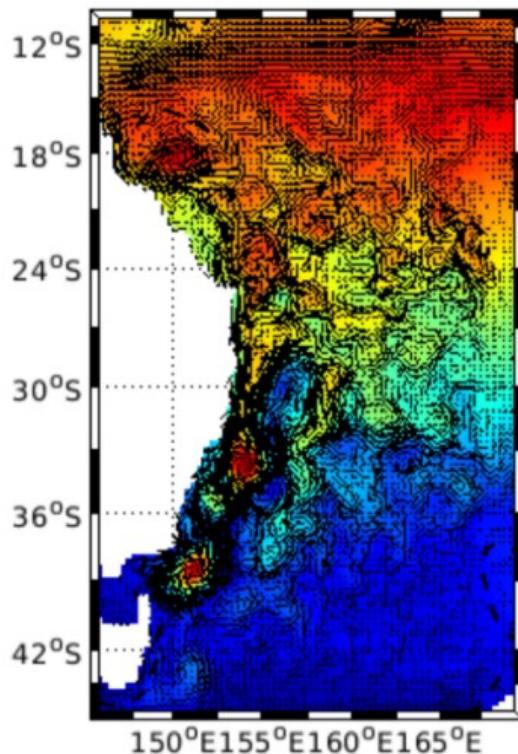


Analyse de l'encroachment côtier du CEA et de la dynamique tourbillonnaire dans la mer de Tasman, avec le modèle CROCO

amU Observatoire des sciences
de l'Univers — Institut Pythéas
Aix Marseille Université



Solène SICK

Date de rendu : 25/04/2025

Année académique : 2024–2025

UE : OPB 205 – Modélisation de la circulation régionale 3D

Responsable UE : A. Doglioli

Master Sciences de la mer, Parcours Océanographie Physique et Biogéochimique,
Institut OSU Pythéas, Aix-Marseille Université

Résumé

Cette étude porte sur la dynamique du Courant Est-Australien (CEA). Le modèle numérique océanique CROCO, dérivé de ROMS, est utilisé pour modéliser la zone d'étude couvrant la mer de Tasman, entre 10° et 45° S et 145° à 170° E. Après une présentation des bases physiques nécessaires à la compréhension de la dynamique océanique, l'intégration des équations de la dynamique marine dans le modèle CROCO est expliquée sur la base d'approximation. La paramétrisation, étape clé du processus, est rigoureusement décrite. L'objectif principal est d'identifier, via la modélisation, les caractéristiques majeures du CEA : son rôle de régulateur thermique, sa forte activité tourbillonnaire, ses variations saisonnières ainsi que le phénomène d'encroachment côtier à haute résolution. En confrontant les résultats aux travaux de la littérature, notamment ceux de Xie et al. (2021), l'étude met en évidence certaines limites du modèle, notamment dans la représentation du processus d'encroachment. Malgré une bonne cohérence d'ensemble avec les données satellitaires, des biais subsistent. Des pistes d'amélioration sont proposées en guise de discussion et de conclusion afin de contribuer à une première base d'étude, pour de futures recherches à ce sujet. /

This study focuses on the dynamics of the East Australian Current (EAC). The CROCO numerical ocean model, derived from ROMS, is used to model the study area covering the Tasman Sea, between 10° and 45° S and 145° and 170° E. After a presentation of the physical and mathematical bases needed to understand ocean dynamics, the integration of the equations in the CROCO model is detailed. Parametrisation, a key stage in the process, is rigorously described. The main objective is to identify, through modelling, the major characteristics of the CEA : its role as a thermal regulator, its strong eddy activity, its seasonal variations and the phenomenon of coastal fouling at high resolution. By comparing the results with the literature, particularly those of Xie et al (2021), the study highlights certain limitations of the model, particularly in the representation of the fouling process. Despite good overall consistency with satellite data, biases remain. Suggestions for improvement are put forward for discussion and conclusion, in order to provide an initial basis for future research on this subject.

Table des matières

1	Introduction	1
2	Matériels et Méthodes	2
2.1	Dynamique Océanique	2
2.1.1	Les équations primitives	2
2.1.2	La discréétisation	4
2.2	Le système CROCO	4
2.3	Configuration du modèle	5
2.3.1	Implémentation de la zone d'étude	5
2.3.2	Calcul des forçages et des conditions initiales et aux frontières	5
2.3.3	Critère CFL et gestion des pas de temps	5
2.3.4	Lancement et exécution de la simulation	6
3	Résultats	6
3.1	Stabilité du modèle	6
3.2	Dynamique du CEA	7
3.3	Redistributeur et régulateur thermique	8
3.4	Variabilité saisonnière du CEA et son intrusion cotière	8
4	Conclusion	9
4.1	Amélioration des conditions initiales : stabilisation de la salinité	9
4.2	Coordonnées σ	10
4.3	Couplage avec des modèles biogéochimiques	10
4.4	Intérêt des modèles à haute résolution	10
4.5	Aide à la paramétrisation par intelligence artificielle	10
	Références	11
	Annexes	13

1 Introduction

Bien que l'humanité navigue sur les océans depuis des millénaires, ce n'est que récemment que les scientifiques ont commencé à avoir une compréhension fine de la circulation océanique à l'échelle globale et régionale. Cette avancée a été rendue possible, entre autres, grâce à la modélisation numérique, qui permet de simuler des systèmes complexes souvent non résolvables analytiquement. En résolvant les équations primitives de la dynamique des fluides, cette approche permet d'étudier des phénomènes océanographiques à diverses échelles spatiales et temporelles.

Dans le cadre de ce travail, nous nous intéressons à la modélisation du Courant Est Australien (CEA). Pour ce faire, nous utiliserons le modèle CROCO (Coastal and Regional Ocean CCommunity model), un modèle hydrodynamique à haute résolution, afin de modéliser la dynamique du CEA. Il résout les équations de Navier-Stokes, couplées aux équations de conservation de la masse, de la chaleur, du sel, de la quantité de mouvement, ainsi qu'à une équation d'état non linéaire de l'eau de mer définie par TEOS-10.

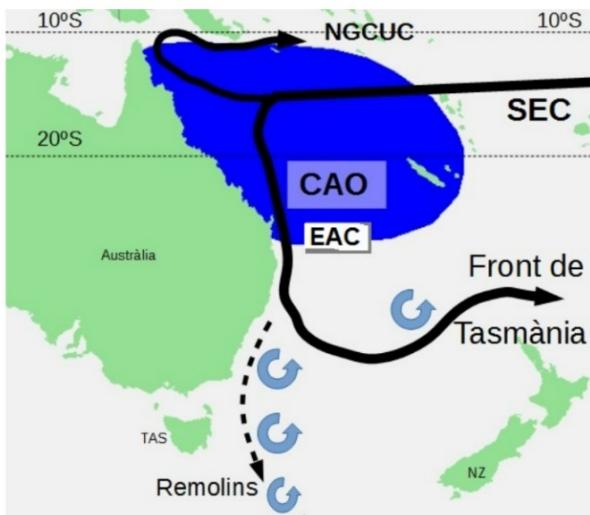


FIGURE 1 : Schéma de contextualisation de la zone d'étude. EAC : Courant Est Australien, CAO : Courant Australien Occidental, SEC : Courant Equatorial Sud. (wikipedia)

Le domaine d'étude s'étend depuis la côte australienne jusqu'à plus de 2500km au large, entre les latitudes de 10 et 45°S (Fig1). Cette zone située dans la mer de Tasman est le principal couloir du CEA. Le Courant Est-Australien (CEA) constitue un système dynamique et complexe de courant de bord ouest, situé au large de la côte orientale de l'Australie (Ridgway et Dunn, 2003). Il s'agit de la principale branche du courant équatorial sud (SEC), se dirigeant vers le pôle sud à partir des latitudes tropicales d'environ 15°S (Chamberlain et al., 2021), (Fig1).

Au-delà de 30°S, le CEA commence à se séparer du talus continental pour donner naissance à plusieurs branches secondaires : le courant inverse nord (NACI), le Front de Tasman vers l'est, et l'extension méridionale du CEA (Fig1). Ces courants sont influencés par la forte activité des tourbillons mésoscalaire (Bowen et al., 2005 ; Mata et al., 2007) présents dans la mer de Tasman surnommée "Eddy Avenue". Elle entraîne une grande variabilité spatio-temporelle au CEA.

L'encroachment du CEA correspond à la tendance du courant principal ou de ses tourbillons à s'infiltrer vers la côte, pénétrant parfois jusqu'à la zone du plateau continental (Xie et Seonyang, 2021). C'est un processus essentiel à surveiller, car il relie directement la circulation océanique large échelle aux dynamiques côtières.

La présente étude propose donc de modéliser le CEA dans le but de répondre à la problématique suivante : en quoi la modélisation du CEA avec CROCO permet-elle de mieux comprendre ses bifurcations, son extension méridionale, ses variations saisonnière et son intrusion côtière le long du plateau continental australien ?

2 Matériels et Méthodes

2.1 Dynamique Océanique

Les océanographes s'appuient sur les équations primitives qui sont des équations différentielles, continues, décrivant la réalité physique de l'océan. Ces équations étant trop complexes pour être résolues directement, on effectue deux étapes essentielles pour leur résolution numérique : - on pose plusieurs approximations physiques (turbulence, Boussinesq, hydrostatique, incompressibilité, ...) pour simplifier le système d'équations - on discrétise ces équations continues, c'est-à-dire qu'on les transforme en équations discrètes, calculables sur une grille de points.

2.1.1 Les équations primitives

- Les équations du mouvement de Navier-Stokes sur l'horizontale (1)

$$\begin{aligned}
 \text{Equation pour la vitesse zonale } u : \quad & \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + f v - \frac{\partial \bar{u}' u'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}' v'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{u}' w'}{\partial z} \\
 \text{Equation pour la vitesse méridienne } v : \quad & \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - f u - \frac{\partial \bar{v}' u'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}' v'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{v}' w'}{\partial z}
 \end{aligned} \quad (1)$$

Variation locale de vitesse Thermes d'advection Thermes de gradient de pression Thermes de Coriolis Thermes de la turbulence

Avec : u , v et w : les composantes non turbulentes (moyennes) de la vitesse du mouvement; u' , v' et w' : les composantes turbulentes de la vitesse du mouvement; f : le paramètre de Coriolis; P : la pression; ρ_0 : la densité de référence de l'eau de mer au sens de l'hypothèse de Boussinesq

A propos de Boussinesq, il propose d'approximer la masse volumique telle que : $\rho \approx \rho_0$. Soit une densité constante qui sera utilisée dans les équations. Il est vrai que la masse volumique de l'eau varie à cause de la température, de la salinité et de la pression, mais ces variations sont petites par rapport à la valeur moyenne : $\rho(x, y, z, t) = \rho_0 + \rho'(x, y, z, t)$ avec $\rho' \ll \rho_0$ permettant de négliger ρ'

L'approximation de Boussinesq permet de simplifier les calculs, d'augmenter la stabilité numérique et d'obtenir une bonne précision des termes baroclines à l'origine de la dynamique interne des océans.

Les derniers termes (1), dits "turbulents", sont non-linéaires et inconnus, rendant le système non fermé puisqu'il y a plus d'inconnues que d'équations. C'est le problème de fermeture en turbulence. Pour contourner ce problème, la fermeture newtonienne proposée par Boussinesq suppose que les termes turbulents se comportent comme des effets de viscosité. On les remplace alors par des expressions dépendant des dérivées des vitesses moyennes (\bar{u} , \bar{v} et \bar{w}), résultant à cette forme fermée du système (2) :

$$\begin{aligned}
\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + A_h \nabla_h^2 u + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\
\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + A_h \nabla_h^2 v + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}
\end{aligned} \tag{2}$$

Thermes de la turbulence fermée

Sur le plan vertical le mélange est différent que sur l'horizontal :

Ah : diffusivité, coefficient de viscosité turbulente horizontale (m^2/s). Ce terme peut être directement résolu grâce à la puissance de calcul (si la puissance est non suffisante : Ah de Smagorinsky)

Az : coefficient de viscosité turbulente verticale (m^2/s). Il est calculé selon l'approche du K-profil selon le modèle KPP fonctionnant (Larges et al, 1994).

- Équation hydrostatique (verticale) (3) : Elle permet de poser une approximation qui est utilisée pour étudier le mouvement vertical dans les océans. Cette simplification repose sur l'idée que : accélération verticale « accélération horizontale. On néglige l'accélération Dw/Dt dans les équations de Navier Stokes et on considère les force de marées (F_z) négligeables devant les forces de gravité et de pression, simplifiant l'équation du mouvement :

$$D_t \dot{w} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_z = 0 \iff \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \tag{3}$$

Il y a un équilibre vertical entre la force de pression et de gravité. Elle est particulièrement adaptée aux modèles d'eaux peu profondes ou aux situations où les variations de pression selon la verticale sont bien plus importantes que sur l'horizontale.

- Équation de conservation de la masse et incompressibilité (4) : Ce principe de conservation de la masse stipule que la masse d'un fluide ne peut ni apparaître ni disparaître dans le temps et l'espace :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{u}) = 0 \tag{4}$$

En additionnant l'hypothèse que l'eau de mer est incompressible de par l'application de Boussinesq (5) :

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{5}$$

- Equation de transport de conservation de la chaleur (6) et du sel (7) : Cette équation permet de modéliser la propagation de la chaleur et du sel dans l'océan. Elle montre que ces paramètres sont influencés par les courants (advection) mais aussi par la diffusion (verticaux et horizontaux), et varient dans le temps et l'espace.

Conservation de la chaleur :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla T = A_h \nabla_h^2 T + A_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \tag{6}$$

Conservation du sel :

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla S = A_h \nabla_h^2 S + A_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \tag{7}$$

- Equation d'état de l'eau de mer (8) :

$$\rho = \rho(T, S, p) \tag{8}$$

2.1.2 La discréétisation

La première étape de la discréétisation consiste à définir une grille sur l'espace et le temps. L'espace est découpé en points espacés selon les directions x, y et z. Le temps est discréétisé en instants successifs t_n , t_{n+1} , etc. Ainsi, par exemple la $T(x,y,z,t)$ devient un point de grille : $T_{i,j,k,n}$. Dans un second temps, les dérivées présentes dans les équations primitives sont approximées par des différences finies. Cela permet de remplacer les termes différentiels par des expressions discrètes. Le choix du schéma numérique est une étape importante car il affecte directement la stabilité et la précision des simulations. Une fois les conditions initiales et limites (à la surface et au fond) définies à partir des données disponibles, l'algorithme calcule l'état de l'océan au temps $t+1$ à partir des variables pronostique du temps t , et une simulations sur de longues périodes peut être lancées.

2.2 Le système CROCO

Le système CROCO est un système de modélisation océanique tridimensionnelle développé pour simuler des processus physiques à échelle régionale et côtière. Issu des modèles ROMS (Regional Ocean Modeling System) et POM (Princeton Ocean Model) il propose des améliorations telles qu'une meilleure résolution spatiale et temporelle, un traitement plus précis de la topographie, et intègre des schémas numériques plus stables. Le modèle CROCO résout les équations à très fine échelle, tout en prenant en compte les interactions avec les grandes échelles de la circulation, afin de représenter avec précision des phénomènes côtiers, méso-échelle ou sub-méso-échelle, tout en les intégrant dans un contexte dynamique global. Dans ce cas d'étude, CROCO utilisera les bases de données incluant les données marines de surface (COADS05) par ICOADS, les données bathymétriques (Topo) par "smith et Sandwell et les données de mouillages (WOA2009) du World Ocean Atlas pour initialiser le modèle.

Pour la discréétisation spatiale, CROCO utilise une grille de type Arakawa C (Fig 2a), l'une des plus utilisées dans les modèles de circulation générale océanique (OGCMs). Elle est décalée, les variables scalaires et vectorielles ne sont pas situées aux mêmes endroits dans la maille dans le but d'améliorer la stabilité numérique du modèle et éviter les oscillations non physiques. De plus, ce schéma permet une discréétisation conservative, car les équations discrètes peuvent être interprétées comme des bilans de matière sur chaque élément de volume. La direction verticale utilise elle un système de coordonnée σ pour bien suivre la topographie en gardant un nombre constant de maille sur la verticale en tous points du domaine 2D, quelque soit la profondeur (Blumberg and mellor, 1983), et de raffiner la résolution proche de la surface et du fond grâce aux paramètres θ_s et θ_b .

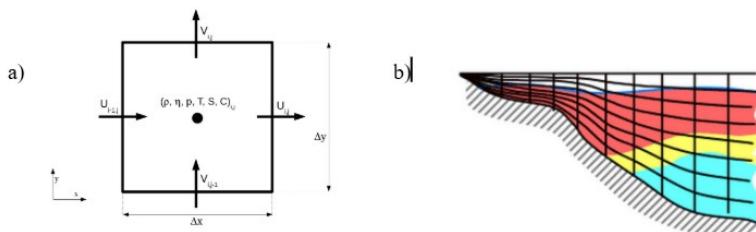


FIGURE 2 : (a)Grille Arakawa C. ρ , η , P , T , et S sont calculés au centre de la maille ; U et V sur les faces de la maille. (b)Type de coordonnée σ sur la verticale, les couleurs représentent des masses d'eau de différentes densités.

2.3 Configuration du modèle

2.3.1 Implémentation de la zone d'étude

Le script Matlab ad_findgeocoord.m faisant apparaître une carte de l'océan global, m'a permis de zoomer et définir les coordonnées géographiques de la zone d'étude pertinente à modéliser pour répondre à la problématique de l'étude (Tab1).

Lat min	Lat max	Lon min	Lon max
45°S	10°S	145°E	170°E

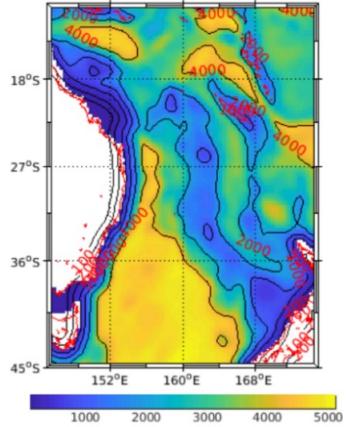
TABLE 1 : *Coordonnées géographiques de la zone d'étude (mer de Tasman).*

Il est nécessaire de modifier les paramètres spatiaux tels que les coordonnées géographiques de la zone et la résolution spatiale dans le fichier romstools_param.m, tout en indiquant que les frontières sont ouvertes dans ce cas d'étude avant de lancer le script make_grid.m. Ce dernier script calcule les paramètres de la grille tels que les nombres de mailles dans les directions x,y,z (LL, MMm et N) et les tailles des mailles sur l'axe x et y (dx-y min-max) qui sont récapitulés dans le tableau 2 et qui permettent de tasser la bathymétrie de la Mer de Tasman (Fig3). Ces paramètres seront sauvegardés dans un fichier nommé memo.mat, nécessaire pour le calcul du critère CFL par la suite.

Paramètre	Valeur
Résolution	1/3
LLm	74
MMm	121
N	32
dxmin (km)	26,1942
dxmax (km)	36,4994
dymin (km)	26,1248
dymax (km)	36,4436

TABLE 2 : *Paramètres spatiaux de la grille calculés par le modèle et résolution choisie*

FIGURE 3 : *Bathymétrie.*



2.3.2 Calcul des forçages et des conditions initiales et aux frontières

Dans un second temps, le lancement des scripts make_forcing et make_clim permet de calculer les forçages, les conditions initiales et aux frontières (annexe 1 et 2)

On ouvrira les fichiers cppdefs.h pour vérifier le type de configuration et la position des frontières et param.h pour vérifier les dimensions de grille. Le schéma numérique choisi dans cette étude est KPP (Larges et al, 1994).

2.3.3 Critère CFL et gestion des pas de temps

Enfin, les pas de temps internes et externes de la simulation seront calculés sur la base du critère Courant Friedrichs-Levy (CFL)(9) grâce au script ad_cfl.m, de façon à ce qu'un processus ne se propage pas de plus une maille à chaque pas de temps. Ainsi le fluide peut se

propager que dans les cellules voisines à la maille de grille dans laquelle il se situe. Ce calcul CFL prend en compte le choix de la maille et de la bathymétrie.

$$\frac{u \cdot \Delta t}{\Delta x} < 1 \quad \begin{aligned} \text{Avec } u &: \text{vitesse du processus,} \\ \Delta t &: \text{pas de temps,} \\ \Delta x &: \text{taille d'une maille.} \end{aligned} \quad (9)$$

Le système à modéliser possède des processus à différentes échelles de temps, c'est pourquoi CROCO utilise la méthode de time-splitting, consistant à séparer le calcul de pas de temps en un Δt_{ext} et Δt_{int} qui respectent le critère CFL. Si l'on venait à utiliser qu'un seul petit pas de temps pour toute la modélisation, cela résulterait d'un temps de calcul trop important. On isole donc le phénomène le plus rapide qui sont les ondes longues de gravité, barotropes du fait de l'hypothèse hydrostatique, et on le simule avec un pas de temps externe qui est rapide. Ce Δt_{ext} est défini manuellement (10a). On l'intègre ensuite dans le modèle 3D, barocline, un mode interne qui plus lent, et cette fois-ci défini par la multiplication de Δt_{ext} et NDTFAST (10b). Nous modifions ces valeurs dans le fichier croco.in et fixons la durée de la simulation (NTIMES) et la fréquence des sorties instantanées et moyennées (NWRT et NAVG). (Tab 3)

$$(a) \quad \Delta t_E \leq \frac{1}{\sqrt{g h_{\max}}} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (b) \quad \Delta t_{\text{interne}} = NDTFAST \times \Delta t_{\text{externe}}$$

Δt_{ext} (sec)	Δt_{int} (sec)	NDTFAST	NTIMES	NAVG	NWRT
2400	144000	60	1080	108	108

(10)

TABLE 3 : Paramètres temporels du modèle selon le critère CFL.

2.3.4 Lancement et exécution de la simulation

Pour lancer une simulation plus longue, on ouvre le fichier run_croco.bash.sh dans lequel on modifie le nombre de jour par mois simulé, le mois et l'année de départ et de fin de la simulation. Ici, on répète ces simulations mensuelles pour une période de 12 ans. Pour faire tourner le modèle, il suffit de se connecter au cluster osupytheas permettant des calculs de haute performance. Les résultats sont ensuite analysables sur Matlab avec le script croco_gui utilisant les fichiers roms_avg.nc et roms_hist.nc

3 Résultats

3.1 Stabilité du modèle

Les diagnostics permettent au modélisateur de vérifier que la simulation se stabilise au cours du temps, autrement dit, que les erreurs de calcul ne se propagent pas et ne s'amplifient avec l'avancement de la simulation. En est déduit un temps de "spin-up", correspondant au moment où les variables diagnostiquées sont stabilisées. Pour y accéder, il faut éditer le script croco_diags.m sur MATLAB et plot_diags.m pour obtenir les graphiques des variables diagnostiques moyennées (Fig4).

Les variables se stabilisent à des vitesses différentes, mais semblent toutes stables au bout de

la 4^{ème} année, à l’exception de la salinité qui met plus de temps à se stabiliser et ne l’est toujours pas au bout de la 9^{ème} année de simulation (Fig.4). Ce comportement s’explique par une représentation incomplète ou imprécise des flux d’eau douce en entrée du modèle. En conséquence, les résultats du modèle seront analysés à partir de la 4^{ème} année de simulation.

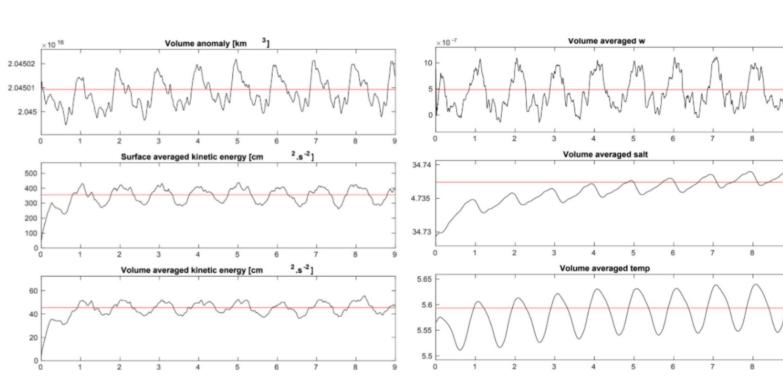


FIGURE 4 : Variables diagnostiques (A : Le volume total en km^3 ; B : L’énergie cinétique moyennée sur la surface en $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$; C : L’énergie cinétique moyennée sur le volume $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$; D : La vitesse verticale moyennée sur le volume; E : Salinité moyennée sur le volume; F : La température moyennée sur le volume). La ligne rouge correspond à la valeur moyenne sur 9 ans

3.2 Dynamique du CEA

Les résultats de la modélisation permettent de définir de nombreuses caractéristiques dynamiques du CEA. L’analyse est basée sur les simulations faites le mois d’avril de l’année 9 :

- comme le témoigne la littérature, le CEA prend naissance à 15°S , (Fig 5a), soit au niveau du point de bifurcation du SEC
- il longe la côte Est de l’Australie en allant vers le Sud et s’intensifiant entre 22° et 38°S (Fig5b) (Mata et al., 2000). Cette zone correspond au jet de l’EAC, où des vitesses de surface atteignent 1 m/s (Fig5b). C’est un courant de bords ouest du à la présence d’une côte.
- le jet principal du courant tend à se séparer de la côte pour aller vers l’Est, entre 30° et 36°S (Fig5a), formant la zone de ramification se manifestant sous la forme de structures tourbillonnaires cycloniques et anticycloniques. Succède une zone d’extension correspondant à la propagation du CEA vers le Sud (Bowen et al., 2005 ; Ridgway, 2007b) (Fig5a).
- la mer de Tasmanie connaît une intense activité tourbillonnaire, décrite sous le nom de « Eddy Avenue » (Fig 5a).

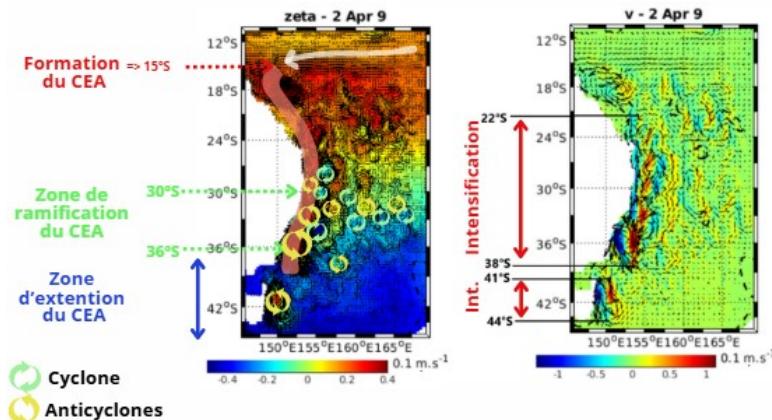


FIGURE 5 : (a) Dynamique de CEA déterminée à partir d’une carte d’élévation de la surface libre (zeta). (b) Intensification de la vitesse méridienne (m/s) du CEA. Les flèches indiquent la direction et l’intensité des courants de surface

3.3 Redistributeur et régulateur thermique

Un profil vertical de température (anx3a) montre des valeurs de température de surface maximales de 29,5°C à 10°S de latitudes, zones tropicales ; jusqu'à diminuer dans les zones tempérées sous les 15°C vers 45°S. Cette décroissance de température n'est pas linéaire car de nombreux tourbillons sont traversés. Ils sont distinguables de par le mélange vertical qu'ils génèrent, cassant la thermocline et envoyant des signaux de température plus chauds en profondeur. Ce mélange est perceptible jusqu'à plus de 500 m de profondeur. Sa comparaison avec une carte de la diffusion verticale turbulente montre bien la corrélation de ces signaux de température avec les structures tourbillonnaires (anx3b), mais aussi une variabilité saisonnière de l'intensité du mélange vertical (anx3b-c). Il y a une nette différence entre l'été austral, où la diffusion verticale max est de 0,07 m²/s au centre des tourbillons, et l'hiver austral où elle est 2 fois plus importante (0,13 m²/s), traduisant un mélange vertical plus intense.

3.4 Variabilité saisonnière du CEA et son intrusion cotière

Cette partie aborde les variabilités saisonnières des vitesses horizontales de surface (-5m) du CEA, via le paramètre "speed". Une comparaison est faite entre l'été austral (janvier) et l'hiver austral (juillet), de l'année 9 (Fig6). Il existe des variations claires d'intensité du courant au fil des saisons (Ridgway Godfrey, 1997). Le courant tend à être plus intense (>1,2 m/s) en été austral (Fig6a), période durant laquelle les gradients de température et les vents de mousson renforcent la circulation vers le sud. À l'inverse, une atténuation (0,7m/s) est visible durant l'hiver austral (Fig6b), indiquant un ralentissement du transport horizontal. Le courant plus intense en été austral, va descendre à des niveaux de latitudes plus bas, soit environ 38°S avant de bifurquer vers l'Est dans la mer de Tasman. A l'inverse, en hiver austral, ce point de bifurcation remonte à 36°S en conséquence de l'atténuation du courant. Ces observations corrèlent avec celles de Cetina-Heredia et al, 2014. L'identification de ces fluctuations de l'EAC est pertinente puisqu'elles ont des impacts significatifs sur la dynamique des zones côtières, influençant les écosystèmes marins (Suthers et al., 2011).

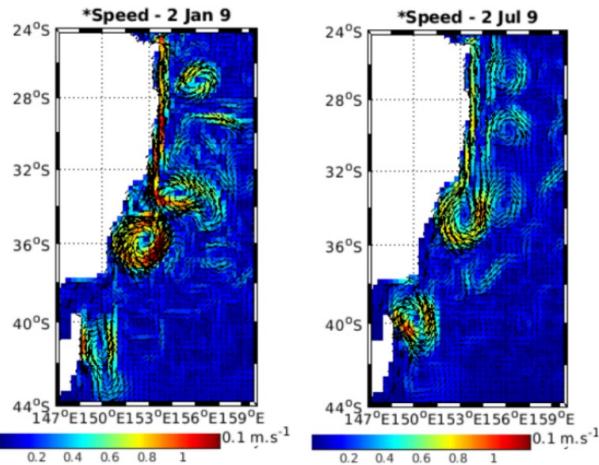


FIGURE 6 : Variabilité saisonnière de la vitesse horizontale moyenne (zonale et méridionale), en surface (-5m), issue du modèle CROCO. Comparaison des mois de janvier (été austral) et juillet (hiver austral) de l'année 9

Ces cartes basses résolution ne nous permettent pas de visualiser que le CEA est plus proche

de la côte pendant l'été austral, et l'encroachement comme l'indique la littérature. Peut être que des cartes de SST comme réalisés dans l'étude de Xie et al., 2021 en témoignent ? L'objectif est de comparer les cartes de SST du modèle croco pour retrouver les zones d'encroachement identifiées avec les données satellitaires de SST faites par Himawari-8, un satellite géostationnaire de haute génération. Sa résolution temporelle très élevée (toutes les 10 minutes), et sa résolution spatiale d'environ 2 km, lui permettent de bien représenter la variabilité fine de la SST et permet une observation précise de sur l'intrusion saisonnière de l'EAC. A partir des images composites du Himawari-8 on distingue une variation saisonnière du CEA mise en évidence par la position différente des polygones rouges entre l'hiver austral et l'été austral. Le CEA franchit la ligne de rupture du plateau matérialisée en bleu à plusieurs endroits de la côte : Cape Byron et Smoky Cape, et différemment selon la saison (Fig7)

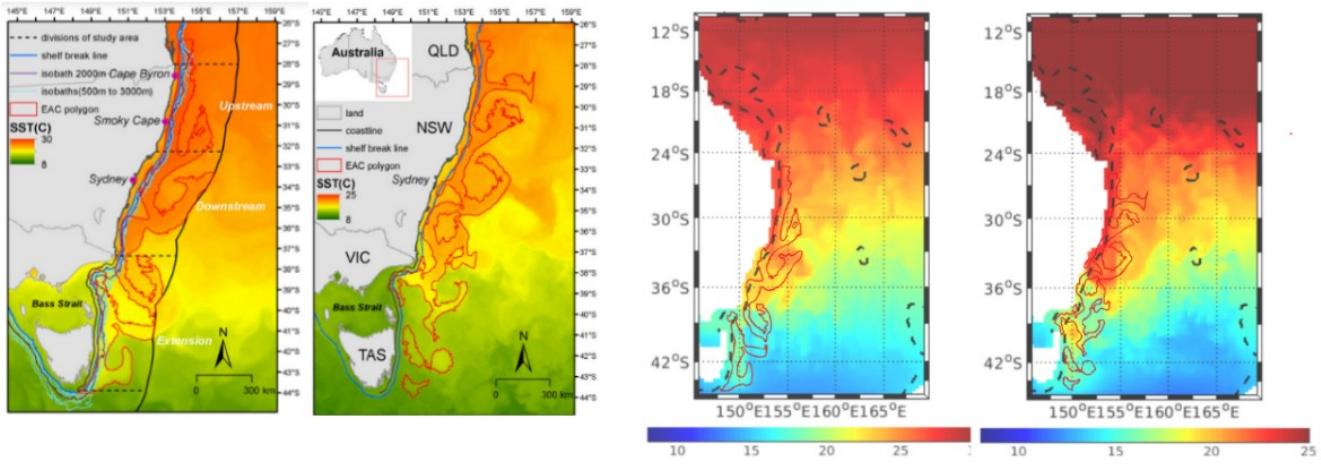


FIGURE 7 : a) Image composite de la température de surface de la mer (SST) issue de Himawari-8 sur 6 jours, du 13-18 janvier 2017, (b) du 19-24 août 2016. Les polygones rouges illustrent la limite de surface du CEA à partir des images SST; La ligne bleu correspond à la ligne de rupture du plateau. Fig 8 : Variabilité saisonnière de la température de surface (SST : -5m) issue du modèle CROCO sur les mois (c) de janvier, (d) de juillet. Les polygones rouges transposés de la figure 8.

Le CEA tracé à partir de données satellitaires de SST ne suit pas la même tendance sur les cartes SST issues de croco. Les polygones rouges issues de l'étude de Xie ne se superposent pas distinctement sur le CEA (Fig8). Il y a néanmoins dès cohérence spatiales des structures de plus grandes échelles telles que la distribution de la chaleur, les bifurcation ou encore la position de certains tourbillons.

4 Conclusion

Cette étude a permis de simuler la dynamique côtière du Courant Est Australien (CEA) à l'aide du modèle CROCO. Néanmoins, plusieurs pistes d'amélioration peuvent être envisagées afin d'optimiser la qualité des simulations et d'approfondir l'analyse.

4.1 Amélioration des conditions initiales : stabilisation de la salinité

L'un des aspects à améliorer concerne la stabilité des champs de salinité. Les conditions initiales actuelles, probablement issues de jeux de données génériques, peuvent être affinées en

utilisant des données climatologiques plus adaptées à la région étudiée. Il est plus judicieux d'utiliser les données CARS2009 spécialement conçues pour l'océan Pacifique. Ou encore des données plus récentes ICOADS R3.0, à la couverture temporelle et spatiale étendue, mais aussi à la meilleure qualité des données et surtout des paramètres supplémentaires tels que la salinité et l'humidité (limité avec COADS05)

4.2 Coordonnées σ

Le bord Est de l'Australie est une zone à forte pente du fond marin. L'utilisation des coordonnées sigma peut s'avérer moins efficace. Pour éviter les problèmes numériques, la bathymétrie est lissée dans ces zones abruptes, mais cette simplification peut introduire des erreurs dans la modélisation de la dynamique de l'EAC, en particulier pour les courants de faible profondeur et les intrusions côtières. Cette hypothèse peut être la raison pour laquelle nous n'observons pas distinctement l'encroachement qui est un processus côtier. Une solution pourrait être l'utilisation de coordonnées z, mieux adaptées aux zones de pentes abruptes, pour améliorer la précision de la simulation.

4.3 Couplage avec des modèles biogéochimiques

Les processus physiques simulés tels que le transport de chaleur, la variabilité saisonnière, les tourbillons influencent directement la dynamique et productivité des écosystèmes marins, jusqu'aux écosystèmes côtiers de par le phénomène d'encroachment. Dans ce contexte, un couplage avec un modèle biogéochimique (ex NPZD) permettrait d'enrichir l'analyse grâce à l'intégration de processus comme la production primaire, la concentration en chlorophylle ou la distribution du plancton, et donc à une meilleure compréhension des impacts de l'encroachment du CEA sur les zones côtières.

4.4 Intérêt des modèles à haute résolution

Les simulations réalisées sont limitées par la basse résolution spatiale et temporelle choisie principalement pour des raisons de coût computationnel. Or, des événements climatiques de grande échelle, comme le réchauffement global ou ENSO (El Niño Southern Oscillation), connus pour influencer la circulation océanique et ne peuvent être simulés (Speich et al. 2002). Il y a un besoin de modélisation à haute résolution associé à l'implémentation de versions plus fines pour mieux comprendre les processus de fine échelle et prévoir les réponses des écosystèmes face au changement global ou à El Nino (Holbrook, Neil J).

4.5 Aide à la paramétrisation par intelligence artificielle

Enfin, l'intégration d'outils d'intelligence artificielle, notamment via des méthodes de machine learning permettraient d'optimiser automatiquement certains paramètres clés du modèle (coefficients de diffusion, choix des schémas numériques, conditions frontières) et d'améliorer la fiabilité et la précision des simulations. Leur utilisation dans les modélisations océaniques comme croco sont en cours de développement pour optimiser considérablement les modèles.

Références

- Baklouti, M. (2025). *cours résolution des EDP*.
- Bessho, K., Date, K., Ikuta, Y., Shimoji, K., and et al. (2016). Introduction of the himawari-8 and its early application to weather and climate studies. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 94(5) :151–183.
- Blumberg, A. F. and Mellor, G. L. (1983). *Numerical models of estuarine circulation*. American Geophysical Union.
- Cetina-Heredia, P., Roughan, M., van Sebille, E., Feng, M., and Coleman, M. A. (2014). Strengthening of the east australian current and its influence on larval dispersal. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(6) :4362–4379.
- Chamberlain, M. et al. (2021). Multi-decadal trends in the east australian current transport and sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, 48.
- CSIRO (2009). Csiro atlas of regional seas (cars2009). Available from : <https://www.csiro.au/en/about/facilities/energy-and-climate/atlas-of-regional-seas>.
- Doglioli, A. (2025). cours modélisation 3d.
- Feng, M. et al. (2010). The role of the east australian current in the climate of the southern hemisphere. *Progress in Oceanography*, 86(3-4) :107–118.
- Han, W. (2014). Climate change impacts on the east australian current and its role in regional marine climate variability. *Journal of Climate*, 27(14) :5206–5221.
- Holbrook, N. J. (2011). Enso to multi-decadal time scale changes in east australian current transports and fort denison sea level : Oceanic rossby waves as the connecting mechanism. *Deep-Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 58(5) :547–558.
- Holbrook, N. J., Goodwin, I. D., McGregor, S., Molina, E., and Power, S. B. (2011). Enso to multi-decadal time scale changes in east australian current transports and fort denison sea level : Oceanic rossby waves as the connecting mechanism. *Deep-Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 58(5) :547–558.
- ICOADS Project (2005). Icoads release 2.5 : International comprehensive ocean–atmosphere data set. <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.coads.html>. Données marines de surface utilisées dans CROCO (COADS05).
- Larges, M. et al. (1994). Kpp scheme in ocean modeling. *Journal of Geophysical Research*.
- Levitus, e. a. (2009). World ocean atlas 2009. <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/>. Données de mouillages utilisées dans CROCO.
- Mata, M. et al. (2000). Application of oceanographic models in the east australian current region. *Journal of Marine Systems*.
- Ridgway, K. R. and Dunn, J. R. (2003). East australian current. *Journal of Geophysical Research*, 108(C6).

- Ridgway, K. R. and Godfrey, J. S. (1997). The source of the leewin current seasonality. *Journal of Physical Oceanography*, 27(9) :2046–2062.
- Roughan, M. and Middleton, J. H. (2004). Seasonal and interannual variability in the east australian current. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- Smith, W. H. F. and Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334) :1956–1962. Données bathymétriques utilisées (Smith et Sandwell).
- Speich, S., Blanke, B., Cai, W., and England, M. H. (2002). Indian ocean interannual variability and the indian ocean dipole. *Geophysical Research Letters*, 29(13) :10–1–10–4.
- Wijffels, S. et al. (2001). The east australian current : A large-scale view. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C7) :13327–13344.
- Xie, S. (2021). *On the East Australian Current Encroachment : Remote Sensing, Quantitative Mapping and Spatio-temporal Variability*. PhD thesis, UNSW.

Annexes

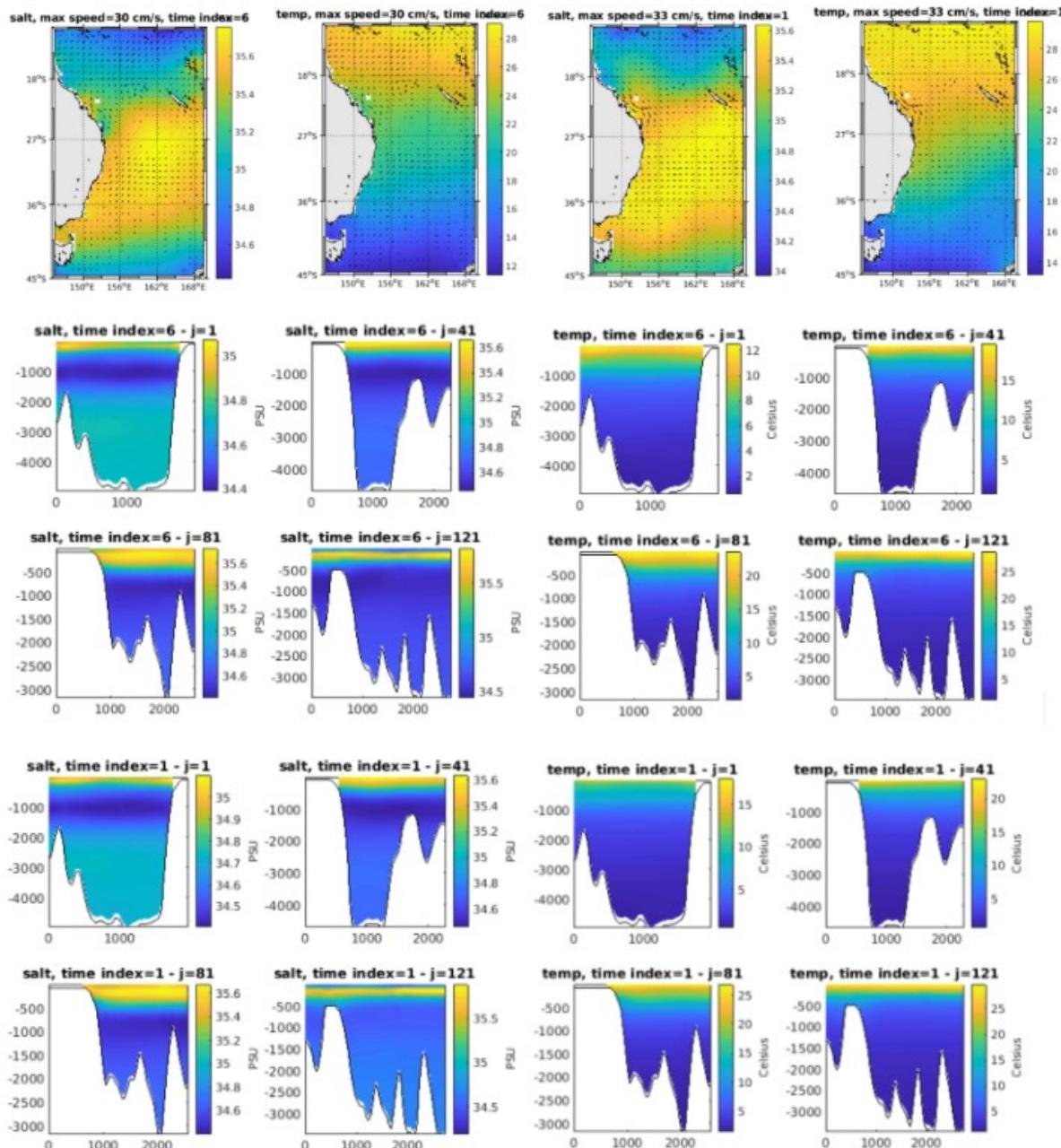


FIGURE 8 : Image 1 : conditions initiales aux frontières

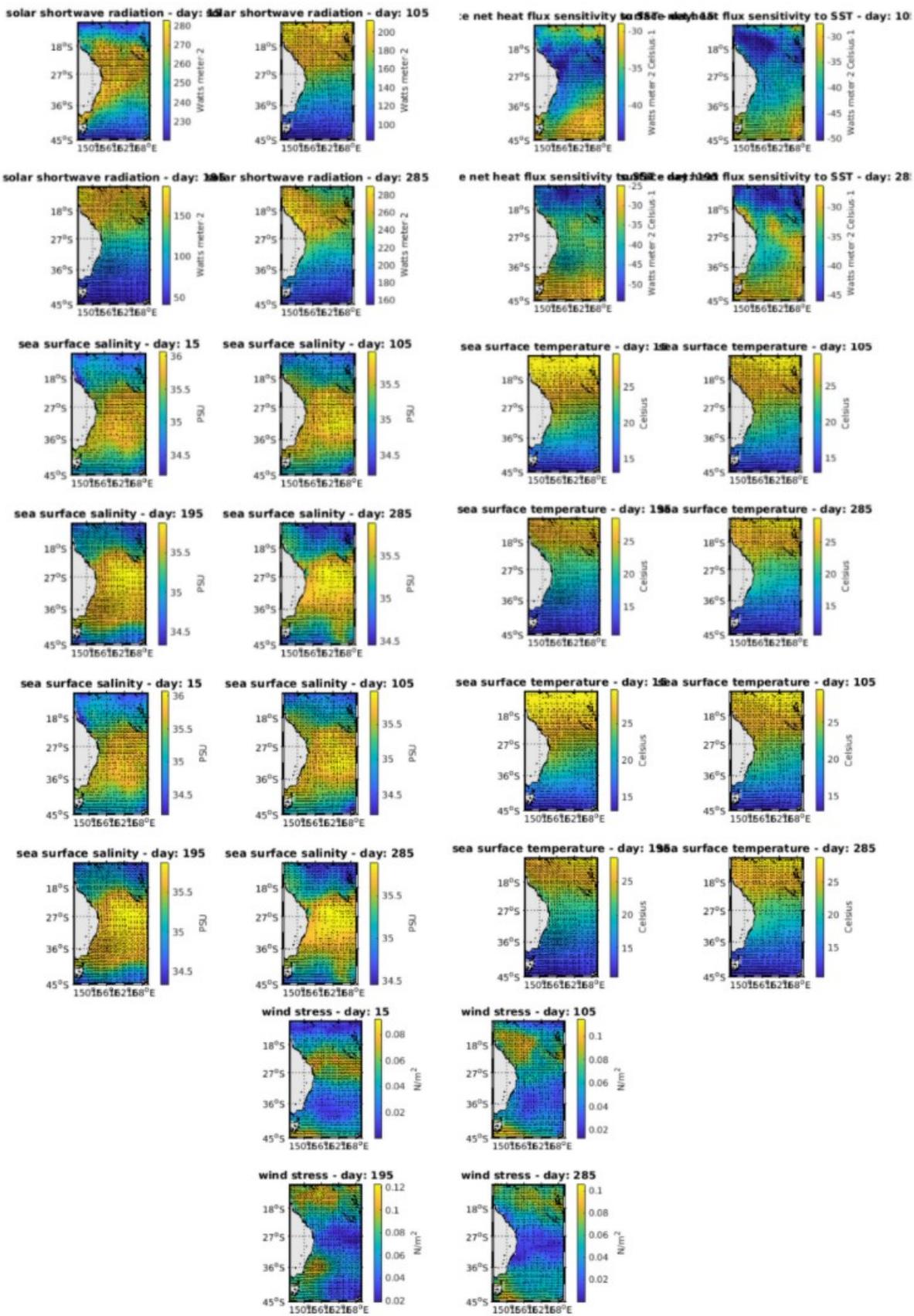


FIGURE 9 : Image 2 : conditions de forçage aux frontières

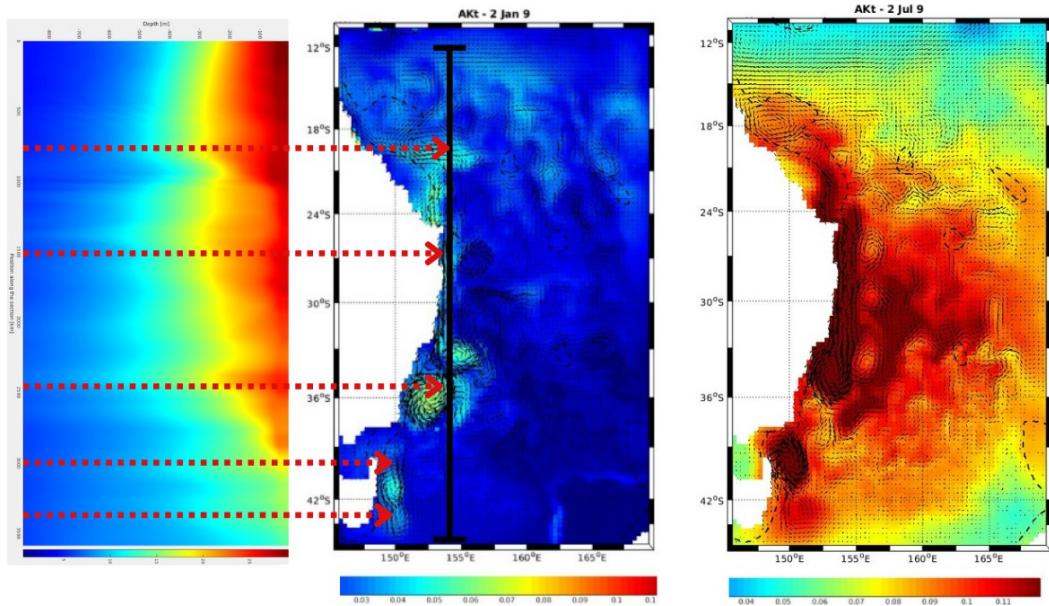


FIGURE 10 : Image 3 : (a) Coupe verticale latitudinale de température ($^{\circ}\text{C}$) le long de la côte Est de l'Australie, sur le méridien 154°E , de 18°S à 35°S , issue du mois de juillet de l'année 9. (b) Association avec des cartes de diffusion verticale turbulente en surface (Akt) du mois de juillet et (c) janvier. résultat