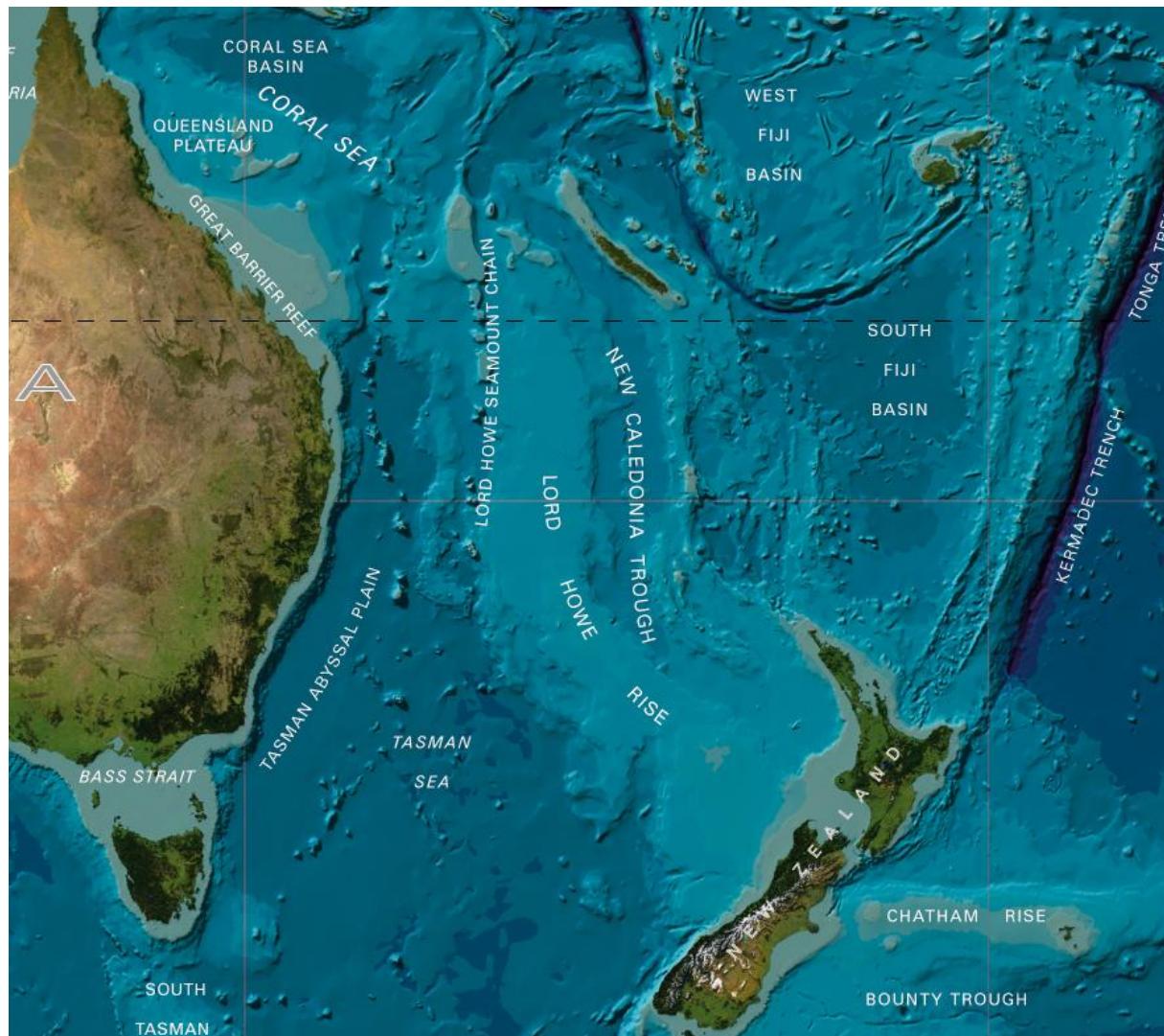


# Modélisation du Courant Est Australien avec ROMS et son utilitaire ROMSTOOLS.



Dutheil Cyril

OPCB 217 Modélisation de la circulation régionale 3D (A. Doglioli) – Master 1  
Océanographie Physique, Chimique, et Biologique – Centre d’Océanologie de Marseille – Université  
de la Méditerranée (Aix-Marseille II) – Campus universitaire de Luminy –  
Marseille – France.

# Sommaire

---

Résumé.....	p3
Abstract.....	p3
1. Introduction.....	p4
2. Matériels et méthodes.....	p5
2.1 Théorie de dynamique marine.....	p5
2.2 Le modèle ROMS.....	p6
2.2.1 Approximations.....	p6
2.2.2 Conditions aux limites.....	p7
2.2.3 Discrétisation.....	p7
2.2.4 Implémentation du modèle.....	p8
3. Résultats et discussion.....	p10
3.1 Stabilité du modèle.....	p10
3.2 Variations saisonnières.....	p10
3.3 Trajectoires et transport.....	p17
3.4 Comparaison avec une étude précédente.....	p19
Conclusion.....	p21
Annexes.....	p22
Bibliographies.....	p24

# Résumé

---

Le courant est australien est le courant le plus étudié du Pacifique Sud-Est. Il provient d'une bifurcation vers le sud du SEC (sud equatorial current). Il longe la côte est australienne à travers un couloir étroit jusqu'à la latitude d'environ 30°S. Il se forme dans cette région de nombreux tourbillons et méandres du à l'élargissement de ce passage. Il prend alors diverses trajectoires. Il part tout d'abord vers l'est à travers la mer de Tasman afin de rejoindre le front de Tasman au Nord de la Nouvelle-Zélande, mais également plus au sud où il rencontre le STCC (South Subtropical Counter Current). Une partie résiduelle de L'EAC continue également encore plus au sud jusqu'à la Tasmanie pour rejoindre plus tard l'Océan Indien.

L'EAC présente de nombreuses variations saisonnières qui sont encore mal compris par la communauté scientifique. Le transport de ce courant est de l'ordre de 30Sv, ce qui n'est pas très important en comparaison de courant similaire dans d'autres régions du globe.

# Abstract

---

The Australian east current is the most frequently studied current of the south east pacific ocean.

It comes from a junction toward the south of SEC (south equatorial current). It runs alongside the Australian east coast through a narrow lane to latitude 30° south. In this region, a lot of whirlpool and meander take shape due to the enlargement of the passage. It then goes in different directions. First it runs to the east through the Tasman Sea to join the Tasman front above New Zealand, but also runs to the south where it joins the south subtropical counter current. A residual proportion of the east Australian current runs further south towards Tasmania to later join the Indian Ocean.

The east Australian current shows different seasonal variations which are still poorly understood by the scientific community. The transport of this current is approximately of 30Sv, which is not very important in comparison to other similar current in other parts of the world.

*Keywords: Australian east current, south east pacific ocean, Tasman, New Zealand, Indian Ocean*

# 1. Introduction

---

L'océanographie est une discipline récente dans le domaine des sciences. Même si depuis des millénaires les Hommes naviguent sur les mers ce n'est que depuis peu que nous avons une bonne vision de la circulation générale des océans. Les nombreux progrès récents ont été possibles grâce à l'avènement de l'ordinateur, et ainsi de la modélisation numérique. De nos jours de nombreux modèles sont utilisés en océanographie tels que : POM (The Princeton Ocean Model), ROMS (Regional Oceanic Modeling System) et SYMPHONIE.

Ici, nous nous intéresserons particulièrement à la modélisation du Courant Est Australien (EAC) grâce au modèle de circulation océanique régionale ROMS. Ce modèle résout les équations primitives de Navier-Stokes couplées avec des équations d'advection/diffusion pour la température et la salinité, et l'équation d'état non-linéaire de l'UNESCO, grâce à des méthodes numériques complexes.

Notre zone d'étude se situe entre la côte est de l'Australie et la Nouvelle-Zélande. Le courant est australien est un grand courant de retour du gyre subtropical, il prend naissance à la bifurcation sud du SEC (courant équatorial sud) sur la côte Australienne à 18°S (Sokolov et Rintoul, 2000). A partir de la latitude de la bifurcation du SEC, l'EAC longe vers le sud la côte Australienne. L'EAC est sans doute le courant le plus étudié du Pacifique Sud-Ouest.

Dès 1962, K. Wyrtki, en se basant sur deux campagnes océanographiques réalisées par le CSIRO et quatre réalisées par l'Institut Français d'Océanie (aujourd'hui IRD), décrit un Courant Est Australien étroit et intense, formant de nombreux méandres et tourbillons et se séparant de la côte Australienne entre 30° et 35°S sur une profondeur de près de 1000m. La recirculation de l'EAC dans le gyre subtropical est complexe. Elle s'effectue en différentes branches alimentant notamment le STCC (South Subtropical Counter Current), et le Front de Tasman. C'est une région où l'activité tourbillonnaire est intense due à de fortes instabilités locales en relation avec la topographie. La variabilité saisonnière très prononcée n'est pas vraiment comprise à ce jour [Ridgway and Godfrey, 1997]. Une partie résiduelle de l'EAC continue vers le sud en direction de la Tasmanie et est à même de rejoindre l'océan Indien participant à définir le concept de super gyre de l'hémisphère sud connectant les différents bassins océaniques (Speich et al. 2001 and 2002 ; Ridgway and Dunn, 2007). Ce passage, au niveau de la Tasmanie, est à même de communiquer des signaux climatiques de l'océan Pacifique vers l'océan Indien.

## 2. Matériels et méthodes

### 2.1 Théories de dynamique marine

- Equation de Navier-Stokes sur l'horizontal :

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + fv - \frac{\partial \bar{u}'u'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}'v'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{u}'w'}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - fu - \frac{\partial \bar{v}'u'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}'v'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{v}'w'}{\partial z}\end{aligned}$$

u, v et w sont les composantes horizontales et verticale moyennes de la vitesse

u', v' et w' sont les composantes turbulentes de la vitesse

$\rho_0$  est la densité de référence de l'eau de mer selon l'hypothèse de Boussinesq

f est le paramètre de Coriolis

P est la pression.

Les 3 derniers termes de ces 2 équations sont des termes de turbulence. Afin de limiter le nombre d'inconnues, le problème de la fermeture turbulente consiste à écrire u', v', w' en fonction de u, v, et w. Après la résolution de ce problème on obtient ces 6 expressions qui sont à remplacer dans les équations Navier-Stokes.

$$\begin{aligned}\bar{u}'u' &= -A_x \frac{\partial u}{\partial x} ; & \bar{u}'v' &= -A_y \frac{\partial u}{\partial y} ; & \bar{u}'w' &= -A_z \frac{\partial u}{\partial z} ; \\ \bar{v}'u' &= -A_x \frac{\partial v}{\partial x} ; & \bar{v}'v' &= -A_y \frac{\partial v}{\partial y} ; & \bar{v}'w' &= -A_z \frac{\partial v}{\partial z} .\end{aligned}$$

Après avoir admis que  $A_x = A_y = A_z$  nous noterons :

$$\begin{aligned}-\frac{\partial(\bar{u}'u')}{\partial x} - \frac{\partial(\bar{u}'v')}{\partial y} &= A_x \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_y \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = A_h \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \\ -\frac{\partial(\bar{v}'u')}{\partial x} - \frac{\partial(\bar{v}'v')}{\partial y} &= A_x \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_y \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} = A_h \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right)\end{aligned}$$

- Equation de conservation de la température et salinité :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T = - \frac{\partial \overline{(T'u')}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{(T'v')}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{(T'w')}}{\partial z} + \frac{H_c}{\rho_o C_p} \frac{\partial I}{\partial z}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} S = - \frac{\partial \overline{(S'u')}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{(S'v')}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{(S'w')}}{\partial z}$$

avec, T la température et S la salinité.

De la même façon que pour les équations du mouvement nous pouvons modéliser les termes de diffusions turbulentes de chaleurs et de salinité par ces 2 expressions sur l'horizontale.

$$\begin{aligned} - \frac{\partial \overline{(T'u')}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{(T'v')}}{\partial y} &= A_h^T \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) \\ - \frac{\partial \overline{(S'u')}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{(S'v')}}{\partial y} &= A_h^S \left( \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) \end{aligned}$$

- Equation internationale d'état de l'eau de mer

$\rho = \rho(T, S)$  si on néglige la contribution de la pression sur la densité.

## 2.2 Le modèle ROMS

### 2.2.1 Approximations

- Approximation de Boussinesq : qui permet de supposer la densité constante, si ses variations sont petites, dans tous les termes des équations à l'exception du terme de l'accélération de pesanteur.
- Approximation hydrostatique : en négligeant la contribution barocline et la pression de pesanteur on peut exprimer le gradient de pression horizontale en fonction de la hauteur de la surface libre, on obtient ainsi :  $\nabla_H P = \rho_o g \nabla_H \eta$

## 2.2.2 Conditions aux limites

- Conditions limites à la frontière  $z=\eta$  (surface libre)

$$A_z \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_{sx}, \tau_{sy}) \quad \text{Tension de surface due aux vents.}$$

$$K_v \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \quad \text{Flux de chaleur} \quad \frac{\partial \eta}{\partial z} = W$$

$$K_v \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{S(E-P)}{\rho_o} \quad \text{Bilan de sel}$$

- Conditions limites à la frontière  $z=-h$  (fond)

$$A_z \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_{bx}, \tau_{by}) \quad w = -u \nabla H$$

$$\left( \frac{\partial T}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = 0$$

Les variations de la température et de la salinité sur le fond sont nulles au fond, et la tension de cisaillement dépend du gradient de la vitesse horizontale près de cette frontière.

## 2.2.3 Discrétisation

- Discrétisation spatiale : Le modèle utilise 2 types de coordonnées. Tout d'abord sur l'horizontal on utilise des coordonnées curvilignes afin de pouvoir faire varier la résolution aux endroits voulus, et sur la verticale se sont des coordonnées sigma qui sont utilisées. Ces dernières ont l'avantage d'avoir toujours le même nombre de niveau quel que soit la profondeur. De plus, sur l'horizontal et la vertical on utilise des schémas aux différences finies sur grille décalées (Arakawa-C)

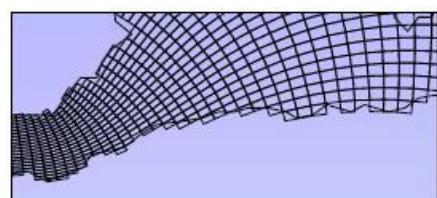


Figure 1: Exemple d'application de coordonnées curvilignes à une zone d'étude

- Discrétisation temporelle : Séparation du pas de temps (time splitting). On utilise cette méthode lorsque l'on a des processus évoluant à des échelles temporelles très différentes. Ici on utilise cette discrétisation temporelle afin de considérer différemment les ondes de gravité des ondes internes.
- Conditions de stabilité : Les discrétisations spatiales et temporelles sont liées par le critère CFL (Courant Friedrich-Levy). Cette condition est utilisée afin qu'un processus ne puisse pas se propager de plus d'une maille pour chaque pas de temps.

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

## 2.2.4 Implémentation du modèle

La zone d'étude choisis se situe entre la côte est de l'Australie et la Nouvelle-Zélande, zone géographique où s'écoule le courant est australien. Les coordonnées de notre domaine de calcul seront établies grâce au script Matlab *ad\_findgeocoord.m*. Après avoir choisis nos coordonnées il nous faut les modifiés dans le fichier *romstools\_param.m*, ainsi qu'indiquer les frontières ouvertes, nous pouvons alors lancés le script *make\_grid.m*. Nous récapitulerons les paramètres choisis dans le tableau 1.

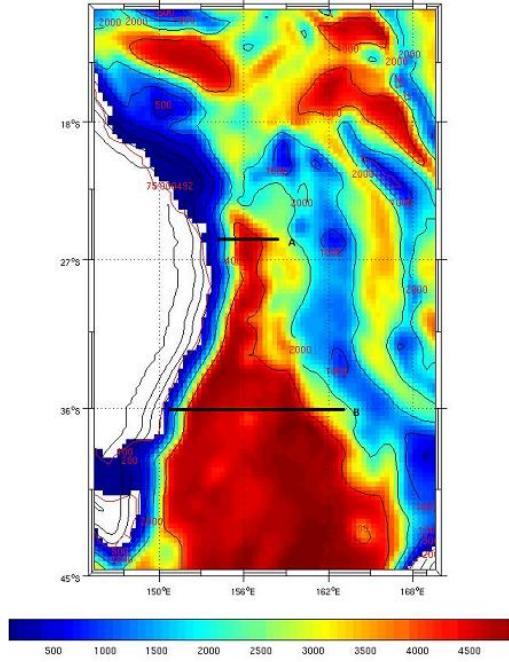
Tableau 1: Paramètres insérés dans *romstools\_param.m*

Longitude max	10°S
Longitude min	45°S
Latitude max	170°E
Latitude min	145°E
Frontières ouvertes	Est Ouest Nord Sud
Résolution	1/3 de degré

Après le lancement de *make\_grid* nous obtenons les informations sur notre grille (L, M, et N qui sont le nombre de mailles dans nos 3 directions x, y et z) ainsi que la carte de la bathymétrie. Ces paramètres seront sauvegardés dans un fichier nommé *memo.mat* (tableau.2).

Tableau 2: Paramètres de la grille

L	75
M	122
N	32



**Figure 2: Carte de la bathymétrie de notre zone d'étude, les lignes noires représentent l'endroit où nous avons fait les sections verticales que nous étudierons dans la partie 3.3 (A : 25°S ; B : 36°S)**

Par la suite nous pourrons lancer les scripts *make\_forcing* et *make\_clim* afin de calculer les forçages, les conditions initiales et aux frontières.

Les pas de temps internes et externes seront calculés sur la base du critère CFL grâce au script *ad\_cfl.m*. On obtient alors comme les valeurs nécessaires au bon fonctionnement de notre modèle.

**Tableau 3: Valeurs calculées sur la base du critère CFL**

NTIMES	1080
DT	2400
NDTFAST	60

Avant la compilation du modèle une dernière modification doit être effectuée sur les fichiers *param.h* et *cppdefs.h* afin de définir le nouveau domaine de calcul. Dans ce dernier script il est également important de vérifier la configuration des frontières (ouvertes ou fermées).

Nous pouvons alors compiler le modèle avec l'instruction *./jobcomp*.

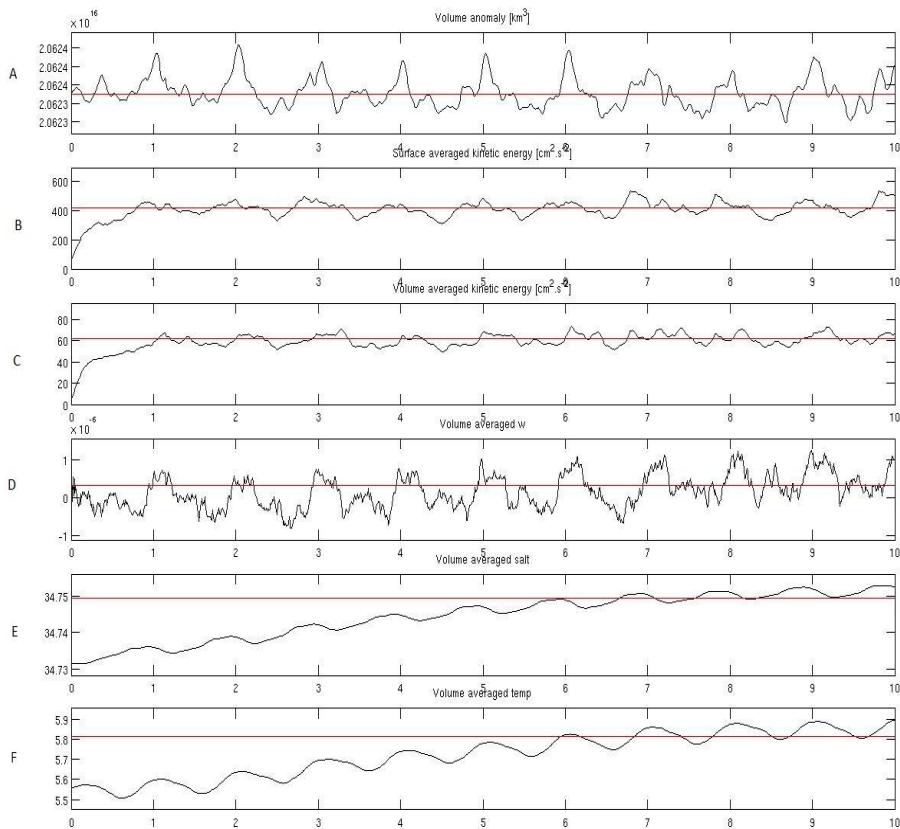
Une fois le modèle compilé nous devons vérifier les valeurs de la grille verticale, le pas de temps externes, internes, la durée de simulation ainsi que la fréquence de sauvegarde des données sur le script *roms.in* ou *roms\_inter.in* suivant respectivement si l'on désire faire une simulation sur une année, ou pluriannuelle.

Par la suite le modèle sera lancé grâce à l'instruction *./roms roms.in* pour une simulation sur une année ou par la commande *qsub qsub\_roms\_inter.sh* pour une simulation pluriannuelle. Les résultats obtenus pourront être visualisés grâce au script *roms\_gui.m*.

Dans la suite, nous vous présenterons les résultats et la discussion suite aux données fournis par la simulation pluriannuelle (10 ans).

# 3. Résultats et discussions

## 3.1 Stabilité du modèle



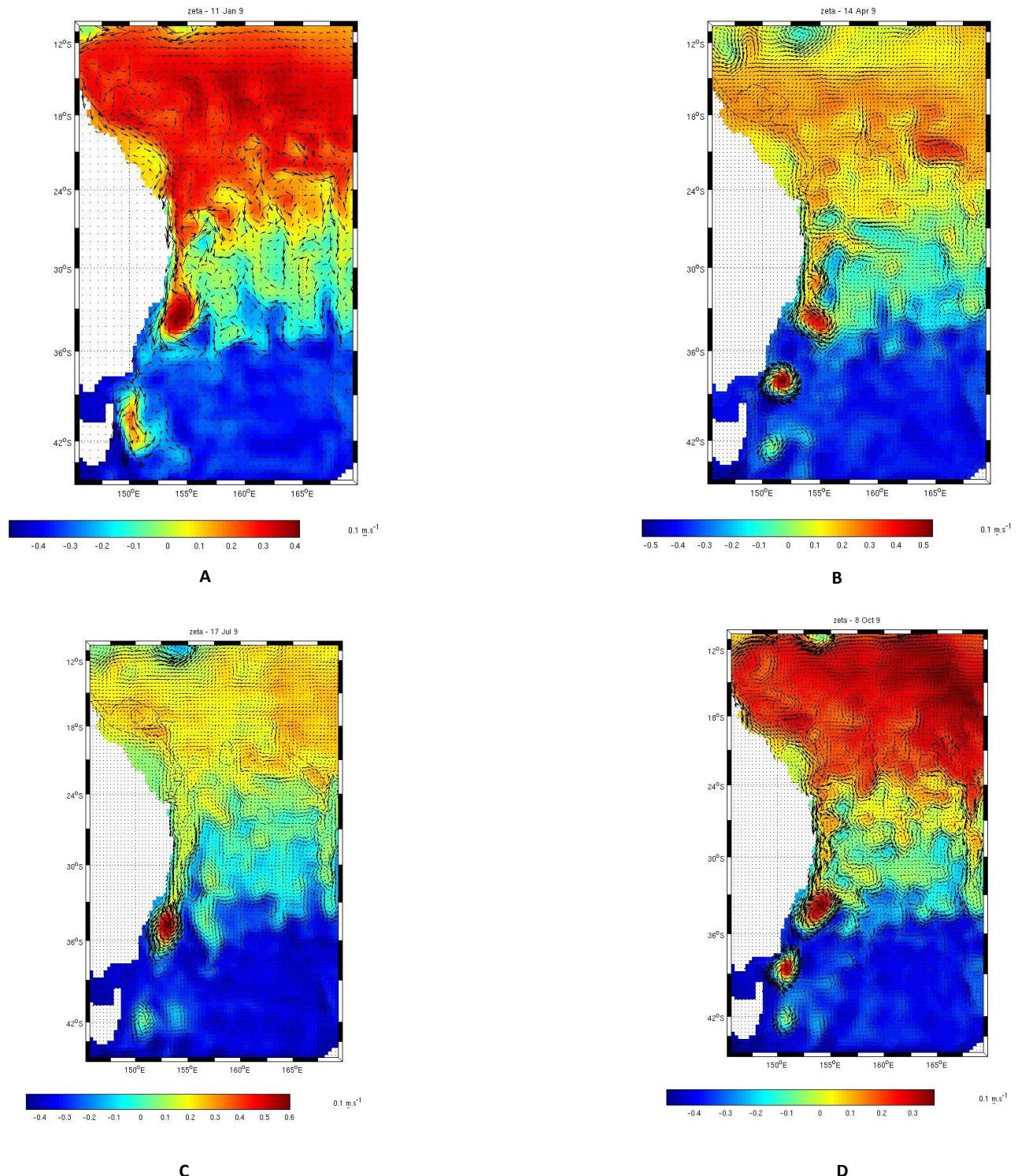
**Figure 3: Diagnostique de la simulation (A : Le volume totale en  $\text{km}^3$  ; B : L'énergie cinétique moyennée sur la surface ; C : L'énergie cinétique moyennée sur le volume ; D : La vitesse verticale moyennée sur le volume ; E : Salinité moyennée sur le volume ; F : La température moyennée sur le volume)**

A partir du diagnostic (fig.3) nous pouvons remarquer que le modèle se stabilise à partir de la sixième année, par conséquent par la suite nous nous intéresserons uniquement à la neuvième année de notre simulation.

## 3.2 Variabilité saisonnières

Dans cette partie nous nous intéresserons aux variabilités saisonnières de notre courant. Nous observerons comment évolue la température, les champs de courant et la salinité afin de mettre en

évidence un schéma global. Nous verrons que cette forte variabilité temporelle est liée à la présence de nombreux tourbillons.



**Figure 4: Variabilité saisonnière des courants et des hauteurs d'eau (A: Janvier; B: Avril; C: Juillet; D: Octobre)**

D'après ces 4 cartes (fig.4) nous pouvons tout de suite noter une très forte variabilité des champs de courant, et de la hauteur de la surface libre entre les saisons. Il faut également souligner que l'Australie se trouvant dans l'hémisphère Sud, les saisons sont inversées par rapport à chez nous, en effet l'été débute en décembre, et l'hiver en Juin. Pour chaque saison nous avons choisis un mois représentatif, pour l'hiver austral le mois de Juillet, pour le printemps le mois d'Octobre, pour l'été le mois de Janvier et enfin pour l'automne le mois d'Avril.

De plus, nous observons la présence le long de la côte Sud-Est de tourbillons, été comme hiver mais bien plus intense durant la saison hivernale.

Par la suite, nous présenterons les variations de température et de salinité entre les différentes saisons.

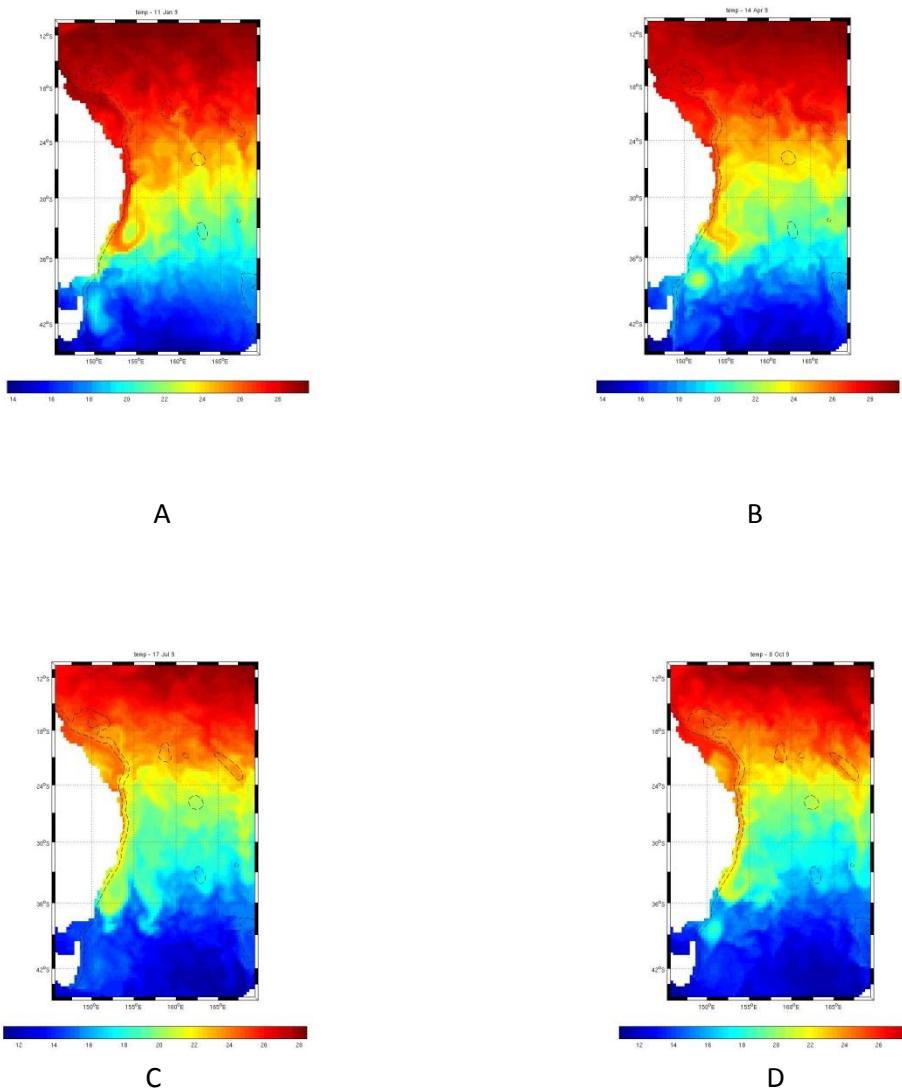


Figure 5: Variation de la température à 5m de profondeur au cours de l'année (A: Janvier; B: Avril; C: Juillet; D: Octobre)

Nous pouvons remarquer d'après ces cartes (fig.5) une variation de la température de surface entre 29°C pour les eaux les plus au Nord et 11°C pour les régions les plus au Sud sur l'ensemble de l'année. De plus, nous voyons une augmentation de la température générale des eaux de surface entre le mois de Juillet et le mois de Janvier, puis pour à la fin de l'été ré-diminuer jusqu'à sa valeur minimale de la saison hivernale. Ces variations concordent avec l'évolution du rayonnement solaire au cours des saisons, ces fluctuations saisonnières sont donc principalement dues aux variations climatiques. Nous noterons également l'intrusion très marqué au mois de Janvier d'eau chaude venant du Nord le long de la côte australienne jusqu'à la latitude de 36°S. Cette intrusion est sûrement un des premiers marqueurs du courant est australien.

Ici nous présenterons les cartes saisonnières de température à la profondeur de 350m.

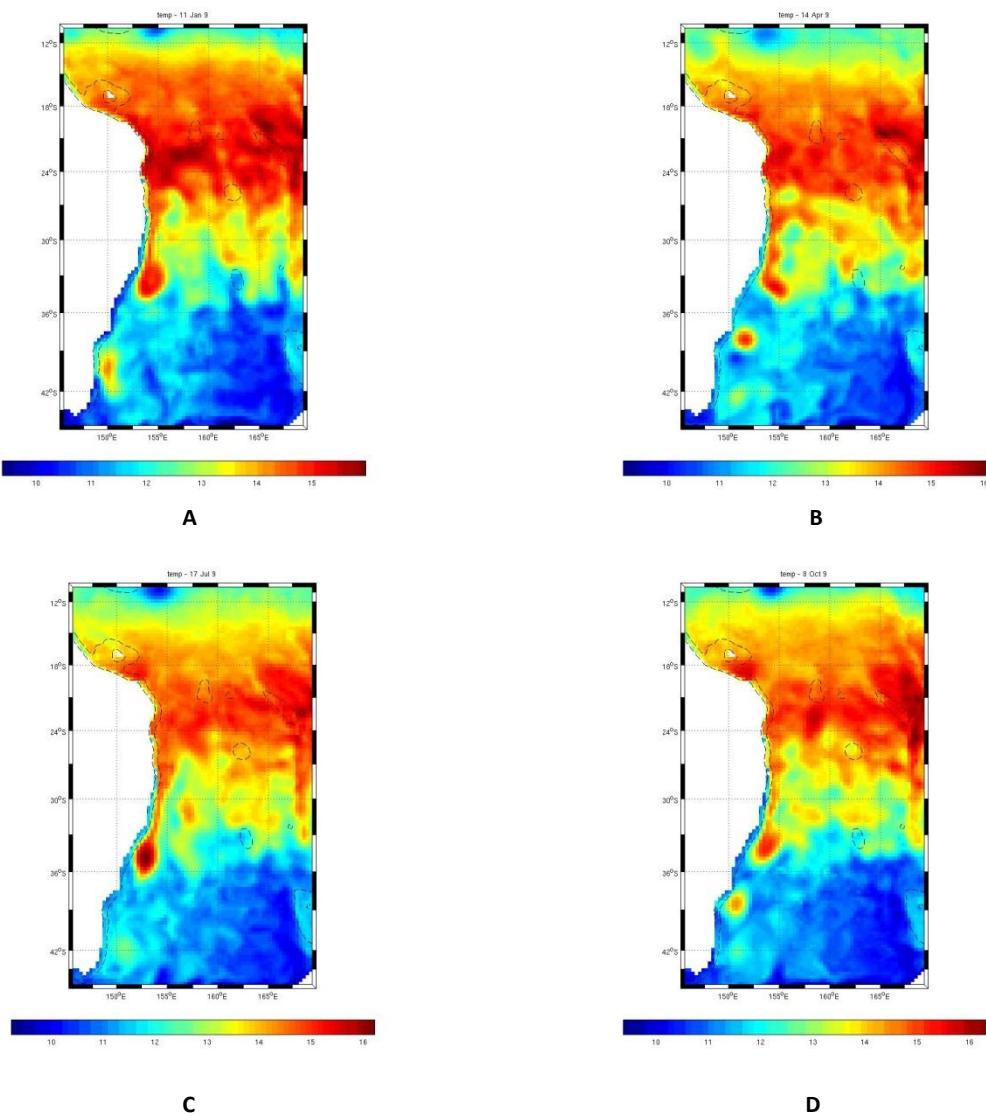


Figure 6: Cartes de la température à la profondeur de 350m (A: Janvier; B: Avril; C: Juillet; D: Octobre)

D'après ces cartes (fig.6) nous pouvons noter des variations de température de 9°C à 16°C au cours de l'année, mais ces fluctuations sont organisées différemment par rapport aux eaux de surface. En effet, nous remarquons que les eaux les plus chaudes ne se trouvent pas dans la partie la plus au Nord mais dans la zone comprise entre 18°S et 24°S. De plus, sur ces cartes (fig.6) nous voyons très clairement apparaître les tourbillons décrit dans la littérature, un qui est rattaché à la bande d'eau chaude venant du Nord et un détaché plus au sud aux alentours de la latitude 38°S. Ce dernier tourbillon a quasiment disparu au mois de Juillet sur cette carte (fig.6 carte C). Sur ces figures (fig.6) comme sur les précédentes (fig. 4 et 5) nous remarquons l'intrusion d'une masse d'eau chaude venant du nord le long de la côte est australienne jusqu'au premier tourbillon créé. Remarque qui nous permet de dire que ce courant est présent jusqu'à cette profondeur au moins.

Dans la suite nous montrerons les cartes (fig.7) de température à la profondeur de 1000m uniquement pour mettre en avant la présence des tourbillons cités précédemment ainsi que de l'EAC à cette profondeur.

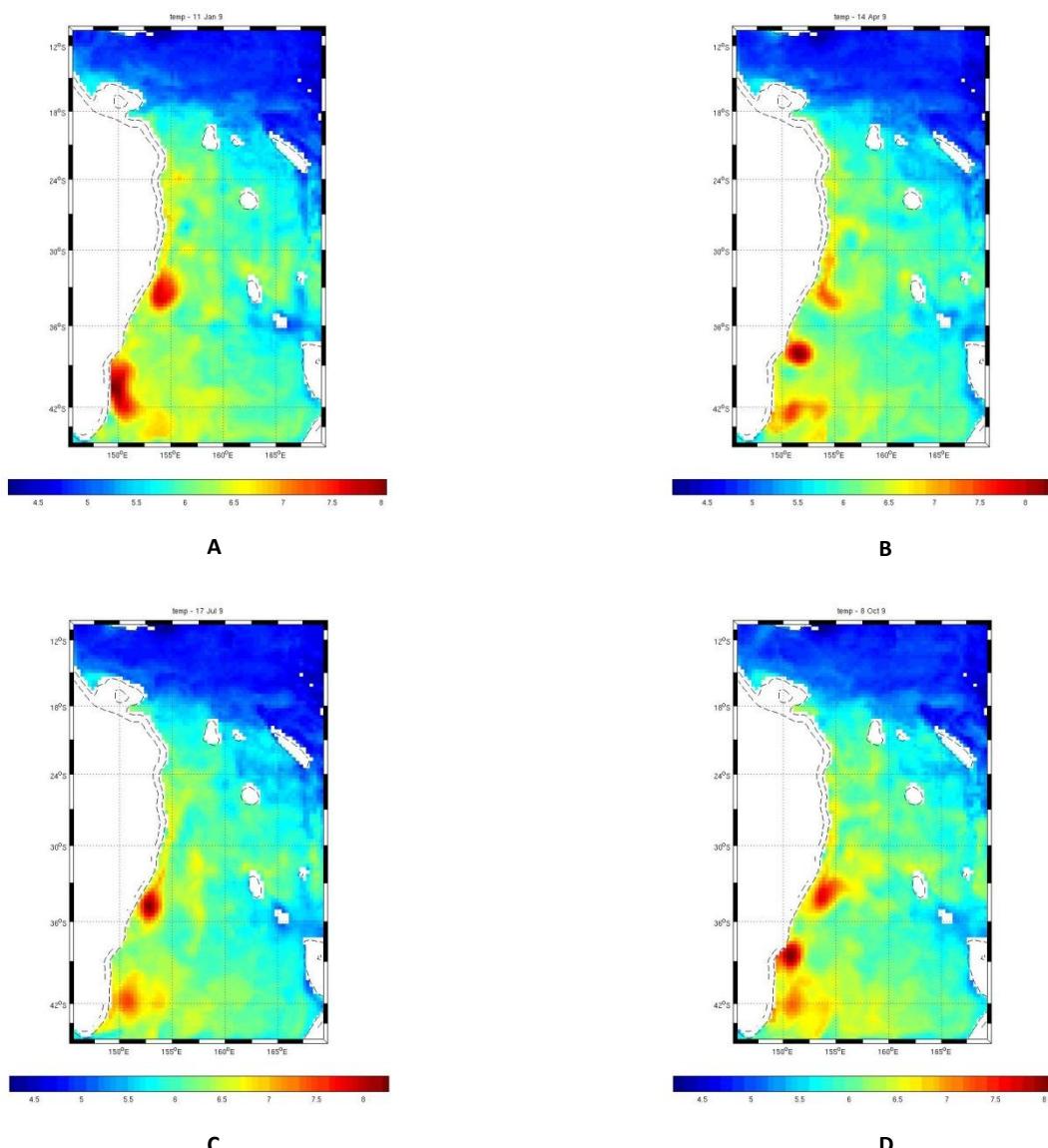


Figure 7 : Cartes de la température à la profondeur de 1000m (A: Janvier; B: Avril; C: Juillet; D: Octobre)

Comme sur les précédentes figures (fig. 4, 5 et 6) nous voyons bien apparaître les tourbillons près de la côte est australienne qui sont mis en évidence par la différence de température avec les eaux environnante. De plus, une telle différence de température au niveau de ces tourbillons et à cette profondeur montre l'ampleur de ces derniers. En effet, leur puissance est telle qu'il crée un mélange des eaux sur plus de 1000m de profondeur ; la température en leur centre peut atteindre 9°C alors que dans les eaux avoisinantes elle atteint tout juste 6°C. Nous insisterons sur cette zone de mélange extraordinaire avec les cartes de salinité à cette profondeur qui mettent encore plus en évidence ce phénomène.

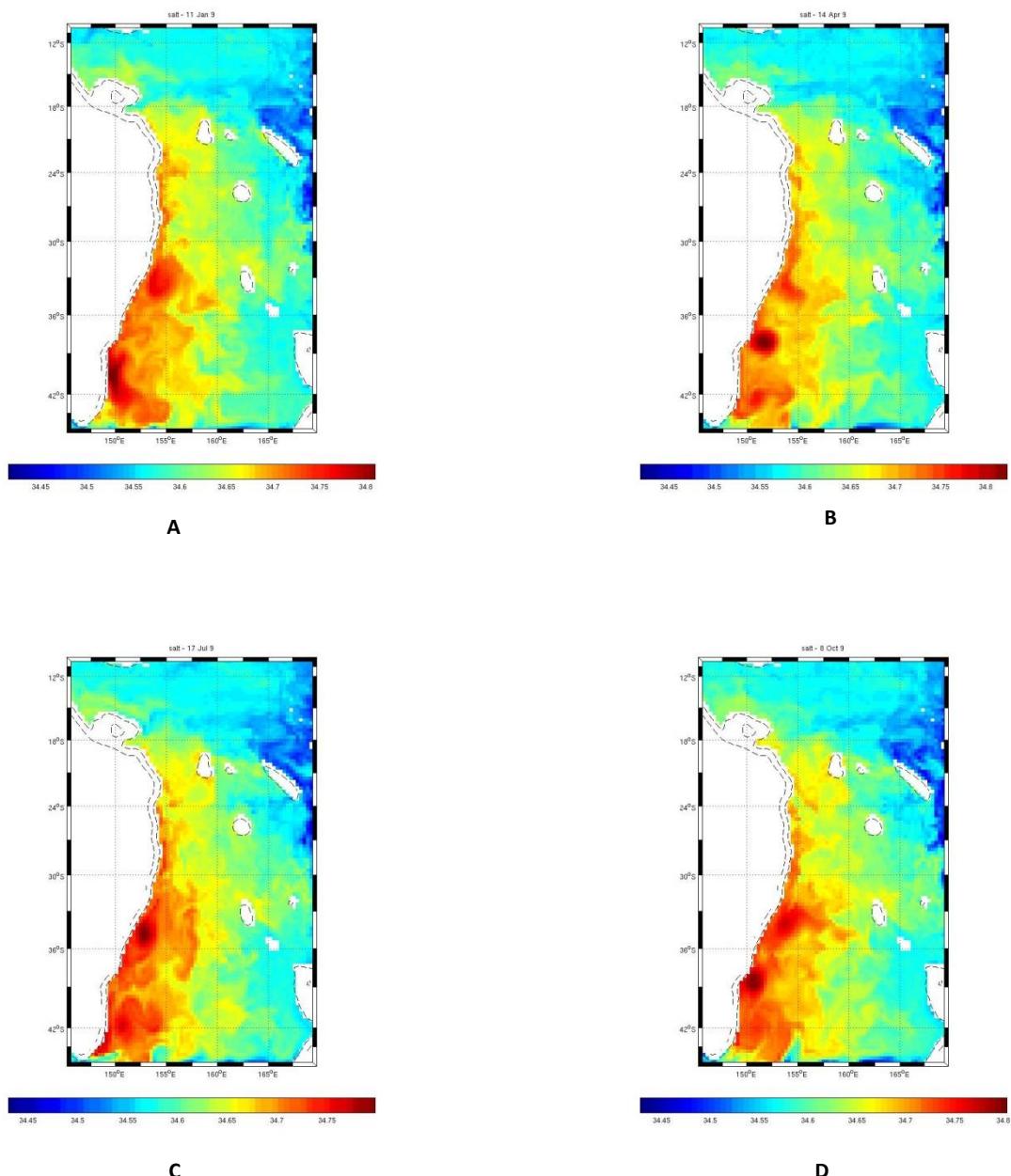
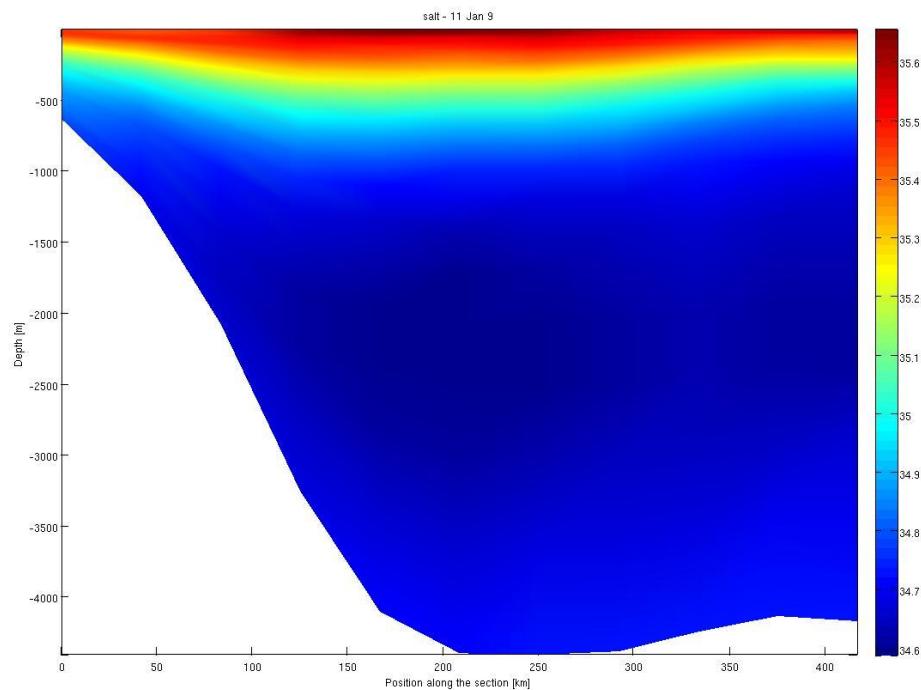


Figure 8: Cartes de la salinité à la profondeur de 1000m (A: Janvier; B: Avril; C: Juillet; D: Octobre)

D'après ces cartes (fig.8) nous pouvons voir que la salinité dans la zone citée précédemment à la profondeur de 1000 m varie entre 34.4 et 34.8. De plus, nous pouvons observer que les valeurs maximum de la salinité à 1000m se trouvent dans la zone où le courant est australien est le plus intense c'est-à-dire dans la zone des tourbillons. En effet comme nous pouvons le voir en annexe, dans cette région de l'océan la salinité est plus importante en surface qu'à 1000m de profondeur, or dans cette zone près de la côte où les tourbillons sont très présents cela crée un mélange avec les eaux de surface plus important que nulle part ailleurs c'est pourquoi on retrouve la valeur de salinité la plus importante à cette endroit.



**Figure 9 : Section verticale à travers le tourbillon représentant la salinité**

Sur cette coupe verticale nous apercevons bien entre 100 et 300km le long de la section un abaissement des iso-lignes de salinité dans la colonne d'eau ce qui met en évidence la présence du tourbillon et donc également du mélange qui se produit à l'intérieur. Nous retrouvons les mêmes caractéristiques pour des sections représentant la température ainsi que pour toutes les saisons.

### 3.3 Trajectoires et transport de l'EAC

Par la suite nous essayerons de montrer la trajectoire globale du courant est australien. Il provient d'une bifurcation du SEC vers le sud. Du à la topographie de la région le courant suit la côte de l'Australie à travers un couloir étroit atteignant la profondeur de 4000m jusqu'à à peu près 30°S de latitude où le passage s'élargit pour laisser le courant bifurquer vers l'est. Pour mettre en évidence les contraintes topographiques du site nous avons réalisés 2 coupes le long du 25<sup>ème</sup> et 36<sup>ème</sup> parallèle sud, nous les avons indiqués sur la carte de la bathymétrie (fig.2).

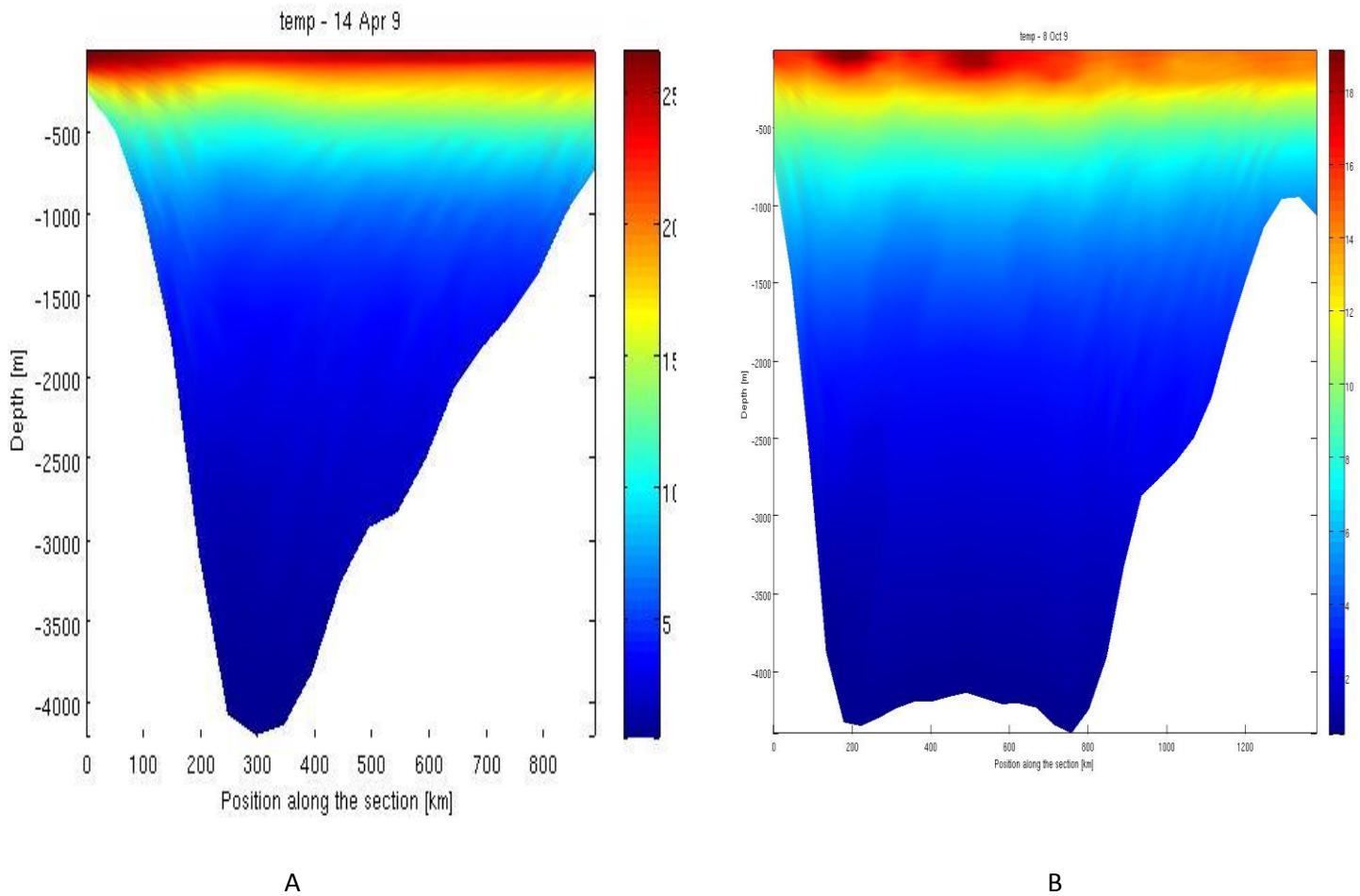
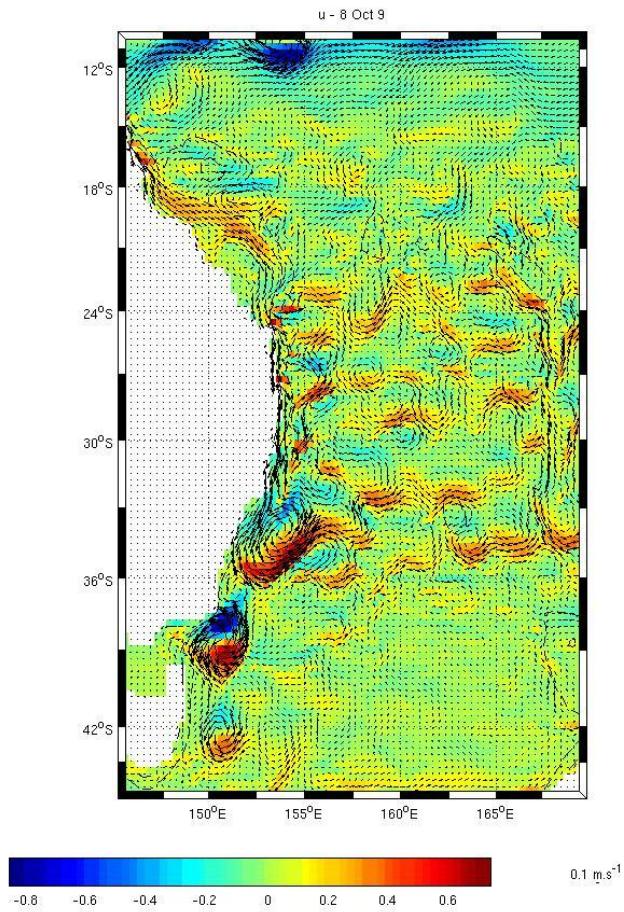


Figure 10 : Section verticale (A : à 25°S ; B : à 36°S)

Sur la carte A (fig.10) nous voyons très bien l'étroitesse du passage qui canalise le courant, alors que dans la figure B il est très clair que le couloir s'est élargi et la hauteur de la montagne sous-marine a diminué laissant le courant circuler plus facilement où il veut.

Ce courant quand il arrive au sud de l'Australie prend diverses trajectoires : une à travers la mer de Tasman en passant au-dessus de la Nouvelle Zélande afin de rejoindre le front Tasman et une autre plus au sud rejoignant le STCC (South Subtropical Counter Current). Nous pouvons noter également qu'il existe une partie résiduelle qui continue plus au Sud pour atteindre la Tasmanie et ainsi rejoindre l'Océan Indien.



**Figure 11 : Vitesse horizontale à la profondeur de 5m au printemps**

Sur cette figure (fig.11) représentant la vitesse horizontale des courants de surface, nous voyons très clairement apparaître la série de petits tourbillons qui entraîne une partie de la masse d'eau vers l'est à travers la mer de Tasman. Ce transport est très clairement cité dans la littérature et est donc bien visualisable à partir du modèle. On peut aussi noter la présence de grands tourbillons se propageant vers le sud jusqu'à la Tasmanie. Ces tourbillons sont sûrement la preuve de la partie résiduelle du courant qui se propage vers le sud pour rejoindre l'océan Indien.

### 3.4 Comparaison avec une étude précédente

Dans cette partie nous présenterons une comparaison entre des données in-situ provenant d'une étude de Ridgway et Dunn en 2003 et les résultats obtenus par modélisation avec ROMS.

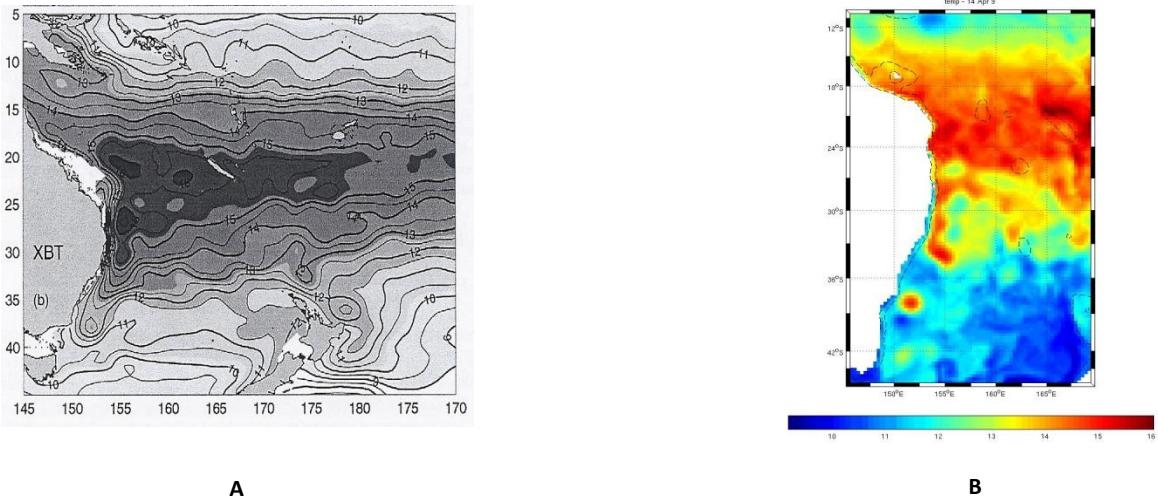


Figure 12: Carte de température à la profondeur de 350m (A : XBT ; B : ROMS)

D'après ces deux cartes (fig.12) de température nous pouvons noter que la gamme des valeurs est la même entre ces deux études. Les températures varient de 9°C à 16°C, avec des températures plus élevées au nord de la zone qu'au sud. Au niveau de la répartition spatiale, nous pouvons voir que la zone où les températures sont maximales se trouvent au même endroit c'est-à-dire entre 20 et 25 degrés de latitude. De plus, la bande d'eau chaude le long de la côte est australienne se retrouve bien sur les deux cartes (fig.12).

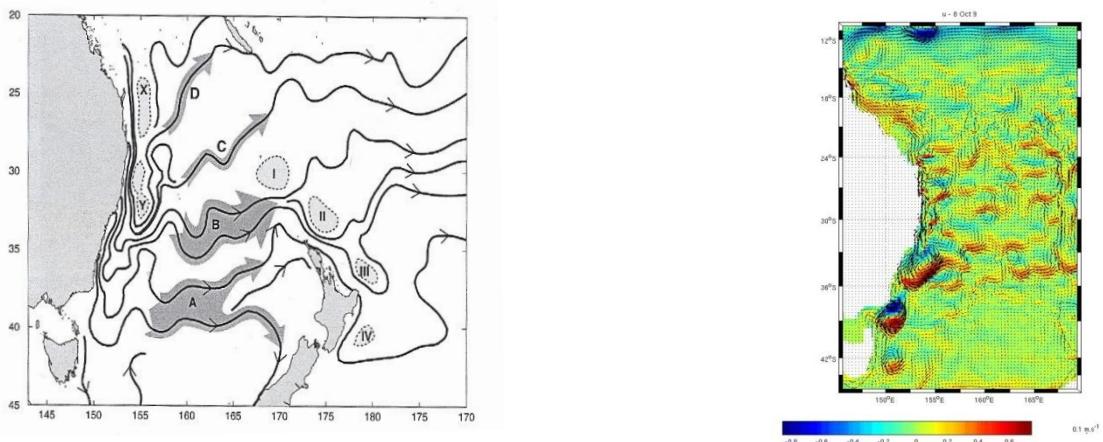


Figure 13 : Carte représentant la bifurcation de l'EAC

Figure 14 : Vitesse horizontale à la profondeur de 5m au printemps

La figure 13 est une carte schématisant la trajectoire de l'EAC après avoir longé la côte est australienne. On peut voir dessus que l'EAC bifurque suivant quatre orientations. Les deux bifurcations principales traversent la mer de Tasman en direction de la Nouvelle-Zélande, avec le flux A légèrement plus au sud que le B. Les transports C et D sont moins importants en quantités mais existent quand même, ils transportent les masses d'eau vers le Nord-Est en direction de la Nouvelle-Calédonie. Sur notre carte (fig.14) représentant la vitesse des courants horizontaux à 5 m de profondeur nous pouvons clairement apercevoir la multitude de petits tourbillons qui entraînent les masses d'eau vers l'Est à travers la mer de Tasman. Ce transport est schématisé dans la figure 13 par les flux A et B. En revanche les transports C et D sont plus difficilement repérable de par le fait qu'ils sont beaucoup moins importants. De plus, ils sont orientés vers le Nord-Est, or notre figure 14 représente uniquement les vitesses horizontales, donc la composante horizontale de ces deux transports en question est moins visible.

Sur ces deux comparaisons entre le modèle ROMS et l'étude Ridgway et Dunn de 2003 nous retrouvons sensiblement les mêmes résultats. Nous pouvons donc affirmer que le modèle ROMS représente bien la dynamique marine dans cette région de l'océan.

# Conclusion

Grâce au travail de modélisation nous avons pu apercevoir le courant est australien dans sa globalité. Il est défini dans la littérature comme un courant étroit et intense, composé de plusieurs méandres et tourbillons.

En effet, l'EAC se crée à la bifurcation du SEC arrivant du Nord Est de l'Australie. Il descend par la suite le long de la côte Australienne. Son parcours est dicté par la topographie de la région. En effet, très près de la côte australienne se trouve une faille de près de 4000m de fond qui longe le continent jusqu'à peu près la latitude de 30°S. Le courant est ainsi canalisé dans ce passage étroit qui a tendance à augmenter son intensité. Arrivé à cette latitude le couloir s'élargit laissant le courant bifurqué vers l'est à travers la mer de Tasman dans une multitude de tourbillons afin de rejoindre le front Tasman au Nord de la Nouvelle Zélande, ainsi que plus au Sud où il rejoint le STCC.

Nous avons pu étudier l'impact de ces tourbillons sur les paramètres de la colonne d'eau tels que la température ou la salinité. Il crée un mélange de la masse d'eau en leur centre ainsi que dans leur périphérie, abaissant ainsi par exemple la thermocline à l'endroit du tourbillon. De plus, la bifurcation de l'EAC vers l'est à travers la mer de Tasman se produit par la formation d'une multitude de méandres et petits tourbillons qui sont très bien visualisable grâce au modèle.

En revanche l'EAC est censé rejoindre le STCC plus au sud, cette trajectoire du courant est difficilement visible à partir du modèle, il aurait peut-être été possible de l'apercevoir en augmentant la résolution. Mais le modèle ne possède pas énormément de données *in situ* sur la zone d'étude, et du fait que la zone soit très vaste, il aurait été compliqué de le faire tourner avec une résolution beaucoup plus grande. Toutefois les résultats obtenus à partir du modèle sont en accord avec les données *in situ* ainsi qu'avec les publications antérieures.

Ce courant reste d'une importance capital parce qu'il pourrait être à la base du concept de supergyre de l'hémisphère sud connectant les différents bassins océaniques (Speich et al. 2001/2 ; Ridgway and Dunn, 2007). Ce passage, au niveau de la Tasmanie, est à même de communiquer des signaux climatiques de l'océan Pacifique vers l'océan Indien.

# Annexes 1

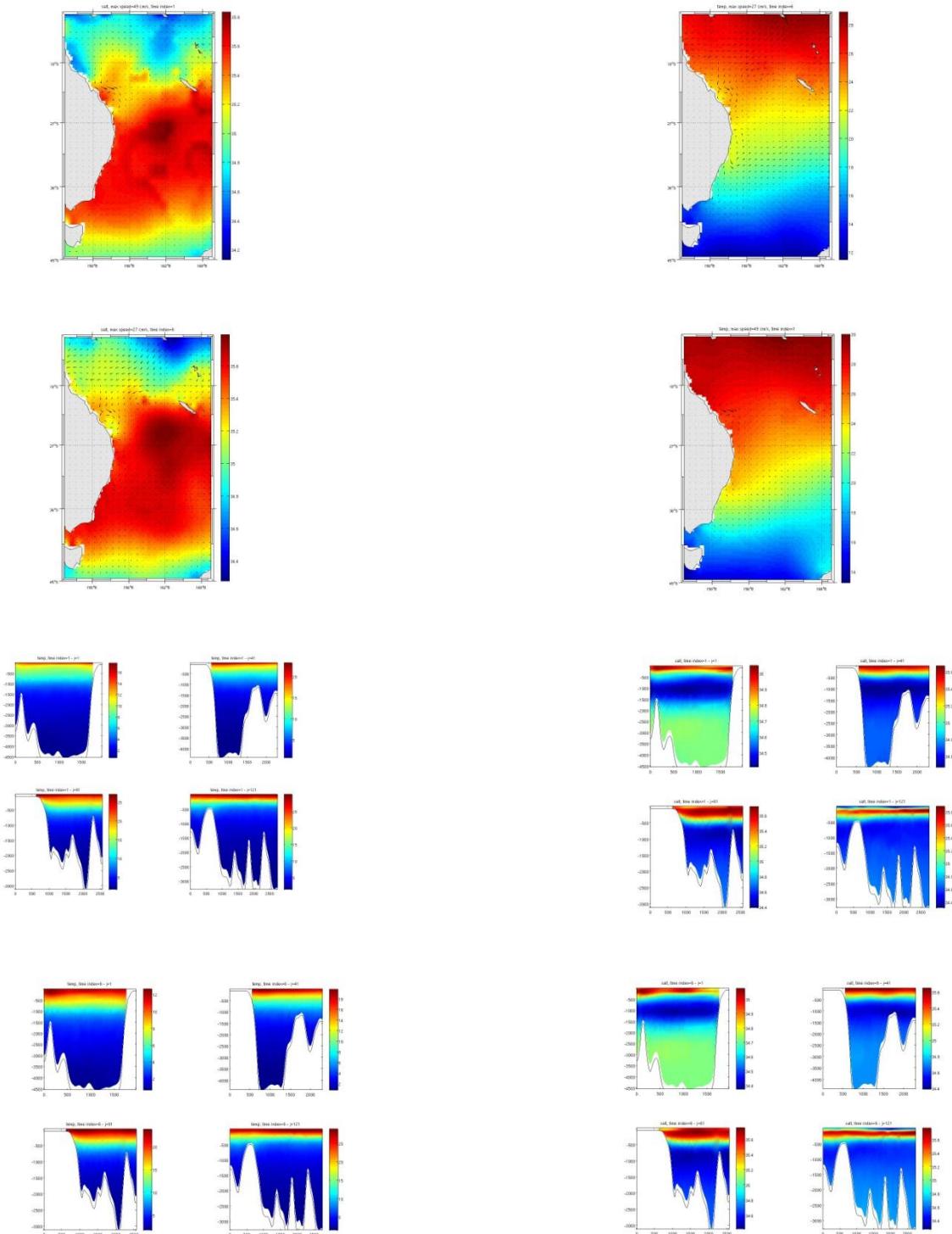


Figure 15 : Conditions initiales et aux frontières

# Annexes 2

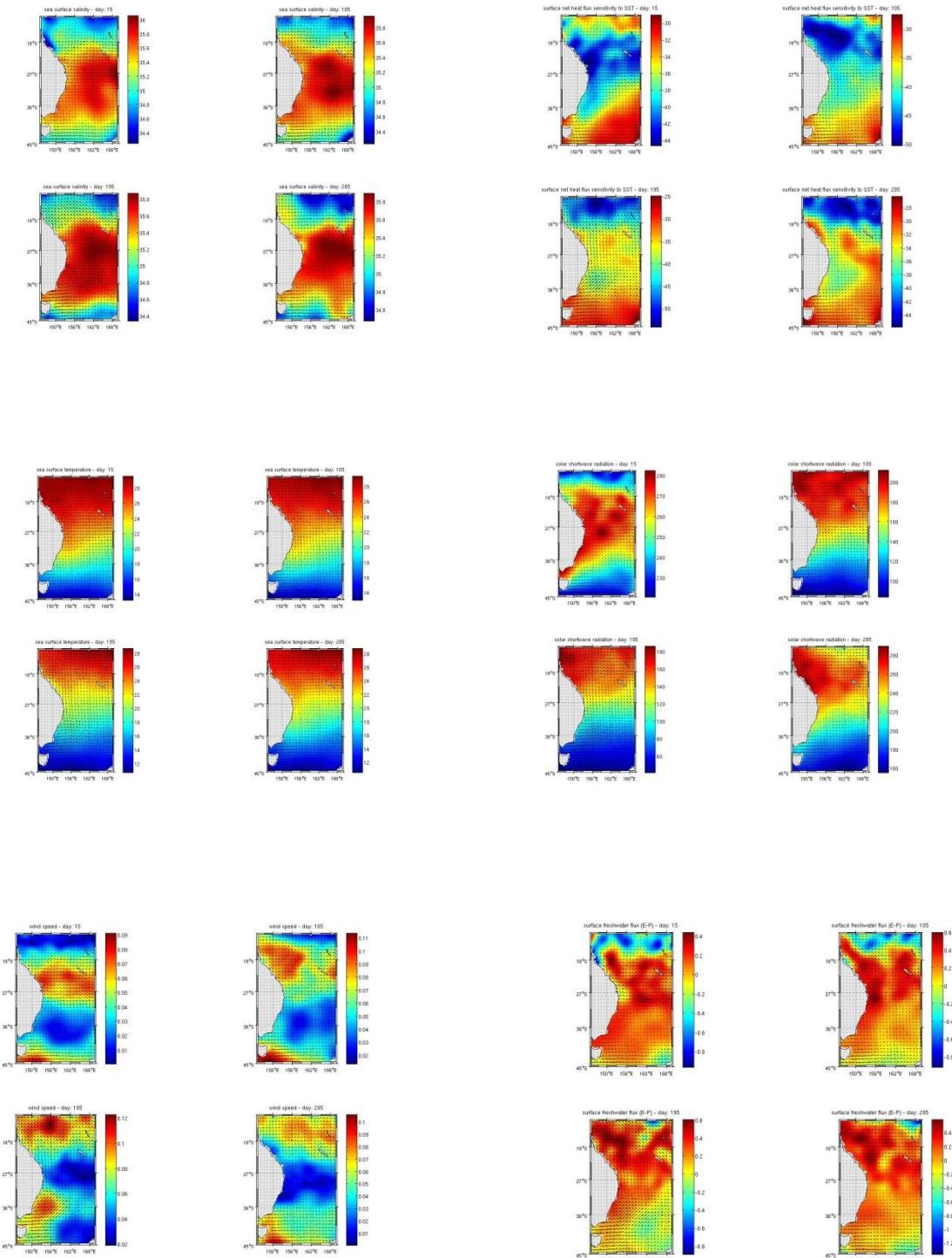


Figure 16: Conditions de forçage

# Bibliographies

---

K.R.Ridgway and J.R.Dunn, (2003) Mesoscale structure of the mean East Australian Current system and its relationship with topography .

Elodie Martinez, (2006) Thèse sur la circulation des eaux de la thermocline en Polynésie française

Rintoul and Sokolov (2000) Baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia.

Ridgway and Godfrey (1997) Seasonal cycle of the East Australian current.

K. Wyrtki (1962) The subsurface water masses in the western South Pacific Ocean

Speich (2001/2002) Tasman leakage- A new route in the global ocean conveyor belt