

Master Océanographie Physique et Biogéochimique

OPB205 : Modélisation de la circulation océanique

Modélisation de la circulation océanique en Mer d'Arabie



Léo Lacour

Année 2011/2012

Sommaire

Résumé/Abstract	2
Introduction	3
Matériel et méthodes : le modèle ROMS	4
<i>Equations primitives</i>	4
<i>Conditions initiales et aux limites</i>	5
<i>Discretisation</i>	6
<i>Implémentation du modèle pour la zone d'étude</i>	7
Résultats et discussion	8
<i>Diagnostique du modèle</i>	8
<i>Variabilité saisonnière et particularités de la circulation océanique</i>	9
<i>Test de la condition au bord ouvert : influence de la Mer Rouge dans le Golfe d'Aden et la Mer d'Arabie</i>	12
Conclusion	15
Références	16

Résumé

La modélisation numérique en océanographie est un outil puissant qui pourtant repose sur de nombreuses approximations. Il faut donc garder un esprit très critique sur l'implémentation et les résultats du modèle. Dans notre étude, le modèle régional 3D ROMS (1/4° de résolution) est utilisé pour analyser la variabilité saisonnière en Mer d'Arabie liée à la mousson. On constate que le modèle répond bien au renversement du vent selon la saison. On observe l'établissement d'un gyre cyclonique en hiver et anticyclonique en été avec la formation d'un up-welling le long de la Péninsule Arabique. La condition au bord ouvert du Golf d'Aden (44°E) est testée avec deux simulations différentes. La première utilise une condition de bord ouvert (radiation couplée à un terme de relaxation) tandis que le bord est fermé pour la deuxième simulation. On peut ainsi observer l'effet de la condition au bord ouvert par comparaison des propriétés des eaux du Golf d'Aden, fortement influencées par les apports de la Mer Rouge. La condition au bord semble diminuer fortement les propriétés hydrologiques de cette eau mais influence peu la circulation.

Abstract

Numerical modeling in oceanography is a powerful tool but which need a lot of approximations. So, we have to keep critical mind about the implementation and result of the model. In our study, the ROMS regional model (1/4° of resolution), is used to analyze the seasonal variability in Arabian Sea due to monsoon. The model responds well to the reversing monsoon winds according to the season. We can see the establishment of a cyclonic gyre in winter and an anticyclonic gyre in summer with an up-welling along the Arabian Peninsula. The open boundary condition in the Gulf of Aden (44°E) is tested with two different simulations. The first one uses a radiation condition associate with relaxation term while the second one uses a closed boundary. The experiment aims to validate the open boundary condition observing Red Sea water properties, characterized by a maximum of salinity, in the Gulf of Aden and Arabian Sea. The open boundary condition seems to sharply diminish the properties of the Red Sea water.

Introduction

La modélisation numérique en océanographie est basée sur la résolution des équations générales de la mécanique des fluides, dites équations primitives. Ces équations non linéaires sont simplifiées par des approximations physiques et résolues par des méthodes numériques adaptées. On peut ainsi, selon le principe de Bjerknes, connaître avec précision l'évolution de variables d'intérêt au cours du temps, connaissant les conditions initiales et aux limites ainsi que le forçage lié à la météorologie.

La modélisation numérique nécessite une base de données importante pour initialiser et valider les modèles et ne peut s'affranchir des mesures *in situ* réalisées lors des campagnes océanographiques. Dans le cadre du programme CORIOLIS, des flotteur-profileurs ont été déployé en Mer d'Arabie et fournissent des informations précieuses sur la circulation océanique mésoscalaire de la région. Mon stage au laboratoire de physique des océans à Brest va me permettre d'analyser ces données et ainsi de valider mon modèle sur la circulation océanique en Mer d'Arabie.

La Mer d'Arabie (MA) est située au nord-ouest de l'océan Indien entre la Péninsule Arabique à l'ouest, le Pakistan au nord et l'Inde à l'est. Elle se prolonge au nord-ouest par le golf d'Oman et à l'ouest par le golf d'Aden (GA). Elle est caractérisée par une forte variation spatio-temporelle des courants, de la température et de la salinité, induit par les forçages atmosphériques notamment la mousson qui impacte fortement la région par le vent et les précipitations/évaporations. Le mot mousson, dérivé de l'arabe, signifie le renversement saisonnier du vent. On distingue en effet la mousson de sud-ouest (ou mousson d'été) et la mousson de nord-est (ou mousson d'hiver). La mousson de nord-est (de décembre à mars) induit des vents de nord-est relativement faibles et amène des masses d'air asséchées par le plateau Tibétain. A l'inverse, la mousson de sud-ouest (de juin à septembre) engendre des vents violents de sud-ouest (Fidlater Jet) le long de la côte de Somalie et d'Arabie, version atmosphérique des courants de bord ouest, et permet la formation d'un up-welling côtier. Elle amène des masses d'air chargées d'humidité au niveau de la Mer d'Arabie et influence le bilan d'eau douce. Les mers adjacentes telles que la Mer Rouge (MR) et le Golf Persique jouent aussi un rôle dans ce bilan. Ces mers peu profondes sont des bassins d'évaporation où se forment des eaux chaudes et salées qui influencent l'hydrologie et la circulation océanique de la Mer d'Arabie.

L'objectif de ce travail est d'utiliser le modèle ROMS (Regional Oceanic Modeling System) pour observer la variabilité et les particularités de la circulation océanique en Mer d'Arabie induite par la mousson et de comprendre l'effet d'une condition au bord ouvert dans le Golf d'Aden qui communique avec la Mer Rouge. Le but étant d'éviter de modéliser de façon précise l'outflow au niveau du détroit de la Mer Rouge (Bab El Mandeb) qui nécessiterait une très grande résolution. On réalise pour cela deux simulations de la même zone mais dont l'une est réalisée en fermant la communication de la Mer Rouge avec la Mer d'Arabie.

Matériel et méthodes : le modèle ROMS

Equations primitives

Le modèle ROMS est un outil de modélisation océanique régionale 3D. Il est basé sur les équations du mouvement de Navier-Stokes (1), des équations de conservation de la chaleur et de la salinité (2), l'équation de continuité (3), et l'équation d'état de l'eau de mer (4).

$$(1) \quad \frac{\partial u}{\partial t} + U \cdot \nabla u - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \nabla_h^2 u + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + U \cdot \nabla v + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \nabla_h^2 v + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

$$(2) \quad \frac{\partial T}{\partial t} + U \cdot \nabla T = A_h \nabla_h^2 T + A_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{Q_c}{\rho C_p} \frac{\partial I}{\partial z}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \cdot \nabla S = A_h \nabla_h^2 S + A_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

$$(3) \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$(4) \quad \rho = \rho(T, S, z)$$

Avec u et v les vitesses horizontales, P la pression, A_h et A_v les coefficients de viscosité turbulente horizontale et verticale respectivement (avec l'hypothèse de turbulence horizontale isotrope), T la température et S la salinité.

Ces équations sont basées sur plusieurs hypothèses et approximations qui permettent de simplifier le calcul numérique tel que l'approximation de Bousinesq, l'approximation du plan β pour la force de Coriolis, l'hypothèse d'incompressibilité et l'hypothèse de l'équilibre

hydrostatique. L'approche de Reynolds et l'hypothèse de Bousinesq basée sur la fermeture newtonienne apporte une solution à la fermeture de la turbulence. Il reste cependant à calculer les coefficients de viscosité turbulente. Les coefficients horizontaux sont calculés par l'approche de Smagorinski et les coefficients verticaux par l'approche de Marge et al (1994) dite à K-profil.

Conditions initiales et aux limites

L'outil Romstools permet d'apporter les données nécessaires à l'initialisation du modèle. Il fournit la grille, la bathymétrie, les données de forçage en surface (tension du vent, échange de chaleur et d'eau douce). Les conditions initiales et aux frontières pour le champ de courant sont calculées en utilisant la méthode dynamique et les données World Ocean Atlas et ICOADS. Des données satellites fournies par Topex poséidon, Pathfinder SST ou encore Quicksat sont aussi utilisées.

Les conditions aux limites doivent être fixées pour chaque variable (température, salinité, vitesse de courant, surélévation) à la surface, au fond et aux frontières de la zone.

Conditions en surface : $z = \eta$

$$\text{Vitesse du courant} \quad A_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \left(\frac{\tau_{Sx}}{\rho_0}, \frac{\tau_{Sy}}{\rho_0} \right) \quad \text{avec} \quad \vec{\tau}_S = \rho_{air} C_0 \|\vec{V}_{10}\| \vec{V}_{10}$$

La vitesse du courant est proportionnelle à la tension de surface τ_S , calculée avec la masse volumique de l'air, un coefficient de traînée C_0 , et la vitesse du vent à 10m.

$$\text{Température (flux de chaleur)} \quad A_v^T \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{Q}{\rho_0 C_p}$$

Avec C_p la chaleur massique à pression constante et Q le transfert thermique.

$$\text{Salinité} \quad A_v^S \left(\frac{\partial S}{\partial z} \right) = \frac{(E-P)S}{\rho_0}$$

E et P représente l'évaporation et la précipitation. Il n'y a pas de condition aux limites pour la surélévation elle ne varie pas selon z .

Conditions au fond : $z = -h$

$$\text{Vitesse du courant} \quad A_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \left(\frac{\tau_{Bx}}{\rho_0}, \frac{\tau_{By}}{\rho_0} \right) \quad \text{avec} \quad \vec{\tau}_B = \rho_{eau} C_D \|\vec{V}_1\| \vec{V}_1$$

$$\text{Température et salinité} \quad A_v^T \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) = 0 \quad A_v^S \left(\frac{\partial S}{\partial z} \right) = 0$$

Conditions aux frontières latérales :

Les conditions aux frontières fermées (côtes) utilisent la "mask". Celle-ci est toujours nulle sur la terre ce qui implique une condition de nullité pour le flux normal à la côte (les variables sont multipliées par la "mask" à chaque itération).

Les conditions aux frontières ouvertes posent plus de problèmes car elles influencent fortement les résultats du modèle. Le modèle ROMS limite ce problème avec une méthode empirique dite à radiation couplée à un terme de relaxation. Des nouvelles conditions approximées sont apportées tous les 15 jours aux frontières avec le script make-clim. Les variables diagnostiques permettent de vérifier la conservativité du système et donc les conditions aux frontières ouvertes.

Discrétisation

Les équations primitives décrites précédemment sont discrétisées avec le schéma numérique Leapfrog du second ordre avec filtrage paramétrique (filtre d'Asselin). Dans l'espace, le modèle utilise une grille décentrée de type Arakawa C qui permet de décaler les variables scalaires (T, S, η) par rapport aux variables vectorielles (u, v). Les coordonnées horizontales sont curvilignes orthogonales et les coordonnées verticales sont de type σ généralisées. Les coordonnées σ suivent la bathymétrie et permettent d'avoir toujours le même nombre de niveaux verticaux ce qui améliore la résolution en milieu peu profond.

Le modèle ROMS est un modèle à surface libre. On peut alors distinguer le mode barotrope (externe) lié à la variation de la surface libre et le mode barocline (interne) lié à la variation de la masse volumique. Ces deux modes mettent en jeu des processus à des échelles de temps différentes. En effet, les ondes de gravité externes se propagent beaucoup plus rapidement que les ondes de gravité interne et nécessitent donc un pas de temps plus faible. Le modèle ROMS utilise la méthode de la séparation des pas de temps explicit qui permet de calculer séparément le mode interne (pas de temps élevé) et le mode externe (pas de temps plus faible). Celui-ci conditionne le critère de stabilité numérique du modèle (CFL). Le pas de temps doit être compatible avec le pas de grille.

$$Dt_E \leq \frac{1}{\sqrt{gh_{max}}} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}}$$

Implémentation du modèle pour la zone d'étude

Les paramètres qui apparaissent par la suite sont les seuls à avoir été modifié pour l'implémentation du modèle. Les autres sont laissés par défaut selon la configuration de base.

Tableau 1 : Paramètres de la grille

Longitude	Latitude	Résolution	MMm	LLm	Niveaux verticaux	Nombre de maille	Profondeur minimale à la côte (m)
10°N-31°N	44°E-78°E	1/4	135	90	32	3.10^5	50

Pour étudier l'influence de la Mer Rouge sur la circulation en Mer d'Arabie, deux simulations ont été lancé avec les mêmes valeurs de grille. La première simulation est réalisée avec deux frontières ouvertes au sud et à l'ouest. La deuxième simulation est lancée avec seulement le bord sud ouvert. La "mask" a permis de fermer le détroit de la Mer Rouge avec des mailles de terre à 44°E. Les frontières nord et est sont fermées dans les deux cas.

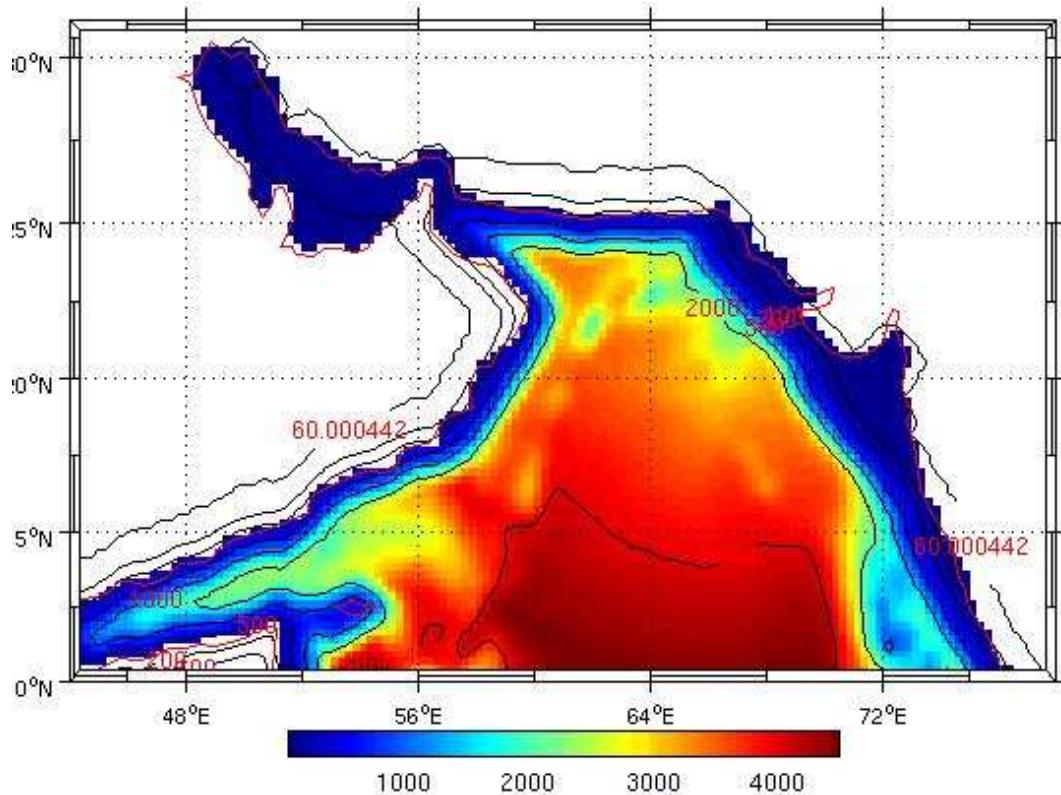


Fig. 1 Bathymétrie de la zone d'étude

Le script ad_cfl permet de calculer le pas de temps interne et externe de la simulation sur la base du critère CFL.

Tableau 2 : Paramètres d'intégration temporelle. Dt_E et Dt_I sont les pas de temps du modèle externe et interne respectivement. NTIMES est le nombre de boucle temporelle et NTDFAST est le rapport Dt_I / Dt_E .

NTIMES	Dt_E	Dt_I	NTDFAST
1080	40	2400	60

On peut vérifier que ce résultat respecte la condition de stabilité :

$$\frac{1}{\sqrt{gh_{max}}} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}} = \frac{1}{\sqrt{9,81 \times 5800}} \left[\frac{1}{27800^2} + \frac{1}{27800^2} \right]^{-\frac{1}{2}} = 82$$

$Dt_E = 40 \leq 82$ La condition de stabilité est vérifiée.

La durée de simulation est de 30 jours, répétée sur 10 ans. Les moyennes des variables sont calculées et archivées tous les 3 jours. La huitième année sera utilisée pour l'analyse des résultats du modèle.

Résultats et discussion

Diagnostique du modèle

Les variables diagnostiques permettent de vérifier la conservation de la masse du système et donnent une idée de la stabilité du modèle. Le temps d'équilibrage des variables diagnostiques autour d'une valeur moyenne (ligne rouge, fig. 2) correspond au « spin-up » du modèle. Celui-ci traduit le temps nécessaire au modèle pour s'affranchir des conditions initiales. Plus le modèle est stable et plus le temps de « spin-up » est faible. On observe ici un temps de « spin-up » faible de l'ordre de 1 an ce qui suppose un modèle relativement stable. La salinité et la température moyennée sur le volume mettent plus de temps à se stabiliser, mais l'échelle de variation est faible.

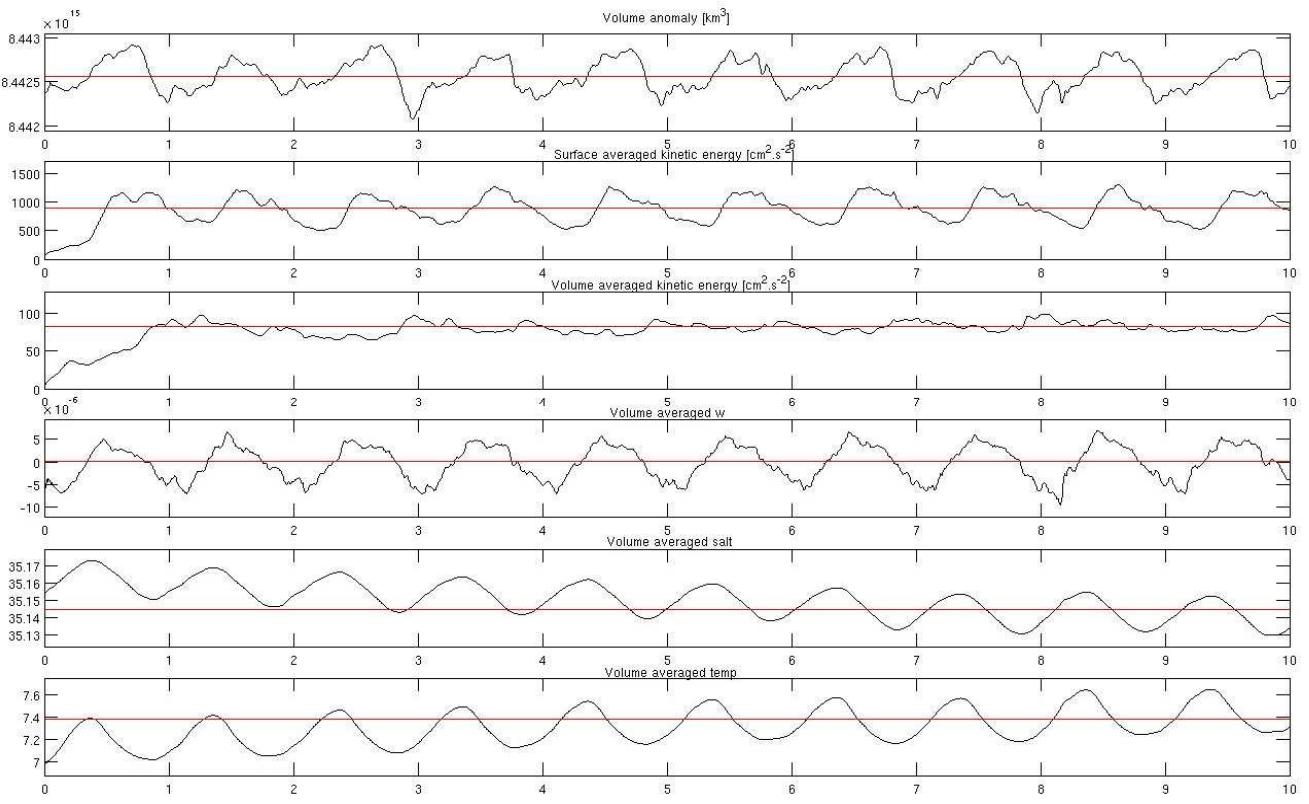


Fig. 2 Diagnostique du modèle

Variabilité saisonnière et particularités de la circulation océanique

La climatologie influence les propriétés de l'océan de surface par des échanges de chaleur et d'eau douce qui sont à l'origine des courants marins et de la circulation océanique en général. Le vent intensifie ces échanges et induit lui-même un mouvement de masse d'eau en surface par la circulation d'Ekman. Il joue donc un rôle majeur sur la circulation océanique notamment en Mer d'Arabie. Cette mer demie fermée au nord subie une forte influence continentale. On observe sur le continent Asiatique une alternance de hautes pressions en hiver et basses pressions en été, unique à cette latitude. Cet alternance de pression engendre un basculement des vents à l'origine de la mousson (fig. 3).

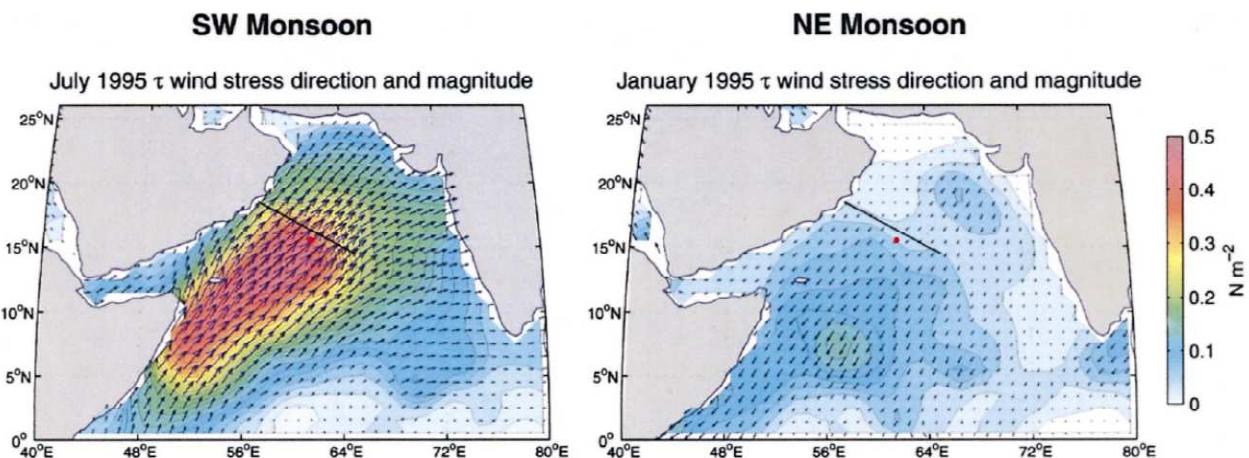


Fig. 3 Tension du vent en juillet et janvier en Mer d'Arabie (Lee et al, 1999)

On distingue alors deux périodes : la mousson de nord-est de décembre à mars et la mousson de sud-ouest de juin à octobre, séparées par un mois d'intermoussons en avril-mai et en novembre.

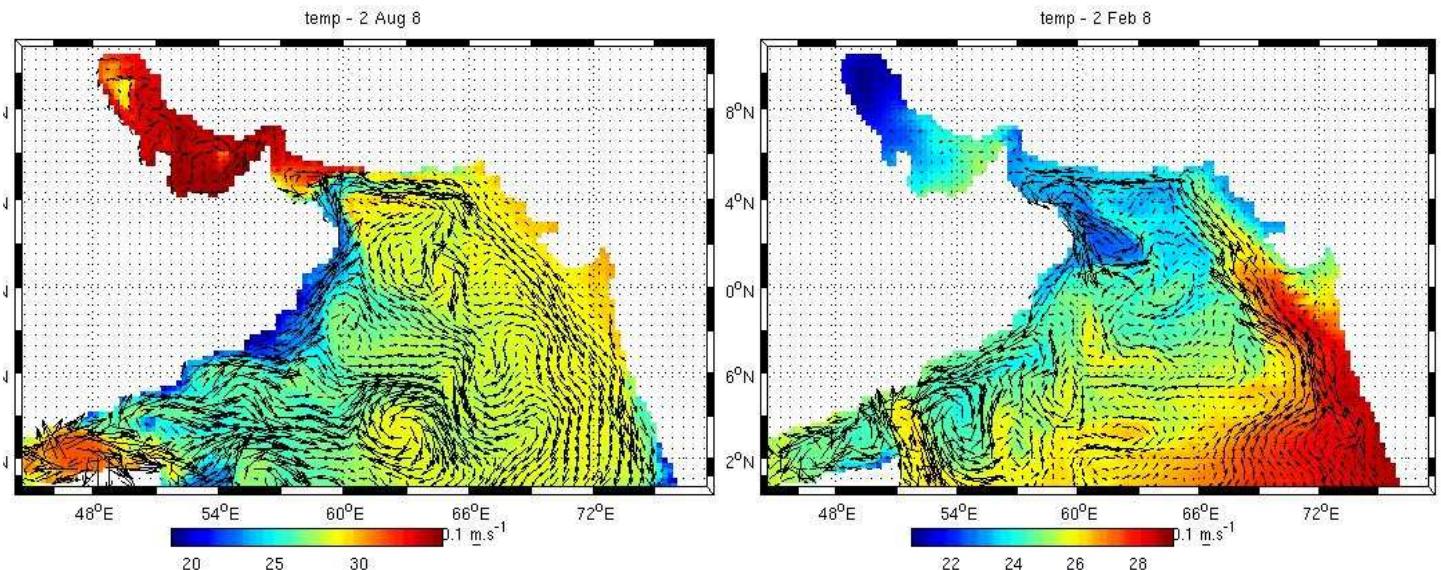


Fig. 4 Température de surface et vecteur de courant (-10m) en août (à gauche) et février (à droite)

Selon Hastenrath et Greischar (1991), la vitesse des courants de surface induite par la circulation géostrophique en MA est faible comparé à la circulation d'Ekman. Celle-ci prédomine dans la partie ouest et centrale où la tension du vent est maximale (fig. 3), c'est pourquoi on observe une réponse à court terme de la circulation océanique de surface au cycle de la mousson. La simulation a permis de voir très nettement le renversement des courants selon la période de mousson (fig. 4). Pendant la mousson de nord-est (février), la circulation est cyclonique en Mer d'Arabie. Le courant côtier ouest Indien (CCOI) très intense remonte vers le nord et suit l'isobathe 500m. Il transporte des eaux très chaudes issues de la « Warm pool » à l'est de l'Océan Indien. En mai-juin, le renversement des vents induit un courant intense de nord-est dans le bassin de Somalie qui remonte le long de la Péninsule Arabique (Shetye et al, 1994). La circulation est alors anticyclonique et le CCOI est orienté vers le sud. Le Findlater Jet induit un up-welling côtier le long de la Péninsule Arabique, avec un transport d'Ekman vers le centre du bassin (Tomczak et Godfrey, 2003). Le modèle simule très bien cet up-welling puisqu'on observe une remontée d'eau plus froide (20°C) à la côte de 18 à 22°N et des courants vers le large qui alimentent le centre du bassin. Le modèle simule bien aussi un up-welling saisonnier, identifiée par Shetye et al (1994), qui se développe dans la partie sud de la côte ouest de l'Inde en mousson de sud-ouest. Le courant de mousson de sud-ouest vers 15°N est aussi bien représenté. Ce courant traverse le bassin vers l'est en s'enroulant autour de tourbillons anticycloniques.

Le mois d'avril est une période de transition entre la mousson de nord-est et la mousson de sud-ouest qui s'établit pleinement en juillet-août. Les vents faiblissent ce qui se traduit par un ralentissement de la circulation océanique (fig.5). Le CCOI est moins marquée et on observe plus la gyre cyclonique de la mousson de nord-est.

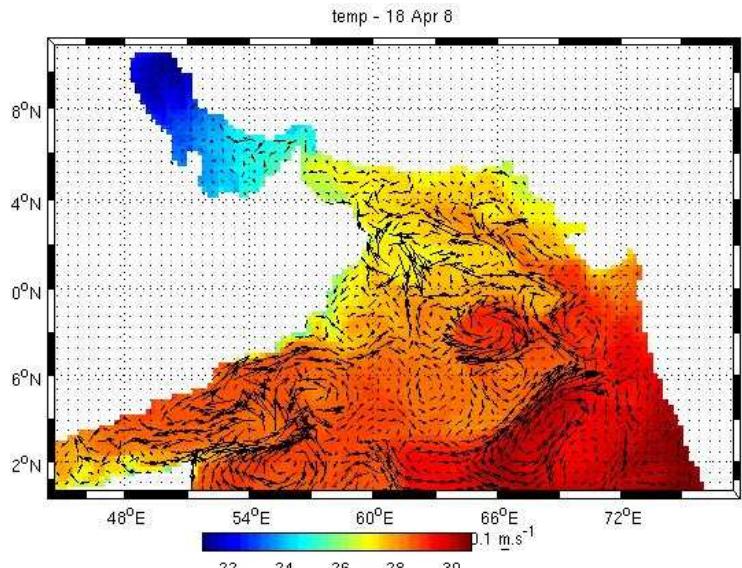


Fig. 5 Température de surface au mois d'avril

Le fort contraste de salinité entre la Mer d'Arabie et le Golf du Bengale permet d'observer des échanges d'eau entre les deux bassins (fig. 6).

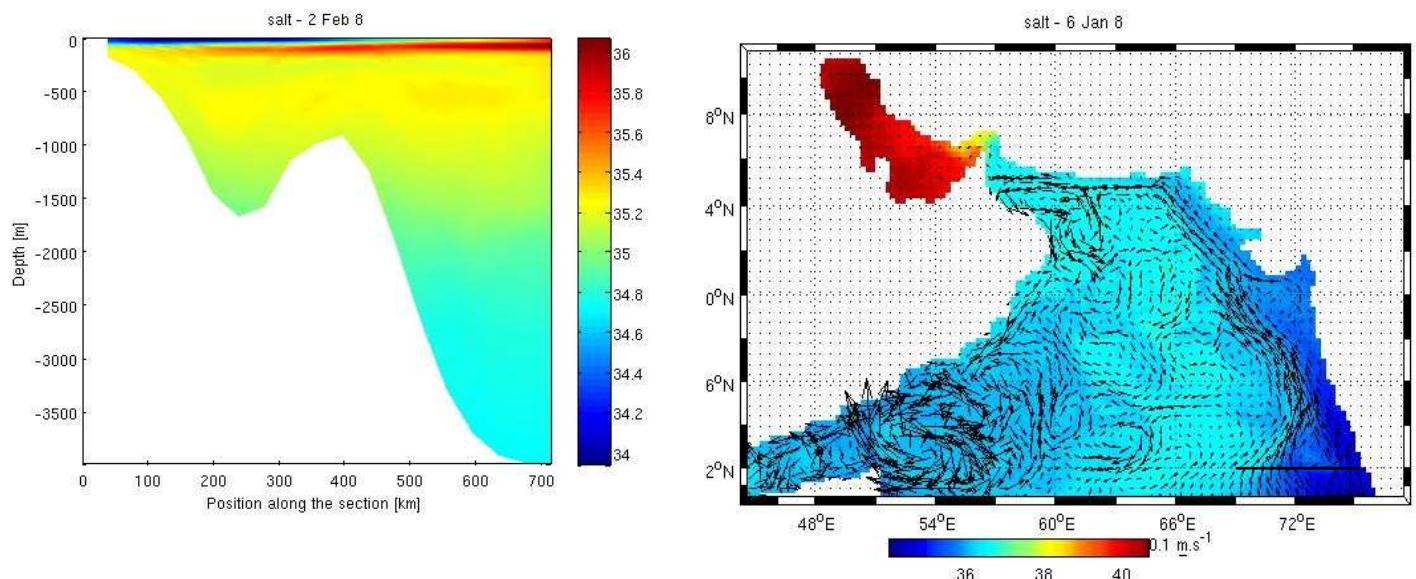


Fig. 6 Profil de salinité sur une section de la côte ouest Indienne à 12°N (à gauche) et salinité de surface (à droite) au mois de janvier

On observe en mousson de nord-est des intrusions d'eau douce en surface dans la partie sud-est de la Mer d'Arabie. Une eau de faible salinité (34) s'écoule sur une eau plus salée (35 à 36) et plus dense. Il s'agit du courant de mousson de nord-est (CMNE) qui passe au sud de l'inde remonte le long de la côte ouest. La condition au bord ouvert ne semble pas perturber cet apport d'eau douce qui est bien représenté par le modèle.

Ce courant côtier remonte vers le nord le long de l'Inde alors que les vents de la mousson de nord-est sont de sens contraire. Ce n'est donc pas un forçage du vent qui induit ce courant.

Celui-ci est similaire au courant de Leeuwin sur la côte ouest de l'Australie. L'apport d'eau dessalée par le sud provoque un gradient de pression le long de la côte de l'Inde. Ce gradient de pression induit un courant géostrophique orienté vers la côte qui s'oppose au transport d'Ekman vers le large. Selon Shetye et al (1994), la circulation géostrophique domine dans cette partie de la MA, les vents de nord-est étant faibles. Le CCOI est donc majoritairement géostrophique. McCreary et al (1993) ont émis l'hypothèse que ce gradient de pression pourrait permettre la propagation d'onde de Kelvin venant du Golf du Bengale qui accéléreraient le CCOI.

Test de la condition au bord ouvert : influence de la Mer Rouge dans le Golf d'Aden et la Mer d'Arabie

Le but de cette partie est de comprendre l'effet d'une condition au bord ouvert dans le Golf d'Aden, zone d'échange intense avec la Mer Rouge. La MR communique avec la MA par le détroit de Bab el Mandeb de 26km de large avec un seuil à 110m. C'est un bassin de concentration avec la plus forte évaporation de l'océan mondial, de l'ordre de 2m/an. Elle est donc caractérisée par une très forte salinité ($S>40$) qui permettra de l'identifier dans d'autres bassins. Cette perte d'eau douce entraîne une différence de niveau entre les deux bassins qui est compensée par des échanges d'eau en surface et en profondeur.

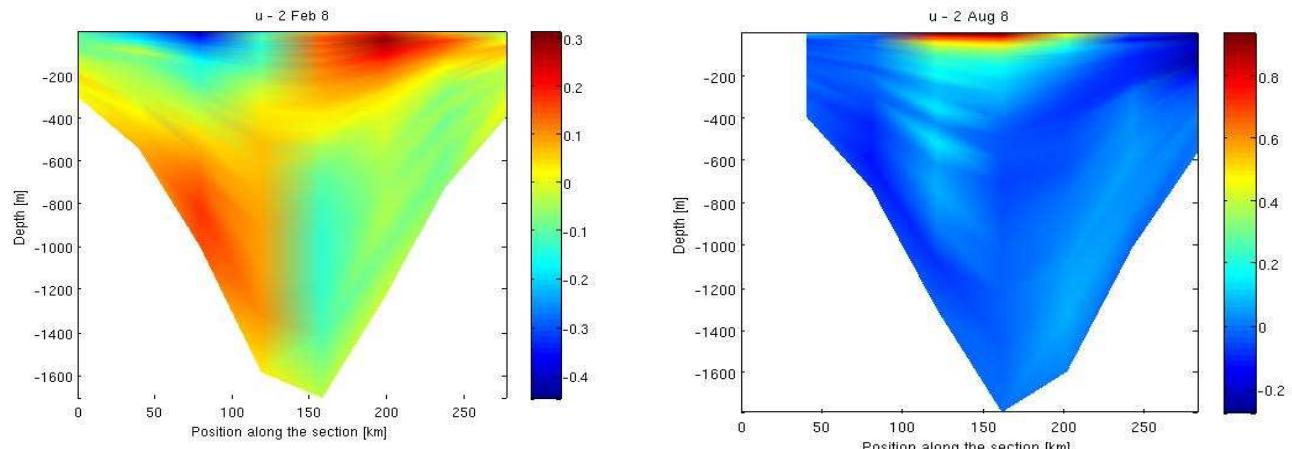


Fig. 7 Section méridionale de vitesse u (48°E) dans le Golf d'Aden en février (à gauche) et en août (à droite)

Le modèle est en accord avec la circulation décrite par Patzert (1972). En hiver, de l'eau de surface du GA pénètre en MR alors que de l'eau de la MR plus dense (entre 400 et 1000m) se déplace dans le GA vers la MA (situation anti-estuarienne). Le modèle montre que toute l'eau de surface ne rentre pas en MR mais peut repartir par le sud du GA en créant un tourbillon au centre du bassin. Les données expérimentales de Piechura et Sobaih (1986) permettent de valider cette circulation. En été, le forçage du vent induit une sortie d'eau de la MR en surface se déplaçant dans le GA vers

l'est (fig. 7). Les masses d'eau profondes se déplacent plutôt vers l'ouest en direction de la MR. La condition au bord semble respecter le sens de l'écoulement, cependant on observe les mêmes caractéristiques avec un bord fermé en hiver (fig. 8).

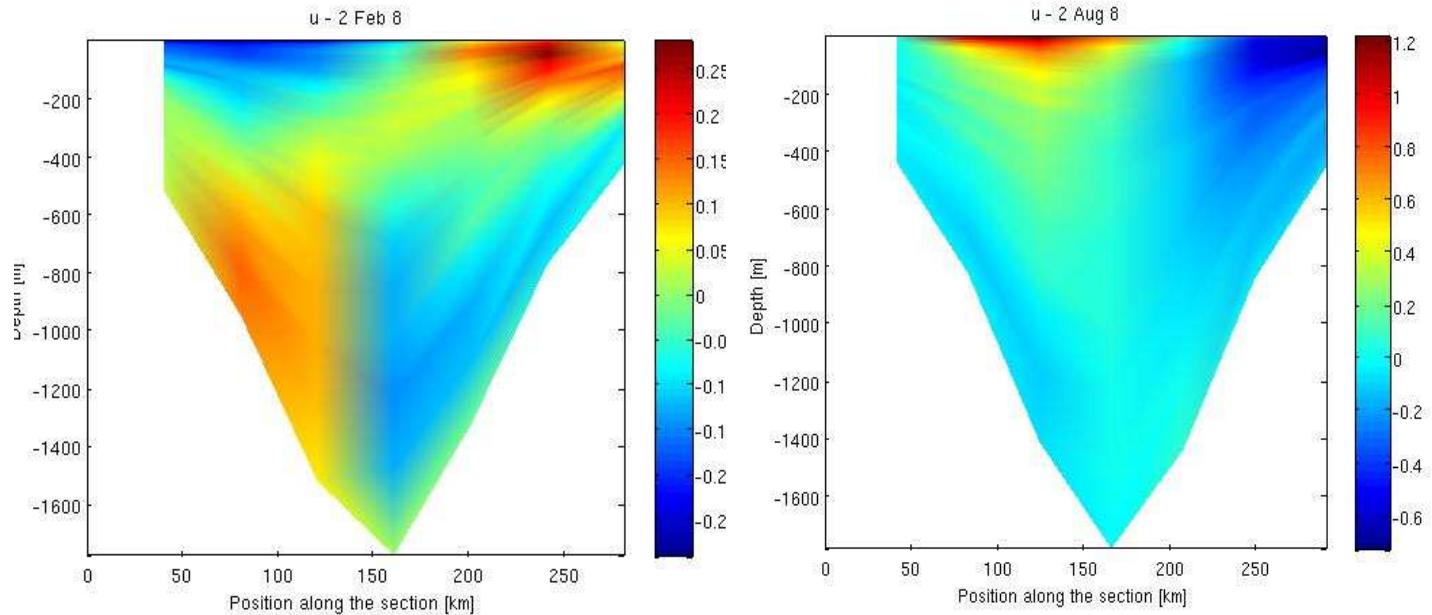


Fig. 8 Section méridionale de vitesse u (48°E) dans le Golf d'Aden en février (à gauche) et en août (à droite) avec un bord fermé

En été avec un bord fermé, on observe plutôt une configuration de type hiver (bord ouvert) mais inversé par le forçage du vent.

Nous allons maintenant comparer la salinité de surface dans l'est du GA et la MA quand le bord ouest est ouvert ou fermé. On compare les résultats du mois d'août car c'est la période où l'"outflow" dans le GA est maximal en surface (fig. 9).

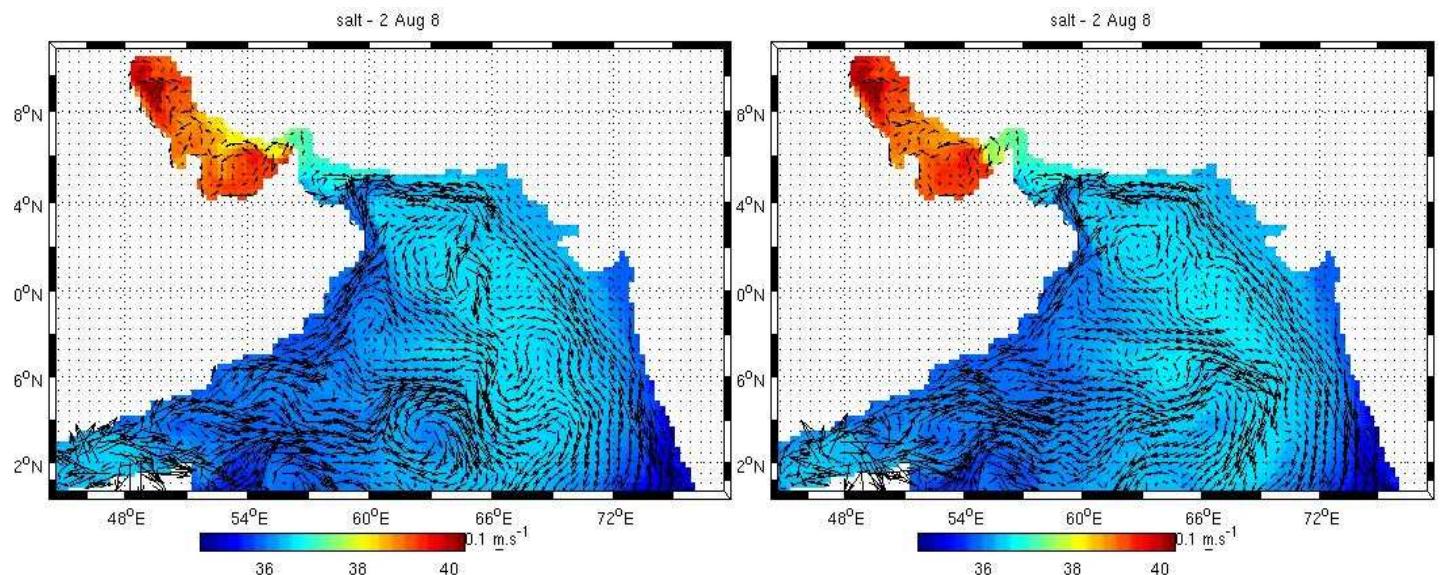


Fig. 9 Salinité en surface et vecteurs de courant (-10m) en août avec un bord ouest ouvert (à gauche) et fermé (à droite)

On remarque peu de différence entre les deux configurations. L'augmentation de salinité dans l'est du GA pourrait indiquer la présence d'eau de surface de la MR, mais elle est présente aussi dans la configuration au bord fermé. On peut alors émettre plusieurs hypothèses. L'eau de surface issue de la MR pourrait rapidement plonger en profondeur sous l'effet des tourbillons anticycloniques qui se développent dans le GA en été et ainsi ne pas être décelé en surface. L'autre hypothèse serait plutôt d'ordre technique. La condition au bord ouvert pourrait atténuer les propriétés hydrologiques des masses d'eau entrantes.

Selon Bower et al (2005), le maximum d'eau de la MR s'écoulant dans le GA et la MA serait en hiver à une profondeur intermédiaire de 650m, caractérisé par un maximum de salinité.

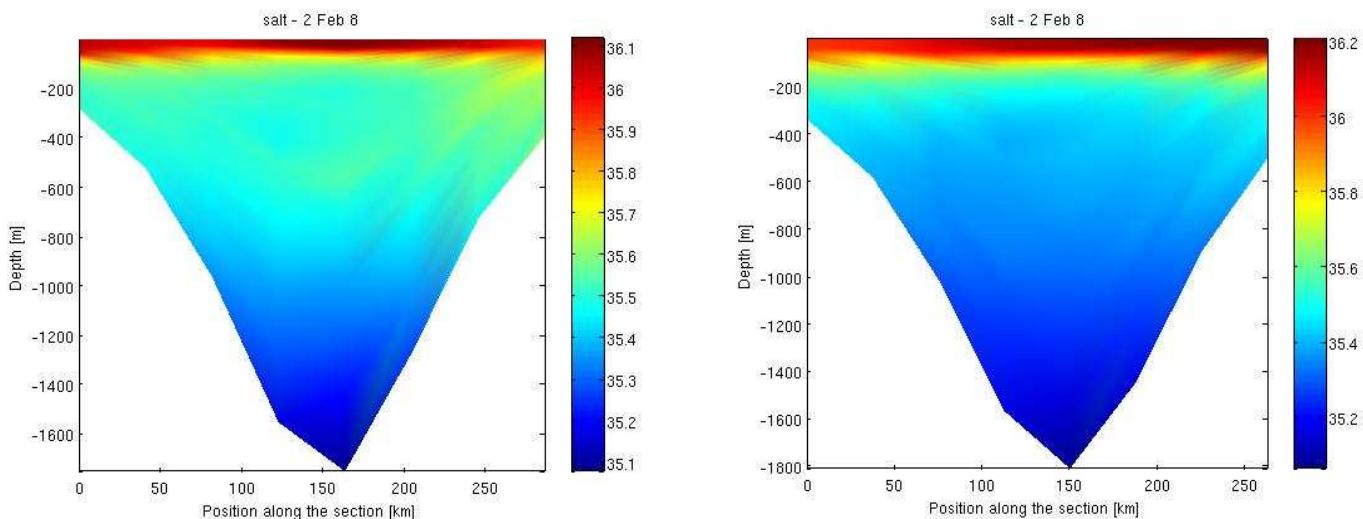


Fig. 10 Section méridionale de salinité (48°E) en février avec un bord ouest ouvert (à gauche) et fermé (à droite)

Le modèle semble montrer une couche de salinité plus élevée autour de 600m que l'on n'observe pas avec la configuration au bord fermé (fig. 10). On peut donc supposer qu'il s'agit là de l'influence de la MR. Cependant la salinité est trop faible pour une eau profonde de la MR, même si Bower et al (2005) ont montré que l'eau profonde de la MR perd rapidement ses caractéristiques par mélange, à la sortie du détroit et le long du GA (fig. 11).

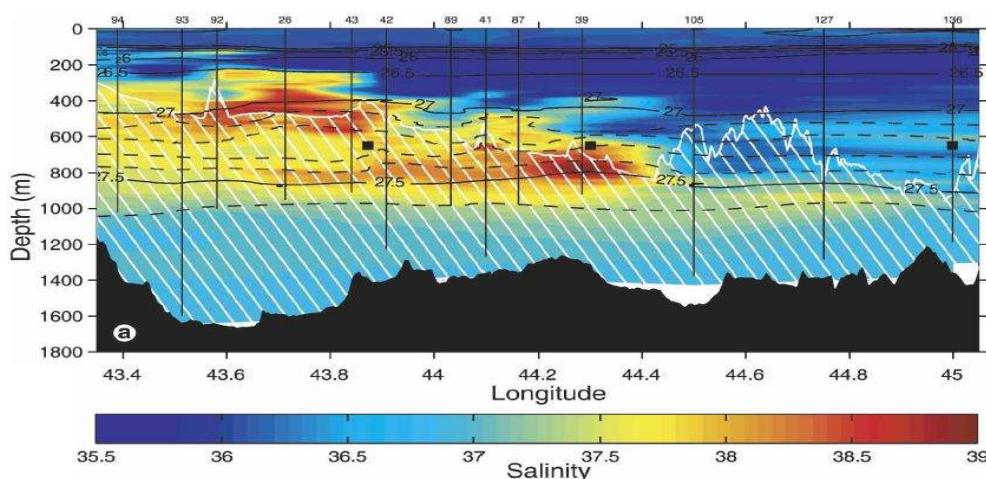


Fig. 11 Section de salinité le long du Golfe d'Aden en hiver (Bower et al ,2005)

Cette sous-estimation de la salinité par le modèle est peut-être la cause d'une trop faible résolution verticale due aux coordonnées sigma qui représente de façon précise la surface et le fond mais moins bien la couche de mélange. La condition au bord ouvert pourrait aussi atténuer ce transport d'eau très salée.

Ce maximum de salinité en profondeur intermédiaire (600-800m) serait détecté jusque dans le canal de Mozambique ce qui implique que l'eau de la MR traverse le GA et longe la côte Africaine sous l'effet de la force de coriolis. Bower et al (2005) ont montré que la traversée de l'eau de la MR serait influencée par des tourbillons cycloniques localisés dans le GA en hiver. L'eau de la MR pourrait se propager par ces tourbillons en MA et dans l'Indien ouest sous forme de 'Reddies', mécanisme bien connu en Mer Méditerranée. Al Saafani et Shenoi (2007) ont montré que ces tourbillons se formeraient, en été, dans le courant de Somalie puis se propagerait dans le GA par le passage de Socotra, et en hiver en MA par propagation des ondes de Rossby formées par les ondes de Kelvin le long de la côte ouest Indienne. La configuration avec le bord ouvert semble permettre la propagation de ces tourbillons dans le GA (fig.12).

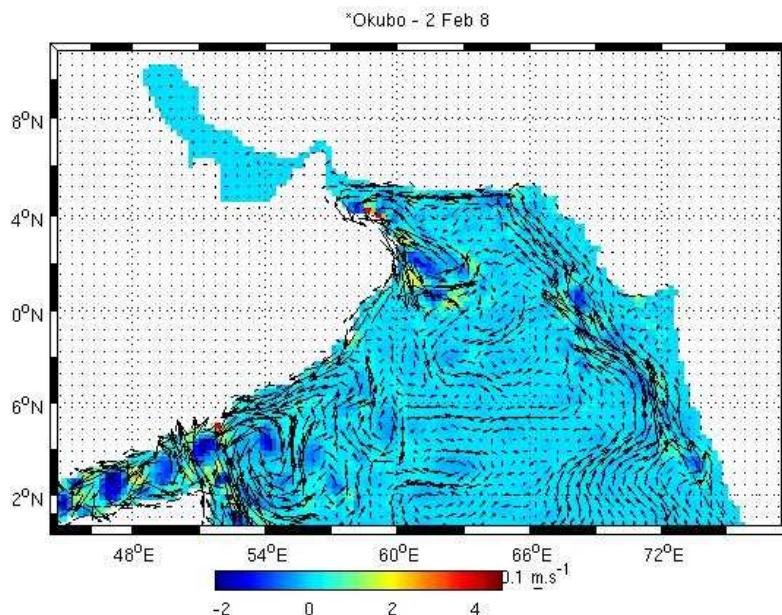


Fig. 12 Paramètre Okubo en février avec un bord ouest ouvert

On peut donc supposer que la condition au bord ouvert pourrait permettre une circulation cohérente à la frontière et impacter faiblement la zone à proximité mais semble ne pas reproduire de façon réaliste les paramètres hydrologiques des masses d'eau environnantes.

Conclusion

La comparaison avec des données de la littérature montre une bonne cohérence de nos résultats numériques et permet de valider le modèle. L'influence du forçage du vent sur la circulation océanique est bien représentée. Le modèle simule très bien le renversement de la circulation selon la période de mousson et permet aussi d'observer des mécanismes plus fins tels que les up-welling côtiers et la propagation des tourbillons dans le Golf d'Aden. Les coordonnées σ généralisées permettent une bonne précision en zone peu profonde et sont efficaces pour modéliser ces up-wellings mais paraissent moins bien adaptées dans la couche de mélange, très étendue dans le Golf d'Aden en hiver. Le modèle pourrait donc être amélioré en utilisant des coordonnées hybrides σ et z qui pourrait de plus réduire les erreurs de troncatures. La comparaison des deux simulations avec le bord ouest ouvert ou fermé a permis de mettre en évidence un des problèmes majeurs de la modélisation actuelle. Les conditions empiriques de radiation et de relaxation au bord ouvert ne sont pas toujours adaptées à la situation simulée. Dans notre étude, le sens et la nature de l'écoulement est variable dans le temps et l'espace sur le même bord ce qui complexifie le problème. On comprend alors l'intérêt, évoqué par Marchiesello et al (2001), de développer des conditions aux bords qui s'adapteraient à la dynamique locale.

Références

Al Saafani, M. A., S. S. C. Shenoi, D. Shankar, M. Aparna, J. Kurian, F. Durand, and P. N.

Vinayachandran. Westward movement of eddies into the Gulf of Aden from the Arabian Sea, 2007. *J. Geophys. Res.*, 112, C11004, doi:10.1029/2006JC004020.

Bower, A. S., W. E. Johns, D. M. Fratantoni, H. Peters. Equilibration and Circulation of Red Sea Outflow Water in the Western Gulf of Aden, 2005. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 1963–1985.

Hastenrath, S., L. Greischar. The monsoonal current regimes of the tropical Indian Ocean: observed surface flow fields and their geostrophic and wind-driven components, 1991. *J. Geophys. Res.* 9612619-12633.

Lee, C.M., B.H. Jones, K.H. Brink, A.S. Fischer. The upper-ocean response to monsoonal forcing in the Arabian Sea: seasonal and spatial variability, 1999.

McCreary, J.P.Jr., P.K. Kundu, R.L. Molinari. A numerical investigation of dynamics, thermodynamics and mixed-layer processes in the Indian Ocean, 1993. *Prog. Oceanogr.* 31 181 244.

Patzert, W. C., Seasonal variations of structure and circulation in the Red Sea, 1972. *Report of Hawaii Institute of Geophysics* (HIG{72{13}), 58pp.

Piechura, J., O. A. G. Sobaih. Oceanographic Conditions of the Gulf of Aden, 1986. *Sci. Invest. Gulf Aden, Series A: Oceanography*, No. 2.

Shetye, S. R., A. D. Gouveia, S. S. C. Shenoi. Circulation and water masses in the Arabian Sea, 1994. From Proceedings of the Indian Academy of Sciences, edited by D. Lal, pp. 9-25, Lotus Printers, New Delhi, India.

Tomczak, M., J.S. Godfrey. Regional Oceanography: an Introduction 2nd edn, 2003, chapter 11 : The Indian ocean.