archipel indonésienne. Sa dynamique est fortement liée aux différents phénomènes climatiques caractéristiques de l'océan indien et de l'océan pacifique, tels que les phénomènes de mousson ou l'oscillation climatique El Niño. La modélisation océanique est un outil puissant pour comprendre la dynamique complexe des courants dans cette zone. Le modèle de circulation océanique ROMS (*Regional Ocean Modeling System*) a été utilisé pour caractériser la circulation océanique dans cette zone.

**Matériels et méthodes :**

-*Le modèle ROMS :*

Le modèle utilisé pour caractériser la circulation océanique dans la zone étudiée est le modèle ROMS. Le modèle ROMS est un modèle de circulation régional largement utilisé par la communauté scientifique. C'est un modèle de circulation en 3 dimensions admettant les approximations de boussinesq et de l'hydrostatique. Les principales équations utilisées dans ce modèle sont les suivantes :

-Equations du mouvement :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \nabla(u) = f v - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \nabla_h^2(u) + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \nabla(v) = -fu - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \nabla_h^2(v) + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

$$0 = \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g$$

-Equation de continuité :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

-Equations de conservation de la chaleur et de la salinité :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \nabla(T) = K_h \nabla_h^2(T) + K_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \nabla(S) = K_h \nabla_h^2(S) + K_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

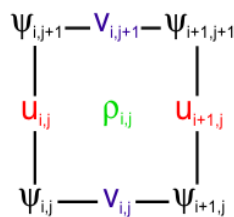
-Equation d'état de l'eau de mer

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

Ici, le schéma de fermeture de la turbulence utilisé est celui de Reynolds où les termes turbulents sont paramétrés à partir des coefficients de viscosité turbulente  $K_h$  et  $K_z$ .

L'équation d'état de l'eau de mer utilisée est l'équation TEOS-10. La climatologie utilisée pour les forçages internes (Température, salinité, concentrations ...) est celle du World Ocean Atlas de 2009. Pour les forçages externes (vents, températures de l'air ...) , la climatologie utilisée est celle du COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) de 2005.

Par souci d'économie des ressources informatique, le modèle roms utilise un schéma numérique de discrétisation de type ADI, ainsi qu'un couplage entre un mode barotrope (rapide) et barocline (lent) en utilisant deux pas de temps différents. La résolution des équations est réalisée horizontalement sur une grille de coordonnées curvilignes orthogonales où les calculs sont traités à chaque maille sur une grille Arakawa-C représentée dans la **figure 1**. La grille verticale est découpée verticalement via un système de coordonnées sigma.



**Figure 1 :** Grille d'Arakawa-C utilisée dans le modèle

- Zone d'étude :

Le modèle de circulation océanique ROMS a été mis en application pour observer le comportement hydrodynamique du Throughflow Indonésien. Ce courant est d'une importance capitale dans la régulation du climat mondial du fait qu'il transporte des eaux relativement douces et chaudes provenant de l'océan Pacifique vers l'océan indien. Il est l'un des passages clés de la circulation thermohaline mondiale. La partie est du courant est caractérisée par un passage des eaux de l'océan Pacifique avec un débit d'environ 12,7 Sv par deux détroits principaux : le détroit de Makassar et de Lifamatola. À l'ouest, il entre dans l'océan indien par trois détroits principaux : le détroit de Lombok, d'Ombai et le passage de Timor. Il alimente ensuite le Throughflow indonésien (ITF) avec un débit d'environ 15 Sv. Ici, la zone d'étude est située entre la mer de chine au nord, l'Australie au

sud, les Philippines à l'est et l'océan Indien à l'ouest, plusieurs modélisations ont été réalisées. Premièrement, la zone étudiée était comprise entre  $-25^{\circ}$  et  $6^{\circ}$  de latitude et 102 et 138 de longitude (Figure 2). Ensuite, une modélisation a été réalisée dans une zone plus étendue vers le nord dont les coordonnées sont comprises entre  $-20^{\circ}$  et  $12^{\circ}$  de latitude et 102 et 138 de longitude (Figure 3). La grille verticale est représentée en coordonnées sigma, et à chaque maille horizontale, la profondeur est divisée en 32 compartiments.

Cette zone est caractérisée par une topographie complexe : au nord, la partie comprenant le sud de la mer de Chine et la mer de Java sont caractérisées par une profondeur peu importante, la mer de Java est caractérisée par une profondeur moyenne d'environ 46m. Au sud, la mer de Banda est beaucoup plus profonde avec des profondeurs pouvant atteindre les 5000m. Le modèle ROMS est un modèle de circulation océanique, ainsi les équations du mouvement appliquées aux eaux peu profondes n'y sont pas représentées. Ainsi, du fait de l'inapplicabilité de ce modèle en eaux peu profondes, la profondeur minimale de calcul  $h_{min}$  a été fixée à 75m vu que les passages principaux du Throughflow indonésien ne sont pas situés en mer de Java et en mer de Chine. On notera également que la présence de nombreuses îles joue un rôle important dans la complexité de la bathymétrie de la zone étudiée. Pour éviter les instabilités du modèle, un lissage des côtes et des îles a été nécessaire dans le maillage. Les îles, presqu'îles et autres avancées de terre trop petites par rapport au maillage ont donc été négligées et considérées comme des zones immergées.

Cette complexité dans la bathymétrie a posé de nombreux problèmes d'instabilités qui seront décrits dans la partie résultats. Pour pallier à ce problème plusieurs maillages ont été essayés, ainsi que différentes coordonnées géographiques. Enfin, toutes les simulations ont été réalisées sur des grilles qui traversent l'équateur, il est donc envisageable que des mauvaises estimations des différents paramètres physiques soient observées à proximité de l'équateur, du fait de la difficulté de calculer la force de Coriolis aux latitudes équatoriales. Le tableau 1 ci-dessous résume les caractéristiques de toutes les simulations réalisées.

N° Simulation	Taille de la maille dl (°)	latitude min	latitude max	longitude min	longitude max
1	1/5	-25	6	102	138
2	1/6	-25	6	102	138
3	1/5	-20	12	102	138

Tableau 1 : Critères spatiaux choisis pour le modèle

Les paramètres spatiaux sont entrés dans le modèle grâce au fichier matlab de paramètres `romstools_param.m`, la latitude et la longitude et les valeurs de la grille verticale sont également définies dans le fichier matlab `param.h`.

Dans le cas étudié, toutes les bordures sont ouvertes.

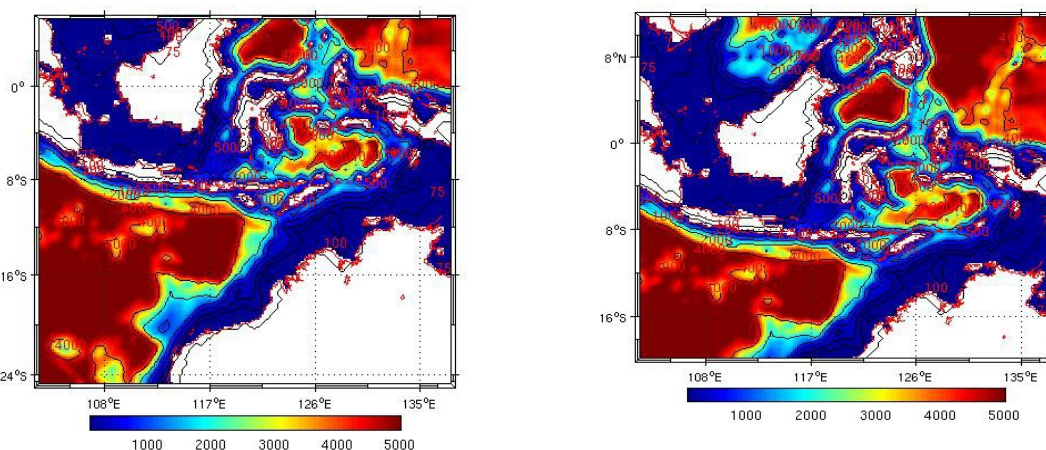


Figure 2 et 3 : Grille horizontale et bathymétrie (en m) utilisée pour les simulations 1 et 2 (à gauche) et pour la simulation 3 (à droite)

### *-Critères temporels :*

Les pas de temps ont pour toutes les modélisations été choisis afin de respecter le critère CFL. Toutes les simulations ont été réalisées sur une durée totale de 10 ans et 12 mois, les différents pas de temps choisis pour chaque simulation sont résumés dans le tableau suivant :

N° Simulation	dt	Ndtfast
1	1440	60
2	1440	60
3	1440	60

Tableau 2 : Différents pas de temps utilisés pour les simulations, dt représente le pas de temps « lent » et Ndtfast représente le nombre de pas de temps rapide dans une boucle lente

Les paramètres temporels sont entrés dans le modèle via les fichiers roms.in, roms\_inter.in (ce dernier indiquant les paramètres temporels permettant de réaliser les simulations sur plusieurs années) et run\_roms.csh.

### *-Caractéristiques des simulations*

Le modèle ROMS dispose de nombreux modules complémentaires permettant d'inclure différents paramètres biogéochimiques ou hydrologique dans le modèle. L'activation des différents modules se fait via le fichier cppdefs.h. Ici, l'étude réalisée n'est faite que sur l'hydrodynamique du bassin ainsi tous les modules impliquant des transports de concentrations (e.g : traceurs) sont désactivés. On notera particulièrement que par souci de simplicité, le module de marées est désactivé, même si l'archipel indonésienne est caractérisée par de fortes ondes internes dues aux marées qui influent sur l'hydrodynamique du bassin (Koch-Larrouy et al. 2007). La configuration choisie pour les simulations est une configuration réaliste sans biologie, marées et apports fluviaux.

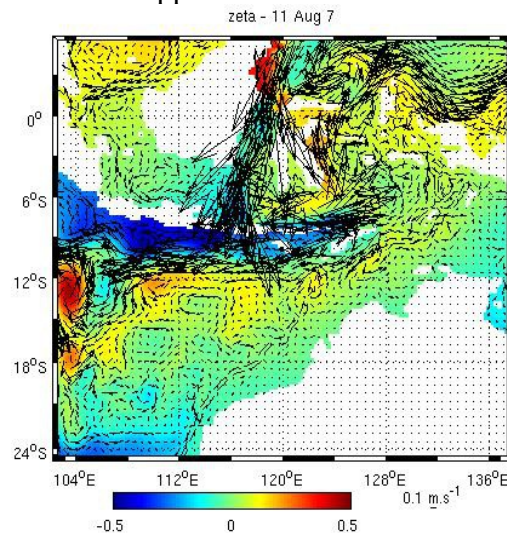
## **Résultats et discussion:**

### *-Simulations à haute/très haute résolution :*

Afin de réduire les instabilités liées au modèle, une seconde simulation a été réalisée avec un maillage plus fin d'un cinquième de degré (Simulation N°2). Des instabilités apparaissent mais cette fois-ci à partir du mois 8 de la 7ème année ce qui nous permet donc d'établir un premier diagnostic de l'efficacité du modèle dans cette zone. Le modèle se stabilise relativement rapidement, au bout de deux ans tous les paramètres d'état et d'énergies sont stabilisés. Au bout de 7 ans, le modèle devient instable mais ceci ne se retransmet pas sur les graphes des diagnostics (énergies potentielles et cinétiques). Le mois avant l'arrêt du modèle, on observe une vitesse de courant bien trop fortes par rapport à la réalité dans le détroit de Makassar. En effet, Sprintall et ses collaborateurs estiment le débit total dans ce détroit est de  $11.6 \pm 3.3$  Sv (Sprintall et al. 2009), or des vitesses de l'ordre de 3m/s (FIGURE 4) telles qu'observées par le modèle au mois 7 de la 8ème année impliqueraient un débit total de l'ordre d'une centaine de Sverdrups. De plus, des vitesses de courants aussi importantes ne sont jamais observés dans la réalité. L'arrêt du modèle n'est donc pas du à une mauvaise conservation de l'énergie mais bien des vitesses mal calculées par le modèle dans le détroit de Makassar qui sont bien trop importantes et provoquent l'arrêt du modèle après avoir dépassé un certain seuil. Cependant, les élévations de la surface libre correspondent assez bien aux mesures in situ réalisées par le satellite AVISO du CNES ("Avril 2015 : En Traversant l'Indonésie: Aviso+" 2016) (Figure 8) : l'abaissement de la surface libre dans la mer de Banda est de l'ordre de

0.25 m, ce qui correspond aux estimations du CNES, l'élévation de l'ordre de 0.2-0.3m entre la mer de Java et de Banda est également bien représentée. On notera cependant que les élévations de la surface libre sont surestimées au nord du détroit de Makassar, où elles atteignent les 0.4m. Trois mailles tout au nord de la grille présentent des anomalies d'élévation de la surface libre atteignant les 0.5m, ce qui ne correspond pas du tout à la réalité, il est ainsi possible que les vitesses trop élevées calculées par le modèle proviennent de ces élévations surestimées. Une estimation du débit a été réalisée au niveau du détroit de Lombok à partir du profil vertical des vitesses au mois N de l'année N : la vitesse du courant est intégrée sur la verticale de manière empirique (i.e : méthode des trapèzes) et est ensuite multipliée par la largeur du détroit. Par cette méthode, le débit obtenu est supérieur à 10 Sv au cours de l'année. Sprintall et al (2009) estiment le débit moyen par ce détroit à environ 2.6 Sv, les estimations du débit basées sur les résultats du modèle semblent donc bien trop fortes ce qui est certainement dû aux vitesses trop importantes calculées par le modèle dans le détroit de Makassar.

Lorsqu'une simulation à très haute résolution avec un maillage d'un sixième de degré est lancée (simulation N°3), le modèle s'arrête dès le premier mois de simulation. Ceci indique que les vitesses surestimées ne sont pas directement liées aux largeurs de la maille. Cependant, la frontière nord du modèle est située à proximité de l'équateur, il est possible que de ce fait, combiné à la bathymétrie complexe, les valeurs initiales des vitesses et des élévations aient été mal représentées par le modèle, du fait d'une difficulté d'application de la force de Coriolis à proximité de l'équateur.



**Figure 4 :** Anomalies d'élévation de la surface libre (m) et vitesses de surface calculées par le modèle ROMS (Août de la 7e année)

#### -Simulation déplacée vers le nord

Une nouvelle simulation où la grille a été élargie vers le nord a été réalisée, avec un maillage d'un cinquième de degré a été effectuée pour étudier l'effet des bordures complexes dans les simulations précédentes sur le calcul de vitesses trop élevées (simulation N°4). Ici, le modèle reste stable jusqu'à la fin des 10 années. Le diagnostique des grandeurs conservatives nous montre que le modèle devient complètement stable au bout de trois ans. La grandeur la plus longue à se stabiliser est la température moyenne et la salinité (Figure 5).



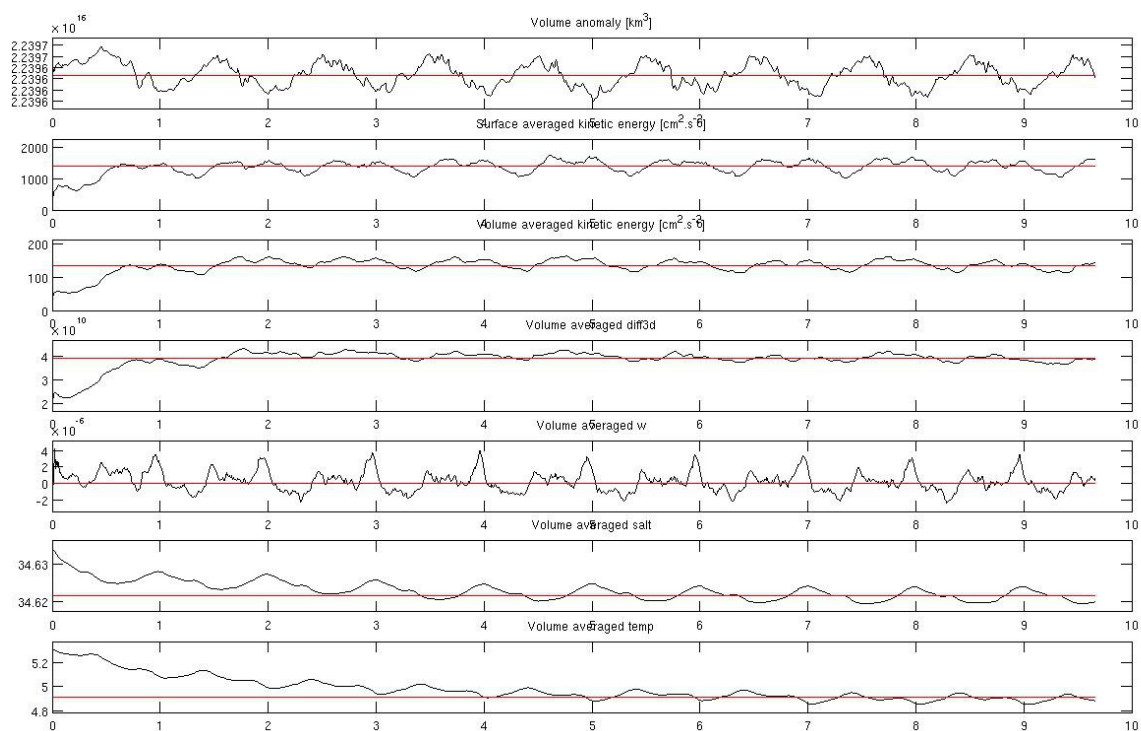


Figure 5 : Diagnostiques des différentes grandeurs conservatives du modèle.

Les valeurs des vitesses de courant dans le détroit de Makassar sont bien plus raisonnables ( $<1\text{m/s}$ ). Dans le détroit de Makassar, on observe globalement sur toute l'année un courant de surface dirigé vers le nord. Très vite, le courant change de sens avec la profondeur et devient maximal entre 150 et 300m en fonction de la période de l'année et est dirigé vers le sud. Dans le détroit de Lombok, on observe un débit moyen de l'ordre de 1 Sv, ce qui correspond plus à l'ordre de grandeur donné par Sprintall et. al. (2009). Les élévations de la surface libre observées en avril (Figure 6) coïncident relativement bien avec à celles fournies par le CNES (Figure 7) mais semblent légèrement plus faibles.

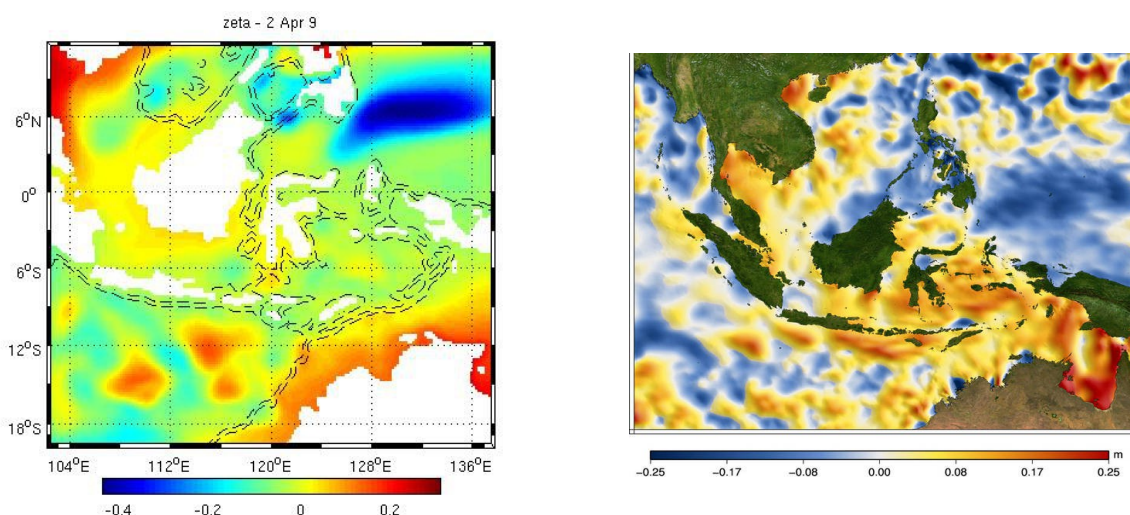


Figure 6 et 7 : Anomalie d'élévations de la surface libre en avril (en m) de la 9ème année de calcul du modèle ROMS (à gauche) et mesurées par le satellite AVISO (à droite)

Néanmoins, une comparaison quantitative avec des données in-situ n'est pas significative car le modèle ROMS utilise une climatologie moyennée sur 50 ans. En effet, l'hydrodynamique du Throughflow indonésien est fortement sensible à l'oscillation climatique El Niño (ENSO), ainsi la climatologie fournie ne permet pas d'observer les conditions en période de El Niño important, comme dans le cas de l'altimétrie fournie par le CNES. Les valeurs de salinité et de température

dans le passage du Timor (Figure 8) correspondent relativement bien aux observations réalisées par Creswell et ses collaborateurs (Cresswell et al. 1993) (Figure 9). En effet, on observe en surface dans la partie Nord-Ouest de la coupe verticale l'influence des eaux de la mer de Flores en Octobre, peu salées, tandis que la partie sud est des eaux de surface est caractérisée par des eaux de fortes salinité dues à l'influence des moussons qui augmentent l'évaporation dans cette zone à cette période, ce qui correspond relativement bien aux profils réalisés par Cresswell et. al. (1993).

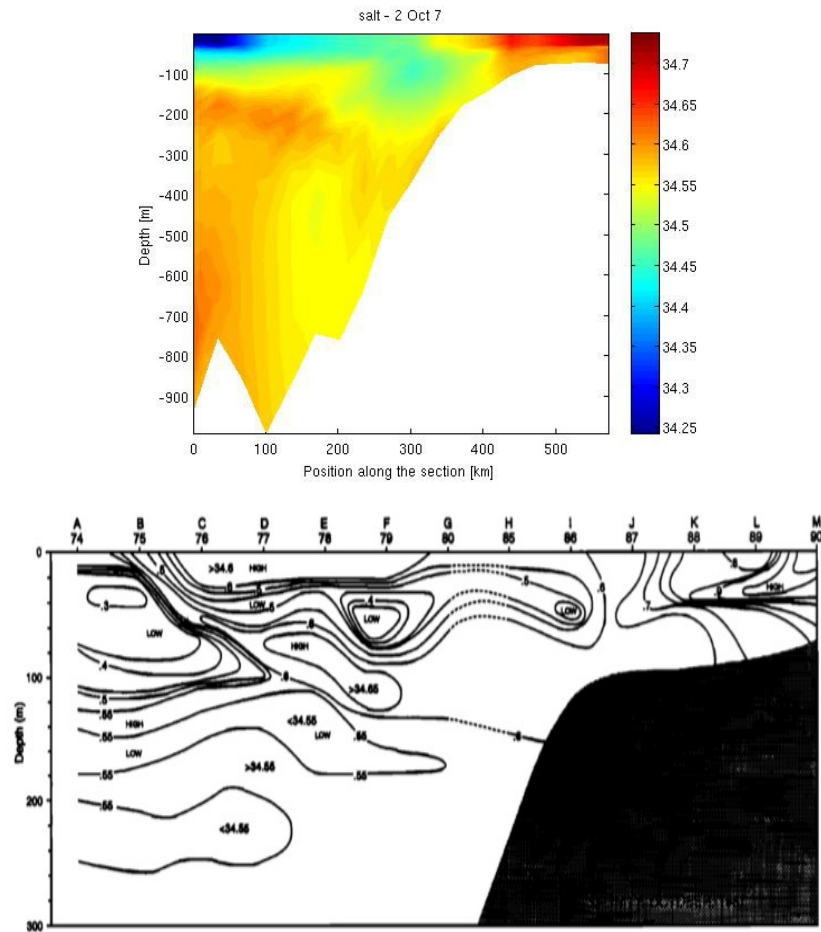
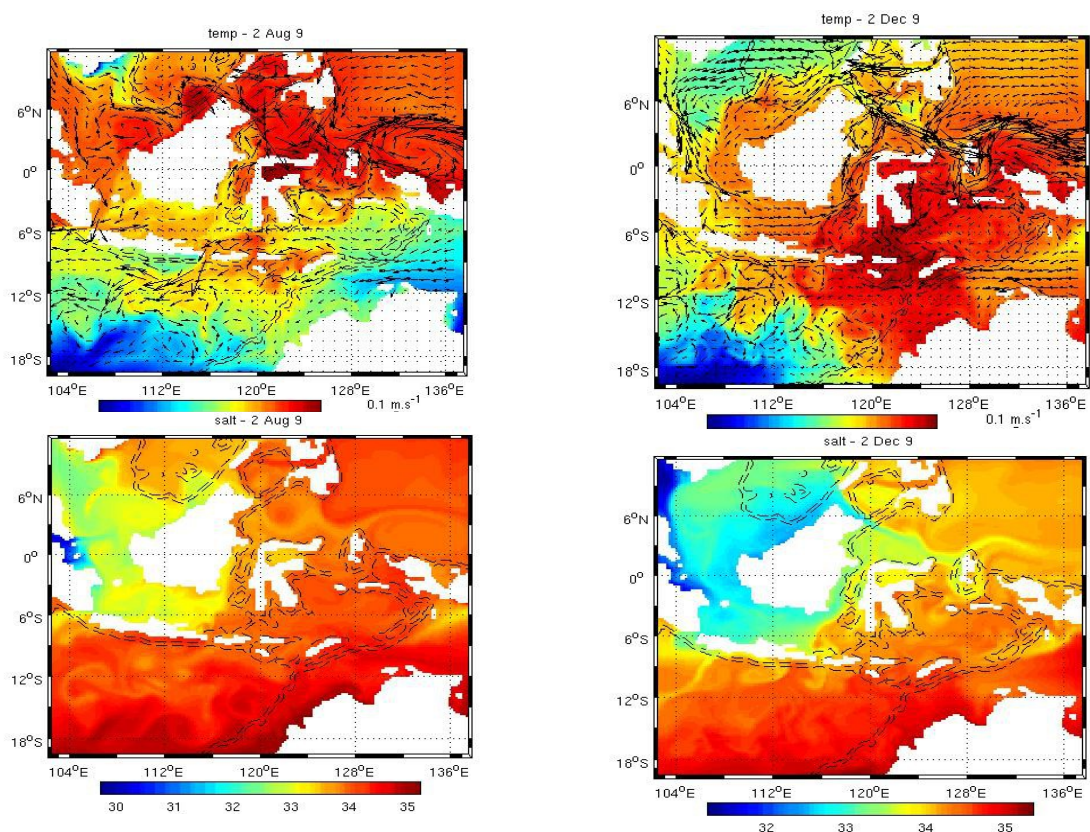


Figure 8 et 9 : Salinité des eaux en octobre calculées par le modèle ROMS (en haut) et mesurées par Cresswell et. al. (1993) (en bas)

Le Throughflow apparaît plus chaud et moins salé et les eaux de la mer de Flores sont moins salées pendant la période d'avril-juin. En août, on observe des courants chauds qui remontent vers le Nord-est en mer de Chine tandis qu'en hiver, la situation s'inverse et on observe des courants froids relativement forts qui entrent en mer de Banda avec des vitesses relativement fortes (FIGURE 10). Ces différences de dynamique entre la période d'été et d'hiver sont caractéristiques de l'action de la mousson dans cette partie du globe. Ainsi, on peut considérer que le modèle ROMS est un modèle fiable pour observer les oscillations climatiques ayant une petite échelle de temps, inférieure à une année.



**Figure 10 :** Température en °C et vitesses des courants de surface (en haut) et Salinité (en bas), en Août (à gauche) et en décembre (à droite) calculées par le modèle ROMS (9ème année de calcul).



## **Conclusion :**

Le modèle ROMS donne une relativement bonne description de la circulation océanique du throughflow indonésien, malgré le fait que ce courant est situé sur une zone qui traverse l'équateur. Néanmoins, les simulations réalisées ont montrés que le modèle devait être implémenté sur une zone plus large et n'est pas applicable si les bordures de la grille de calcul sont situées trop proches de l'équateur. La complexité de la bathymétrie dans la zone traversée par le throughflow rend néanmoins l'interprétation détaillée du modèle difficile sans maillage fin dont la largeur de maille est inférieure à 15 km, en effet certains détroits comme le détroit de Lombok qui ne sont larges que d'une trentaine de km nécessitent un maillage fin. De plus, de nombreuses îles n'ont pas pu être représentées et il est possible qu'elles influent de manière conséquente sur la dynamique du courant. Le modèle permet de représenter avec une bonne fidélité les phénomènes d'oscillations inter-annuels tels que les moussons. La zone d'étude est fortement impactée par le phénomène El Niño mais la climatologie choisie ne permet pas d'appréhender ce phénomène. Une climatologie réalisée seulement en période El Niño ou la Niña est nécessaire pour modéliser avec une bonne fiabilité la zone d'étude.

## **Bibliographie :**

- “Avril 2015 : En Traversant l’Indonésie: Aviso+.” 2016. Accessed May 5.  
<http://www.aviso.altimetry.fr/fr/actualites/image-du-mois/2015/avril-2015-en-traversant-lindonesie.html>.
- Cresswell, George, Andrea Frische, Jan Peterson, and Detlef Quadfasel. 1993. “Circulation in the Timor Sea.” *Journal of Geophysical Research: Oceans* 98 (C8): 14379–89. doi:10.1029/93JC00317.
- Koch-Larrouy, Ariane, Gurvan Madec, Pascale Bouruet-Aubertot, Theo Gerkema, Laurent Bessières, and Robert Molcard. 2007. “On the Transformation of Pacific Water into Indonesian Throughflow Water by Internal Tidal Mixing.” *Geophysical Research Letters* 34 (4): L04604. doi:10.1029/2006GL028405.
- Sprintall, Janet, Susan E. Wijffels, Robert Molcard, and Indra Jaya. 2009. “Direct Estimates of the Indonesian Throughflow Entering the Indian Ocean: 2004–2006.” *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114 (C7): C07001. doi:10.1029/2008JC005257.