

Étude de la circulation en mer Égée du nord en l'absence du détroit des Dardanelles.

Présenté par : Pingon Bertrand
M1 Sciences de la Mer
Parcours Océanographie Physique et Biogéochimique
Année 2024-2025

Rapport de modélisation océanique
24 avril 2025
Responsable d'UE : Doglioli Andréa

Résumé

La région de la mer Égée est une zone importante pour la formation des eaux profondes méditerranéennes. L'impact de l'entrée de l'eau saumâtre de la mer Noire sur la circulation et les caractéristiques des masses d'eau de la mer Égée du Nord a été étudié à l'aide d'un modèle numérique 3D. Par comparaison avec différents modèles issus de la littérature scientifique, les effets de la mer Noire en mer Égée sont mis en évidence avec cependant certaines réserves quant au choix des modèles de comparaison. Pour étudier ces phénomènes, nous avons utilisé le modèle océanique CROCO, grâce auquel il est mis en évidence la complexité de cette zone d'étude ainsi que l'importance du détroit des Dardanelles dans la circulation de la mer Égée.

Mots-clés : Mer Égée, modèle CROCO, énergie cinétique, résonance, salinité.

Abstract

The Aegean Sea region is an important area for the formation of Mediterranean deep waters. The impact of the inflow of Black Sea brackish water on the circulation and water mass characteristics of the North Aegean Sea has been studied using a 3D numerical model. By comparing with various models from the scientific literature, the effects of the Black Sea on the Aegean Sea are highlighted, although with some reservations regarding the choice of comparison models. To study these phenomena, we used the CROCO ocean model, which demonstrates the complexity of this study area and the importance of the Dardanelles Strait in the circulation of the Aegean Sea.

Keywords : Aegean Sea, CROCO model, kinetic energy, resonance, salinity.

Table des matières

1	Introduction	1
2	Matériels et méthodes	1
2.1	Les équations primitives	1
2.2	Caractéristiques du modèle CROCO	3
2.2.1	Bases de données et grille	3
2.2.2	Conditions CFL	4
2.3	Paramètres du modèle	4
2.3.1	Modèle basse résolution	4
2.3.2	Modèle à plus haute résolution	6
3	Résultats	6
3.1	Diagnostic du modèle basse résolution	6
3.2	Effet de l'absence du détroit des Dardanelles	6
3.3	Modèle à plus haute résolution	7
4	Discussion	8
5	Conclusion	9
	Références	10

1 Introduction

La mer Égée du Nord, située entre la péninsule hellénique et la côte turque, présente une topographie complexe avec de nombreuses îles, dont l'élément le plus marquant est le Fossé de l'Égée du Nord (profondeur d'environ 1 500 m). Cette région est reliée à la mer Noire par le système des détroits turcs (les Dardanelles, la mer de Marmara et le Bosphore), par lequel s'écoule une grande quantité d'eau saumâtre provenant de la mer Noire, estimée à 300 km³ par an. Le débit entrant de l'eau de la mer Noire (BSW) est d'environ 1 331 km³/an, tandis que le débit sortant est de 1 010 km³/an. Ce flux varie selon les saisons, notamment en raison du débit des rivières se jetant dans la mer Noire, qui est maximal en mai mais n'impacte la région des détroits turcs qu'en été. Dans le cadre de cette étude on se propose d'utiliser le modèle CROCO afin d'étudier les effets de l'absence de débit entrant et sortant de la mer Noire sur la circulation en mer Égée.

2 Matériels et méthodes

2.1 Les équations primitives

Le modèle CROCO permet de résoudre numériquement les équations primitives de conservation de la quantité de mouvement (équations de Navier-Stokes), l'équation de continuité, les équations de conservation de la chaleur et du sel ainsi que l'équation d'état de l'eau de mer à partir de TEOS10 (Thermodynamic Equation of Seawater 2010). Pour résoudre ces équations certaines approximations sont posées pour ce modèle :

- Hypothèse d'incompressibilité : on considère que la masse volumique de l'eau de mer n'est pas fonction de la pression. Cette hypothèse est justifiée par le fait que la masse volumique de l'eau de mer ne varie que très peu avec la pression.
- Hypothèse hydrostatique : la 3ème équation de la conservation de la quantité de mouvement (sur la verticale) est simplifiée de sorte que l'on considère qu'il existe un équilibre entre le gradient de pression et la gravité. En première approximation, les autres forces sont négligées car très petites devant cet équilibre.
- Hypothèse de Reynolds : pour pouvoir s'affranchir de l'indétermination de la turbulence, plutôt que de considérer des vitesses instantanées, on recherche une vitesse moyennée dans le temps telle que $u = \bar{u} + u'$ avec $\bar{u}' = 0$, où \bar{u} est la moyenne temporelle et u' est la variabilité autour de cette moyenne. On traite cette turbulence comme une viscosité dont on peut déterminer les coefficients A (coefficients d'échanges turbulents). On considère ces coefficients dépendants de l'écoulement mais on néglige les variations spatiales. Les termes turbulents prennent alors une forme identique aux termes de frottements moléculaires. Cependant, là où les coefficients de frottements moléculaires sont une propriété du fluide, les coefficients d'échanges turbulents sont une propriété de l'écoulement. On établit une distinction entre les coefficients horizontaux A_h et verticaux A_z .
- Approximation de Boussinesq : on considère la densité de l'eau de mer ρ comme étant la

somme d'une constante ρ_0 et d'une variable ρ' fonction de la température, de la salinité et de la pression telle que $\rho(S, T, P) = \rho_0 + \rho'(S, T, P)$. On peut alors réécrire le terme de gradient de pression tel que

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_{\text{atm}}}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g}{\rho_0} \int_z^{\eta} \frac{\partial \rho'}{\partial x} dz,$$

avec P la pression, P_{atm} la pression atmosphérique, η la hauteur de la surface libre, et g l'accélération de la pesanteur. Les 2ème et 3ème termes de droite représentent respectivement la contribution barotrope et barocline du gradient de pression.

Ainsi les équations de conservation de la quantité de mouvement (1, 2 et 3), l'équation de continuité (4), les équations de conservation de la chaleur (5) et du sel (6) et l'équation d'état de l'eau de mer obtenue avec TEOS10 (7) deviennent dans un repère cartésien :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + fv + A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - fu + A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} = -g \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} T = -\frac{\partial \bar{T}' u'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{T}' v'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{T}' w'}{\partial z} + \frac{H_c}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} S = -\frac{\partial \bar{S}' u'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{S}' v'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{S}' w'}{\partial z} \quad (6)$$

$$\rho = \rho(S, T, P) \quad (7)$$

Avec S la salinité, T la température, f le facteur de Coriolis, A_h et A_z les coefficients d'échanges turbulents horizontaux et verticaux, H_c le flux solaire incident, C_p le coefficient de chaleur massique, $I(z)$ la fraction du flux qui arrive à la profondeur z . On remarque que la composante w de la vitesse est une variable diagnostique car elle n'apparaît pas dans la 3eme équation de la conservation de la quantité de mouvement, mais est déduite de l'équation de continuité (4). En réalité, CROCO utilise par défaut la diffusivité numérique pour simuler la turbulence. Il n'existe pas de solution analytique donc des solutions numériques sont déterminées en discrétilisant ces équations aux dérivés partielles. Ces équations discrétilisées (selon divers schémas numériques) sont résolues en chaque point d'une maille préalablement formée. On obtient les conditions initiales et les conditions aux frontières à partir de bases de données et on peut alors calculer l'état de l'océan au temps $t+1$.

2.2 Caractéristiques du modèle CROCO

2.2.1 Bases de données et grille

CROCO est un modèle océanique français issu du modèle ROMS permettant de résoudre les équations primitives. Il est essentiellement écrit en Fortran et en C et utilise des entrées et sorties de fichiers netcdf. C'est la partie modèle. Mais le modèle a besoin de données et d'outils pour analyser les données et on utilise les librairies de CROCOTOOLS afin d'implémenter la topographie, la taille des cellules, les flux de chaleur aux frontières, ect. C'est la partie préprocessing. Ainsi plusieurs bases de données sont utilisées et appelées à partir des CROCOTOOLS.

La base de données "Smith and Sandwell" est téléchargé afin d'obtenir la bathymétrie avec une résolution de 2 minutes. Le fichier make_grid.m va chercher dans cette base de données pour créer un fichier croco_grd.nc correspondant à la grille de calcul de notre zone d'étude. La grille utilisé par le modèle CROCO est une grille d'Arakawa C (Figure 1a). Cette grille permet de calculer toutes les variables au centre de la maille a l'exception des composantes horizontales de la vitesse qui sont calculées aux bords de la maille. Cela permet d'obtenir un scéma numérique plus stable en considérant des bilans d'entrées et de sorties. Pour la coordonnées verticales, il existe plusieurs systèmes de coordonnées (z-level, coordonnées sigma, coordonnées isopycnales) avec chacune des avantages et inconvénients. Ici c'est la coordonnée sigma qui est utilisée (Figure 1b). Celle-ci permet de conserver un nombre de maille constant sur la verticale en épousant le fond. ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere

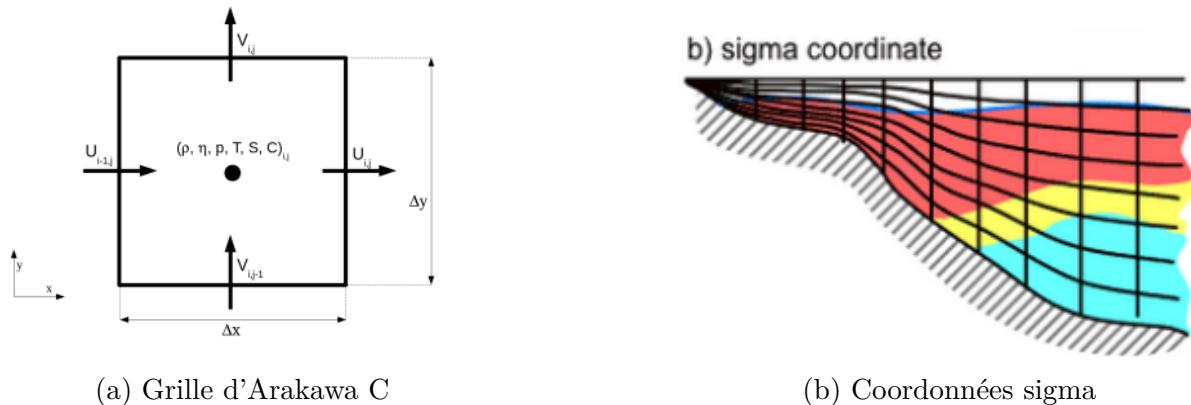


FIGURE 1 – Caractéristiques de la grille (images issues du cours de REDP de Melika BAKLOUTI

Data Set) est une base de données regroupant les forçages à l'interface air-mer depuis 1800. A partir du fichier make_forcing.m on obtient les différents forçages (flux air-mer, quantité de mouvement, radiation solaire, bilan évaporation/précipitation, ect) issus de cette base de données. Les fichiers croco_frc.nc et croco_oa.nc sont les fichiers de sortie pour établir les différents forçages de notre zone d'étude.

WOA09 (World Ocean Atlas 2009) est une base de données de variables mesurées in situ telle que la température, la salinité, l'utilisation apparente d'oxygène, ect. Pour créer les condi-

tions initiales de notre modèle et les conditions aux frontières le fichier make_clim.m va piocher dans ce set de données et produire respectivement les fichiers croco_clim.nc et croco_ini.nc. Ainsi à partir de ces données on peut déterminer la quantité de mouvement initiale en utilisant la méthode dynamique : on détermine la vitesse du courant en considérant un équilibre géostrophique jusqu'à une certaine profondeur ($h_{\text{ref}} = 1000\text{m}$ par défaut mais on la fixe à 500m au vu de la zone étudiée). Ainsi les vitesses sont calculées à partir de la température et de la salinité.

2.2.2 Conditions CFL

Le critère de Courant Friedrichs-Lowy (CFL) est un critère qui doit être strictement respecté pour assurer la stabilité du modèle numérique. Celui-ci dispose que la distance parcouru par un processus au cours d'un pas de temps doit être inférieure à la longueur d'une maille. En une dimension la condition CFL s'écrit :

$$u \frac{\Delta t}{\Delta x} < 1 \quad (8)$$

avec Δx la taille d'une maille et Δt le pas de temps. La taille de la maille est fixée lors de la création de la grille donc seul le pas de temps peut être modulé pour que le processus de vitesse u puisse rentrer dans les conditions CFL. En pratique cette condition va s'appliquer pour les processus les plus rapides de l'océan à savoir les ondes longues de gravité d'une vitesse de phase $c = \sqrt{gh}$ avec g l'accélération de la pesanteur et h la profondeur. Pour éviter un coût de calcul trop important, le modèle CROCO (comme la grande majorité des modèles) utilise la méthode du time-splitting : le temps est séparé en pas de temps interne et externe avec $\Delta t_{\text{ext}} < \Delta t_{\text{int}}$. Sur le Δt_{ext} (qui rentre dans les conditions CFL) le modèle calcule les processus rapides en utilisant les équations shallow-water. Sur le Δt_{int} le modèle calcule toutes les autres variables en utilisant les équations primitives. Ainsi pour une grille à 2 dimension la condition CFL s'écrit :

$$\Delta t_{\text{ext}} \leq \frac{1}{\sqrt{gh}} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{(\frac{-1}{2})} \quad (9)$$

2.3 Paramètres du modèle

2.3.1 Modèle basse résolution

Le choix a été fait de se concentrer sur le nord de la mer Égée afin d'étudier son évolution en absence d'arrivée d'eau par la mer Noire. De plus, au vu de la résolution de notre grille, les multiples petites îles au sud de la mer Egée aurait probablement créé des problèmes lors de la résolution du modèle. Les coordonnées de la zone étudiées (système de projection WGS84) sont regroupées dans le tableau (1).

Lat min	Lat max	Long min	Long max
38.5°N	41°N	22.5°E	27°E

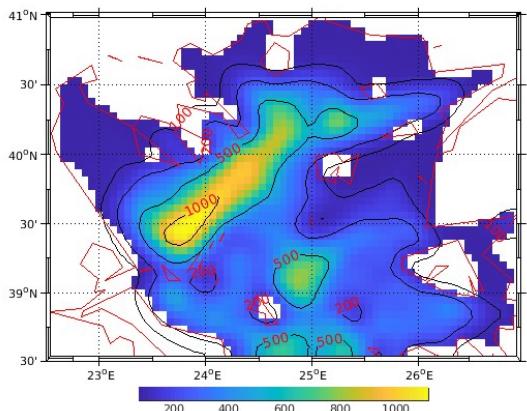
TABLE 1 – Coordonnées WGS84 de la zone d'étude

Le choix a été fait d'avoir une résolution initiale relativement faible afin d'avoir rapidement une sortie à étudier et s'assurer que cette première prise en main de CROCO était fructueuse. Les paramètres spatiaux sont regroupés dans le tableau (2). Avec LLm et MMm le nombre de mailles en x et en y, dx et dy les tailles des mailles en x et en y et N le nombre de maille en coordonnées sigma. On précise que toutes les frontières sont fermées sauf le sud et que le niveau de référence pour l'équilibre géostrophique est fixé à -500m (niveau moyen autour de la frontière ouverte). Toutes ces informations sont établies dans les fichiers crocotools_param.m et cppdefs.h.

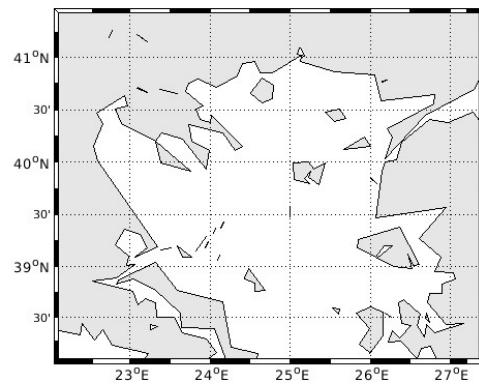
Résolution ($^{\circ}$)	LLm	MMm	dxmin (km)	dxmax (km)	dymin (km)	dymax (km)	N
1/15	66	48	5.5905	5.7982	5.5969	5.7961	32

TABLE 2 – Paramètres spatiaux du modèle basse résolution

Le masque du modèle a été modifié afin de lisser au maximum les côtes et les îles pour éviter des aberrations au regard de la faible résolution de notre modèle (Figure 2a).



(a) Bathymétrie



(b) Zone modélisée

FIGURE 2 – Bathymétrie et masque de la zone modélisée

Les paramètres temporelles du modèle ont ensuite été déterminés à partir de l'équation (9). On trouve d'abord le pas de temps externe puis le pas de temps interne tel que $\Delta t_{\text{int}} = \Delta t_{\text{ext}} \times \text{NDTFAST}$ avec NDTFAST le nombre de boucle externe pour une boucle interne. On fixe NTIMES le nombre d'itérations pour obtenir 1 mois et NRST pour indiquer à quelle itération prendre les fichiers de sortie pour déterminer les conditions initiales du prochain mois. On indique également dans NAVG la fréquence de calcul des valeurs moyennes des variables. Toutes ces paramètres sont indiqués dans les fichiers croco.in et run_croco.bash pour la bonne exécution du modèle. On regroupe ces informations dans le tableau (3).

$\Delta t_{\text{ext}}(\text{sec})$	$\Delta t_{\text{int}}(\text{sec})$	NDTFAST	NTIMES	NAVG	NRST
12	720	60	3600	360	3600

TABLE 3 – Paramètres temporelles du modèle basse résolution

Par la suite, la durée de la simulation a été fixée à 10 ans afin d'avoir une période exploitable suffisamment longue. Le cluster de calcul de l'OSU Pytheas a permis de faire tourner ces modèles et la visualisation graphique des sorties a été faite sur Matlab.

2.3.2 Modèle à plus haute résolution

Une tentative d'un modèle à plus haute résolution a été faite mais celui-ci a rencontré des erreurs que l'on développera par la suite. On indique ici les paramètres spatiaux-temporels du modèle dans les tableaux (4) et (5).

Résolution ($^{\circ}$)	LLm	MMm	dxmin (km)	dxmax (km)	dymin (km)	dymax (km)	N
1/30	134	97	2.7953	2.8991	2.7969	2.8986	32

TABLE 4 – Paramètres spatiaux du modèle haute résolution

$\Delta t_{\text{ext}}(\text{sec})$	$\Delta t_{\text{int}}(\text{sec})$	NDTFAST	NTIMES	NAVG	NRST
6	360	60	7200	720	7200

TABLE 5 – Paramètres temporels du modèle haute résolution

3 Résultats

3.1 Diagnostic du modèle basse résolution

Avant de pouvoir analyser les sorties du modèle, il convient d'abord de préciser à partir de quand celui-ci se stabilise. En effet, à partir des conditions initiales il faut un certain temps pour que les différentes variables atteignent un équilibre et oscillent autour de la moyenne (ligne rouge). A partir de la figure (3) on voit que le volume, l'énergie cinétique et la température se stabilisent très rapidement là où la salinité met beaucoup de temps à atteindre son équilibre. On considère alors que les sorties sont exploitables à partir de l'année 4 de simulation.

3.2 Effet de l'absence du détroit des Dardanelles

Le choix a été fait de comparer notre modèle avec ceux de [Tzali et al., 2010] dans lequel 4 modèles sont présentés avec différents paramètres d'arrivée d'eau depuis le détroit des Dardanelles. L'expérience 1 présente un modèle avec un inflow de 622km³/an et un outflow de 311km³/an. Pour l'expérience 2 on a un inflow de 1311km³/an et un outflow de 1010km³/an. Enfin les expériences 3 et 4 reprennent les valeurs de l'expérience 2 mais avec respectivement une absence de saisonnalité et une amplitude dans la saisonnalité de +50%. On peut alors comparer avec notre modèle en absence d'entrée et de sortie depuis le détroit des Dardanelles. Premièrement on aperçoit sans surprise des différences de salinité très importantes entre les différents modèles (Figure 5). En effet la mer Noire dispose d'une salinité moyenne de 15psu. Avec des débits de cet ordre de grandeur l'influence sur la salinité en mer Égée est significative.

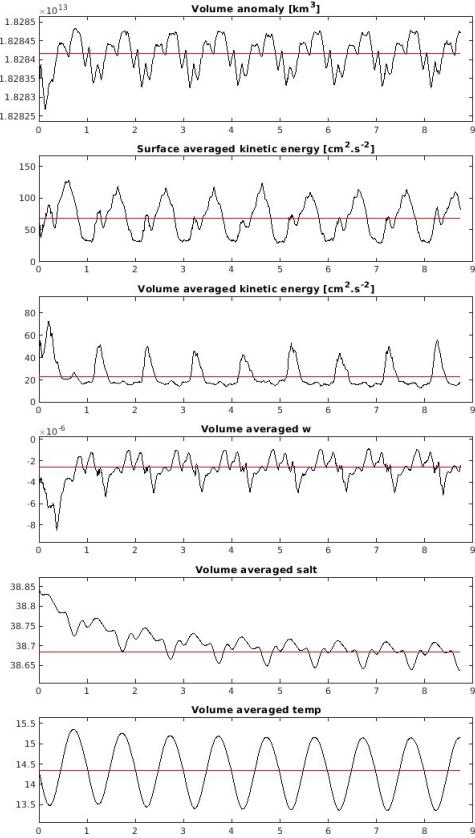


FIGURE 3 – Diagnostic du modèle basse résolution

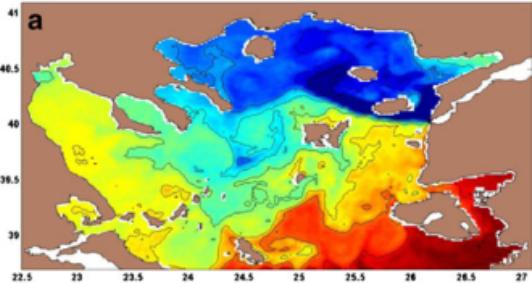
On remarque cependant que le sud-est de la mer Égée septentrionale n'est que peu impacté avec des salinités moyennes autour de 38.5 psu dans les 2 modèles.

On remarque également que les différences de salinité entre les 2 modèles sont bien plus importantes en hiver, soit pendant la période de formation des eaux profondes autour de l'île de Rhodes. On peut supposer que l'absence d'inflow accélérerait encore plus la formation des eaux levantines intermédiaires.

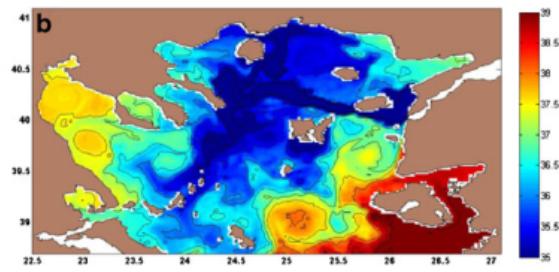
3.3 Modèle à plus haute résolution

Comme dit précédemment, une tentative d'un modèle à plus haute résolution a été faites mais celui-ci n'a tourné que pendant 31 itérations. On remarque dès la première itération (Figure 5a) une très forte élévation de la surface libre dans la baie au nord du détroit des Dardanelles de l'ordre de 10cm avec une variation de +10cm à -5cm sur une longueur de moins de 1 degrés en longitude. On a donc une accumulation d'eau au fond de cette baie qui ensuite se déverse au cours des itérations suivantes et cela engendre des vitesses de courants très importantes. A la 31eme itération on a obtenu des vitesses de courant de plus de 140m/s ce qui a provoqué l'arrêt du modèle considérant qu'il calculait des valeurs aberrantes.

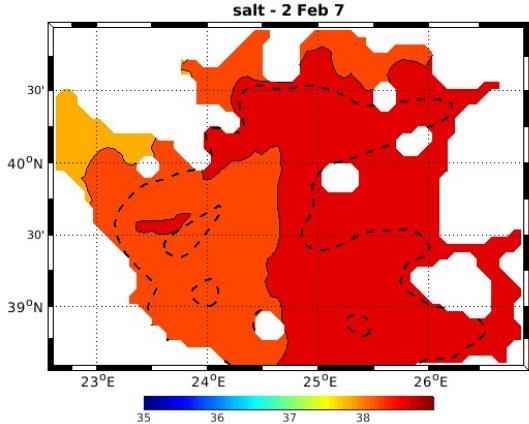
Notre hypothèse est qu'une onde de gravité s'est retrouvé piégé dans cette baie dû à sa dimension et à sa profondeur et est entré en résonance (comme on peut le retrouver dans la baie de Fundy où les marnages les plus importants sont enregistrés). Cela aurait accumulé de



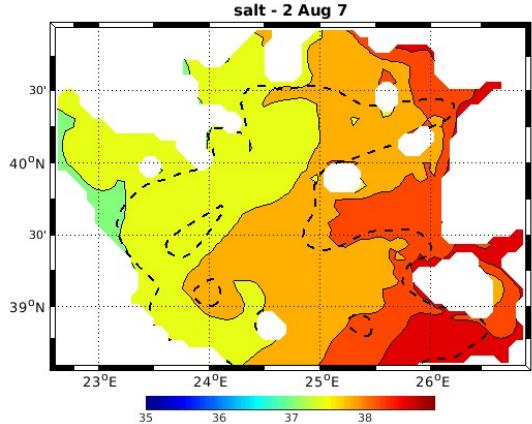
(a) Salinité en février. Exp 3



(b) Salinité en août. Exp 3



(c) Salinité en février



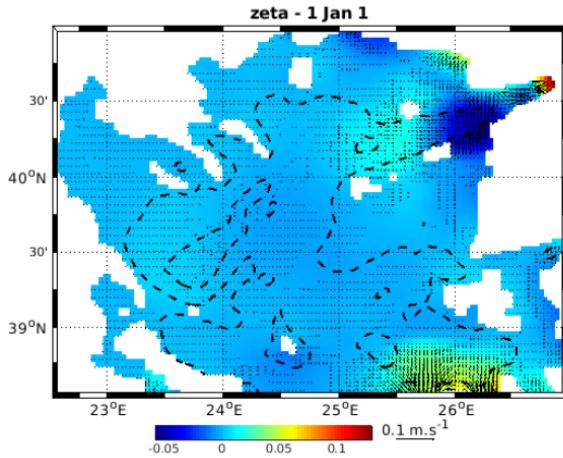
(d) Salinité en août

FIGURE 4 – Salinité en février et en aout issue d'un modèle avec inflow et outflow (a et b) et en absence d'inflow et outflow (c et d)

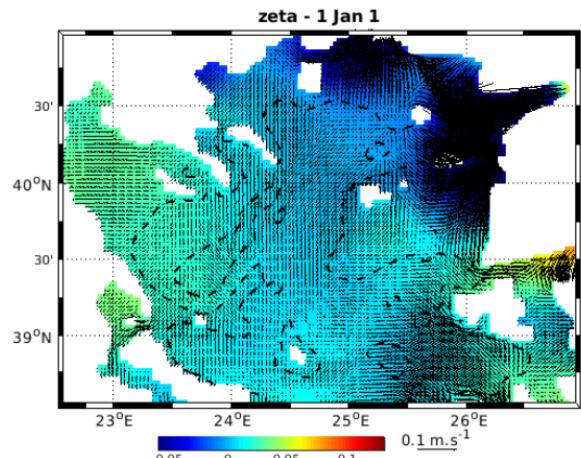
l'eau au fond de la baie et créé cette hauteur de surface libre. Pour tester cette hypothèse, on pourrait essayer de modifier certains paramètres de lissage (h_{min} , h_{max} , $rtarget$, ect) pour modifier la bathymétrie de la baie et tenter de casser ce phénomène de résonance s'il existe. On pourrait également lisser manuellement la baie lors de la création du masque et voir ce qu'il se passerait.

4 Discussion

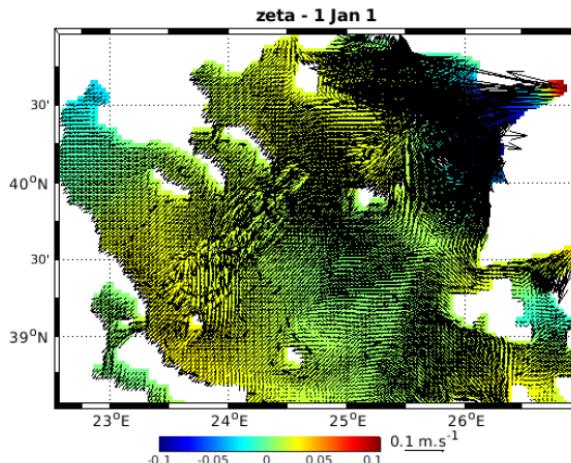
Au regard des différences de valeurs de salinité au sud des différents modèles (Figure 5), on peut se poser la question du réel impact de l'inflow de la mer Noire dans toute la mer Egée. Un modèle sur toute la mer Egée où même sur le méditerranée orientale pourrait nous renseigner plus efficacement. On se pose cependant la question de la pertinence de comparer notre modèle avec ceux de [Tzali et al., 2010]. En effet au regard de la figure (6) on voit que l'énergie cinétique au sein de notre modèle est environ 2 fois plus importante que l'énergie cinétique au sein des modèles cités. On met fortement en doute l'effet du seul détroit des Dardanelles sur une telle différence d'énergie au sein de la mer Égée malgré le fait que l'énergie cinétique soit directement reliée à la masse. On suppose que la résolution ($1/60^\circ$ pour les modèles cités) et les différents paramètres tels que les modèles de fermeture de la turbulence sont en grande partie responsable



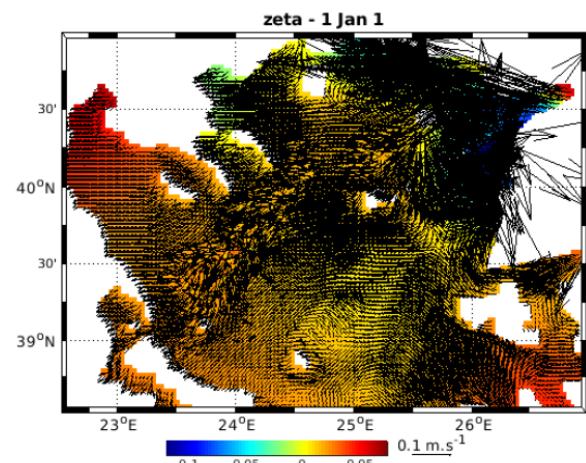
(a) Itération 1



(b) Itération 10



(c) Itération 20



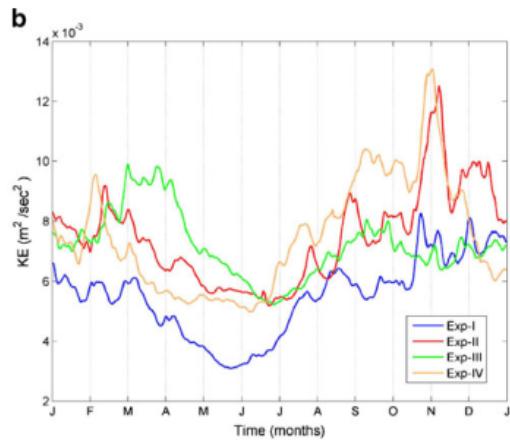
(d) Itération 30

FIGURE 5 – Elevation de la surface libre (en m) et vitesse des courants sur les 30 premières itérations du modèle à plus haute résolution

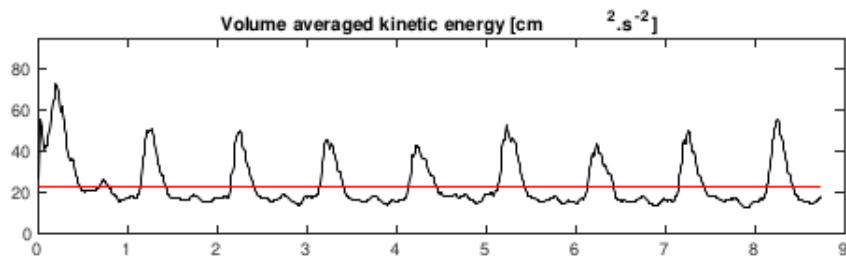
de cet écart.

5 Conclusion

Ce modèle nous a permis d'étudier la circulation en absence de flux entrant et sortant de la mer Noire et de le comparer à d'autres modèles. Pour une première prise en main du modèle océanique CROCO, quelques soucis se sont posés mais ils nous ont permis de rester critique. Ces outils sont très puissants mais il convient de particulièrement s'intéresser aux paramètres utilisés pour implémenter ces modèles. Afin d'approfondir cette étude, on se propose d'étudier l'impact de la mer Noire à une échelle plus grande, avec une meilleure résolution et en mettant l'accent sur les paramètres de lissage afin d'éviter des situations aberrantes.



(a) Energie cinétique des différentes expériences



(b) Energie cinétique de notre modèle

FIGURE 6 – Energie cinétique moyenne des différents modèles

Références

[Tzali et al., 2010] Tzali, M., Sofianos, S., Mantzaifou, A., and Skliris, N. (2010). Modelling the impact of black sea water inflow on the north aegean sea hydrodynamics. *Ocean Dynamics*, 60(3) :585–596.