

# Modelisation de la circulation océanique dans le sud-ouest de l'Océan Indien

---



YVERGNIAUX Nolwenn

M1 Sciences de la Mer 2021/2022  
Océanographie Physique et Biogéochimique  
06 Mai 2022

# Résumé

L'océan Indien est parcouru par différents courants océaniques connus tel que le Courant Sud-Equatorial (SEC) qui constitue la frontière nord de la gyre anticyclonique indienne. Néanmoins, bien que les courants dans le sud-ouest de l'océan Indien puissent être décrits comme ayant une composante dominante pour le déplacement vers l'ouest, la dynamique océanique de la zone est très variable (De Ruijter et al (2004) [1]). En causes, les courants issus du SEC et la bathymétrie de la zone occupée par 2 îles émergées et des chapelets de monts volcaniques sous-marins. Cette variabilité se traduit par la formation de tourbillons cycloniques et anticycloniques aux déplacements méridionaux qui contrastent avec la circulation zonale orientée vers l'ouest de la gyre anticyclonique indienne.

Dans ce rapport, nous mettons en oeuvre une modélisation numérique pluriannuelle à l'aide de l'outil de modélisation CROCO afin de caractériser la circulation océanique dans le sud-ouest de l'Océan Indien. Les sorties de ce modèle à la résolution d'1/9 de degré sont comparées aux données de la littérature afin de tirer des conclusions quant à l'applicabilité du modèle CROCO à cette zone océanique qui est relativement proche de l'équateur.

## Abstract

The South-Equatorial Current crosses the Indian Ocean from East to West at around 12-15°S. This strong current is the northern barrier of the Indian Subtropical gyre. Although it is of common knowledge that the Indian Ocean circulation is dominated by westward propagating features, this area shows a very complex and still unknown dynamic regarding its numerous eddies (De Ruijter et al (2004) [1]). The variability in the South-Western Indian Ocean is the consequence of the split of the SEC and specific topography of the area which is occupied by 2 islands and many volcanic sub-marine mounts.

In this study, we will run the CROCO model in the South West Indian Ocean to describe the main characteristics of the oceanic circulation and draw some conclusions on the accuracy of the modelling and possible improvements.

*Mots-clés* : Modélisation océanique, CROCO, Courant Sud-Equatorial (SEC), Courant Sud-Est Malgache (SEMC), gyre sub-tropicale indienne

# Contents

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>3</b>
1.1	Présentation de la zone d'étude . . . . .	3
1.2	Les modèles numériques appliqués à l'océanographie . . . . .	4
<b>2</b>	<b>Matériel et Méthodes</b>	<b>5</b>
2.1	Modèle CROCO, discrétisation numérique et stabilité . . . . .	5
2.2	Paramètres du modèle et bathymétrie . . . . .	6
2.3	Forçages et conditions aux limites . . . . .	6
<b>3</b>	<b>Résultats</b>	<b>7</b>
3.1	Diagnostic du modèle et stabilité . . . . .	7
3.2	Courants de surface et hauteur de la surface libre . . . . .	7
3.3	Température . . . . .	8
3.4	Salinité . . . . .	9
3.5	Energie cinétique . . . . .	10
<b>4</b>	<b>Discussions</b>	<b>11</b>
4.1	Interprétation de la hauteur de la surface libre : cyclones et anticyclones	11
4.2	Interprétation des profils de température et salinité : étude des masses d'eau	11
4.3	Variabilité dans la circulation de l'Océan Indien . . . . .	13
<b>5</b>	<b>Conclusion</b>	<b>13</b>

# 1 Introduction

## 1.1 Présentation de la zone d'étude

L'archipel des Mascareignes dont font partie les îles et La Réunion et Maurice est un ensemble d'îles volcaniques dans le sud-ouest de l'Océan Indien à environ 1000 km de Madagascar, entre le 19e parallèle sud et le tropique du Capricorne. Cette zone tropicale présente une très riche biodiversité et se trouve sur les chemins de migration des grands mammifères marins. En incluant Madagascar, plus de 25 millions de personnes vivent dans cette région du sud-ouest de l'Océan Indien et sont soumis aux cyclones qui balayent régulièrement ses côtes. Entre 12° et 26°S, la zone est impactée par différents courants :

- le SEC (*South Equatorial Current*) : principal courant d'ouest qui est très intense en surface et forme la frontière nord de la gyre anticyclonique de l'Océan subtropical Indien entre 10°S et 20°S puis se sépare en 2 branches au niveau du plateau des Mascareignes (55-60°E) :
- le NEMC (*North East Madagascar Current*) : branche du SEC qui longe les côtes malgaches vers le nord pour rejoindre le Canal du Mozambique et le courant côtier est-africain.
- le SEMC (*South East Madagascar Current*) : branche du SEC qui longe les côtes malgaches vers le sud pour se diviser à nouveau : une branche rejoint un courant *jet-like* vers l'est : le SICC (*South Indian Counter Current*), l'autre devient des séries de tourbillons.

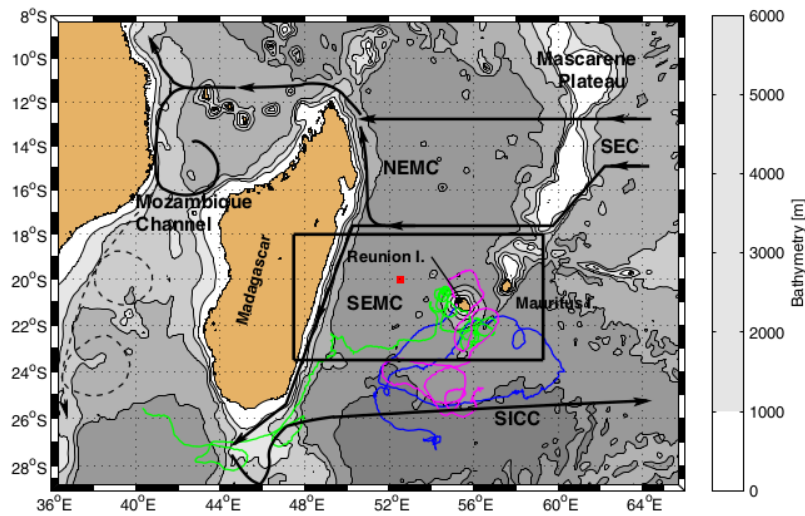


Figure 1: Principaux courants du sud-ouest de l'Océan Indien (Pous et al. 2014 [2])

Les principaux apports d'eau douce dans ce bassin ouvert sont liés aux précipitations propres au climat tropical et aux cyclones. La topographie particulière liée au chapelet d'îles volcaniques et de monts sous-marins influence également la dynamique océanique. A l'issue de la modélisation numérique pluriannuelle, nous nous attendons à observer une variabilité saisonnière et spatiale de la circulation océanique due à la présence des 2 îles telles des obstacles topographiques.



## 1.2 Les modèles numériques appliqués à l'océanographie

Grâce à une amélioration considérable des temps de calcul, la modélisation numérique a pris son essor dans la seconde partie du  $XX^e$  siècle. L'application de la modélisation numérique à l'océanographie et la météorologie qui étaient jusqu'alors des sciences descriptives a permis d'aboutir à des modèles prévisionnels et de mieux appréhender la complexité de la circulation océanique. La modélisation numérique permet, grâce à des schémas numériques en différences finies et un maillage approprié, de trouver des solutions approchées mais réalistes aux équations insolubles du mouvement et de conservation afin de décrire les paramètres océaniques : température, salinité, masse volumique, vitesses horizontales et verticales et grandeurs dérivées.

On considère le vecteur vitesse :  $\vec{V} = \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix}$

### Equations du mouvement

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} u = -\frac{1}{\rho_0} + fv + A_h \nabla_h^2 u + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} v = -\frac{1}{\rho_0} - fu + A_h \nabla_h^2 v + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

### L'équation de continuité : conservation de la masse

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V} = 0 \leftrightarrow \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

### Les équations de conservation : de la chaleur et de la salinité

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} T = A_h \nabla_h^2 T + A_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} S = A_h \nabla_h^2 S + A_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (5)$$

### L'équation d'état de l'eau de mer

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (6)$$

Afin de résoudre ce système d'équations, les hypothèses suivantes ont été formulées :

- l'approximation hydrostatique est vérifiée : la composante  $w$  de la vitesse est négligeable devant les termes de pression
- l'approximation de Boussinesq : la masse volumique est considérée comme la somme d'un terme constant et d'une variation qui est considérée comme négligeable devant la composante constante
- l'hypothèse du mouvement quasi-horizontale : la pseudo-force de Coriolis est réduite aux 2 termes horizontaux (la composante verticale étant négligée)
- l'approche de Reynolds pour la fermeture turbulente : permet de se ramener à un système de 3 équations à 3 inconnues pour les équations du mouvement (au lieu de 6 inconnues grâce à la décomposition de Reynolds et en introduisant les coefficients de viscosité turbulente)
- les coefficients de viscosité turbulente sont identiques sur l'horizontale =  $A_h$

## 2 Matériel et Méthodes

### 2.1 Modèle CROCO, discrétisation numérique et stabilité

Les résultats présentés à la section 3 sont les sorties d'une simulation pluriannuelle du modèle CROCO (*Coastal and Regional Ocean Community model*) anciennement ROMS. C'est un modèle réaliste climatologique en 3 dimensions qui renvoie un grand nombre de variables caractéristiques en océanographie grâce à discrétisation spatiale et temporelle des équations primitives (1, 2, 3, 4, 5, 6).

**Discrétisation spatiale :** Pour le maillage horizontal, la résolution à  $1/9^\circ$  impose les dimensions des mailles sur la zone à modéliser ( $5^\circ$  en latitudes,  $12^\circ$  en longitudes). Pour la dimension verticale, il est important de choisir un maillage qui permette de suivre la topographie du fond, d'avoir une bonne résolution proche de la surface et du fond où les paramètres varient plus que dans la colonne d'eau et un nombre de mailles verticales constant sur tout le domaine. La coordonnée  $\sigma$  ou *terrain-following* (Figure 2) est donc choisie dans les paramètres du modèle avec  $N = 32$  niveaux. Les équations primitives sont alors discrétisées en espace sur une grille d'Arakawa C (3).

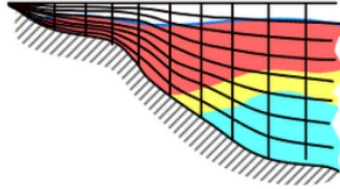


Figure 2: Coordonnée  $\sigma$  pour le maillage vertical. Figure extraite du cours de M. Baklouti (OPB 204, 2022)

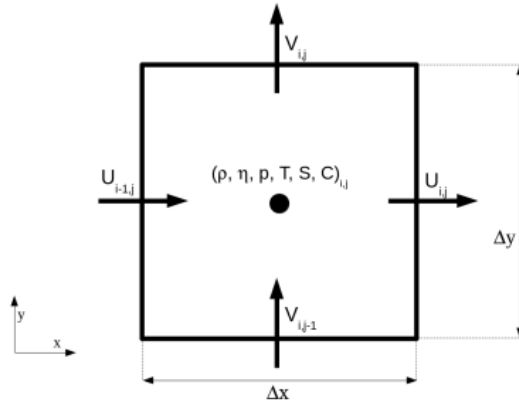


Figure 3: Grille d'Arakawa C. Les grandeurs scalaires sont calculées au centre de la maille ( $\rho$  : masse volumique,  $\eta$  : déformation de la surface libre,  $p$  : pression,  $T$  : température,  $S$  : salinité et  $C$  : concentration). Les vitesses horizontales sont calculées aux faces des mailles ( $U$ ,  $V$ ). Figure extraite du cours de M. Baklouti (OPB 204, 2022)

**Discrétisation temporelle par séparation des pas de temps :** Les processus décrits par le modèle interviennent à des échelles de temps différentes ainsi, 2 pas de

temps sont utilisés : un plus grand pour décrire les processus lents et un plus court pour les processus plus rapides (ondes de surfaces et ondes internes).

**Critère de stabilité :** Les pas de temps et d’espace sont liés par le critère de stabilité qui se détermine grâce au schéma numérique discrétisé afin de garantir qu’une onde qui se propage à la vitesse  $c$  ne se déplace pas de plus d’une maille d’espace en un pas de temps  $\Delta t$ . Pour le modèle CROCO, le critère de stabilité correspond au critère CFL (Courant-Friedrichs-Levy) :

$$\Delta t \leq \frac{1}{c} \left[ \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (7)$$

## 2.2 Paramètres du modèle et bathymétrie

Initialement, la zone d’étude se trouvait entre 47°E et 59°E et entre 18°S et 23°S. Cependant, elle a été étendue afin d’observer plus clairement la dynamique océanique du sud-ouest de l’Océan Indien en regard de la littérature (Pous et al. 2014 [2]).

Parametres	Valeurs	
Longitude min et max [°E]	45	60
Latitude min et max [°S]	-26	-12
Résolution [°]	1/9	
Niveaux sigma verticaux N	32	
LLm ; MMm	134	133
NTIMES ; NDTFAST	3600	60
dt [sec]	720	

Table 1: Paramètres utilisés pour la modélisation CROCO du sud-ouest de l’Océan Indien

La résolution de 1/9 a permis une bonne représentation de la bathymétrie (Figure 4).

## 2.3 Forçages et conditions aux limites

Les 4 frontières verticales du modèle ont été déclarées comme ouvertes et les paramètres de forçage et de climatologie ont été appliqués à la zone munie de sa bathymétrie. Avant de lancer résolution des équations primitives afin d’obtenir les caractéristiques de notre océan au temps  $t + \delta t$ , le modèle doit prendre en compte des conditions aux limites et des forçages. Les conditions aux limites du modèle CROCO sont imposées :

- au fond : cisaillement, condition de non glissement
- en surface : tension due au vent, flux de chaleur, déformation verticale de  $\eta$  et bilan évaporation-précipitations
- aux frontières latérales que nous pouvons imposer comme ouvertes ou fermées selon la présence d’une côte

Les forçages (Figures 14 à 19 en annexe) illustrent l’influence des Alizés de sud-sud-est qui s’intensifient pendant l’hiver austral et l’influence des précipitations sur la salinité de surface.

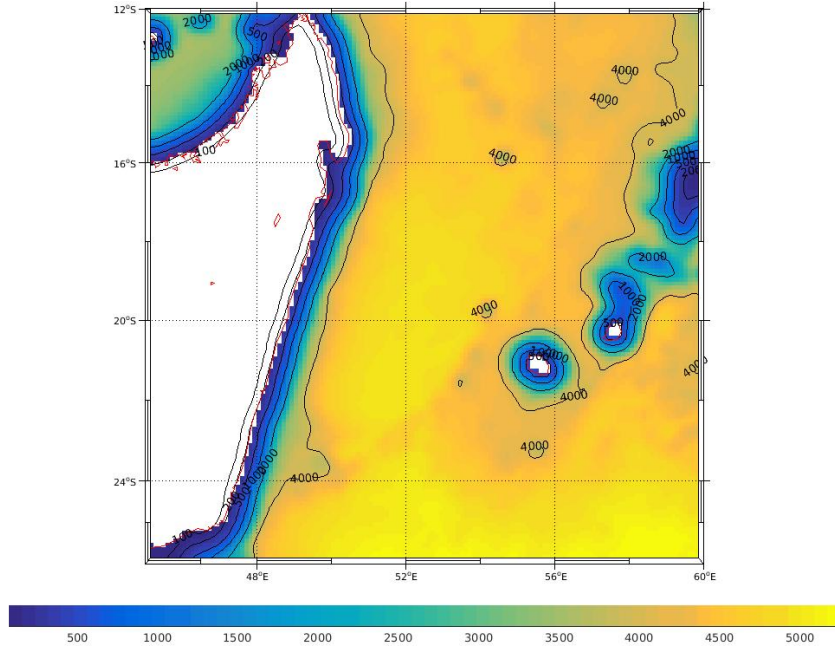


Figure 4: Bathymétrie de la zone pour une modélisation avec une résolution de 1/9

### 3 Résultats

#### 3.1 Diagnostiques du modèle et stabilité

Les diagnostics renvoyés apres la simulation pluriannuelle sont représentés Figure 5. Ces diagnostics sont bons, ils indiquent que le modèle se stabilise assez rapidement : temps de spin-up est d'environ 3 ans car les grandeurs tracées n'augmentent plus et on observe une périodicité au-delà de 3ans. L'analyse des résultats ne pouvant se faire que sur une année postérieure à la stabilisation du modèle, dans la suite de cette étude nous analyserons la 9e année.

#### 3.2 Courants de surface et hauteur de la surface libre

Les différences entre la hauteur de la surface libre et les courants de surface (niveau 32) pendant l'été austral en janvier et pendant l'hiver austral en juillet nous illustrent une variation saisonnière de la circulation océanique dans le sud-ouest de l'Océan Indien (Figure 6).

Nous observons une circulation dominée par un courant d'ouest notamment au nord du 15e parallèle sud qui se divise en deux branche pour longer les côtes malgaches vers le nord et vers le sud. La branche en direction du sud s'intensifie le long de la côte est malgache. Ce courant d'ouest à 15°S est plus intense pendant l'hiver austral.

Au sud-ouest des îles de La Réunion et Maurice se forment des structures tourbillonnaires : cycloniques (dans le sens horaire autour des basses pressions, en bleu sur Fig.6) et anticycloniques (dans le sens trigonométrique autour des hautes pressions, en rouge sur Fig.6).

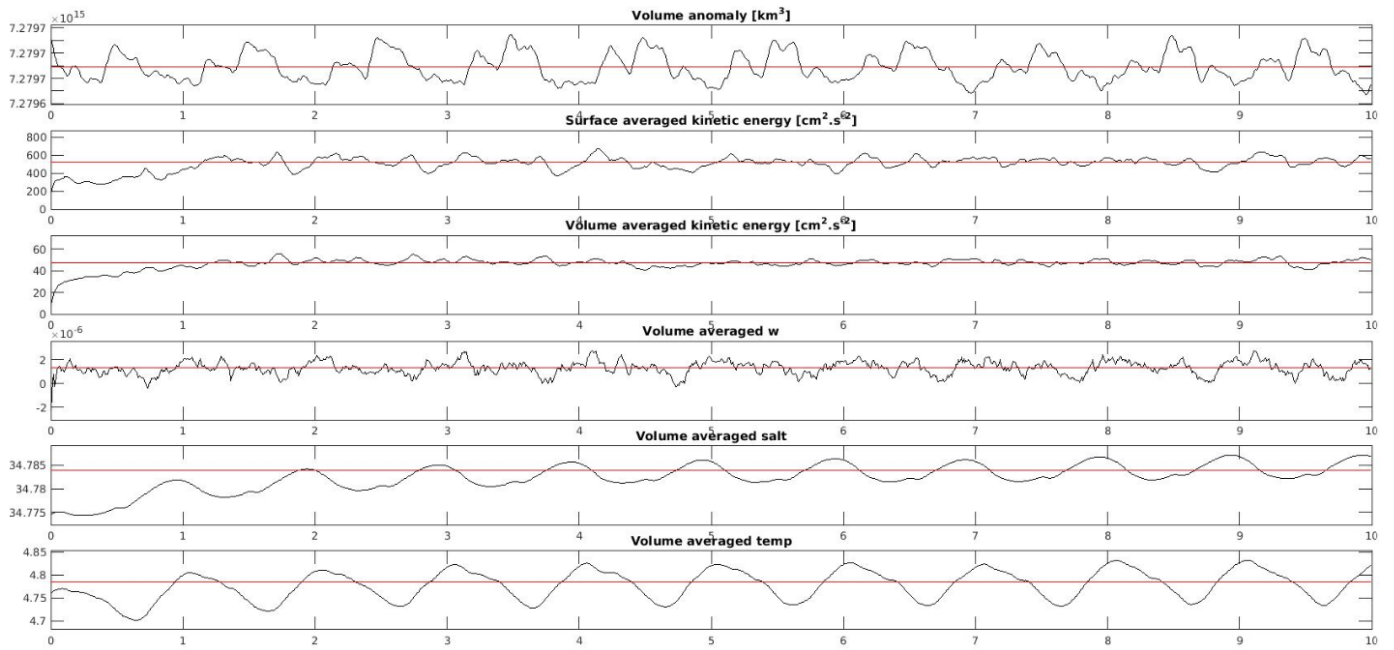


Figure 5: Diagnostiques du modèle pour une simulation de 10 ans

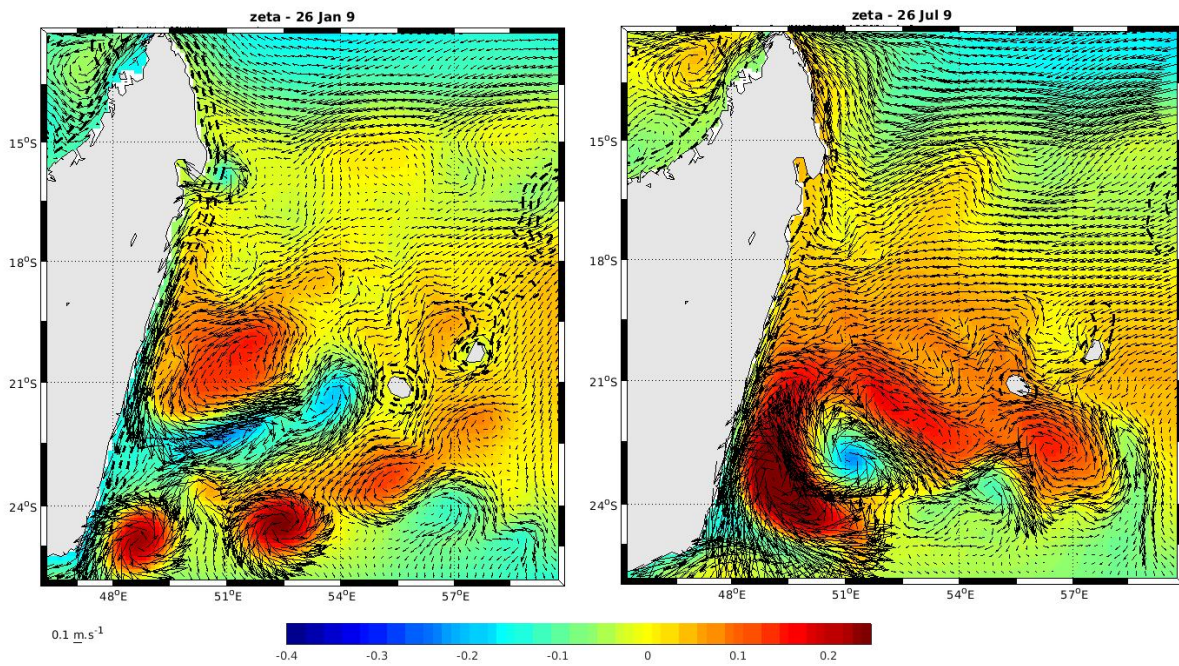


Figure 6: Variations de la surface libre (notée zeta dans CROCO) et des courants entre l'été austral (gauche) et l'hiver austral (droite)

### 3.3 Temperature

Les variations de la température de surface illustrent la saisonnalité dans le sud-ouest de l'Océan Indien entre l'été austral (janvier) et l'hiver austral (juillet). Ces variations sont particulièrement marquées entre le nord et le sud de la zone d'étude pendant l'hiver austral avec l'intensification des Alizés (vents de sud-sud-est) pendant l'hiver.



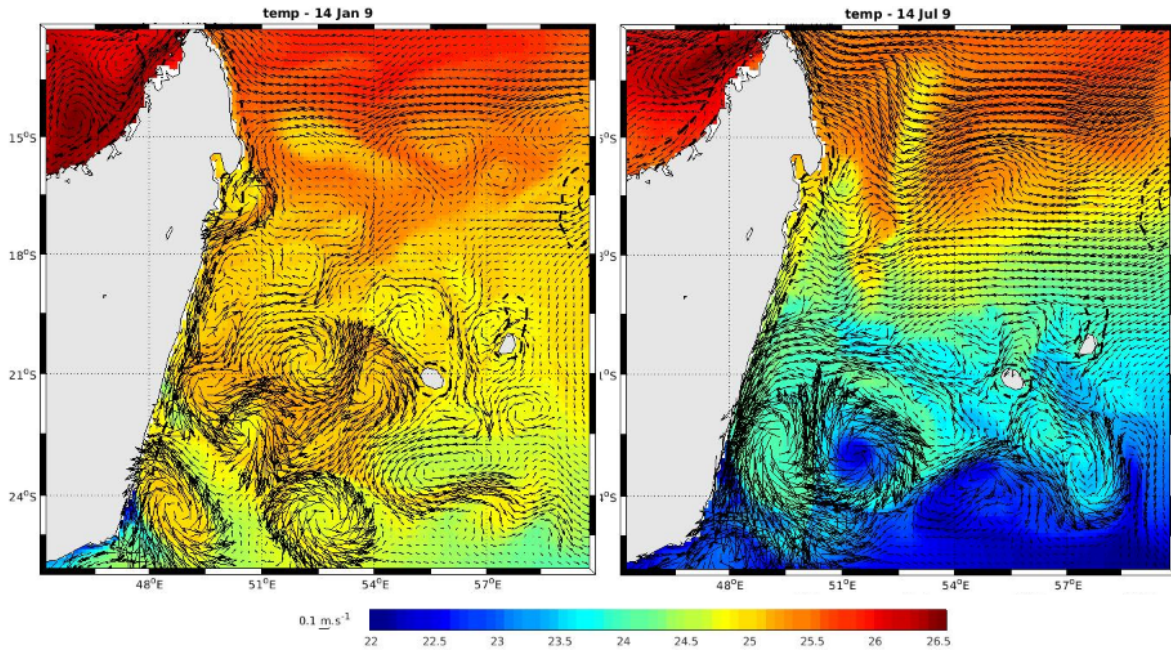


Figure 7: Evolution de la température de surface entre l'été (gauche) et l'hiver austral (droite)

### 3.4 Salinité

La salinité en surface dans le sud-ouest de l'Océan Indien est influencée par les forçages de surface, notamment par le bilan évaporation-précipitation et la flux de chaleur/température en surface. Les variations de la salinité sont d'autant plus visible sur les profils verticaux (Figures 8 et 9) lorsque nous comparons une situation estivale avec une situation hivernale.

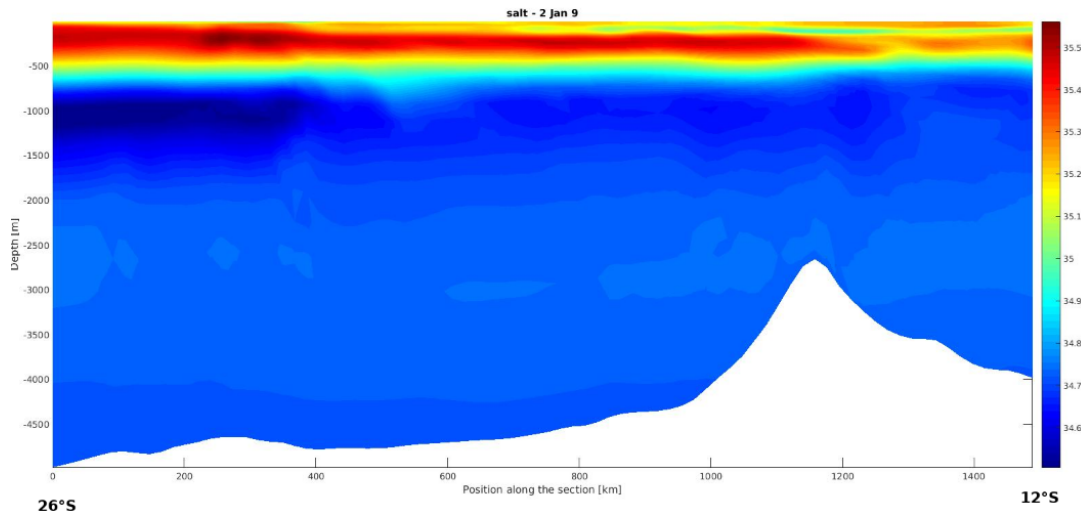


Figure 8: Section verticales de salinité entre 26°S et 12°S pendant l'été austral

La salinité de surface au nord de la zone modélisée vers 12°S augmente en été avec l'évaporation qui s'intensifie par rapport à l'hiver où la salinité diminue avec l'augmentation des précipitations.



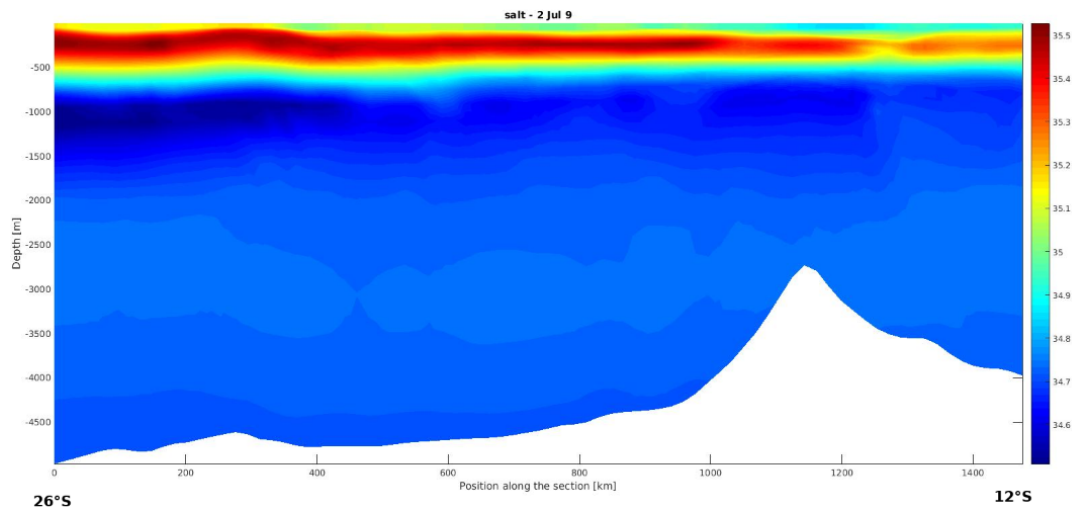


Figure 9: Section verticales de salinité entre 26°S et 12°S pendant l'hiver austral

### 3.5 Energie cinétique

L'énergie cinétique est une grandeur dérivée calculée par le modèle CROCO qui permet d'illustrer l'énergie des tourbillons formés au sud-est de Madagascar (Figure 10).

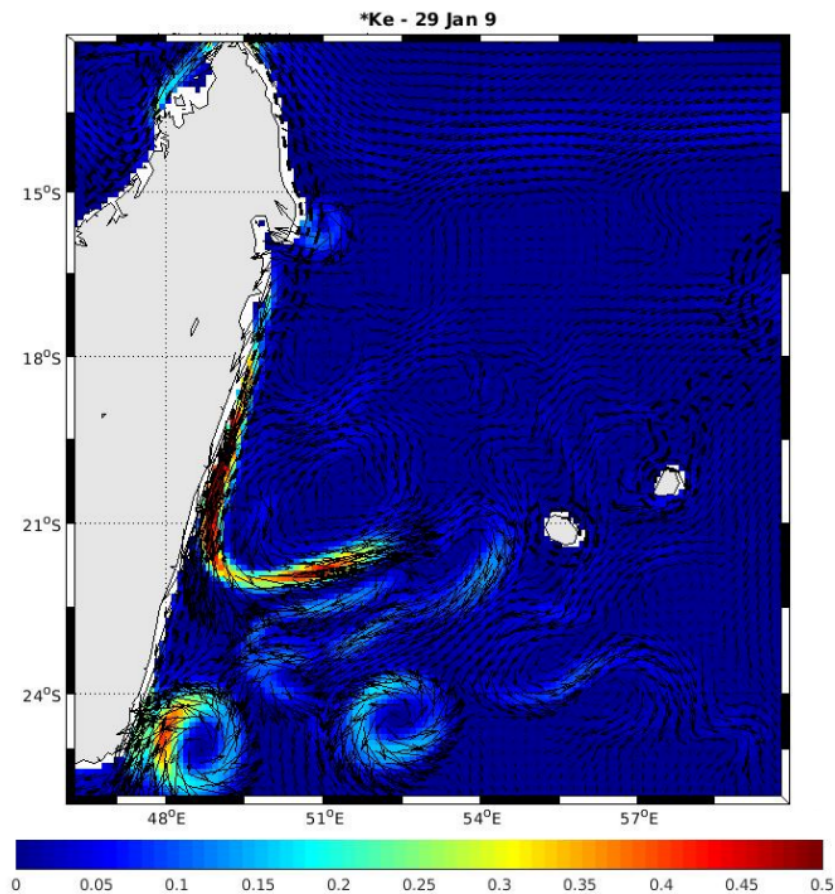


Figure 10: Energie cinétique de tourbillons anticycloniques et du courant SEMC en hiver austral

## 4 Discussions

### 4.1 Interprétation de la hauteur de la surface libre : cyclones et anticyclones

Comme observé dans la section 3.2, la circulation océanique dans le sud-ouest de l’Océan Indien est dominée au nord par un courant d’ouest : le SEC. Il forme la frontière nord de la gyre anticyclonique de l’indien subtropical entre 10°S et 20°S. Quand le SEC arrive au plateau des Mascareignes vers 60°E, il se sépare en 2 branches. Celle du nord passe entre 10°S et 14°S. Celle du sud passe proche de l’île Maurice entre 17°S et 20°S. Le long des côtes de Madagascar, ces 2 branches contribuent au courant nord-est malgache NEMC et sud-est malgache SEMC :

- le NEMC (30Sv) rejoint par le nord le canal du mozambique et le courant cotier est-africain
- le SEMC (20Sv) longe la côte jusqu’à la pointe sud de Madagascar pour qu’il se divise à nouveau : 1 partie devient des séries de tourbillons qui migrent jusqu’aux côtes africaines, l’autre fait un demi-tour pour alimenter un courant jet-like, le SICC (*South Indian Counter Current*) vers l’est (Pous 2014 [2])

En plus des tourbillons formés par une branche du SEMC, d’autres se forment dans le sillage des îles de La Réunion et Maurice à cause de la topographie de la zone (Figure 11). Ces tourbillons formés par les sillages des 2 îles ont été étudiés grâce à des bouées dérivantes mais ne sont pas représentés pour les plus petits par les résultats de la modélisation. En effet, la résolution des modèles numériques ne permet pas leur étude et leur dynamique est encore complexe à expliquer comme l’illustre Pous et al. (2014) en décrivant l’expérience d’un largage de 3 bouées dans la zone qui sont parties 3 directions différentes. Cette modélisation, et les autres qui ont pu être faite de la zone, ainsi que les expérimentations de terrain (Pous et al. 2014 [2], De Ruijter et al. 2004 [1]) illustre la grande variabilité de la circulation océanique dans le sud-ouest de l’Océan Indien, bien que dominée par un grand courant d’ouest.

### 4.2 Interprétation des profils de température et salinité : étude des masses d’eau

Comme l’illustrent les sections 3.3 et 3.4, le sud-ouest de l’Océan Indien subit l’influence des saisons notamment au niveau de la stratification des masses d’eau en surface. En effet, dans le nord de la zone vers 15°S l’évaporation intense qui a lieu pendant l’été austral tend à saler l’eau de surface. Inversement, pendant l’hiver austral, les précipitations couplées à l’intensification des Alizés rendent l’eau de surface moins salée et un peu plus froide. Les différentes masses d’eau sont transportées sous l’influence des vents en surface et de la circulation thermohaline.

Cette stratification des masses d’eau dans l’ouest de l’Océan Indien a été décrite par Magnier et Piton (1973 [3]) selon la Figure 12.

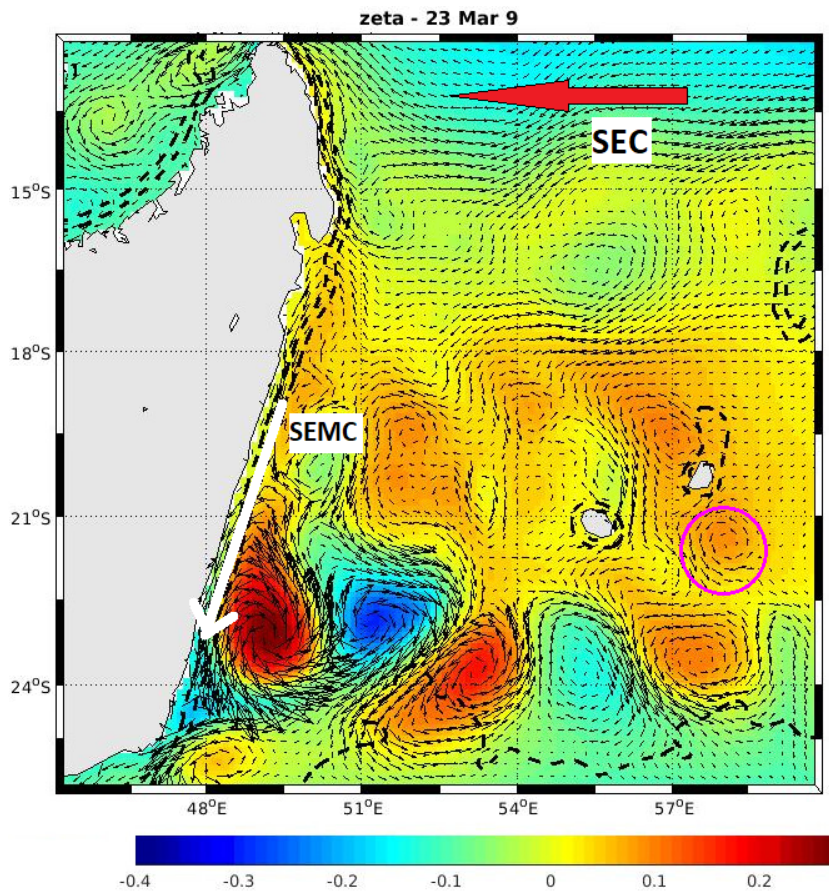


Figure 11: Le courant sud-équatorial SEC qui se divise pour former le courant sud-est malgache SEMC et la formation de tourbillons au sud-est de Madagascar ainsi que dans le sillage de l'île Maurice (circulation anticyclonique indiquée par le cercle rose)

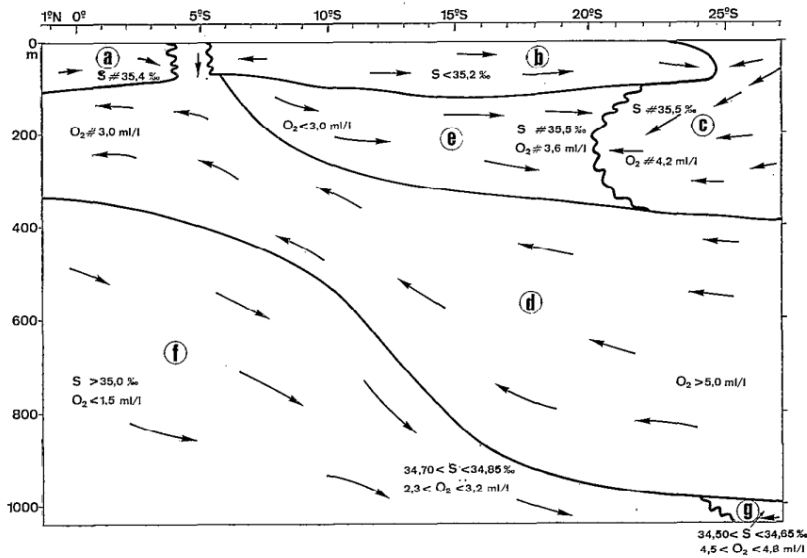


Figure 12: Les masses d'eau et leurs caractéristiques dans l'ouest de l'Océan Indien : (b) SESW , (c) TWS , (d) STSSW, (e) SESSW, (f) NIDW, (g) AAIW

Masses d'eau au sud du courant sud-équatorial SEC : l'eau sud-équatoriale de surface (SESW) moins salée et transportée vers l'ouest par le SEC (environ à 12-15°S), l'eau tropicale de surface (TSW), l'eau sub-tropicale de sub-surface (STSSW), l'eau sud-équatoriale de sub-surface (SESSW), l'eau nord-indienne profonde (NIDW) et l'eau intermédiaire antarctique (AAIW).

### 4.3 Variabilité dans la circulation de l'Océan Indien

Les tourbillons présentés à la section 3.5 ne sont qu'une partie des nombreux tourbillons du sud-ouest de l'Océan Indien qui sont caractéristiques de sa grande variabilité (De Ruijter et al. 2004, [1]).

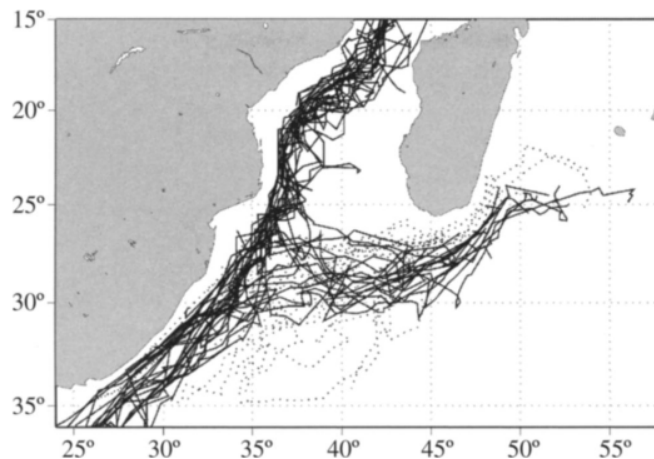


Figure 13: Suivi des tourbillons dans le sud-ouest de l'Océan Indien et le Canal du Mozambique. Les lignes pleines représentent les tourbillons anticycloniques et les pointillées les cycloniques. D'après De Ruijter et al. (2004)

## 5 Conclusion

Le modèle CROCO a permis de modéliser de façon suffisamment fidèle la circulation océanique dans le sud-ouest de l'Océan Indien en montrant une circulation dominée par un courant d'ouest (SEC) qui se divise et s'intensifie le long des côtes malgaches (SEMC) pour finalement former des tourbillons au sud-est de Madagascar. Comme décrit dans la littérature par Pous et al. (2014 [2]), les tourbillons anticycloniques tendent à se déplacer vers le sud tandis que les tourbillons cycloniques tendent à aller vers le nord.

Une limitation du modèle CROCO mais également d'autres modèles numériques est qu'ils ne rendent pas compte de toute la complexité de la circulation océanique autour des îles de La Réunion et Maurice (De Ruijter et al. 2004, [1]). En effet, dans le sillage de ces 2 îles, de nombreux tourbillons se forment à cause de la topographie. Pour espérer observer ces tourbillons il faudrait sans doute affiner la bathymétrie et augmenter la résolution. Idéalement, il faudrait aussi pouvoir obtenir un forçage des vents plus réaliste dans cette zone qui est régulièrement soumise à des cyclones et dont les 2 îles forment des obstacles topographiques importants pour le vent (sommet de La Réunion à 3070m).

## References

- [1] W. De Ruijter, et al, “Variability of the southwest indian ocean,” *Philosophical Transactions of the Royal Society*, vol. 363, pp. 63–76, 2004.
- [2] S. Pous, et al, “Circulation around la réunion and mauritius island in the southwestern indian ocean: A modeling perspective,” *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 119, pp. 1957–1976, 2013.
- [3] P. B. Magnier, Y, “Les masses d’eau de l’océan indien à l’ouest et au nord de madagascar au début de l’été austral,” *O.R.S.T.O.M.*, vol. 11, pp. 97–113, 1973.



# Annexes

## Forçages climatologiques

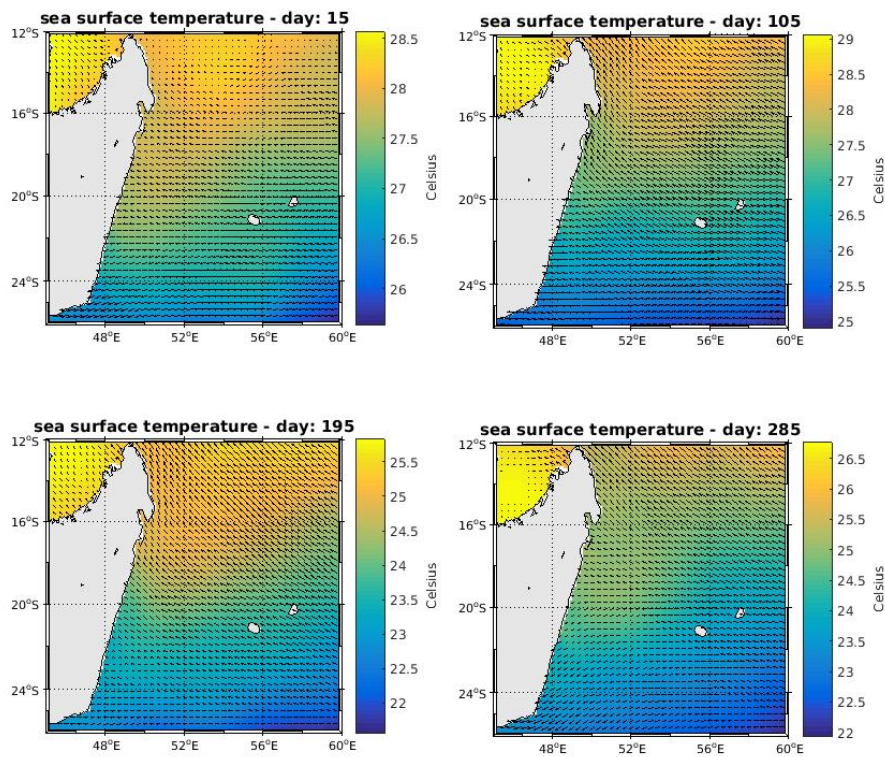


Figure 14: Température en surface au cours d'une année



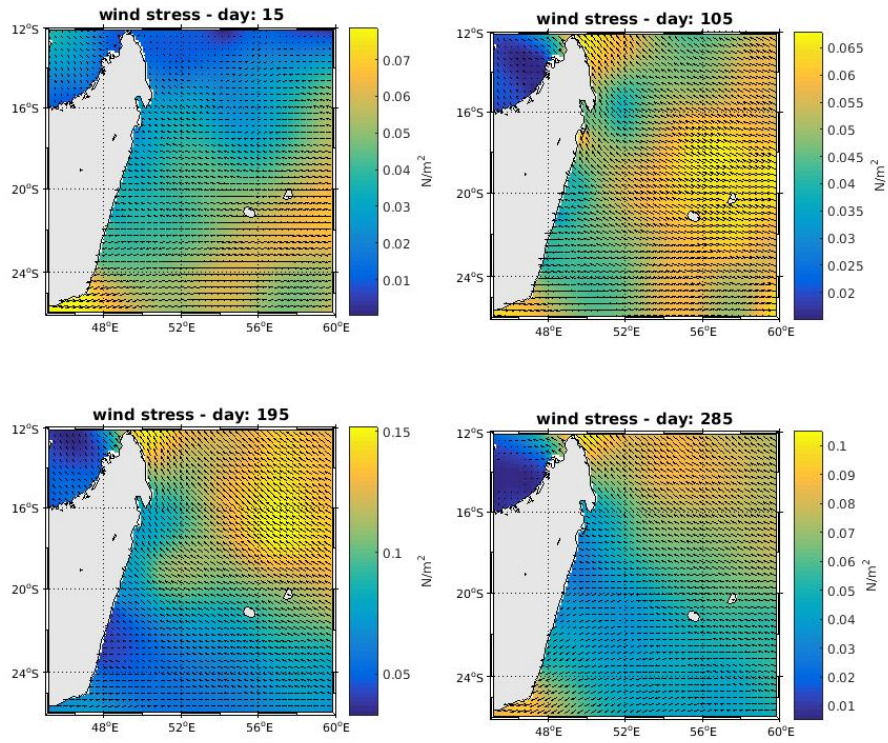


Figure 15: Forçage du vent en surface au cours d'une année

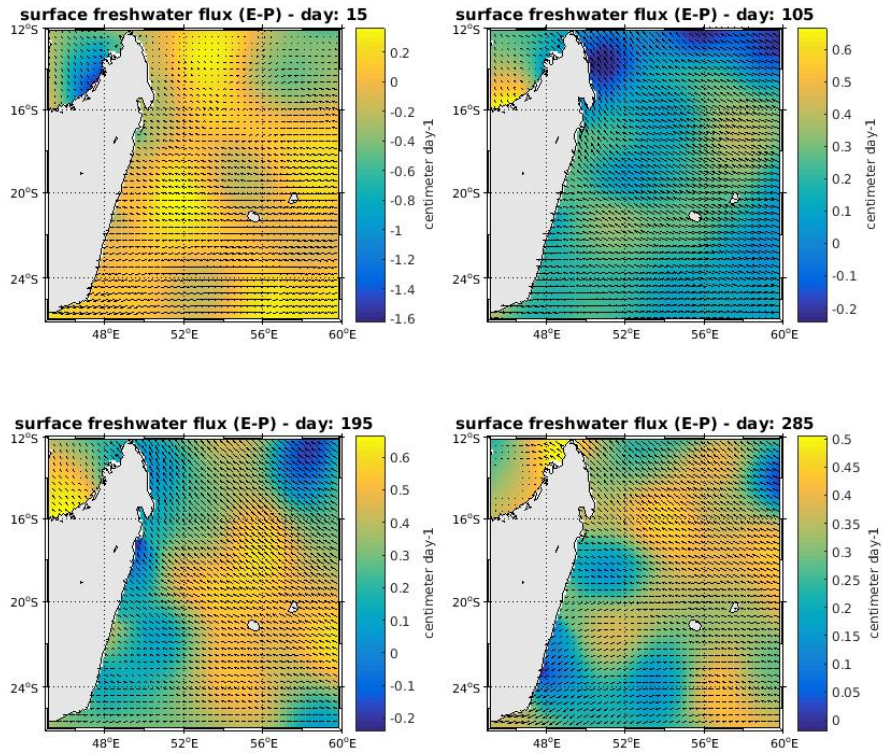


Figure 16: Forçage du bilan évaporation-précipitation en surface au cours d'une année

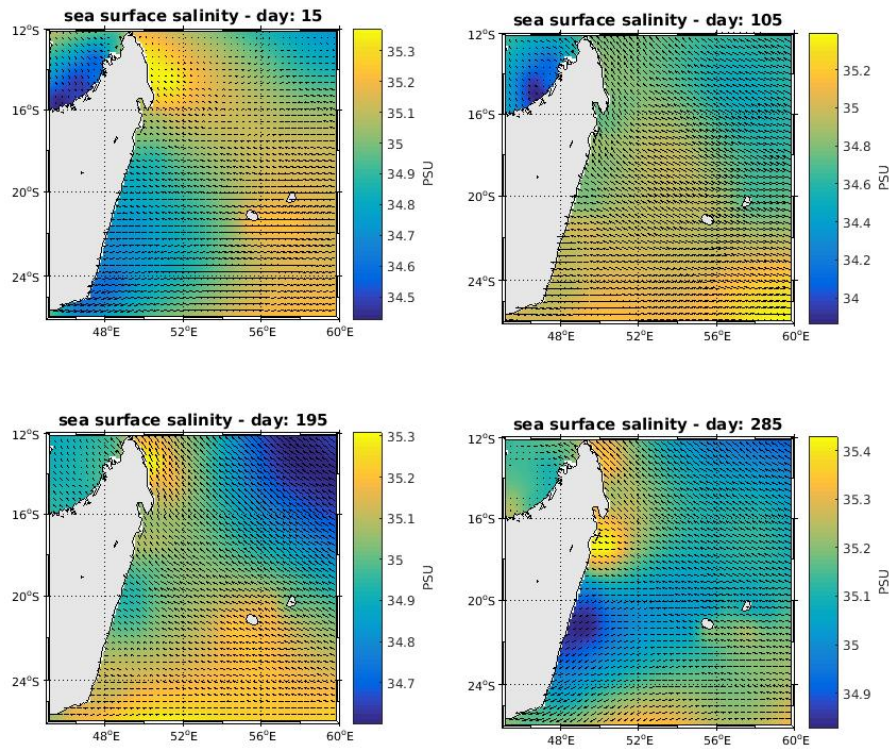


Figure 17: Salinité en surface au cours d'une année

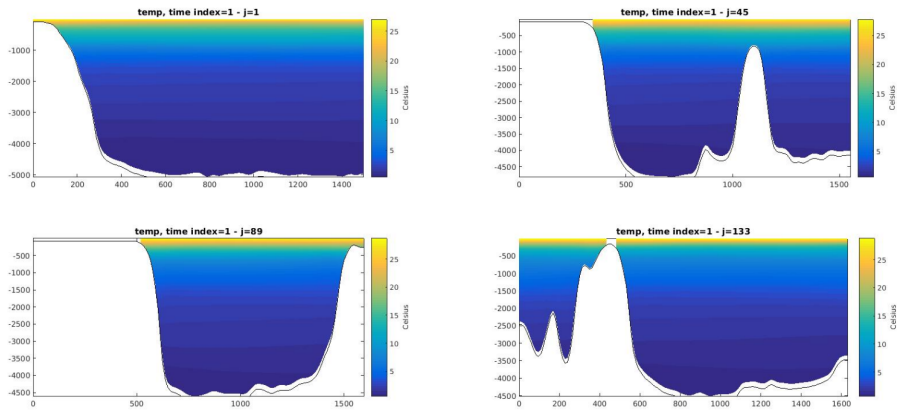


Figure 18: Profils de température en 4 sections verticales du domaine modélisé

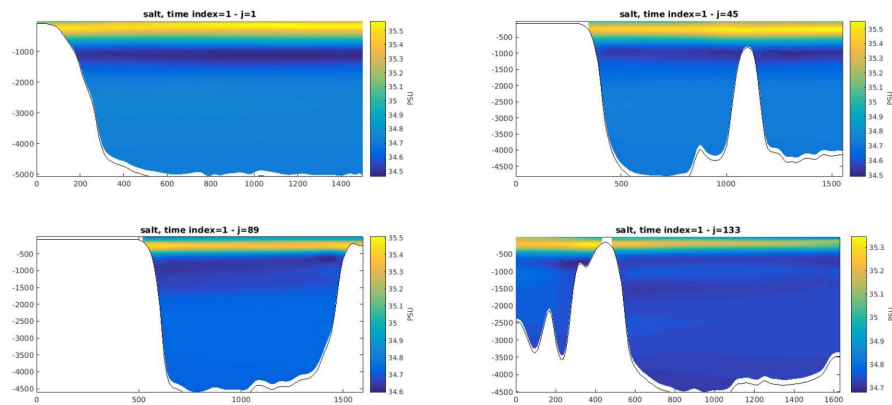


Figure 19: Profils de salinité en 4 sections verticales du domaine modélisé