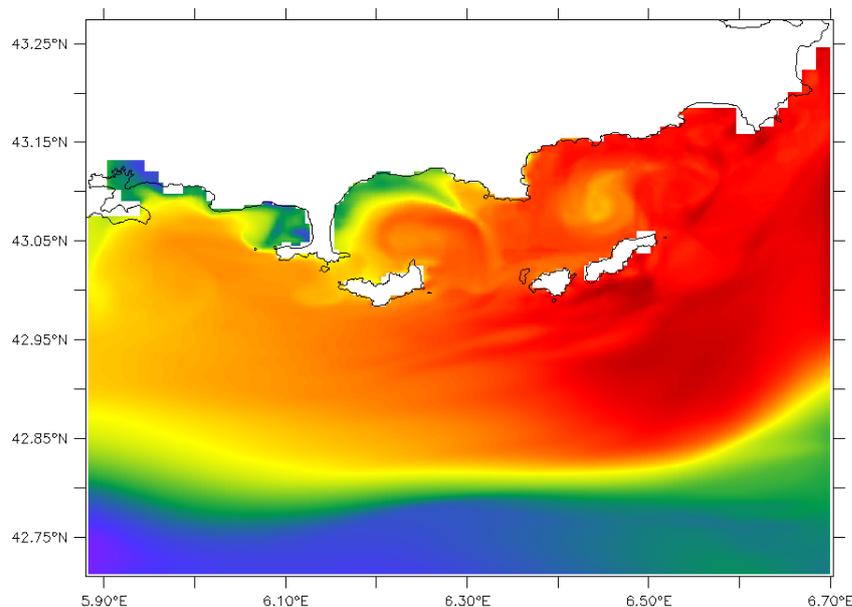


SIMULATIONS NUMÉRIQUES DE LA CIRCULATION AUTOUR DES ÎLES D'OR



Température de surface moyenne du 26 mars 2015.

Présenté par

SAUVAGE César

30 Septembre 2015

Anne MOLCARD, Enseignant-Chercheur Maître de stage
Yann OURMIERES, Enseignant-Chercheur Maître de stage
Olivier DELESTRE, Enseignant-Chercheur Tuteur académique

Remerciements

Je tiens à remercier particulièrement mes encadrants Yann Ourmières et Anne Molcard qui m'ont aidé et conseillé tout au long de ce stage et avec qui j'ai pu apprendre énormément de choses. Je voudrais remercier Amandine Declerck pour son aide mais aussi Jeremy Mansui, avec qui j'ai partagé le bureau et qui ont fait que ce stage se déroule dans une bonne ambiance. Merci également à Camille Mazoyer pour son aide. Merci à Fabienne, Sébastien, Céline, Julien, Didier et à tous les membres du laboratoire MIO que je n'aurai pas cité pour leur accueil et les bons moments passés à l'heure du déjeuner.

Pour finir, je tiens à remercier Marcello Magaldi et Roberta SciaScia pour leur aide, leur disponibilité et leur accueil au sein du *Consiglio Nazionale delle Ricerche* à Lerici.

Résumé

L'objectif principal de notre étude est de développer une configuration avec un modèle numérique de circulation océanique au large de Toulon afin d'améliorer la connaissance de la circulation côtière dans cette zone en utilisant une approche non-hydrostatique.

La validation de notre modèle utilisant l'approximation hydrostatique s'est faite à l'aide d'une configuration déjà en place sur ce domaine avec un autre modèle largement utilisé et validé dans la communauté océanographique ainsi qu'avec des observations radars haute fréquence. Cette étape a permis la mise en évidence de différences de circulation de surface proche des côtes pouvant être liées à l'utilisation de différents schémas de mélange verticaux ainsi qu'une gestion différente de la viscosité turbulente.

Enfin, les comparaisons des simulations hydrostatique et non-hydrostatique n'ont pas montré de différences significatives. Pas plus de structures proches des côtes n'ont été observées ce qui pourrait indiquer que notre résolution spatiale est encore trop basse pour pouvoir observer l'impact du non-hydrostatique.

Mots clés : Océanographie physique, modélisation, hydrostatique, non-hydrostatique, MITgcm, Courant Nord, Toulon

Abstract

The main goal of our study was to use a numerical ocean circulation model offshore of Toulon in order to improve the knowledge of the coastal circulation using non-hydrostatic approach.

Our model using hydrostatic approximation was compared to high frequency radar observations and an other numerical model, widely used and validated by the oceanography community, already existing on the same area , in order to be validated. During this step, differences arised on sea surface circulation near the coast which could be due to the use of different vertical mixing schemes and a different parametrization of the turbulent viscosity.

Finally, comparison between hydrostatic and non-hydrostatic showed only few differences. Not so many changes in the circulation were observed near the coast which could show that our spatial resolution is still to low to observe the impact of the non-hydrostatic.

Keywords : Physical oceanography, modelling, hydrostatic, non-hydrostatic, MITgcm, Northern current, Toulon

Table des matières

I	Introduction	9
	I.0.1 MIO : Institut Méditerranéen d’Océanologie	9
	I.0.2 Projet PREVENT	9
II	Caractéristiques de notre zone d’étude	11
	II.0.3 Circulation générale de la méditerranée	11
	II.0.4 Golfe du Lion	14
	II.0.5 Iles d’Or	15
III	Développement de la configuration MITIDOR	17
	III.1 Système d’équation	17
	III.1.1 L’équation de continuité	17
	III.1.2 Les équations du mouvement	17
	III.1.3 Les équations de conservation de la chaleur et de la salinité	18
	III.1.4 Discrétisation spatiale de notre domaine	18
	III.2 Paramétrisation du modèle	20
	III.2.1 Configuration NIDOR192	20
	III.2.2 Grille et bathymétrie	21
	III.2.3 Frontières ouvertes	21
	III.2.4 Conditions initiales	23
	III.2.5 Forçage atmosphérique	23
	III.2.6 Viscosité et mélange vertical de notre modèle	24
	III.2.7 Parallélisation	25
IV	Analyse des résultats	27
	IV.1 Validation hydrostatique : observation radar et comparaison NIDOR	27
	IV.2 Comparaison non-hydrostatique	38
V	Conclusion	43
A Transports (m³/s)		45
B Manuel MITgcm		47
Bibliographie		65
Table des Figures		67
Liste des Tableaux		69

I Introduction

L'océanographie représente l'ensemble des sciences consacrées à l'étude des mers et des océans. Elle se découpe en plusieurs branches, l'océanographie chimique, la biologie marine, la géologie marine et l'océanographie physique, c'est cette dernière qui nous intéressera plus particulièrement.

L'océanographie physique a pour objectif l'étude des mouvements et des caractéristiques (température, salinité) des masses d'eau à toutes les échelles de temps et d'espace, et l'étude des interactions entre l'océan et l'atmosphère et leurs impacts sur le climat. Différentes approches sont utilisées pour la compréhension de ces processus. Tout d'abord les observations *in-situ* (campagnes en mer) et satellitaires (radars) permettant de mesurer certaines propriétés de l'eau. Ensuite, l'étude théorique, qui vise à décrire mathématiquement les phénomènes océaniques. Enfin, la modélisation numérique permettant l'évolution dans le temps en trois dimensions de la circulation des océans. Chacune de ces méthodes possèdent ses limites et c'est ce qui en fait leur complémentarité.

I.0.1 MIO : Institut Méditerranéen d'Océanologie

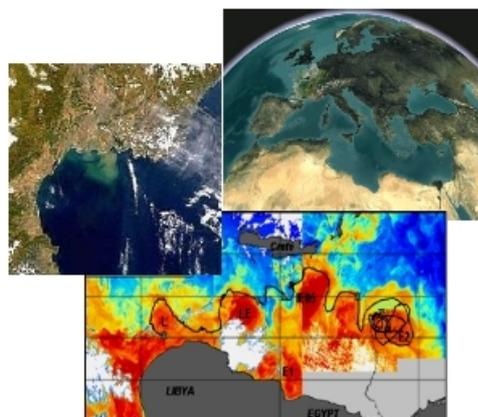
Créé au 1er janvier 2012 le laboratoire MIO regroupe plusieurs centres de recherche en océanologie des universités de Toulon et d'Aix-Marseille, mais aussi du CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) et de l'IRD (Institut Recherche pour le Développement). Avec plus de 200 personnes, le MIO, spécialisé dans la compréhension de la circulation océanique, du fonctionnement des écosystèmes marins ainsi que de la pollution des océans, opère dans des domaines variés.

Cinq équipes de recherche ont été mises en place :

- Equipe 1 : Océanographie Physique, Littorale et Côtière (OPLC)
- Equipe 2 : Chimie Environnementale (CE) Chimie analytique, Physico-chimie et Optique Marines
- Equipe 3 : Microbiologie Environnementale Biotechnologie (MEB)
- Equipe 4 : CYcles BioEochimiques et rôLE fonctionnel des assemblages de micro-organismes planctoniques (CYBELE)
- Equipe 5 : Ecologie Marine et BIODiversité (EMBIO)

Notre étude se déroule au sein de l'équipe 1, OPLC, comprenant 39 personnes, dont la thématique principale est l'océanographie physique.

Nous travaillerons aux côtés d'Anne Molcard et Yann Ourmières enseignant-chercheurs au MIO travaillant sur les problématiques de circulations océaniques dans la Méditerranée Nord Occidentale ainsi qu'Amandine Declerck et Jeremy Mansui doctorants étudiant respectivement à l'aide d'observation et de modélisation la circulation côtière et la distribution des macro-déchets . De plus, en parallèle de notre étude se déroulait un autre stage de master dans le cadre du projet CADOR (Cartographie des déchets Autour des îles D'Or).



I.0.2 Projet PREVENT

Le sujet de notre étude s'inscrit dans le projet de l'université de Toulon PREVENT : **P**Rotectio**n** du littoral méditerranéen : **E**Valua**t**ion, surveillanc**E**, conséque**N**ces, impac**T** économique et sociétal. Ce projet régional est porté par l'axe thématique prioritaire de l'université : Mer Environnement et Développement Durable (MEDD).

PREVENT (PProtection du littoral méditerranéen: Evaluation, surveillance, conséquences, impact économique et sociétal – Application à la Rade de Toulon)

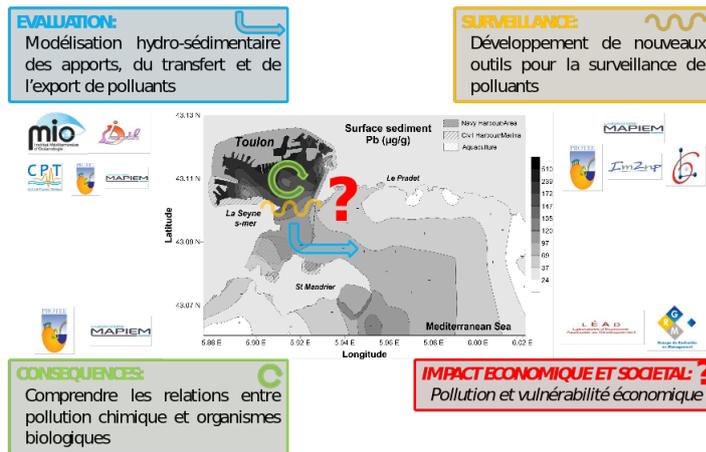


FIGURE 1 – Présentation des différentes actions réalisées dans le projet PREVENT.

PREVENT est un projet pluri-disciplinaires faisant intervenir 8 laboratoires de l'université de Toulon. Prévu pour une durée de trois ans, il vise à évaluer au mieux l'impact de l'anthropisation des zones côtières dans la région méditerranéenne en prenant comme exemple représentatif la Rade de Toulon.

Ce projet se décompose en quatre actions différentes présentées dans la figure 1. L'objet de mon stage se situe dans la première action, l'évaluation. L'objectif est de mettre en place une modélisation de circulation et de transport permettant d'évaluer le transfert, les apports et exports de polluants. Avant de nous intéresser particulièrement à la Rade de Toulon, prévu après ce stage, nous nous focaliserons dans notre étude sur une zone plus grande au large de Toulon.

Dans ce but, nous utiliserons le modèle MITgcm (General Circulation Model). C'est un logiciel libre permettant de simuler l'atmosphère, les océans et le climat via la résolution numérique des équations du mouvement et du transport de chaleur et de salinité. Il est développé par le *Massachusetts Institute of technology* et utilise la méthode des volumes finis. Il permet d'utiliser l'approximation hydrostatique et est l'un des premiers à proposer la formulation non-hydrostatique [Marshall et al., 1997b]. L'approximation hydrostatique est aujourd'hui largement utilisée car permet de gagner du temps de calcul en négligeant les vitesses verticales. En effet, cette approche est justifiée car, à grande échelle, la dimension caractéristique des échelles horizontales (1000 km) est bien supérieure à la dimension caractéristique verticale des océans (1 km). Mais cette hypothèse est-elle toujours valable sur des simulations proches des côtes ou à de plus petites échelles? C'est cette problématique que nous allons étudier durant ce stage.

Nous commencerons par introduire la problématique générale de la circulation globale en mer méditerranée et des modèles numériques déjà réalisés. Nous aborderons ensuite, plus en détails, le système d'équation résolu permettant la modélisation du courant océanique ainsi que les étapes de mise en place de notre modèle à l'aide du modèle MITgcm. Puis, nous présenterons les résultats de nos différentes simulations. Enfin, nous finirons par conclure sur les analyses de nos résultats et les perspectives envisageables.

II Caractéristiques de notre zone d'étude

La compréhension et l'étude des océans passent par de nombreux processus allant de la variation moléculaire au changement climatique et possèdent donc une grande variabilité dans le temps et dans l'espace, comme illustré sur la figure 2. C'est la raison pour laquelle il est impossible d'étudier tous ces processus simultanément. Notre échelle spatio-temporelle se situerait au niveau de l'indication "coastal" sur la figure 2.

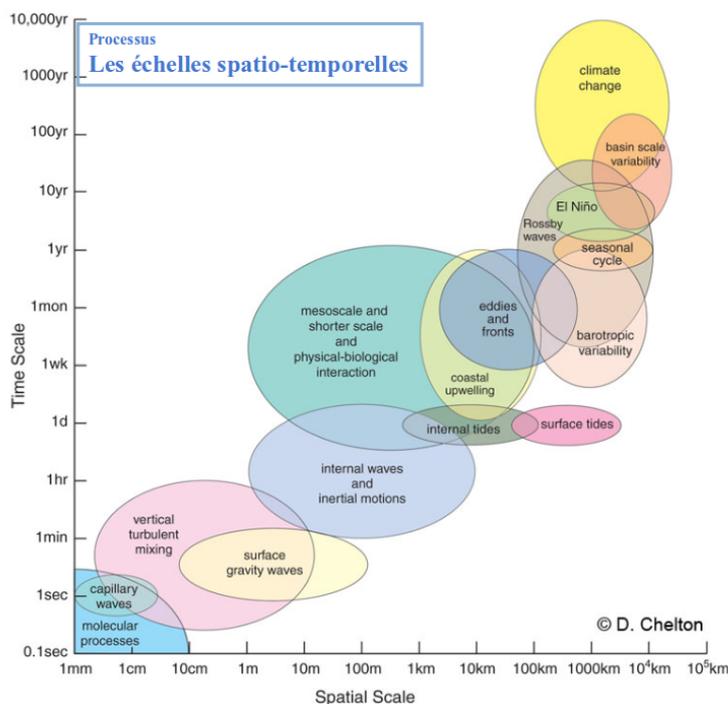


FIGURE 2 – Echelles spatio-temporelles.

Avant de nous intéresser directement à notre zone d'étude qui ne représente seulement quelques dizaines de kilomètres, il est nécessaire de comprendre le fonctionnement de la circulation océanique générale à plus grande échelle.

Les océans sont formés de masses d'eau, qui se déplacent avec des mouvements selon l'horizontale mais aussi selon la verticale. Nous pouvons en distinguer trois : les eaux de surface, de subsurface et profondes ; nous nous intéresserons principalement à la couche de surface. Ces masses d'eau sont caractérisées par leur taux de salinité et leur température, et donc, leur densité. C'est à l'interface océan / atmosphère que la plupart de ces propriétés sont acquises, les changements de température et de salinité qui proviennent ensuite sont dus aux mélanges entre des masses d'eau voisines. Les facteurs atmosphériques principaux qui vont pouvoir influencer ces masses d'eau sont le vent et les flux thermiques. De ce fait, les eaux froides et salées vont plonger au fond des océans alors que les eaux chaudes et dessalées vont circuler à la surface, c'est la circulation thermohaline. Le vent, agissant comme force mécanique à la surface de l'océan, va pouvoir influencer les couches d'eau de surface et de sub-surface. La force de Coriolis, liée à la rotation de la Terre, va entraîner les masses d'eau à tourner dans le sens horaire dans l'hémisphère nord, et anti-horaire dans l'hémisphère sud, formant de larges tourbillons océaniques appelés gyres. Enfin, les interactions avec les côtes et le fond vont aussi influencer les masses d'eau.

II.0.3 Circulation générale de la méditerranée

Le bassin méditerranéen est une mer semi-fermée et s'étend sur près de 2,5 millions de km². Sa seule ouverture se situe au niveau du détroit de Gibraltar large de 14 km et environ 300 m de profondeur, sans quoi nous verrions le niveau d'eau de la mer méditerranée décroître de 0,5 à 1 m par an. En effet, cette mer constitue un bassin d'évaporation dû au climat chaud et sec en été et doux et humide en hiver. Cette perte n'étant pas équilibrée par les précipitations et les apports fluviaux, ce sont les eaux atlantiques qui vont combler ce déficit. La différence de niveau d'eau au détroit de Gibraltar entraîne les eaux de surface atlantique plus chaudes et

dessalées dans le bassin méditerranéen à raison d'1 Sverdrup ($1 \text{ Sv} \approx 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Les vents présents dans le bassin méditerranéen sont des facteurs importants dans la compréhension de la circulation de surface. La figure 3 [Pinardi and Masetti, 2000] représente le stress du vent moyen dans le bassin méditerranéen en hiver. Le stress du vent est la force parallèle à la surface qui est appliquée par le vent sur l'océan ; il est exactement proportionnel à la direction et la force du vent. Nous pouvons dégager de cette figure un des principaux vents qui nous intéresserons : le Mistral, un vent fort et froid qui va souffler dans la direction nord/nord-ouest.

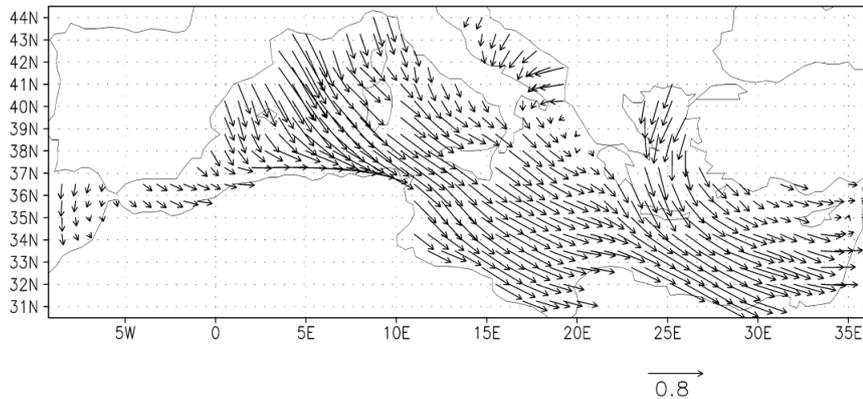


FIGURE 3 – Carte décrivant le stress du vent moyen en hiver en méditerranée (g.cm/s^2) tirée d'un modèle de prévision météorologique de l'ECMWF² [Pinardi and Masetti, 2000].

Plus particulièrement dans notre zone nous nous intéresserons également au vent Marin, un vent fort et humide qui va souffler le long des côtes varoises en direction de l'ouest ainsi qu'à la Tramontane, un vent fort et froid venant de l'ouest/nord-ouest et qui est souvent coïncident avec le Mistral.

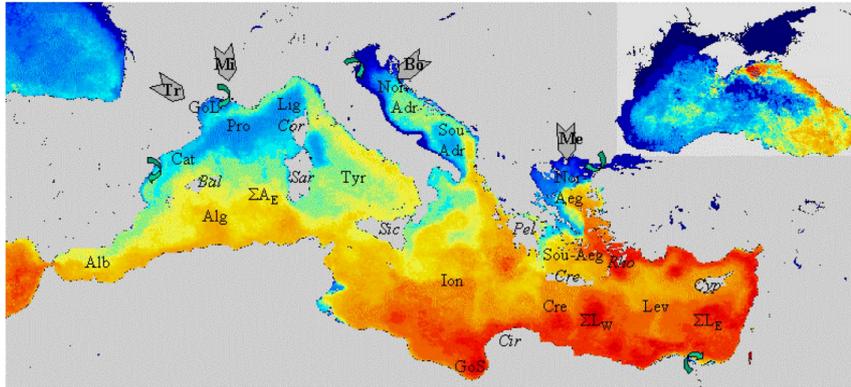
La circulation dans la mer méditerranée est complexe, mais nous connaissons la circulation générale suite à des observations et campagnes en mer mais aussi à des modèles numériques tels que la figure 4(c). Nous pouvons définir deux principaux bassins : occidental et oriental dont la limite fictive se trouverait entre la Tunisie et la Sicile.

Les eaux atlantiques de surface peu salées et donc moins denses pénètrent en surface dans la méditerranée en suivant la côte algérienne et en provoquant des tourbillons qui vont permettre le mélange des masses d'eau et ainsi transformer les eaux atlantiques en eaux méditerranéennes plus froides et plus denses. En considérant ce processus, les eaux atlantiques mettraient de 50 à 100 ans avant de ressortir par le détroit de Gibraltar.

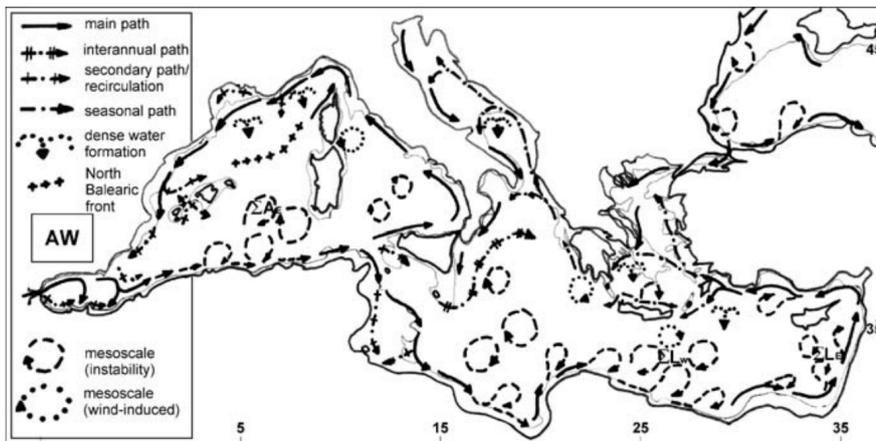
En suivant ces principes, une carte de la température moyenne de surface mensuelle, figure 4(a), [Millot and Taupier-Letage, 2005], nous permet de décrire la circulation dans le bassin. Les températures sont représentatives de l'hiver avec 18°C en rouge dans le bassin oriental, $15/16^\circ\text{C}$ orange au niveau du détroit de Gibraltar, 13°C en bleu dans la région provençale et jusqu'à une dizaine de degrés en bleu foncé (la mer noire a sa propre échelle de couleur). Cependant elle est représentative sur l'année du cheminement des eaux atlantiques dans le bassin méditerranéen.

Le schéma présenté sur la figure 4(b), [Millot and Taupier-Letage, 2005], montre le comportement de ces eaux de surface au travers de la mer méditerranée. La variabilité saisonnière provoque des variations de trajectoires des courants ainsi que la formation de nombreux tourbillons anti-cycloniques bien que la direction principale du courant ne soit pas influencée de façon significative par les changements de saisons. De plus, nous pouvons identifier certains des principaux courants tels que le courant Algérien, le courant Libyo-Egyptien ou encore le courant Nord (Liguro-Provençale) dans le bassin nord-occidental, c'est celui qui nous intéressera dans la suite.

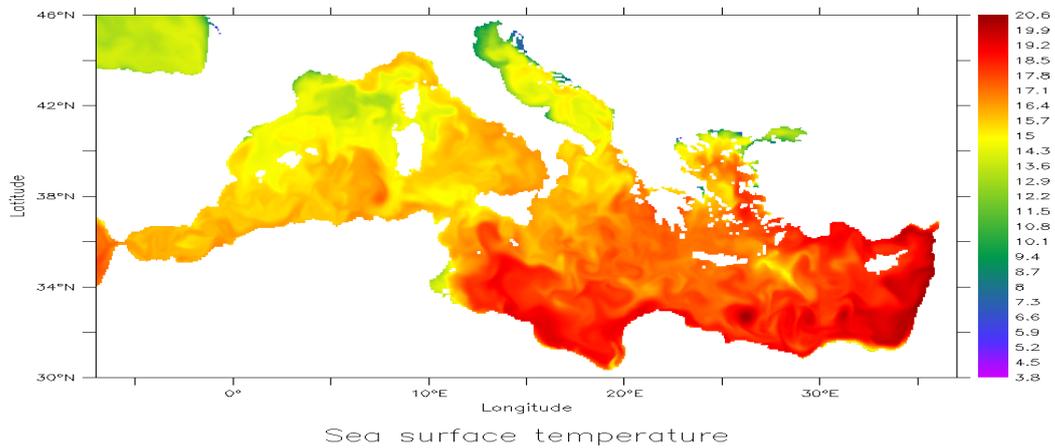
2. European Center for Medium-range Weather Forecasts.



(a) Carte de la température de surface moyenne pour le mois de janvier 1998.



(b) Carte de la circulation générale de surface.



(c) Carte de la température de surface moyenne pour une journée de janvier réalisée par Mercator [Lellouche et al., 2013](°C).

FIGURE 4 – Carte décrivant la circulation océanique en méditerranée.

Abréviation figure 4(a) : **Alb** : Alboran; **Alg** : Algerian; **Tyr** : Tyrrhenian; **Ion** : Ionian; **Cre** : Cretan; **Lev** : Levantine; **Sou-Aeg** : South-Aegean; **Nor-Aeg** : North-Aegean; **Sou-Adr** : South-Adriatic; **Nor-Adr** : North-Adriatic; **Lig** : Ligurian; **Pro** : Provençal; **Cat** : Catalan.
SigmaAE, SigmaLW and SigmaLE représentent les endroits où les tourbillons ont tendances à s'accumuler.
Bal : Balearic Islands; **Sar** : Sardinia; **Sic** : Sicily; **GoS** : Gulf of Syrte; **Cir** : Cirenaica; **Cre** : Crete; **Cyp** : Cyprus; **Rho** : Rhodes; **Pel** : Peloponnese; **Cor** : Corsica; **GoL** : Gulf of Lions.
 Les principaux vents sont indiqués en gris : **Tr** : Tramontane; **Mi** : Mistral; **Bo** : Bora; **Me** : Meltem.
 Les flèches vertes représentent les principaux fleuves : Ebro, Rhone, Po, Black Sea outflow, Nile.

II.0.4 Golfe du Lion

Nous nous intéressons maintenant à la partie nord-occidentale comprenant notre zone d'étude. La figure 5 représente la circulation dans le bassin occidentale plus en détail avec, en rouge, un zoom sur la façade française de la méditerranée nord-occidentale. De nombreuses études de la circulation dans cette zone ont été effectuées, notamment au sein du laboratoire MIO, ([Langlais, 2007], [Ourmières et al., 2011], [Guihou et al., 2013], [Guihou, 2013]). La configuration mise en place, nommé GLAZUR64 utilise le modèle NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean, [Madec, 2008]).

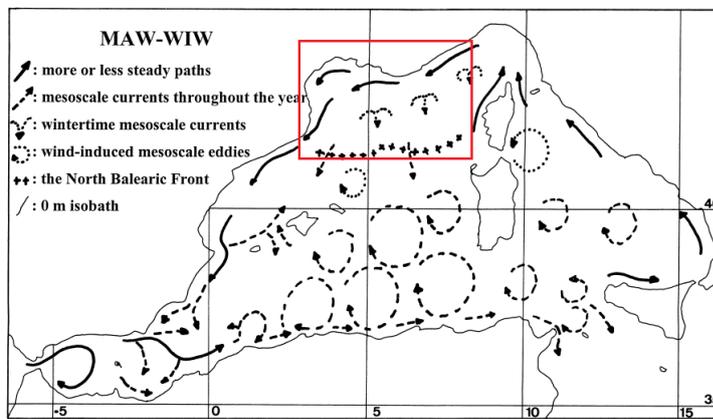


FIGURE 5 – Circulation générale de surface dans le bassin occidentale [Millot, 1999].

La circulation dans cette zone fait apparaître une veine de courant reconnaissable par sa signature thermique plus chaude que les eaux du large, c'est le courant Nord. Il se forme en mer ligure pour ensuite longer les côtes italiennes, françaises et espagnoles pour rejoindre le détroit de Gibraltar. Ce courant est principalement géostrophique, c'est-à-dire qu'il provient des équilibres entre les forces de pressions et la force de Coriolis, soit sur l'axe (x,y) :

$$\begin{cases} -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + f_v = 0 \\ -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - f_u = 0 \end{cases} \quad (1)$$

Avec ρ la masse volumique du fluide, P le terme de pression et f_v (resp. f_u) le terme de Coriolis (voir chapitre III.1) où u et v sont les composantes zonales et méridiennes de la vitesse du courant.

En effet, les fluides sont accélérés des hautes vers les basses pressions et sont déviés par la force de Coriolis.

De part la variabilité saisonnière des courants Est et Ouest Corse, à l'origine de ce courant, le courant Nord sera alors lui aussi sujet à une forte variabilité saisonnière qui va jouer sur sa position et son intensité. En hiver, lorsque le transport dans le canal Corse est le plus élevé le courant Nord se rapproche des côtes en devenant plus étroit, ≈ 25 km, et plus profond, ≈ 450 m. Son transport est maximal, 1,6 Sv, avec des vitesses proches d'1 m/s. Au contraire en été, il est plus large, ≈ 40 km et moins profond, ≈ 250 m avec des vitesses plus faibles, ≈ 0.4 m/s ([Albérola and Millot, 2003], [Guihou, 2013]).

II.0.5 Iles d'Or

Finalement, notre zone d'étude, est située au large de Toulon et de Hyères comprenant les îles d'Or. Des études sur la circulation dans cette zone sont actuellement en cours et font l'objet d'une thèse au laboratoire MIO, réalisée par Amandine Declerck qui s'intitule "Approche numérique et expérimentale pour une meilleure description physique des processus de sub-méso-échelle, application à la mer Méditerranée nord-occidentale". Au cours de sa thèse Amandine Declerck a développé une configuration, nommée NIDOR192, dont le domaine est identique à celui de notre étude en utilisant le logiciel NEMO. Nous utiliserons cette configuration déjà validée comme référence et elle nous servira de point de comparaison pour nos résultats.

L'objet de notre d'étude sera de développer une configuration équivalente à celle de NIDOR192 à l'aide du logiciel MITgcm (**G**eneral **C**irculation **M**odel). L'objectif final étant d'avoir une meilleure approche de la circulation côtière dans cette zone où la circulation est encore méconnue.

Pour valider nos résultats des données de courantométrie de surface par radar haute fréquence maintenues au MIO ([Marmain, 2013],[Guihou et al., 2013]) sont disponibles.

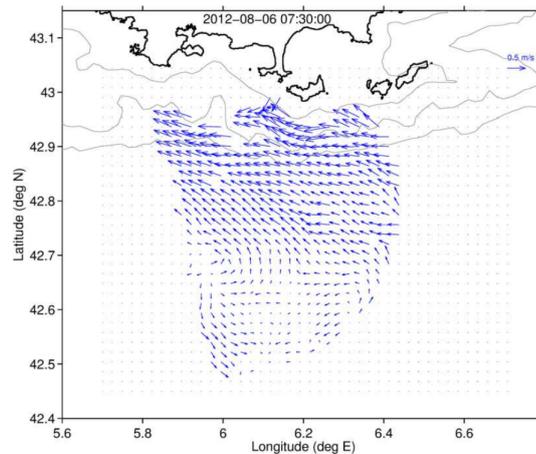


FIGURE 6 – Exemple de carte radar après traitement (issu de [Marmain, 2013]).

Les données émises par les radars sont traitées au MIO, et il est possible de visualiser les données en temps quasi-réel sur le site [<http://hfradar.univ-tln.fr>].

III Développement de la configuration MITIDOR

III.1 Système d'équation

Afin de mieux comprendre la circulation globale des océans des modèles numériques sont mis en place pour simuler les courants océaniques. Cette modélisation est basée sur la résolution numérique d'un système d'équations comportant :

- la conservation de la masse : équation de continuité
- la conservation de la quantité de mouvement : les equations de Navier-Stokes
- la conservation de la chaleur et de la salinité

III.1.1 L'équation de continuité

Nous posons ρ comme étant la masse volumique du fluide en kg/m^3 et $\vec{V} = (u, v, w)$ le vecteur vitesse, où u est la vitesse zonale (Ouest \rightarrow Est, positive vers l'Est), v la vitesse méridienne (Sud \rightarrow Nord, positive vers le Nord) et la vitesse verticale w (Nadir \rightarrow Zénith³, positive vers le Zénith).

En mécanique des fluides l'équation de conservation de la masse est défini par :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{V}) = 0. \quad (2)$$

Ajouté à cela l'hypothèse d'incompressibilité, la masse volumique est conservée pendant le mouvement, soit :

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{\partial \rho}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \vec{\nabla})\rho = 0. \quad (3)$$

D'où, nous en déduisons l'équation de continuité simplifiée :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V} = 0 \text{ soit } \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

III.1.2 Les équations du mouvement

Les équations de Navier-Stokes, développées par Claude Navier et George Stokes au XIX^{eme} siècle ([Navier, 1822], [Stokes, 1846]) forment un système non-linéaire décrivant le mouvement des fluides (air, atmosphère, courants océanographiques, écoulement dans un tuyau, ...).

Ce système est défini de la manière suivante :

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \sum \overrightarrow{Forces}, \quad (5)$$

Différentes forces interviennent alors dans ces équations. Nous pouvons les classer dans deux catégories, les forces primaires qui provoquent le mouvement et les forces secondaires qui résultent du mouvement :

1. Les forces primaires composées des forces internes au fluide qui décrivent la pression atmosphérique et la force de gravité et des forces externes au fluide qui représentent les forces de marées, la force d'entraînement du vent ou encore la force dû à la pente de la surface libre.
2. Les forces secondaires composées de la force de Coriolis qui décrit l'effet de la rotation de la terre et les forces de frottement, de viscosité liées au fluide.

Finalement, on peut écrire :

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \vec{g} + \vec{F}, \quad (6)$$

Nous retrouvons dans l'équation 6 ci-dessus $-\frac{1}{\rho}\nabla p$ le terme de pression, $-2\vec{\Omega} \times \vec{V}$ la force de Coriolis, g la gravité et \vec{F} les autres forces (marée, vent, ...).

3. Le Zénith (resp. Nadir) représente le point le plus haut (resp. bas).

Les termes de cette équation étant non-linéaire on a, par exemple, sur x :

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u \quad (7)$$

Nous pouvons donc alors exprimer selon une projection sur l'axe x,y,z :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega \sin\phi v - 2\Omega \cos\phi w + F_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega \sin\phi u + F_y \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + 2\Omega \cos\phi u - g + F_z \end{array} \right. \quad (8)$$

Avec u, v et w les composantes de la vitesse \vec{V} dans le repère x, y et z. ρ la masse volumique du fluide, Ω représente la vitesse angulaire de la terre avec ϕ la latitude alors que \vec{F} décrit les forces de frottement, viscosité ou bien la marée.

La complexité de ces équations nécessite la mise en oeuvre d'approximations afin de les simplifier. L'hypothèse d'incompressibilité, vu précédemment, en fait parti. Nous retrouvons approximation de Boussinesq qui basé sur le principe d'incompressibilité du fluide et donc de la conservation de la masse volumique nous permettra de remplacer la densité exacte ρ par la densité de référence ρ_0 sauf dans le terme d'accélération de pesanteur, soit :

$$\rho = \rho_0 + \rho'(x, y, z, t) \text{ avec } \rho' \ll \rho_0 \quad (9)$$

Finalement, l'approximation hydrostatique, considérant la profondeur des océans comme étant largement inférieure à son étendue horizontale. De ce fait, l'équation de la composante verticale devient :

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g = 0 \quad (10)$$

Les vitesses verticales sont alors calculées à partir de l'équation de continuité 4 et non indépendamment des vitesses horizontales.

Ces approximations qui sont utilisées dans la plupart des modèles et permettent de simuler la circulation globale, figure 4(c) [Lellouche et al., 2013]. Le modèle NEMO utilise l'approximation hydrostatique, le MITgcm, lui, est un des rares modèles à proposer, en plus de l'utilisation de l'approximation hydrostatique, une approche sans celle-ci, c'est-à-dire non-hydrostatique, équation 8.

III.1.3 Les équations de conservation de la chaleur et de la salinité

Les équations de conservation de salinité et de chaleurs sont mises en évidence par l'équation d'état [Jackett and McDougall, 1995] et on a :

$$\begin{aligned} \text{Température : } \frac{\partial T}{\partial t} &= -\nabla \cdot (TV) + D^T + F^T \\ \text{Salinité : } \frac{\partial S}{\partial t} &= -\nabla \cdot (SV) + D^S + F^S \end{aligned} \quad (11)$$

Avec T la température potentielle, S la salinité, F les termes de frottements et D les termes de turbulence.

Finalement, une fois ces simplifications et approximations appliquées au système, ces équations sont dites primitives.

III.1.4 Discrétisation spatiale de notre domaine

La méthode des volumes finis est utilisée pour résoudre numériquement les équations dans l'espace, [Marshall et al., 1997a]. C'est une méthode conservative, c'est-à-dire que les lois de conservation sont respectées (i.e conservation de la masse). Elle consiste à découper l'espace et le temps en cellule soit $\Delta t = t^{n+1} - t^n$ et $\Delta x = x_{i+1} - x_i = x_{i+\frac{1}{2}} - x_{i-\frac{1}{2}}$. Nous nous intéressons aux indices demi-entier car ils représentent l'interface

entre les cellules, les indices entiers, eux, serviront à approcher la solution. Prenons l'exemple de l'équation 1-D d'advection et de diffusion :

$$\partial_t \theta + \partial_x (u \cdot \theta - K \partial_x \theta) = 0. \quad (12)$$

En considérant, u la vitesse de transport, $\theta(t, x)$ la température et K une constante. On définit un flux $f(\theta) = u \cdot \theta - K \partial_x \theta$.

Il est maintenant nécessaire d'intégrer l'équation 12 en espace et en temps.

$$\int_{t^n}^{t^{n+1}} \int_{x_{i-\frac{1}{2}}}^{x_{i+\frac{1}{2}}} \partial_t \theta + \partial_x f(\theta) dx dt = 0. \quad (13)$$

De plus, nous considérons que nous pouvons approcher les valeurs de θ par des valeurs constantes par morceaux, soit :

$$\theta(t^n, x_i) = \theta_i^n. \quad (14)$$

D'où on obtient finalement, le schéma aux volumes finis suivant :

$$\frac{\theta_i^{n+1} - \theta_i^n}{\Delta t} + \frac{f(\theta_{i+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}}) - f(\theta_{i-\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}})}{\Delta x} = 0. \quad (15)$$

Afin de définir les flux aux interfaces des cellules nous faisons intervenir un flux numérique, F défini par :

$$F_{i+\frac{1}{2}} = F(\theta_i^n, \theta_{i+1}^n) = f(\theta_{i+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}}) \quad (\text{resp. } F_{i-\frac{1}{2}}). \quad (16)$$

De nombreuses méthodes permettent ensuite de décrire au mieux ce flux numérique pour éviter des erreurs d'instabilités.

Discrétisation horizontale

Les points de calculs sur notre grille sont disposés selon le schéma Arakawa-C [Arakawa and Lamb, 1977], figure 7. La température, la salinité, la densité, la pression et la divergence horizontale sont définis au point T. Les points u, v et w représentent les vecteurs vitesses (resp. zonales, méridiennes et verticales) tandis que les points f définissent les points de vorticités.

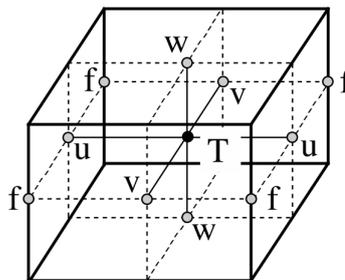


FIGURE 7 – Position des variables sur un point de grille (tirée de [Madec, 2008]).

Discrétisation verticale

La grille verticale quant à elle est définie en coordonnées z , chaque niveau est associé à une profondeur, le fond prend alors une allure "d'escalier", figure III.1.4. Cette configuration peut poser problème lors de forts gradients verticaux, cependant la définition d'un nombre important de niveaux verticaux, 130 dans notre cas, permet de bien décrire la bathymétrie. De plus, les 30 premiers niveaux ont une épaisseur d'1 m nous permettant d'être précis en surface où se trouvent les couches les plus sensibles.

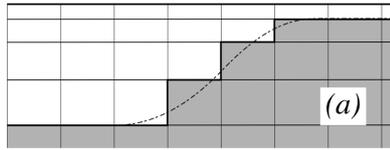


FIGURE 8 – Schéma de représentation des coordonnées z (issu de [Madec, 2008]).

III.2 Paramétrisation du modèle

La mise en place d'un modèle numérique se fait pas à pas et requiert beaucoup de temps. Le choix de chaque paramètre et la configuration des fichiers d'entrées tels que notre bathymétrie ou encore des données météorologiques nécessitent un traitement préalable. La prescription des conditions océaniques aux frontières ouvertes (*Open Boundary Conditions*, OBC) du domaine choisi ainsi que des forçages atmosphériques sont deux éléments importants qui vont majoritairement influencer les résultats de notre modèle. En effet, les OBC vont définir les flux de chaleur, salinité et de courant entrant et sortant du domaine alors que les forçages atmosphériques vont définir le vent, les précipitations, les flux thermiques à la surface ou encore la température et l'humidité de l'air. Tous ces éléments vont contribuer significativement au déplacement des masses d'eau dans notre domaine.

Nous verrons dans cette partie les principales étapes et paramètres modifiés au cours de notre travail. Les codes sources du MITgcm sont écrits en langage Fortran et permettent la résolution des équations vues précédemment. De nombreuses options de paramétrisation sont disponibles, pour plus de détails sur le logiciel MITgcm et notre configuration nous avons réalisé un manuel en annexe B.

III.2.1 Configuration NIDOR192

Le modèle NIDOR192 est réalisée avec NEMO, tableau 1. Il s'agit d'un modèle emboîté, forcé par le modèle GLAZUR64, tableau 1 et figure 9. Cette configuration est dynamique, c'est-à-dire, qu'elle permet la communication d'informations de GLAZUR64 vers NIDOR192 mais aussi, à l'inverse de NIDOR192 à GLAZUR64. De cette manière, les OBC prescrits aux frontières de NIDOR192 sont lues toutes les minutes et permettent donc au modèle de mieux concorder avec celles-ci comme nous pouvons le constater sur la figure 9 où le résultat donnée par NIDOR192 est superposé à celui de GLAZUR64.

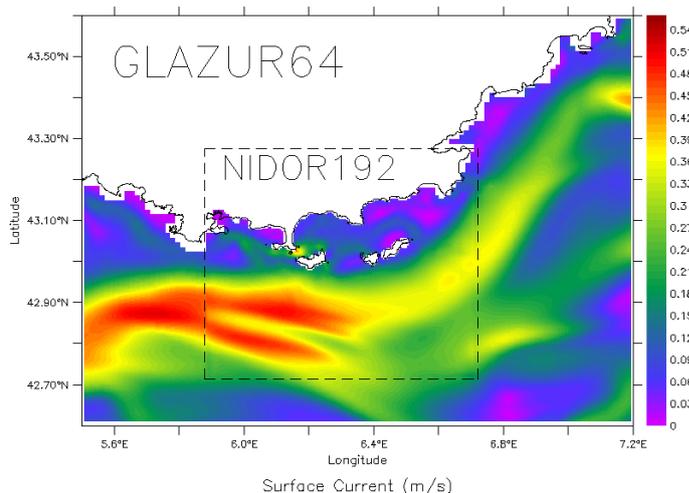


FIGURE 9 – Courant de surface moyenné sur une journée typique d'hiver (m/s).

Les forçages atmosphériques sont donnés par le modèle ARPEGE de Météo France décrit dans la suite. La paramétrisation de notre modèle MITIDOR sur le MITgcm s'est basée sur celle de NIDOR192 afin d'être le plus cohérent possible dans nos comparaisons.

III.2.2 Grille et bathymétrie

La première étape de la conception commence par le choix de notre bathymétrie et de notre grille. Sur la figure 10(a) et 10(b) nous pouvons observer la bathymétrie de notre domaine, avec une profondeur maximale d'environ 2 580m. Notre zone d'étude est définie pour des longitudes comprises entre 5.85°E et 6.71°E et des latitudes comprises entre 42.71°N et 43.27°N. Nous remarquons que notre zone possède de forts gradients verticaux. Ces gradients allant de 0 à 2000 m en quelques km rendent la modélisation de la dynamique particulièrement complexe. La projection Mercator est utilisée pour définir le positionnement de notre grille ainsi que les Δx et Δy . Cette projection est une projection cylindrique conforme, c'est-à-dire qu'elle conserve les angles mais pas les distances. L'espacement entre chaque longitude est constant au 192^{ème} de degré ce qui équivaut à $\Delta Lon \approx 0.005208^\circ$ et $\Delta x \approx 500m$. De plus, notre zone est découpée en 130 niveaux de profondeurs réparties avec : $1m \leq \Delta Z \leq 33m$. Ces données sont résumées dans le tableau 1.

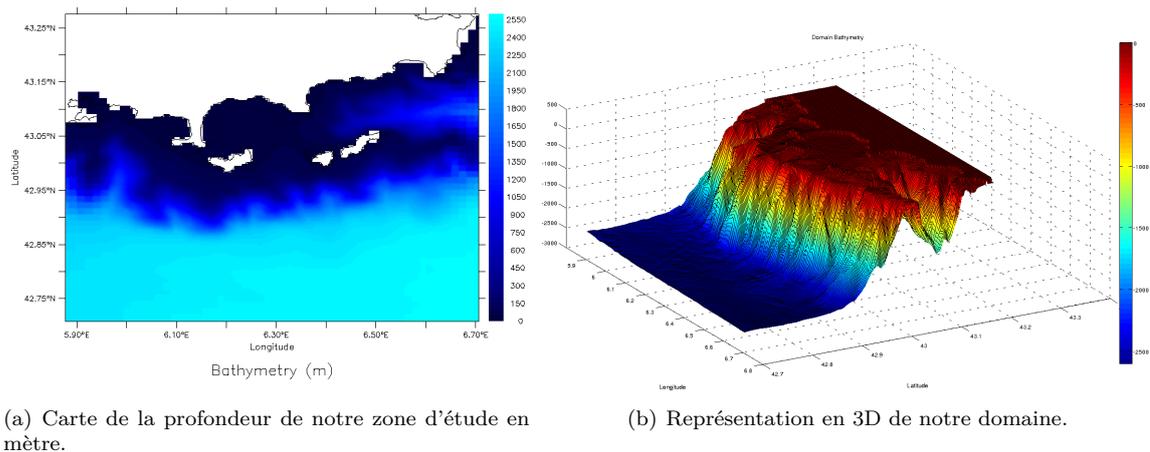


FIGURE 10 – Bathymétrie de notre zone d'étude.

III.2.3 Frontières ouvertes



FIGURE 11 – Emplacements des frontières ouvertes de notre domaine.

Sur la figure 11 sont représentés en rouge les frontières de notre zone d'étude. Trois frontières, à l'est, au sud et à l'ouest seront donc nécessaires pour forcer notre modèle.

Préparation des fichiers de forçages

Afin d'obtenir les conditions aux frontières de notre domaine nous devons récupérer ces informations à partir de simulations effectués sur un domaine plus grand, ici, GLAZUR64, figure 12, déjà effectuées (tableau 1). Comme nous pouvons le constater sur la figure 12 où la configuration GLAZUR64 est superposée sur celle de

Mercator, deux frontières existent, à l'est et au sud. Les forçages atmosphériques sont données par le modèle ARPEGE de Météo France, détaillé dans la suite.

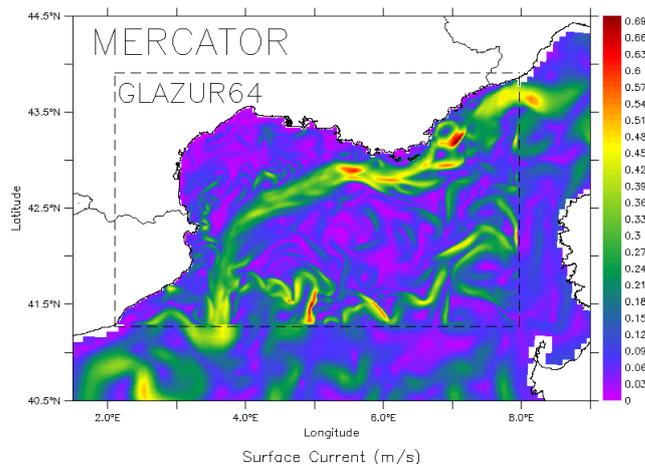
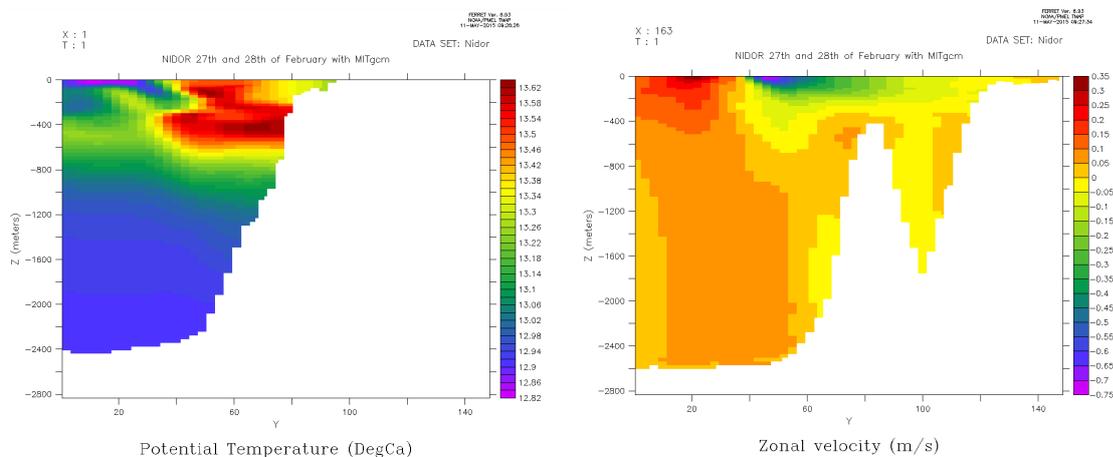


FIGURE 12 – Courant de surface moyennée sur une journée d’hiver (m/s).

Nous avons créé des routines Matlab d’extraction des OBC. En effet, la résolution de notre configuration étant plus fine que celle de GLAZUR64, une interpolation des données extraites doit être effectuée. De plus, une attention particulière doit être donnée aux valeurs attribuées aux points de grille de "Terre", qui selon la gestion des OBC, peuvent engendrer des calculs aberrants. Nous avons décidé, après extraction et interpolation des données, d’extrapoler les valeurs sur les zones de terre et laisser le logiciel appliquer lui-même des masques "Terre/Mer".

Pour pouvoir faire notre simulation nous avons besoin des valeurs de température, de salinité, de vitesse zonale et méridienne, figure 13(a) et 13(b). Sur la figure 13(a) représentant la température à la frontière ouest de notre domaine, nous remarquons la trace du courant Nord plus chaud, qui s’étend plus en profondeur ($\approx 0-600$ m) en se rapprochant des côtes, caractéristique de l’hiver. La figure 13(b) quant à elle, représente la vitesse zonale à la frontière est de notre domaine, le courant Nord circulant d’est en ouest est visible au niveau de la couche de surface avec des vitesses avoisinant les 0.8 m/s.

Ces données nous sont fournis de manière quotidienne par la configuration GLAZUR64, il sera donc nécessaire de régler par la suite certains paramètres afin que notre modèle charge ces données tous les jours, voir le manuel en annexe B.



(a) Coupe verticale de la température de notre domaine à l’ouest en degré celsius (b) Coupe verticale de la vitesse zonale de notre domaine à l’est en m/s

FIGURE 13 – Exemple de frontières ouvertes à l’ouest et à l’est de notre zone d’étude.

Mise en place des frontières

Nos OBC forcées quotidiennement dans notre modèle nécessitent un traitement spécifique sous peine de provoquer des instabilités aux frontières de notre domaine. En effet, la rencontre entre les valeurs prescrites par les OBC et la masse d'eau à l'intérieur de notre modèle peut poser problème et ainsi empêcher le bon déroulement des échanges entre les fluides entrant et sortant du domaine. Ces problèmes sont repérés par des valeurs anormales de température et/ou de vitesse du courant.

Notre zone d'étude met en évidence le courant Nord méditerranéen (courant Ligure) qui rentre à l'est et ressort à l'ouest. Pouvant avoisiner des vitesses d'1 m/s, on peut imaginer, notamment, qu'une mauvaise gestion de la frontière ouest pourrait provoquer des instabilités. Plusieurs méthodes de gestions de OBC sont proposées par le MITgcm, les conditions d'Orlanski [Orlanski, 1976], les conditions de Stevens [Stevens, 1990] et la mise en place d'une "couche éponge".

Les méthodes d'Orlanski et Stevens plus complexes, n'étant pas sous une forme stable dans notre version du MITgcm, nous choisissons la méthode la plus classique, à savoir, ajouter une "couche éponge", plus visqueuse, au niveau de nos frontières afin de faciliter les échanges de fluides. Nous la paramétrons de telle façon à ce qu'elle recouvre dix points de grille, environ 5 km. Elle va "amortir" les valeurs de nos OBC jusqu'au bout de la couche. Le fait de n'avoir seulement que des valeurs quotidiennes n'est pas gênant compte tenu de la relativement faible variabilité journalière du courant Nord.

III.2.4 Conditions initiales

Les conditions initiales sont elles aussi issues de la simulation GLAZUR64. Là encore, une interpolation a été nécessaire, mais cette fois de toute la masse d'eau de notre domaine, soit les 130 niveaux. La figure 14, représentant seulement la surface de notre domaine, nous donne un aperçu d'une condition initiale de température pouvant être utilisée. Les données initiales fournis à notre modèle sont la température, la salinité ainsi que les composantes zonales et méridiennes de la vitesse du courant. Ce type de condition initiale réaliste et équilibrée va permettre au modèle de se stabiliser plus rapidement. De plus, étant tirées du modèle GLAZUR64 dont nous extrayions également le forçage aux frontières, cela nous permet d'entamer notre simulation avec une masse d'eau cohérente dans notre domaine.

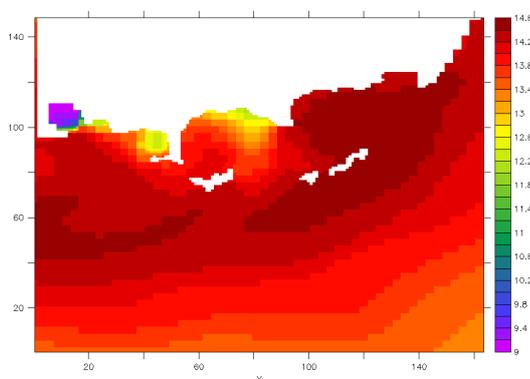


FIGURE 14 – Condition initiale de température de notre domaine.

III.2.5 Forçage atmosphérique

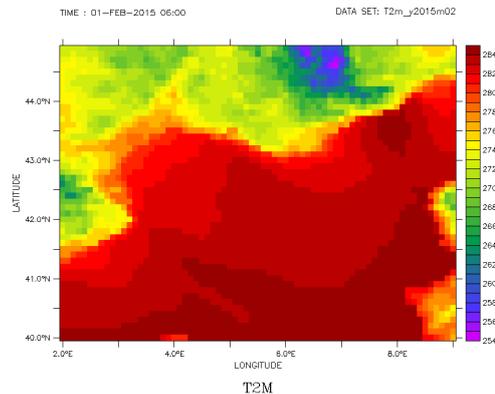
Les forçages extérieurs proviennent quant à eux de données météorologiques Météo France (ARPEGE) qui nous sont fournis sous la forme de moyennes toutes les 3h. Là encore, suivant le même procédé nous avons dû extraire ces données provenant de la même zone illustrée en 11. Pour notre modèle nous avons besoin de la température et de l'humidité spécifique à 2m, les vitesses zonales et méridiennes du vent à 10 m ainsi que des données de flux thermiques (courtes et longues longueur d'ondes de radiation) et de précipitations. Les hauteurs de mesures 2 m et 10 m, sont calculées de façon à ne pas avoir d'erreurs dû aux interférences qui pourraient subvenir plus proche de la surface.

Les forçages extérieurs donnés dans notre modèle toutes les trois heures permettent une assez bonne appréciation des changements atmosphériques pouvant subvenir dans la région. Le modèle de Météo France ARPEGE dont sont extraits ces champs possèdent une résolution spatiale d'environ 9 km. Il est donc nécessaire de procéder à une interpolation des valeurs sur notre grille finale qui est, elle, d'une résolution d'environ 500 m. Deux solutions

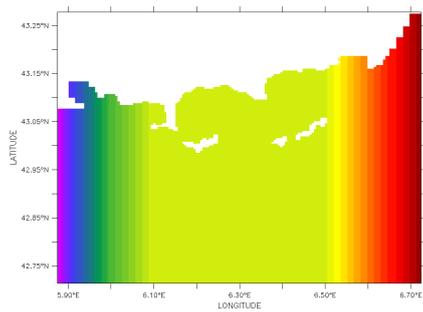
sont alors possibles. La première est d'utiliser la fonctionnalité du MITgcm permettant l'"interpolation-on-the-fly" autrement dit, en lui indiquant les dimensions de la grille en entrée et en lui fournissant les données sans pré-traitement, il s'occupera alors pour nous de faire l'interpolation. Cette solution qui pourrait s'avérer très pratique ne semble pas encore être parfaitement au point dans la version du MITgcm que nous utilisons, comme nous pouvons le voir sur les figures suivantes 15(a) et 15(b) le champs avant et après interpolation.

La deuxième solution, que nous adoptons, est de faire un pré-traitement avec Matlab et donc d'interpoler nous même les valeurs sur notre grille comme le montre la figure 15(c).

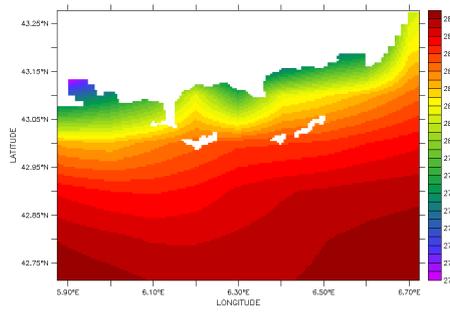
Le stress du vent zonal et méridien, force appliquée par le vent sur la surface de l'eau (N/m^2), ainsi que les échanges de flux à la surface océan/atmosphère sont calculés à partir des équations Bulk [Large and Yeager, 2004].



(a) Température de l'air donnée par le modèle ARPEGE (K).



(b) Température de l'air après utilisation de l'"interpolation-on-the-fly" (K).



(c) Température de l'air après interpolation avec Matlab (K).

FIGURE 15 – Gestion des forçages atmosphériques.

III.2.6 Viscosité et mélange vertical de notre modèle

La viscosité turbulente du fluide est un paramètre important dans la simulation de la circulation générale d'un océan. Pourtant, ce n'est pas une grandeur mesurable contrairement à la viscosité moléculaire, il est donc nécessaire de la paramétrer. Il existe plusieurs méthodes, nous décidons d'employer la méthode de Leith Bi-Laplacien (Δ^2). La méthode en simple laplacien (Δ) ou encore celle de Smagorinski aurait pu être utilisée. Le principe suggéré par cette méthode consiste à donner en paramètre un facteur de grille. Ce qui signifie que si l'on applique un facteur 1, la viscosité sera calculé pour fonctionner à l'échelle de Δx , un facteur 2, fonctionnera alors pour $2 * \Delta x$ et ainsi de suite. De plus, un paramètre limitant une condition de CFL peut être donnée ainsi que différents schémas d'advections de température et de salinité (voir annexe B pour plus de détails sur la paramétrisation du modèle). Là encore, il n'y a pas de meilleur schéma, cela dépendra des caractéristiques de simulations (résolution spatiale et temporelle). Le réglage de la viscosité turbulente mais aussi l'utilisation d'un schéma pour la fermeture turbulente représentant le mélange du fluide verticalement nous a permis d'éliminer les problèmes d'instabilités numériques.

Le mélange vertical de notre masse d'eau est une chose importante à prendre en compte. Il existe plusieurs

schémas pour calculer ce phénomène et l'utilisation de différentes formulations peut provoquer certaines différences dans les baies ou proche des côtes notamment sur la thermocline, répartition de la température selon la profondeur. Deux principaux schémas existent, celui de TKE (Turbulent Kinetic Energy [Gaspar et al., 1990]) et celui de KPP (Nonlocal K-Profile Parametrization [Large et al., 1994]).

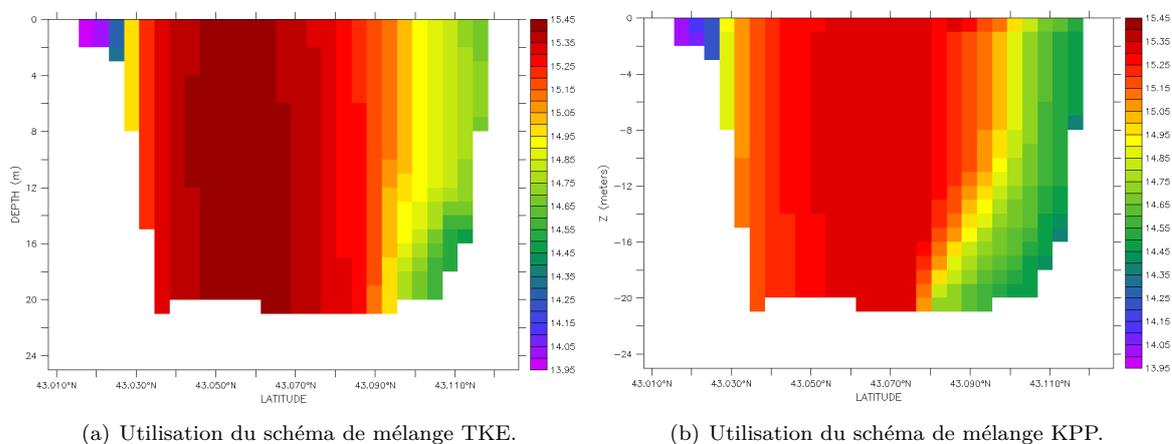


FIGURE 16 – Température en fonction de la profondeur dans la baie de Hyères.

Les figures 16(a) et 16(b) montrent les différences que l'on peut observer après l'utilisation de ces deux schémas, on peut ainsi remarquer que le mélange vertical TKE provoque un mélange plus homogène des couches avec une stratification plus marquée. Ces changements peuvent engendrer des différences de comportement du courant dans ces régions entre les deux schémas. Il est donc important de noter pour la suite que notre modèle utilise le schéma KPP et le modèle de comparaison réalisé avec NEMO utilise le schéma TKE.

III.2.7 Parallélisation

De part notre résolution spatiale, nos nombreux points de grilles ainsi que beaucoup de niveaux verticaux, il a été nécessaire d'opter pour l'utilisation de la version parallélisée du code MITgcm, c'est-à-dire répartir le travail sur plusieurs processeurs afin d'optimiser notre temps de calcul. En effet, il aurait été beaucoup plus coûteux en temps de procéder aux simulations sur une simple machine. L'université de Toulon possède un cluster possédant 40 processeurs mis à disposition pour les différents laboratoires, c'est ce que nous utiliserons pour faire nos simulations.

Le MITgcm ne permet pas d'associer des domaines de calculs de tailles différentes à nos processeurs. Il est donc nécessaire de leur attribuer des domaines de taille identique. Notre grille doit donc pouvoir être divisible selon x et/ou y par le nombre de processeur désirés pour pouvoir obtenir une découpe optimale.

Nous avons testé plusieurs configurations afin de trouver un temps de calcul optimum. L'utilisation de plusieurs processeurs engendre un temps de communication (d'échange d'information) entre les processeurs ce qui donne lieu à une limite d'utilisation de la parallélisation où cela n'est plus avantageux. Après avoir testé avec 4, 8, 10, 16 et 20 processeurs il semblerait que l'utilisation de 10 processeurs soit la plus avantageuse.

	Logiciel NEMO			Logiciel MITgcm
	Mercator	GLAZUR64	NIDOR192	MITIDOR
Domaine	Océan atlantique et Méditerranée	Golfe du Lion	Iles d'Or	Iles d'or
Résolution horizontale	1/12° $\Delta x \approx 10$ km	1/64° $\Delta x \approx 1,25$ km	1/192° $\Delta x \approx 500$ m	1/192° $\Delta x \approx 500$ m
Taille de la grille horizontale	(1612x1585)	(377x170)	(163x148)	(160x150)
Résolution verticale	50 niv. $1 \ll \Delta z \ll 450$ m	130 niv. $1 \ll \Delta z \ll 33$ m	130 niv. $1 \ll \Delta z \ll 33$ m	130 niv. $1 \ll \Delta z \ll 33$ m
Résolution temporelle	450 s	60 s	10 s	10 s
Frontières ouvertes	2 (nord et sud) → Mercator	2 (est et sud) → Mercator	3 (est,sud et ouest) → GLAZUR64	3 (est,sud et ouest) → GLAZUR64
Forçages atmosphériques	ECMWF $\Delta x \approx 20$ km	ARPEGE $\Delta x \approx 9$ km	ARPEGE $\Delta x \approx 9$ km	ARPEGE $\Delta x \approx 9$ km
Mélange verticale	TKE	TKE	TKE	KPP

TABLE 1 – Résumé des paramètres des différentes configurations.

IV Analyse des résultats

IV.1 Validation hydrostatique : observation radar et comparaison NIDOR

Il est nécessaire, avant de pouvoir exploiter directement les résultats du MITgcm utilisant l'approche non-hydrostatique des équations de Navier-Stokes, de procéder à la validation de notre modèle en utilisant, tout d'abord, l'approximation hydrostatique. Pour ce faire, nous allons, d'une part, procéder à une analyse de notre modèle, notamment comment se comporte le courant ou encore quelles sont ses réactions à des événements de vents forts. D'autre part, nous allons comparer nos résultats avec les simulations NIDOR192 déjà réalisées, mais aussi avec des observations radar.

Nous utiliserons le logiciel Ferret qui permet la visualisation des résultats au format NetCDF (**Network Common Data Form**). Ce type de fichier est largement utilisé dans le domaine de l'océanographie, climatologie ou encore météorologie. Il est formé d'un en-tête documenté décrivant son contenu et permet le stockage, sous forme de tableaux, de nombreuses données, de plus, son format binaire le rend indépendant de la machine. L'accès et le traitement de ces données peut se faire de manière rapide, à l'aide des applications NCO (**NetCDF Operators**) et Ferret.

Le logiciel Matlab sera également utilisé, il nous a permis de développer des routines nécessaires aux traitements des données d'entrées et de sorties (topographie/bathymétrie, conditions limites/initiales, conditions atmosphériques) et permet aussi de lire et de créer des fichiers au format NetCDF.

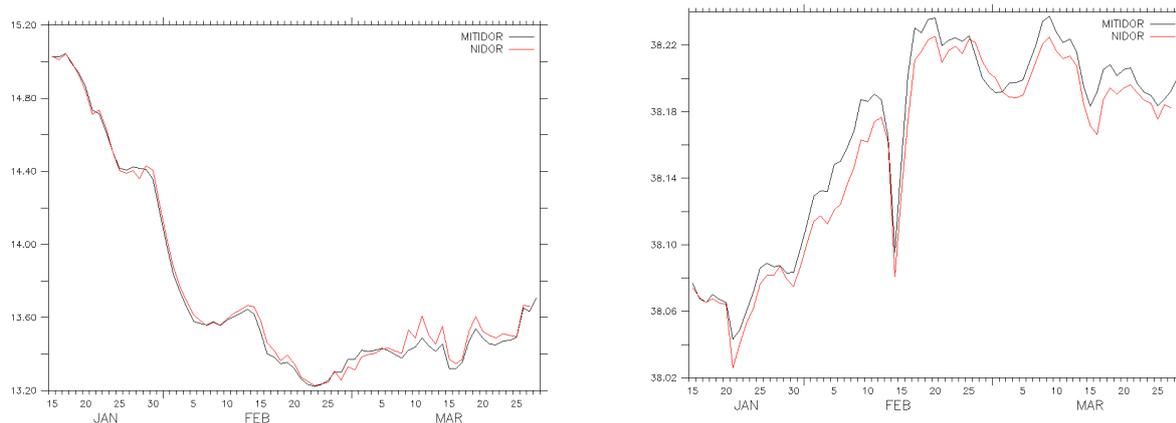
Nous paramétrons notre modèle, voir annexe B, pour qu'à la fin de la simulation nous ayons en sortie un fichier résultat contenant les valeurs de température, de salinité et de vitesse du courant moyenné sur un jour. En effet, il est plus simple pour procéder par la suite à des comparaisons d'avoir une valeur moyenne quotidienne plutôt que des valeurs correspondants à une sauvegarde instantanée. De plus, nous créons un fichier de "restart" qui sera au contraire un instantané des valeurs au dernier pas de temps, nous nous en servons pour reprendre notre simulation.

Le début d'une simulation sur un modèle océanique est appelé le "spin-up", autrement dit, c'est le temps que notre modèle va mettre pour se stabiliser, l'équilibre des masses d'eau va se faire à l'intérieur de notre domaine. Cette durée va varier selon les configurations (résolution spatiale, temporelle, conditions initiales cohérentes avec les conditions de bords).

Pour notre modèle à haute résolution, avec un pas de temps de 10 s et des conditions initiales identiques aux conditions de bords, cette durée sera relativement courte, une quinzaine de jours.

La simulation que nous analyserons s'étend sur la période du 1^{er} janvier 2015 au 28 mars 2015.

Une de nos premières comparaisons est celle de l'évolution temporelle de la température et de la salinité de surface moyennée sur le domaine, figure 17(a) et 17(b).



(a) Evolution de la température de surface moyennée sur notre domaine (degré celsius), **en rouge** : NIDOR192, **en noir** MITIDOR.

(b) Evolution de la salinité de surface moyennée sur notre domaine, **en rouge** : NIDOR192, **en noir** : MITIDOR.

FIGURE 17 – Comparaison de l'évolution de la température et de la salinité de surface du 15 janvier 2015 au 28 mars 2015 .

Nous pouvons constater sur ces deux graphiques que la tendance générale de l'évolution de la température et

de la salinité de surface est cohérente. Nous pourrions faire les mêmes constatations en moyennant nos valeurs plus en profondeur.

Nous pouvons remarquer sur la figure 17(b) une importante baisse de la salinité de surface autour du 14 février. Sur la figure 18 est représenté la moyenne des précipitations en mm données par le modèle ARPEGE au cours de la période du 13 au 15 février 2015. Nous observons bien une cohérence entre la baisse de la salinité des eaux de surface de notre domaine et les précipitations aux mêmes dates.

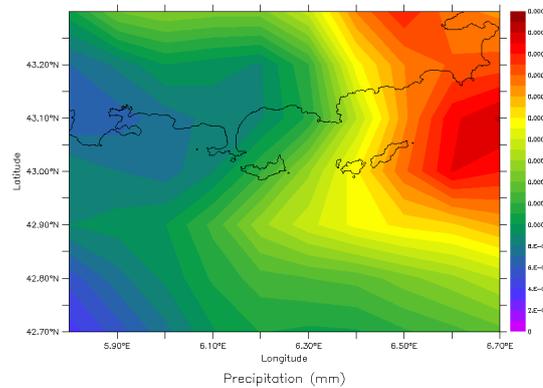
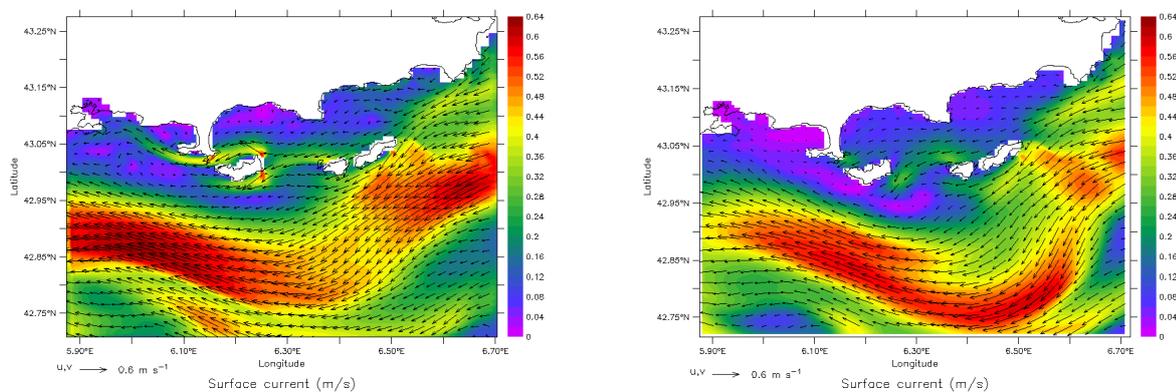


FIGURE 18 – Précipitations moyennes sur notre domaine du 13 au 15 février 2015 (mm).

Nous nous intéressons ensuite à la comparaison de la circulation du courant présent dans notre zone, figure 19(a) et 19(b).



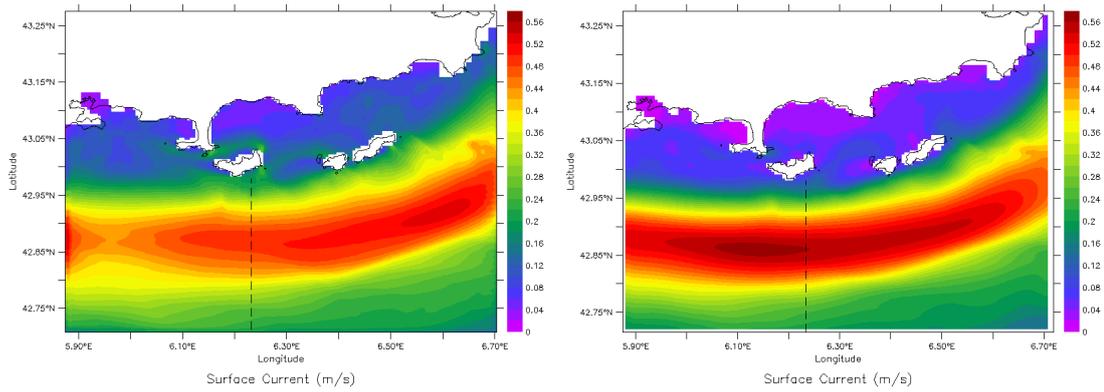
(a) Courant de surface moyen du 15 février 2015 (MITgcm).

(b) Courant de surface moyen du 15 février 2015 (NIDOR192).

FIGURE 19 – Comparaison de la trajectoire du courant Nord en surface lors d'un événement de méandre (m/s).

Les figures 19(a) et 19(b) représentent le courant de surface. Nous observons là encore une cohérence entre les deux modèles. La trace du courant Nord méditerranéen est bien visible et nous pouvons constater que les caractéristiques de la circulation du courant Nord sont semblables. Nous pouvons remarquer que le courant modélisé par le MITgcm va créer plus de structures dans la zone côtière.

Les figures suivantes 20(a) et 20(b) représentent le courant Nord moyenné sur notre période de simulation. D'une part, ici aussi nous pouvons remarquer que l'envergure et la trajectoire du courant Nord est semblable entre les deux modèles cependant, celui modélisé à l'aide de NEMO apparaît en moyenne plus fort. D'autre part, les courants proches des côtes modélisés par le MITgcm sont plus forts que ceux dans NEMO. Cette différence pourrait provenir d'une branche du courant Nord qui réussirait à longer la côtes dès son entrée dans notre zone, à l'est. Cette division du courant Nord en deux branches pourrait être liée à la différence d'intensité de la veine principale observée entre les deux configurations, figures 20(a) et 20(b). Par ailleurs, la gestion différente de la



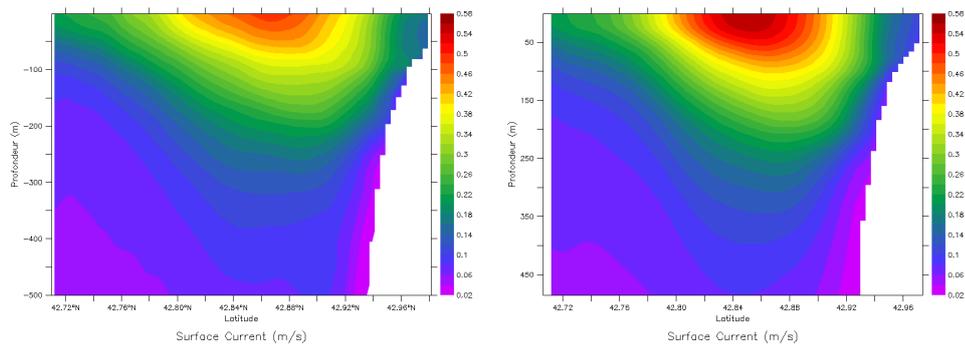
(a) Courant de surface moyen, MITIDOR.

(b) Courant de surface moyen, NIDOR192.

FIGURE 20 – Comparaison de l'intensité du courant de surface moyenné du 15 janvier au 28 mars 2015 (m/s), le trait noir représente l'emplacement d'une coupe verticale.

viscosité turbulente du fluide dans la configuration de NEMO pourrait entraîner un déplacement du fluide plus lent et pourrait donc expliquer des vitesses de courants plus faibles.

D'autre part nous pouvons aussi comparer la taille et la position du courant liguro-provençal entre les modèles MITgcm et NEMO en traçant une coupe verticale le long de la longitude 6.23°E, figures 20(a) et 20(b).



(a) Coupe verticale du courant moyen, MITIDOR.

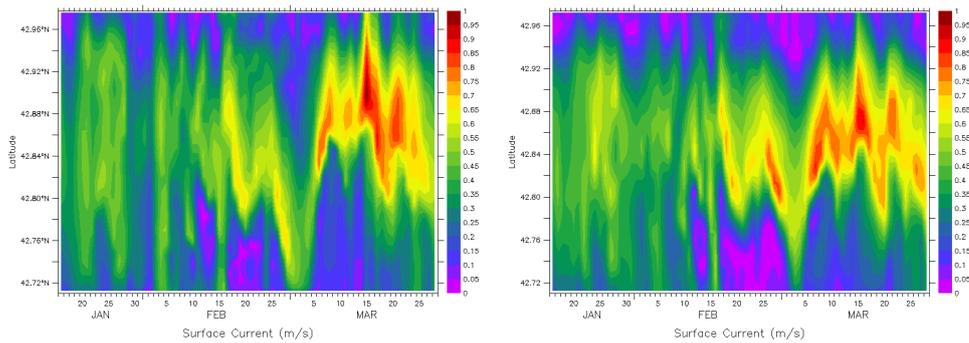
(b) Coupe verticale du courant moyen, NIDOR192.

FIGURE 21 – Comparaison de l'intensité du courant moyennée du 15 janvier au 28 mars 2015 (m/s).

Sur les figures 21(a) et 21(b), nous pouvons remarquer que, en moyenne, le courant Nord modélisé par NEMO est bien plus présent en profondeur que celui modélisé par le MITgcm. En réalisant des graphiques de l'évolution dans le temps d'une section spatiale (nommées Hovmöller, [Hovmöller, 1949]), sur une section allant de l'île de Porquerolles au large, figures 20(a) et 20(b), nous pouvons tracer l'intensité du courant au cours du temps et ainsi observer ses déplacements, figure 22.

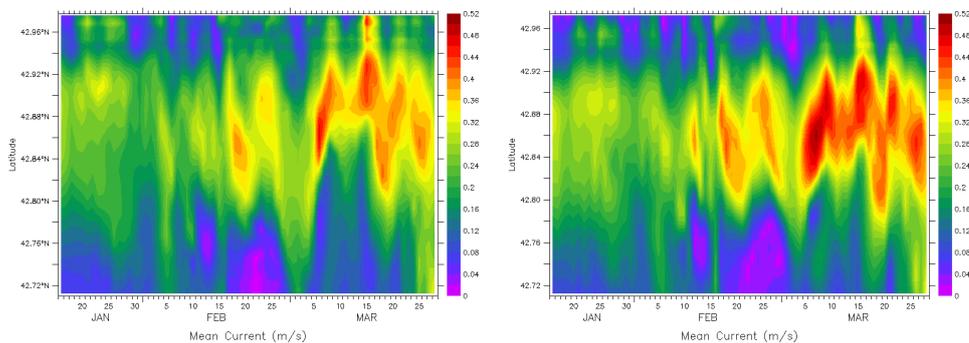
En surface, il apparaît que lors du mois de mars le courant Nord se comporte de la même façon entre le MITgcm et NEMO, mais celui modélisé par le MITgcm est plus intense. Au contraire, lorsque nous observons des différences de trajectoire, où nous pouvons voir que le courant Nord du MITgcm semble posséder une plus grande variabilité, c'est celui de NEMO qui est le plus intense.

En moyennant notre courant sur 300 m les précédentes remarques ne sont plus respectées et c'est finalement le courant Nord modélisé par NEMO qui est globalement plus fort, ce qui tend à rejoindre les conclusions tirées des figures 20 et 21.



(a) Courant Nord en surface, MITIDOR.

(b) Courant Nord en surface, NIDOR192.



(c) Courant Nord moyenné sur 300 m, MITIDOR.

(d) Courant Nord moyenné sur 300 m, NIDOR.

FIGURE 22 – Comparaison de la taille et de la position du courant Nord sur la période janvier-mars 2015 (m/s).

Les vents présents dans notre zone pouvant influencer le courant sont le Mistral et le vent d'Est, évoqués dans la partie II. Nous allons voir que nous pouvons mettre en évidence des circulations caractéristiques lors de ces événements de vents.

Nous choisissons donc un événement de chaque. Un épisode de vent d'est le 4 février ainsi qu'un fort épisode de Mistral le 24 février ont pu être identifiés durant notre période de simulation, figure 23.

Il est intéressant de voir que les modèles réagissent différemment à de mêmes conditions de vent. La figure 24 montre les données Météo France du 24 février, qui représentent le forçage atmosphérique des modèles numériques.

Les figures suivantes, 25(a), 25(b), représentent le comportement du courant de surface suite à l'événement de vent fort Mistral.

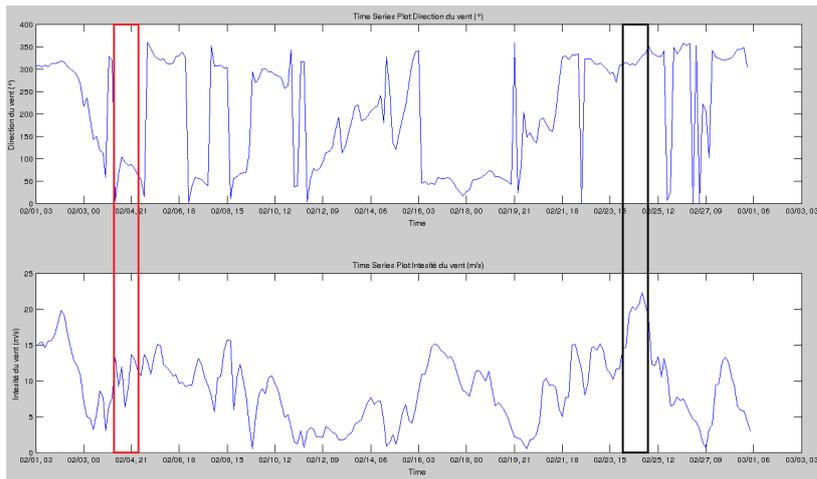


FIGURE 23 – Direction (en haut) et intensité (en bas) du vent au cours du mois de février, en noir un épisode de vent du nord et en rouge de vent d'est, ($0^{\circ} \rightarrow$ Nord, $90^{\circ} \rightarrow$ Est, $180^{\circ} \rightarrow$ Sud, $270^{\circ} \rightarrow$ Ouest et $360^{\circ} \rightarrow$ Nord).

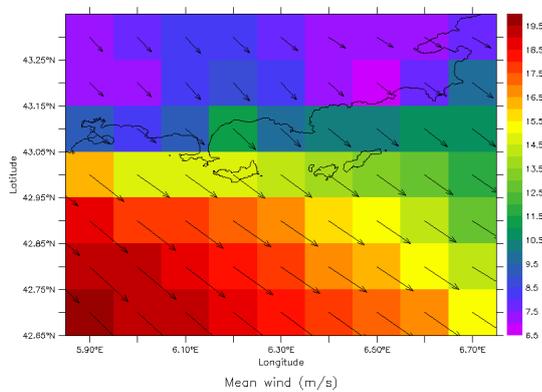
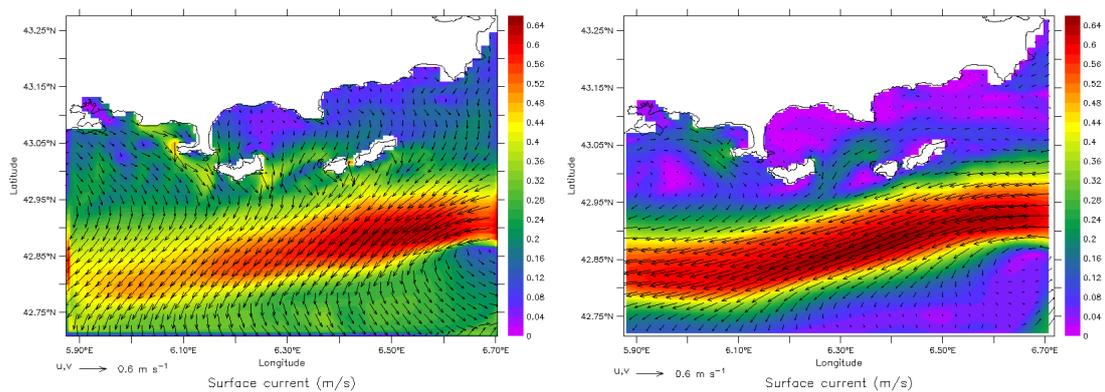


FIGURE 24 – Direction et intensité du vent moyen donnée par ARPEGE le 24 février (m/s).



(a) Courant de surface moyen, MITIDOR

(b) Courant de surface moyen, NIDOR192

FIGURE 25 – Comparaison du courant de surface simulé le 24 février 2015 (m/s).

Nous pouvons remarquer qu'en surface le modèle du MITgcm, 25(a), semble être beaucoup plus sensible au vent, le courant de surface serait dévié par le vent observé en figure 24. Quant à lui, le modèle NIDOR, 25(b), ne semble pas faire ressortir de comportement particulier en surface face à ce fort événement de vent.

Le laboratoire possède des radars haute fréquence dont nous pouvons exploiter les données [http://hfradar.univ-tln.fr], malheureusement par fort vent la zone décrite par les radars est réduite mais cela nous permet tout de même d'avoir une indication sur l'intensité et la direction du courant. Les figures 26(a) et 26(b) illustrent ces données. Elles ne représentent que deux moments précis dans la journée mais le comportement global du courant au cours du 24 février mesuré par les radars suit cette tendance.

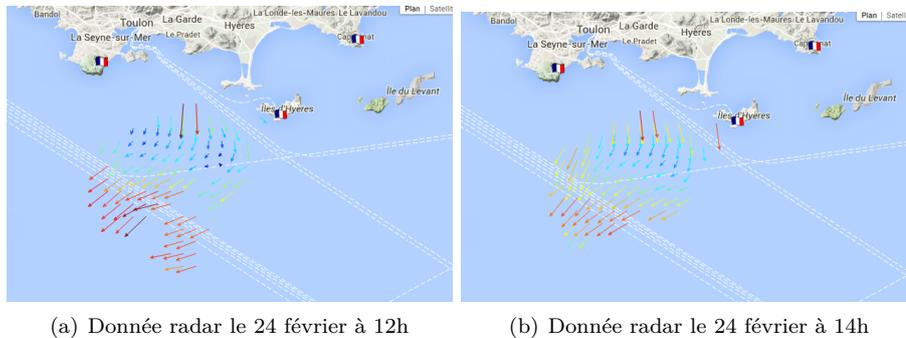


FIGURE 26 – Données de courantométrie de surface par radar haute fréquence du 24 février 2015. Les flèches indiquent la direction et le code couleur l'intensité (croissante du bleu au rouge).

Nous pouvons constater sur ces figures que la direction du courant de surface est influencé par la direction du vent, ce qui nous conforte dans les résultats obtenus en figure 25(a) où le courant de surface semble bien être fortement modifié par le vent.

Afin de mieux comprendre le trajet du courant à travers notre domaine, notamment le long des côtes varoises, nous décidons d'étudier le transport au niveau de plusieurs coupes verticales, figure 27. Nous rappelons que la

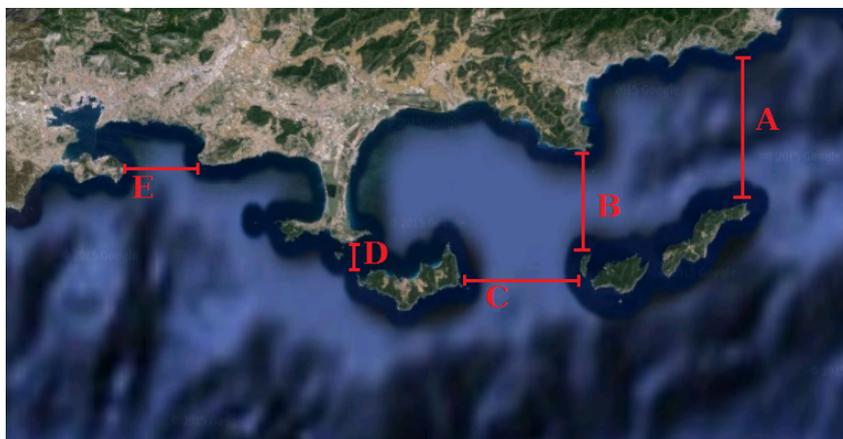
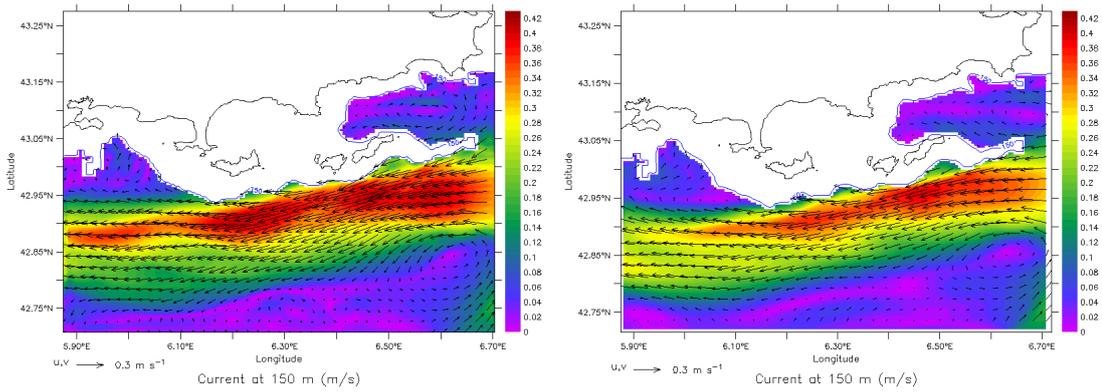


FIGURE 27 – Emplacement des différentes coupes verticales effectuées.

composante de la vitesse zonale est positive d'ouest en est et négative sinon et la composante méridienne de la vitesse est positive du sud vers le nord et négative sinon.

Comme nous avons pu le voir sur la figure 25(a), le courant de surface est entraîné au large, en direction du sud. En raison de la bathymétrie, figure 28(a), un tourbillon tournant dans le sens horaire apparaît en profondeur, à environ 150 m. Cette circulation est présente sur le deux modèles. La partie du courant en subsurface qui est moins influencé par le vent longera les îles du Levant et Port-Cros, identifiable sur la coupe 30(a) mais également sur la figure 30(b). Plus nous allons nous approcher de la surface et plus les modèles vont réagir différemment. Nous retrouvons cette branche du courant qui va sortir de la baie du Lavandou en longeant l'île de Port-Cros, figure 30(c).

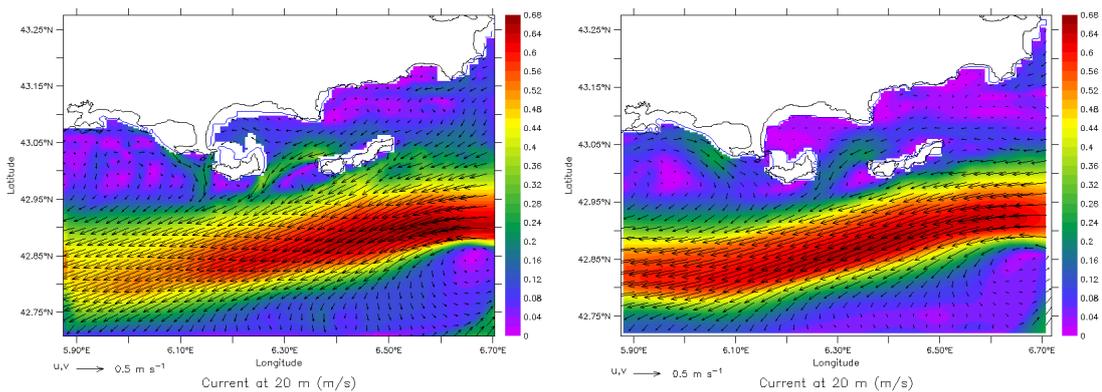


(a) Modélisé avec le MITgcm (m/s).

(b) Modélisé avec NEMO (m/s).

FIGURE 28 – Trajectoire du courant moyen le 24 février 2015 à une profondeur de 150m.

Une partie de ce courant va rejoindre la baie de Hyères alors qu’une autre partie va rejoindre le large en sortant entre les îles Porquerolles et Port-Cros avec une veine d’accélération au niveau de Porquerolles, 29(a) et 30(e). Nous pouvons constater que sur la figure 29(b) très peu d’eau va se diriger en direction de la baie de Hyères.



(a) Modélisé avec le MITgcm (m/s).

(b) Modélisé avec NEMO (m/s).

FIGURE 29 – Trajectoire du courant moyen le 24 février 2015 à une profondeur de 20m.

Sur les figures 30(e) et 30(f) nous observons bien une large augmentation de la vitesse du courant au niveau de l’île de Porquerolles. Très peu de vitesses positives sont observées à travers cette section, en effet, lors de forts événements de vent Nord, nous remarquons dans cette passe un transport vers le large bien supérieur au transport vers les côtes.

Après avoir traversé la baie de Hyères le courant va ressortir entre la presqu’île de Giens et l’île de Porquerolles, 30(g). Nous avons vu que dans le modèle NEMO très peu de courant traversait la baie de Hyères, nous pouvons donc constater sur la coupe C, figure 30(h), seulement un courant entrant dans la baie influencé par le vent.

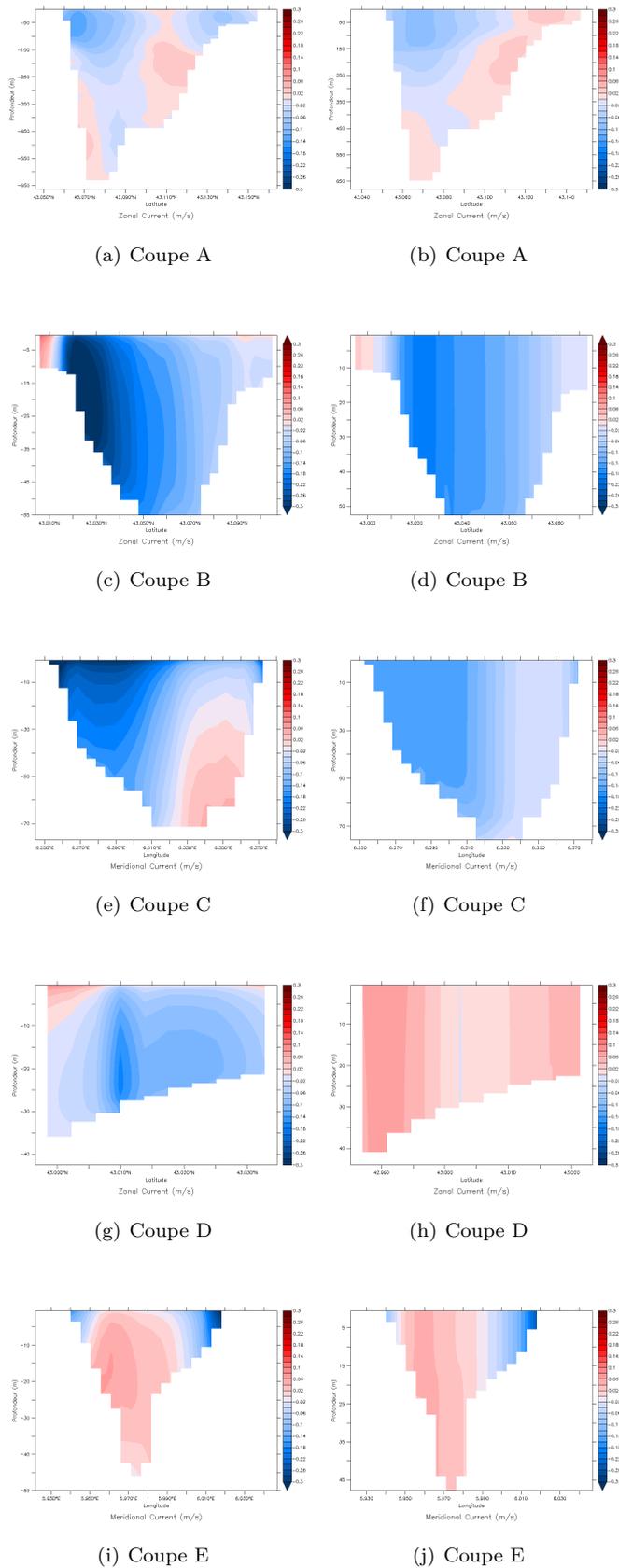


FIGURE 30 – Analyse de la vitesse à travers les différentes coupes par Mistral le 24 février (m/s). **à gauche :** MITgcm, **à droite :** NEMO.

Finalement, nous pouvons observer les conséquences du Mistral sur la circulation à l'entrée de la Rade de Toulon, figures 30(i) et 30(j). En effet, nous remarquons que l'eau de surface au niveau des cap Cénet (à gauche) et Carqueiranne (à droite) est chassée vers le large avec des vitesses plus fortes, 30(i). Alors que le courant plus en profondeur, de subsurface, va lui, rentrer dans la Rade, avec plus d'intensité sur le cap Cénet. Ces résultats sont cohérents avec des études réalisées sur la circulation dans la Rade de Toulon [Dufresne, 2014], cependant dans notre cas, une partie du courant entrant dans la Rade se trouve en surface ce qui diffère des analyses de Christiane Dufresne.

Nous allons maintenant procéder à la même analyse mais cette fois lors d'un événement de vent d'est.

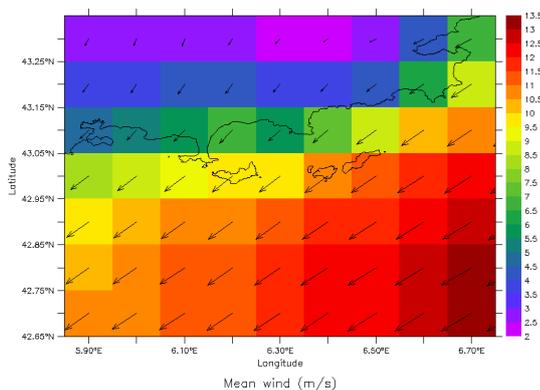
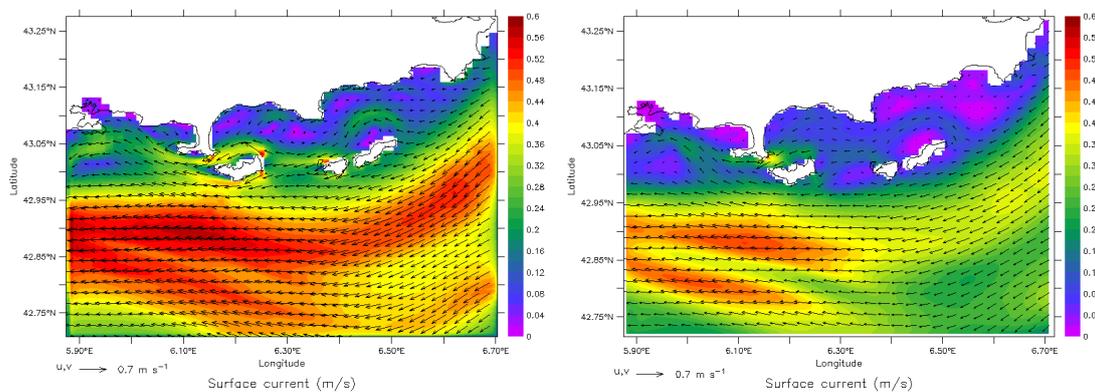


FIGURE 31 – Direction et intensité du vent moyen donnée par ARPEGE le 4 février (m/s).

Les figures suivantes, 32(a), 32(b), représentent le comportement du courant de surface suite à l'événement de vent d'est.



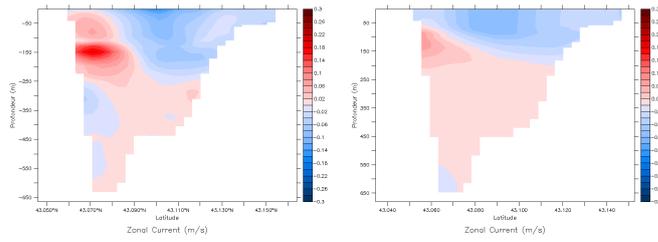
(a) Courant de surface moyen, MITIDOR

(b) Courant de surface moyen, NIDOR192

FIGURE 32 – Comparaison du courant de surface moyen simulé le 4 février 2015 (m/s).

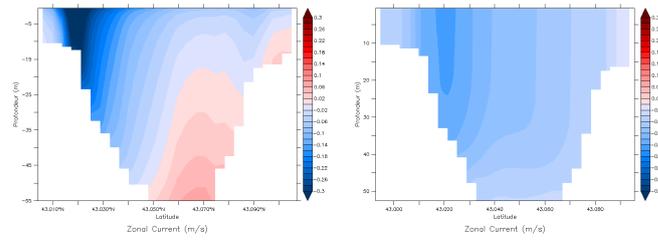
Nous pouvons observer sur la figure 33(a) qu'une grande partie du courant de surface va rentrer dans la baie du Lavandou alors que plus en profondeur (≈ 150 m) va se former un tourbillon anti-horaire principalement du à la bathymétrie, 34(a).

Ensuite, nous observons une accélération du courant le long des îles, 33(c), avec de faibles courant de retour en profondeur, qui ne sont pas présents dans le modèle NIDOR, figure 33(d).



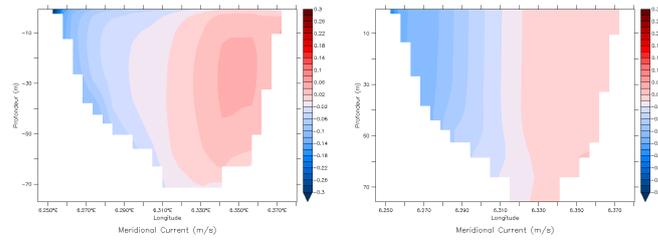
(a) Coupe A.

(b) Coupe A.



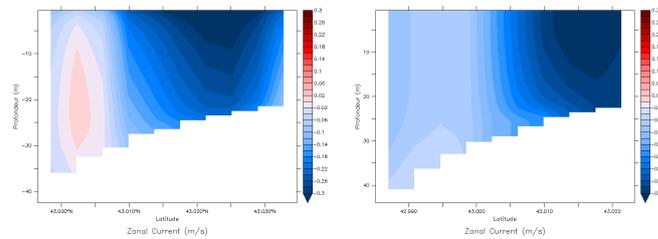
(c) Coupe B.

(d) Coupe B.



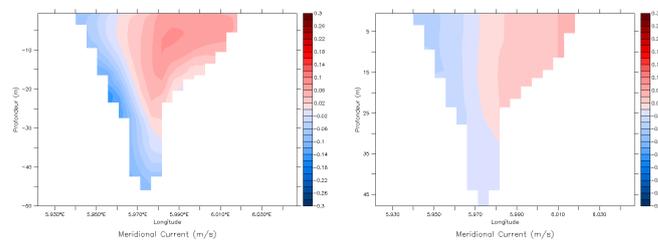
(e) Coupe C.

(f) Coupe C.



(g) Coupe D.

(h) Coupe D.



(i) Coupe E.

(j) Coupe E.

FIGURE 33 – Analyse de la vitesse à travers les différentes coupes par vent d'est le 4 février (m/s). à gauche : MITgcm, à droite : NEMO.

Lors d'un événement de vent d'est la passe entre les îles de Port-Cros et de Porquerolles est assez peu sollicitée, figure 33(e) et 33(f). Cependant, nous pouvons remarquer que le courant aura tendance rentrer dans la baie au niveau de Port-Cros mais prendra la direction du large au niveau de Porquerolles.

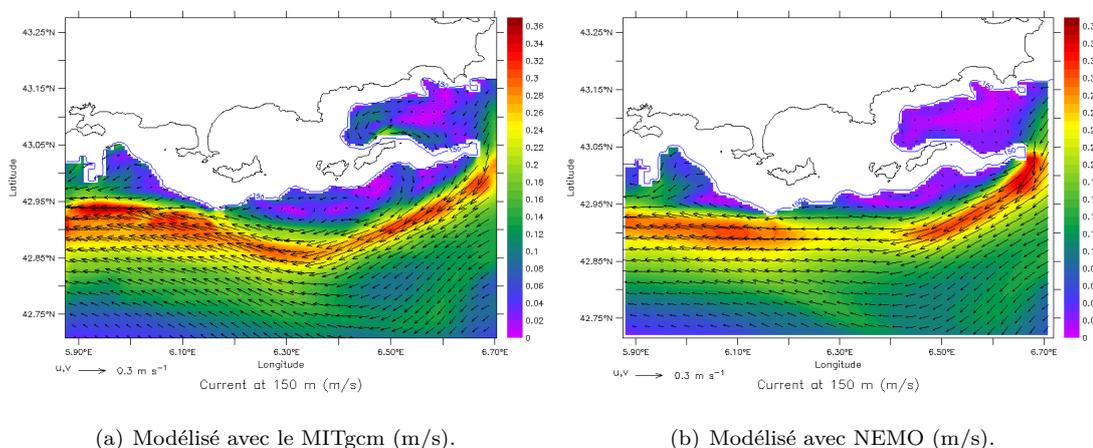


FIGURE 34 – Trajectoire du courant moyen le 4 février 2015 à une profondeur de 150m.

Au contraire, la passe entre la presqu'île de Giens et l'île de Porquerolle ne servira quasiment qu'à faire sortir le courant de la baie de Hyères vers la Rade de Toulon, figure 33(g) et 33(h).

Finalement, nous pouvons observer les conséquences du vent d'est sur la circulation à l'entrée de la Rade de Toulon, figures 33(i) et 33(j). Le courant de surface va pénétrer dans la Rade avec plus d'intensité du côté du cap Carqueiranne alors qu'en profondeur nous observons un veine de courant sortant de la Rade du côté du cap Cénét. Ces résultats sont aussi en adéquation avec les travaux effectués sur la circulation dans la Rade de Toulon [Dufresne, 2014]. Cependant, dans nos simulations nous observons aussi une veine de courant sortant de la Rade en surface qui n'est pas présente dans les analyses de Christiane Dufresne.

Nous avons calculé le transports en m^3/s à travers chaque sections pour les deux modèles et pour chaque événement de vent. Les résultats sont présentés en annexe A. Nous avons décidé de ne présenter ici seulement les résultats les plus significatifs selon la coupe et le vent.

En effet, par vent d'est, le transport sera plus facilement visible à travers les coupes A, B et D, tableau 2. Nous remarquons que le transport moyenné sur toute la colonne d'eau est de même ordre de grandeur pour les deux modèles, cependant, si nous regardons le transport en surface le modèle MITgcm semble donner des résultats plus importants. Cette tendance confirmerait les résultats précédents qui montraient des vitesses plus importantes et plus de structures dans la zone côtière dans la configuration MITIDOR. De plus, ces résultats montrent que dans NEMO le transport moyenné sur la colonne d'eau est équivalent à celui moyenné en surface ce qui est cohérent avec les figures 33 et 30 où nous observons une distribution des vitesses quasi-identique pour différentes profondeurs. Cela montre bien une gestion différente de la couche de surface entre les deux modèles. Nous pouvons faire le même constat par Mistral au niveau de la coupe située entre l'île de Porquerolles et l'île de Port-Cros, tableau 3.

Transport ($10^3 m^3/s$)	Moyenne sur la colonne d'eau		Moyenne en surface		
	Modèle	MITgcm	NEMO	MITgcm	NEMO
A		261	254	539	263
B		45,1	41,5	74,1	40,6
D		21,7	21,4	32,3	25,2

TABLE 2 – Transports d'Est en Ouest moyens à travers 3 sections pour chaque modèle ($10^3 m^3/s$) par vent d'est, le 4 février.

Dans le cas de la Rade de Toulon, tableau 4, nous pouvons voir que les transports, assez faibles, des deux modèles sont du même ordre de grandeur. Il est plus difficile d'avoir des résultats significatifs dans cette zone du fait du faible nombre de points de grille la représentant.

Transport ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$)	Moyenne sur la colonne d'eau		Moyenne en surface	
Modèle	MITgcm	NEMO	MITgcm	NEMO
	85,8	61,2	154	65,1

TABLE 3 – Transports du Nord au Sud moyens à travers la section entre l'île de Porquerolles et l'île de Port-Cros pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$) par Mistral, le 24 février.

Transport ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$)	Moyenne sur la colonne d'eau		Moyenne en surface	
Modèle	MITgcm	NEMO	MITgcm	NEMO
	4 février : Vent d'est			
Transport du Sud au Nord	8,35	4,38	9,2	5,43
Transport du Nord au Sud	11,1	4,22	8,43	5,44
	24 février : Mistral			
Transport du Sud au Nord	6,1	5,18	1,12	5,27
Transport du Nord au Sud	15,9	14	17,6	15,7

TABLE 4 – Transports moyens à travers la section à l'entrée de la Rade de Toulon pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$).

Finalement, dans cette partie nous avons pu voir que notre modèle MITIDOR configuré sur le MITgcm était cohérent, en utilisant l'approximation hydrostatique, avec des observations radars ainsi qu'avec le modèle déjà mis en place NIDOR192. Nous avons pu constater qu'avec le MITgcm des différences survenaient à l'approche des côtes, notamment, avec des vitesses plus grandes et plus de structures inexistantes dans NEMO. Notre modèle étant maintenant validé, nous pouvons passer aux simulations non-hydrostatiques.

IV.2 Comparaison non-hydrostatique

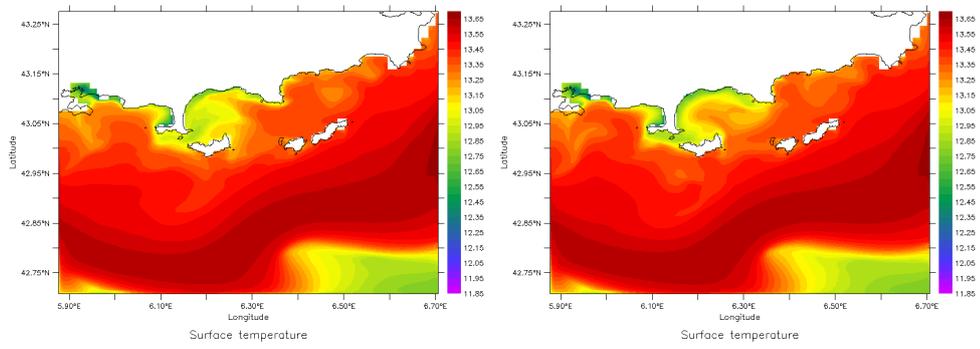
Dans cette partie nous comparerons notre configuration MITIDOR précédente utilisant l'approximation hydrostatique avec la nouvelle configuration non-hydrostatique. Nous rappelons que l'utilisation du non-hydrostatique va permettre de calculer les vitesses verticales indépendamment ce qui pourrait donc influencer les mouvements des masses d'eau verticalement. Ces vitesses étant de faibles intensités, jusqu'à quelques cm/s, nous nous intéresserons à des événements plus particulier, moyennes journalières ou sorties horaires, car moyenner ces valeurs sur des durées plus longues ferait disparaître ces variations.

Nous pouvons comparer la température de surface moyenne durant le 3 mars 2015, figures 35(a) et 35(b). Nous pouvons constater qu'au large des îles, là où se trouve la veine principale du courant nord, il y a très peu, voire aucune différence. Cependant, proche des côtes, et plus particulièrement dans la baie de Hyères nous pouvons observer quelques changements, figures 35(c) et 35(d). En effet, ce jour, le centre de la baie apparaît plus froid en non-hydrostatique sur la figure 35(c). Nous pourrions faire le même constat pour le courant de surface. La trajectoire et l'intensité du courant Nord est identique, figures 35(e) et 35(f) même pour un événement particulier comme celui du 3 mars 2015 où l'on peut voir que le courant Nord est largement dévié vers le large. Sur les figures 35(h) et 35(g), représentant la baie de Hyères nous observons quelques changements, notamment au niveau de certains tourbillons au bout de la presqu'île de Giens ou au milieu de la baie. Ces variations peuvent induire des changements de direction du courant localement.

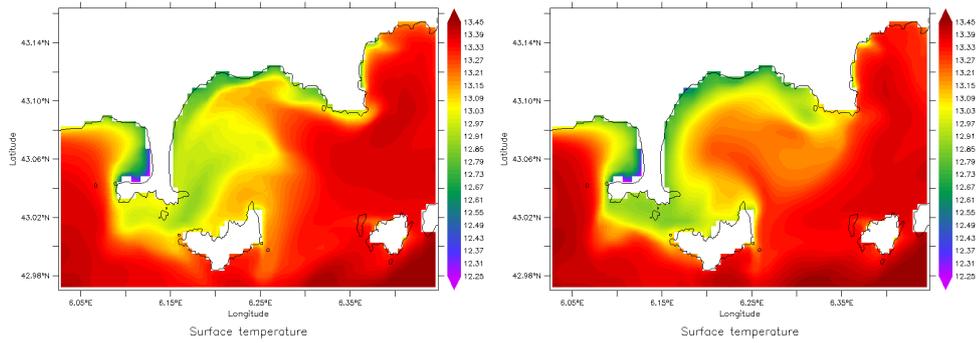
Si nous reprenons l'exemple d'un événement de fort vent de Mistral comme celui du 24 février, cette fois, même localement, nous n'observons pas de variations de courant de surface entre les deux simulations, figures 36(a) et 36(b).

En analysant les vitesses verticales moyennes calculées dans ou bien plus au large au niveau des forts gradient verticaux ou encore des zones peu profondes, proches des côtes, là encore très peu de changements sont observés, figures 37(a) et 37(b), ce qui est bien cohérent avec les résultats précédents.

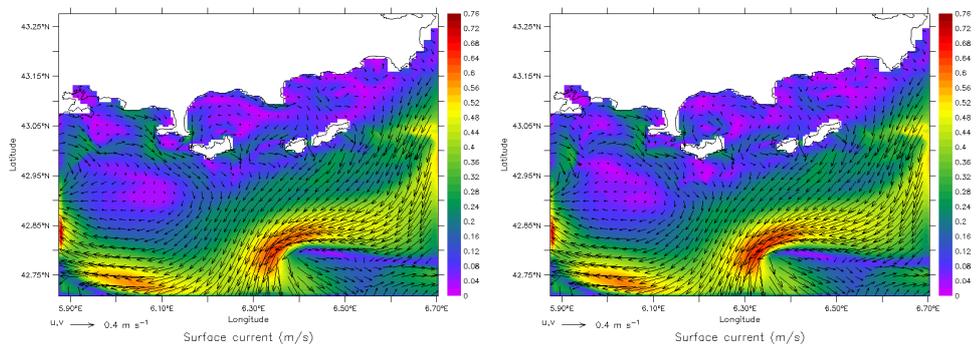
Cependant, nous pouvons observer des différences avec le modèle NEMO, figure 37(c), où nous pouvons voir que les vitesses verticales sont bien mieux résolues dans le MITgcm que dans NEMO même en utilisant l'approximation hydrostatique. Ce résultat semble mettre en évidence que dans notre cas avant de s'intéresser au non-hydrostatique d'autres paramètres influent sur les vitesses verticales, comme les schémas TKE et KPP évoqués précédemment.



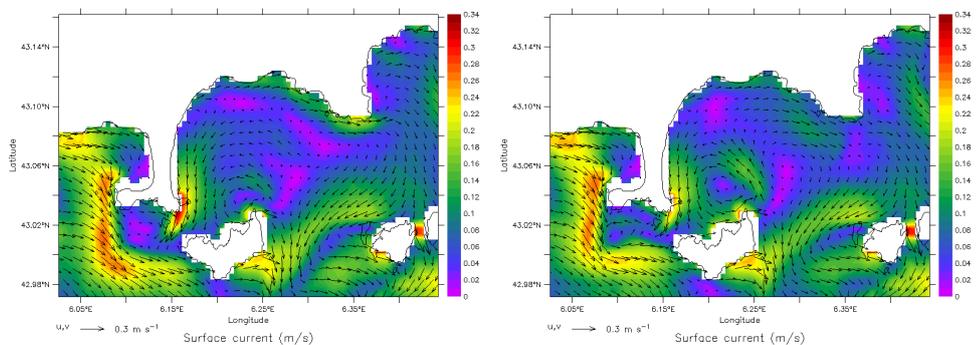
(a) Température de surface moyenne, Non-hydro (°C). (b) Température de surface moyenne, Hydro (°C).



(c) Température de surface moyenne, Non-hydro (°C). (d) Température de surface moyenne, Hydro (°C).

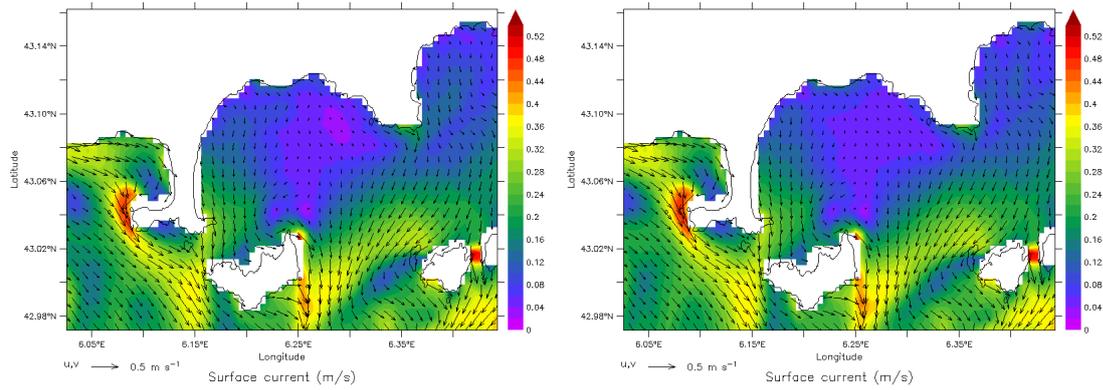


(e) Courant de surface moyen, Non-hydro (m/s). (f) Courant de surface moyen, Hydro (m/s).



(g) Courant de surface moyen, Non-hydro (m/s). (h) Courant de surface moyen, Hydro (m/s).

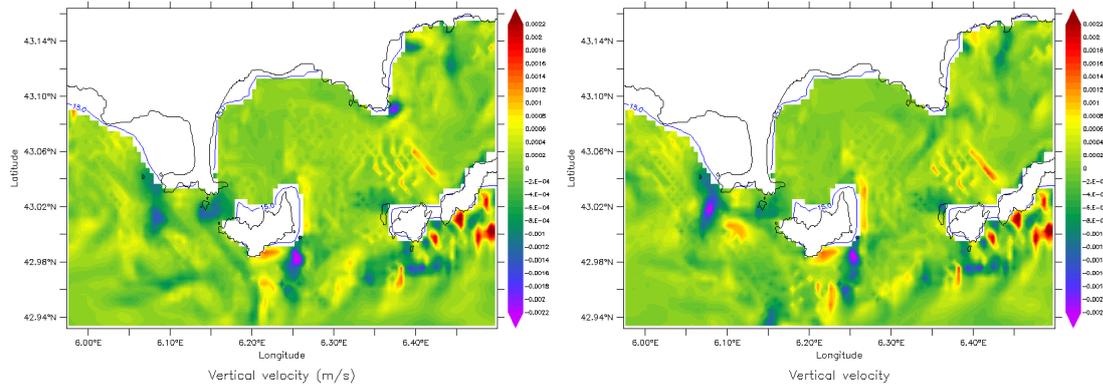
FIGURE 35 – Circulation de surface moyenne au cours du 3 mars 2015.



(a) Courant de surface moyen, Non-hydro.

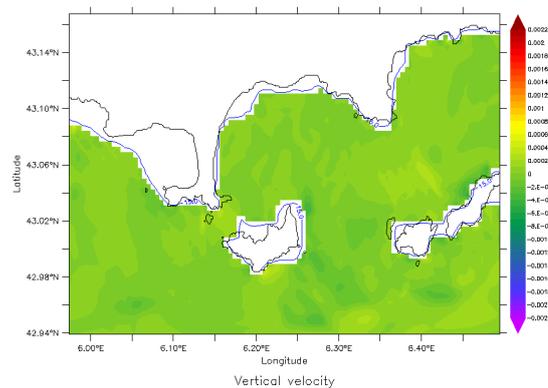
(b) Courant de surface moyen, Hydro.

FIGURE 36 – Comparaison du courant de surface moyen dans la baie de Hyères le 24 février 2015 (m/s).



(a) Vitesses verticales moyennes, Non-hydro, MITgcm.

(b) Vitesses verticales moyennes, Hydro, MITgcm.



(c) Vitesses verticales moyennes, Hydro, NEMO.

FIGURE 37 – Comparaison des vitesses verticales moyennes au cours du 3 mars 2015 à une profondeur de 15 m (m/s).

En ne comparant maintenant seulement le MITgcm hydrostatique et non-hydrostatique et en se basant sur des études déjà effectuées de comparaison entre les deux approches [Magaldi and Haine, 2015] nous concluons que trois hypothèses sont envisageables face à ces résultats. La première serait que moyenniser les vitesses verticales sur 24h serait trop long et donc donnerait un résultat trop lissé. La seconde serait que les mouvements de masse d'eau verticalement étant faible, il conviendrait mieux d'analyser les vitesses verticales lors d'un événement pouvant favoriser ces mouvements. Enfin, la dernière hypothèse serait que la résolution spatiale de notre configuration est toujours trop basse afin de pouvoir justifier l'utilisation de l'approche non-hydrostatique.

Les figures 38(a) et 38(b) représentent les vitesses verticales instantanées le 3 mars à 11h, en effet nous pouvons observer plus de variations dans les structures, cependant les ordres de grandeurs sont les mêmes. Ces différences vont engendrer des variations locales comme nous avons pu le voir sur les figures 35(c) et 35(d).

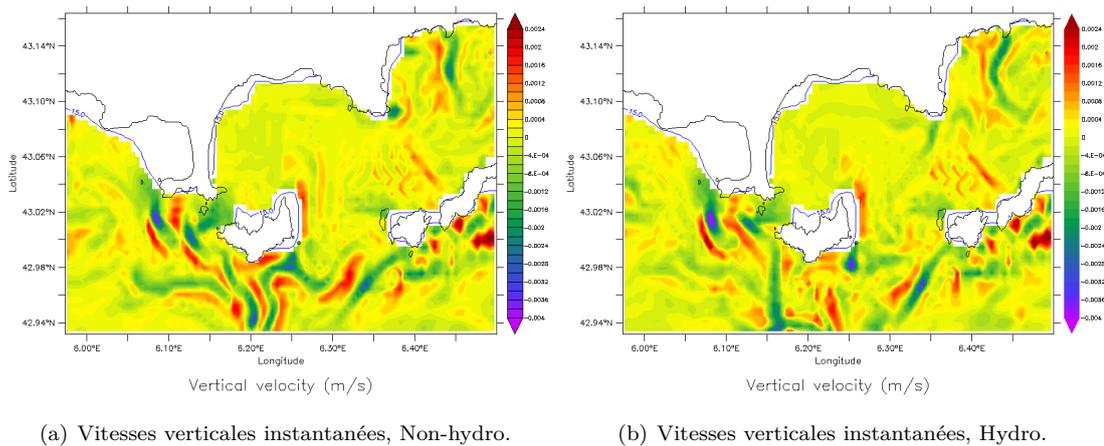


FIGURE 38 – Comparaison des vitesses verticales instantanées le 3 mars à 11h à 15 m (m/s).

Ces changements restent toutefois peu significatifs compte tenu de la plus grande consommation en temps de la résolution du système non-hydrostatique, soit 3 à 4 fois plus de temps qu'une simulation avec l'approximation hydrostatique.

V Conclusion

Le but de notre étude était de développer une configuration réaliste à haute résolution, MITIDOR, à l'aide du modèle MITgcm d'un domaine au large de Toulon englobant les îles d'Or avec pour principal objectif l'analyse de la formulation non-hydrostatique pour la résolution des équations de Navier-Stokes.

Nous avons dû, tout d'abord, utiliser l'approximation hydrostatique afin de valider notre configuration en la comparant avec une configuration déjà validée, NIDOR192, avec le modèle NEMO ainsi qu'avec des observations radars hautes fréquences disponibles au laboratoire MIO. Dans cette partie nous avons montré que notre configuration MITIDOR était cohérente avec celle de NEMO, NIDOR192. En effet, les trajectoires et positions du courant Nord sont semblables dans les deux modèles ainsi que les évolutions de température et de salinité au cours du temps dans notre domaine. Nous avons pu remarquer qu'en moyenne le courant Nord était plus intense dans NEMO, cependant nous pouvions observer dans le MITgcm des vitesses plus fortes et plus de structures dans la zone côtière. La différence de schémas utilisé pour définir la fermeture turbulente (TKE, KPP), représentant les mélanges de fluides verticaux, et la paramétrisation de la viscosité turbulente sont des hypothèses pouvant expliquer ces différences.

De plus, en étudiant les comportements du courant proches des côtes lors de forts événements de vent, Mistral et vent d'est, nous avons pu montrer une différence de gestion de la couche de surface, avec un transport d'eau plus important et une sensibilité plus grande au vent dans le MITgcm.

Après avoir validé notre modèle nous avons ensuite procédé aux simulations non-hydrostatique. Nous avons pu observer des changements de température et de circulation proches des côtes là où la profondeur est plus faible, en particulier dans la baie de Hyères. Plus au large, les trajectoires et caractéristiques du courant Nord restent inchangées. En observant les vitesses verticales, nous remarquons peu de différences entre l'utilisation de l'approximation hydrostatique et l'approche non-hydrostatique. Ces variations ne sont pas suffisamment significatives par rapport au temps de simulation non-hydrostatique (3 à 4 fois plus longues). Ces résultats pourraient donc indiquer que la résolution horizontale de notre domaine, environ 500 m, serait encore trop basse pour pouvoir observer plus de changements induits par la résolution non-hydrostatique des équations.

Finalement, plusieurs perspectives suite à notre étude pourraient être intéressantes. Une paramétrisation de notre modèle plus approfondie avec, notamment, une amélioration des conditions de forçages aux frontières et atmosphériques, paramètres très importants et influençant largement la configuration. Augmenter la résolution spatiale de notre domaine et analyser à nouveau les résultats hydrostatique / non-hydrostatique. L'ajout de fleuves comme le Gapeau, qui se déverse dans la baie de Hyères, serait également intéressant.

L'utilisation du MITgcm a permis de mettre en évidence l'importance des schémas de mélange verticaux qui pourront faire l'objet d'analyses plus approfondies. La circulation plus complexe dans la zone côtière observée dans le MITgcm est intéressante dans le cadre du projet CADOR (Cartographie des déchets Autour des îles D'Or) où des études expérimentales comportant des lâchés de bouées dérivantes sont menées par le MIO. Le couplage de notre modèle avec un modèle de transport de particules permettrait de procéder à des comparaisons entre expérimentales et numériques pouvant améliorer les étapes de validation de notre configuration.

Pour finir, afin de mieux répondre aux attentes du projet PREVENT, une configuration basée sur le domaine de la Rade de Toulon avec une résolution plus fine que celle utilisée actuellement sera envisagée dans le cadre d'une thèse. Cette thèse bénéficiera des développements effectués avec le MITgcm pour la configuration MITIDOR.

Annexe A

Transports (m^3/s)

Transport ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$)	4 février : Est		24 février : Mistral	
Dates	MITgcm	NEMO	MITgcm	NEMO
A	130	70	58,4	83,6
B	9,05	0	27,4	8,46
C	17	9,22	9,5	0
D	1,26	0	3,78	5,39
E	8,35	4,38	6,1	5,18

TABLE A.1 – Transports d'Ouest en Est (ou du Sud au Nord coupe C et E) moyens à travers les différentes sections pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$).

Transport ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$)	4 février : Est		24 février : Mistral	
Dates	MITgcm	NEMO	MITgcm	NEMO
A	261	254	250	241
B	45,1	41,5	77,3	59,1
C	25,3	38,4	85,8	61,2
D	21,7	21,4	9,25	0,061
E	11,1	4,22	15,9	14

TABLE A.2 – Transports d'Est en Ouest (ou du Nord au Sud coupe C et E) moyens à travers les différentes sections pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$).

Transport ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$)	4 février : Est		24 février : Mistral	
Dates	MITgcm	NEMO	MITgcm	NEMO
A	0	0	162	99,7
B	0	0	25,7	8,27
C	0	8,81	0	0
D	0	0	6,7	5,23
E	9,2	5,43	1,12	5,27

TABLE A.3 – Transports d'Ouest en Est (ou du Sud au Nord coupe C et E) moyens de surface (1 m) à travers les différentes sections pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$).

Transport ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$)	4 février : Est		24 février : Mistral	
Dates	MITgcm	NEMO	MITgcm	NEMO
A	539	263	120	255
B	74,1	40,6	54	52,8
C	36,4	47,5	154	65,1
D	32,3	25,2	1,84	25
E	8,43	5,44	17,6	15,7

TABLE A.4 – Transports d’Est en Ouest (ou du Nord au Sud coupe C et E) moyens de surface (1 m) à travers les différentes sections pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$).

Annexe B

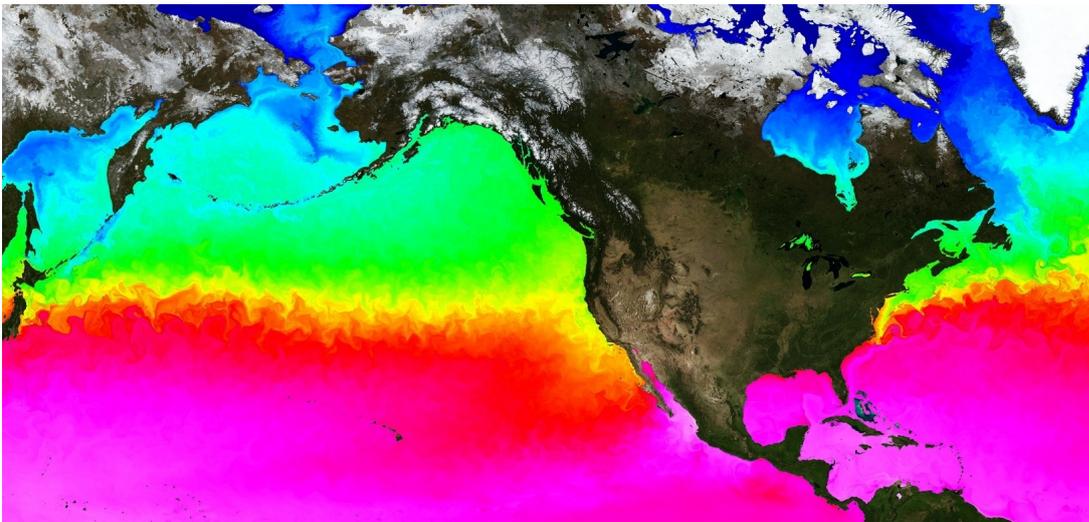
Manuel MITgcm

Sommaire

I	Introduction	49
II	Begin with the model	50
II.1	Model compilation and run	50
II.1.1	Run the code in MPI	50
II.2	Grid	50
II.3	Bathymetry	51
II.4	Initials conditions	52
II.5	General options flag	53
II.6	Other general parameters in "data" file	53
II.6.1	First namelist : Continuous equation	53
II.6.2	Second namelist : Elliptic solver	54
II.6.3	Third namelist : Time stepping	55
II.6.4	Restart simulation	55
III	Going further	56
III.1	Defining packages	56
III.2	External forcing : EXF	56
III.2.1	EXF general flag	56
III.2.2	EXF parameters	57
III.3	Open boundary condition : OBC	58
III.3.1	OBC general flag	59
III.3.2	OBC parameters	59
III.3.3	OBC time dependant	60
III.4	Other packages	61
III.4.1	KPP	61
III.4.2	Diagnostics	61
III.4.3	MNC	61
IV	Looking at the output	62
V	Conclusion and references	63

MITgcm Manual

Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model



1-km resolution global ocean. Colors : sea surface temperature variations. Swirls and filaments : small-scale currents, or eddies. Credit : Chris Hill

Presented by

SAUVAGE Cesar

Supervised by

Anne MOLCARD, Senior Lecturer Supervisor
Yann OURMIERES, Senior Lecturer Supervisor

I Introduction

MITgcm is a ocean modelling software developed by the *Massachusetts Insitute of Technology*. It allows us to study, between others, general current circulation, climate change, sea-ice relation. It involves many options and parameters and allows to run simulations using hydrostatic and non-hydrostatic formulation of the Navier-Stokes equations.

In the following pages we will try to explain how it works and how to set up a model. We will use it on a real study case which is located in the southern France, near the city of Toulon. The circulation of the Northern mediterranean current around islands («iles d'Or») will be studied on a high resolution grid and we will test the effect of the non-hydrostatic formulation.

II Begin with the model

The first step to begin our model is to have a good set up of the grid, the bathymetry and initials conditions. The files which are required to make change on those parameters are "Size.h" and "CPP_OPTIONS.h" defined in "code" directory and file "data" defined in "input" directory. At the beginning it's always good to start with an example and modify parameters once at the time to fit with our simulation.

All experiments and simulation are located in the 'Verification' directory under the 'MITgcm' root directory. The classical disposition of directories is the following :

MIT

- ↪ model : contain source code
- ↪ pkg : contain all subroutines (FORTRAN)
- ↪ utils : contain scripts for post-treatment
- ↪ verification : contain all experiments and tutorials
 - ↪ Experiment
 - ↪ build : the compilation is done here
 - ↪ code : contain file related to source code and options
 - ↪ input : contain input files, all 'data' files, we execute the MITgcm in here

II.1 Model compilation and run

First we have to be located in the 'build' directory of our experiment. In order to create the makefile we will use the genmake command as below : `../../tools/genmake2 -mods=../code -of=[specific file]`

The `-of=[specific file]` is optional. It will look for a file where path are given to indicate where to find package information (*i.e.* NetCDF). As default, it will take a file in the MIT/tools/build_options directory.

Followed by `make depend` and `make` command the MITgcm executable, `mitgcmuv`, will be created. Finally in the 'input' directory simply execute the code with `../build/mitgcmuv`.

II.1.1 Run the code in MPI

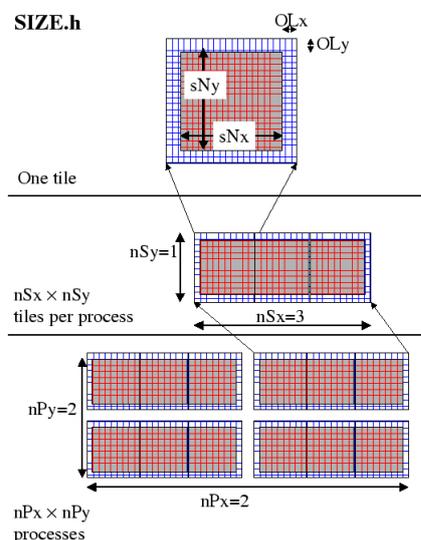
To run in mpi mode the command are more or less the same, by adding the option `-mpi` and a specific file where path for mpi information are correct (just modify the file taken as default), `../../tools/genmake2 -mods=../code -mpi -of=../../tools/build_options/linux_amd64_gfortran`

Then compile the code with `make depend` and `make` as before. To run the code, we specify the path of version used and the number of process, for example, `/usr/bin/mpirun.openmpi -np 4 ../build/mitgcmuv`.

Note that the number of process used `-np 4` have to correspond to $nPx * nPy$ (see section II.2 below). Indeed, the size of each sub-grid has to be the same for each process so, the size of the grid has to be strictly divisible in x and/or y direction by the number of process used.

II.2 Grid

First of all, the grid used has to be defined. In file "Size.h" we'll find parameters allowing us to do this.



Decomposition of the domain. [source : mitgcm.org]

«
sNx - No. X points in sub-grid.
sNy - No. Y points in sub-grid.
OLx - Overlap extent in X.
OLy - Overlap extent in Y.
nSx - No. sub-grids in X.
nSy - No. sub-grids in Y.
nPx - No. of processes to use in X.
nPy - No. of processes to use in Y.
Nx - No. points in X for the total domain → $sNx * nSx * nPx$.
Ny - No. points in Y for the total domain → $sNy * nSy * nPy$.
Nr - No. points in Z for full process domain.
»

With all of this you can divide your grid total in sub-grid, nSx and nSy , defined by a certain number of grid points, sNx and sNy . Then you can attribute different processes for the sub-grids, nPx and nPy . Finally, the number of grid point for the total domain is defined by Nx and Ny .

The MITgcm will now expect file (*i.e.* bathymetry file) containing matrix of size $(Nx*Ny)$.

Once this is done in the file "data" we can find different gridding parameters such as the coordinate system, origin points and spacing in all directions.

The "data" file contains all general parameters divided in five namelists (Continuous equation parameters, Elliptic solver parameters, Time stepping parameters, Gridding parameters and Inputs files parameters).

Then, for the grid we should do something like that :

```
«
# Gridding parameters
&PARM04
# coordinate system for the grid
usingSphericalPolarGrid=.TRUE.,
# origin point (x,y)
xgOrigin=5.875,
ygOrigin=42.714,
# spacing for x,y and z
dXspacing = 0.005208333333333333,
delYFile='yspacing.bin',
delRfile= 'Levels.bin',
&
»
```

All the lines beginning with # are commented lines. In our case we use spherical coordinate system and define the origin point of our domain (x,y).

The spacing Δx , Δy and Δz could be either a constant or read from file. If from file, the MITgcm expect for x a file containing a vector of a size (Nx) (resp. for y a vector of size (Ny) and for z a vector of size (Nr)). Values expected in delRfile represent the thickness between two levels.

We work with constant longitude ($1/192^\circ$) and variable latitude. We have 130 levels where the levels thickness vary from 1 meter at the surface to 33 meters at the bottom of the ocean.

II.3 Bathymetry

All inputs files need to be written in binary mode, which can be easily done with Matlab software using function like 'fopen', 'fread' or 'fwrite'.

After having defined the grid we have to define our bathymetry. We have to create a file with size $(Nx*Ny)$ where every points represent a deepness in meter.

The following figure B.1 shows our bathymetry :

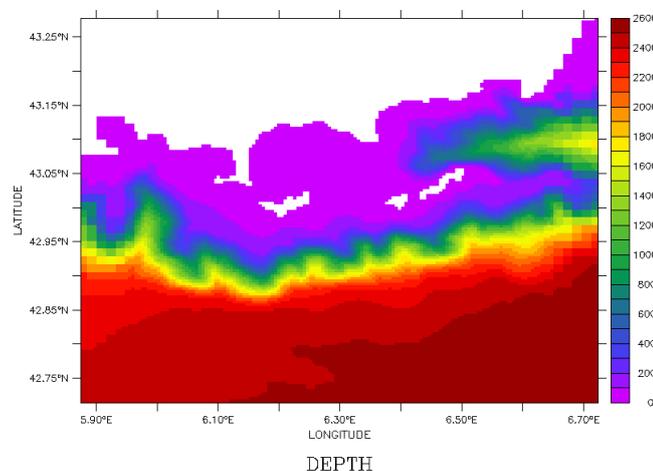


FIGURE B.1 – Bathymetry of our study area.

After we have a good bathymetry file we need to include it into our model. To do this we have to set « bathyFile

= 'bathymetry.bin', » in the file named "data" in the fifth namelist parameter, as below.

```
«  
$PARM05  
# bathymetry file  
bathyFile= 'bathymetry.bin',  
$  
»
```

We can verify if we have done things correctly by simply run a simulation and check the generated output file 'Grid' which contains all necessary information on the grid and bathymetry.

II.4 Initials conditions

We also need to give our model initials conditions, which are defined in the "data" file. The MITgcm allowed us to give temperature and salinity of the ocean, meridional and zonal current velocity.

Temperature and salinity can be constant on all of our domain, tref and sref parameters has to be set in the first namelist of "data", *i.e.* tref = Nr*T° = 130*12 (resp. sref).

It can also be read from file and place at the same place as the bathymetry.

```
«  
# Input datasets  
$PARM05  
# bathymetry file  
bathyFile= 'bathymetry.bin',  
# initial condition  
# temperature  
hydrogThetaFile= 'ref.temp',  
# salinity  
hydrogSaltFile= 'ref.sali',  
# zonal velocity  
uVelInitFile = 'ref.uvel',  
# meridional velocity  
vVelInitFile = 'ref.vvel',  
»
```

Always written in binary mode, this time the MITgcm expects initials conditions in file with size of (Nx*Ny*Nr), so in our case (163*148*130).

In our case the initials conditions are taken from larger simulation (GLAZUR64 realized with NEMO at 1/64° resolution) covering the Lion Gulf. With a Matlab script we stock those data and interpolate it on our grid. We extrapolate land value, B.2(a), and then the MITgcm will take care of applying masks on it, B.2(b).

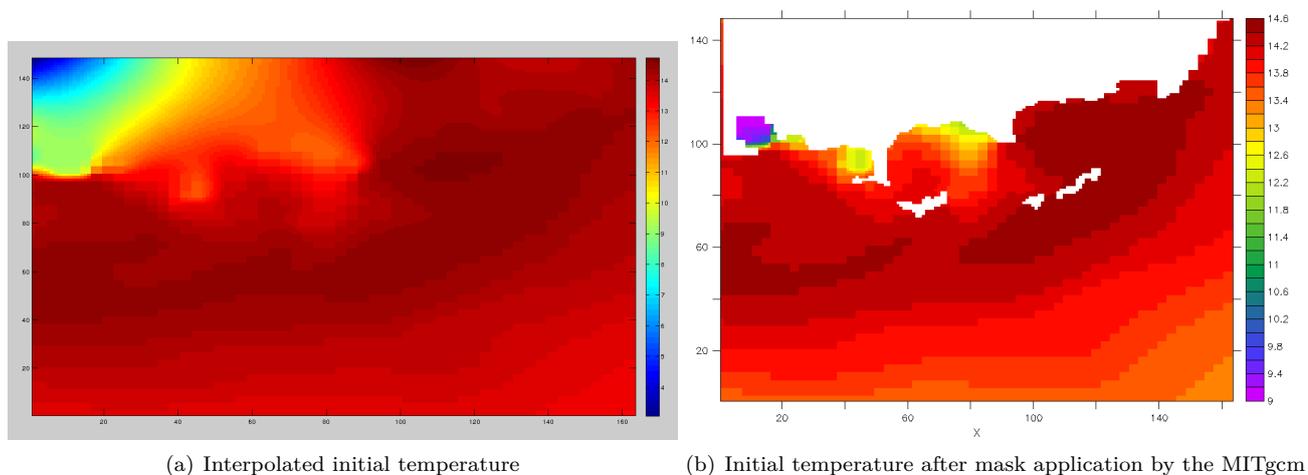


FIGURE B.2 – Initial temperature condition of the ocean in our domain.

We could observe the same results with the salinity or the current velocity.

We could also add here wind initial condition file but we will use the external forcing package to do this, see next section.

II.5 General options flag

The 'code' directory contains 'file.h' needed to 'define' or 'undef' part of the source code which will be executed during computation. If any modification here is made we will have to compute the MITgcm again.

The 'CPP_OPTIONS.h' is about general flag and options. If you want to use the non-hydrostatic formulation, first you have to precise this in here by setting «*#define ALLOW_NONHYDROSTATIC*». We let the other flag set as default.

More 'Options_file.h' regarding open boundaries or atmospheric forcing will be located in here. We will talk about those later.

II.6 Other general parameters in "data" file

The fourth and fifth namelist within the 'data' file regarding gridding parameters and input data file where discussed earlier. Changes made here could be made at anytime and there's no need to compute again the MITgcm.

II.6.1 First namelist : Continuous equation

This first list of parameters will allow us to define a lot of general coefficient and calculation scheme.

```
# bi-harmonic (bi-laplacian) viscosity and diffusion (m4/s)
# Leith viscosity method (laplacian and bi-laplacian)
# Laplacian parameter set to zero (default)
viscC2leith = 0.0,
viscC2leithD = 0.0,
# Bi-Laplacian parameters
viscC4leith = 3.0,
viscC4leithD = 3.0
# max grid visc
viscA4GridMax = 1,
# Background viscosity
viscAz = 1.E-5,
# advection scheme
tempAdvScheme = 33,
saltAdvScheme = 33,
```

Here are the viscosity parameters of our study, we used the bi-laplacian Leith method but we could also use the laplacian method or different scheme like Smagorinsky method or the default one (approximation of viscosity formula).

viscC4leith and *viscC4leithD* parameters are scaling factors, which means if equals to one, the viscosity will be calculated to work at the grid scale, if equals to two then the double grid scale and so.

viscA4GridMax allows us to adjust the CFL stability limiter for biharmonic viscosity like :

$$A^h = \text{viscA4GridMax} * \frac{L^4}{32 * \Delta T}, \text{ where } L \text{ is the length of grid (horizontal).}$$

The viscosity of the ocean is an important parameter to be taken care of, because too much viscosity or not enough will cause the model to become instable and make values 'blow up' at some points, B.3. With *tempAdvScheme* (resp. *saltAdvScheme*) we can choose different advection scheme for temperature and salinity. The one choosen will add implicit diffusion on temperature and salinity that's the reason why we don't have to add more with parameters such as *diffK4S* and *diffK4T*. The boolean *implicitViscosity* and *implicitDiffusion* could be set to calcul implicitly vertical diffusion and viscosity. Routines are located in *pkg/mom_common*.

```
# conservation of properties at the surface layer
exactConserv=.TRUE.,
# salt conservation
useRealFreshWaterFlux=.TRUE.,
```

This two previous parameters allow conservation of properties and conservation of salt in the ocean.

```
# turn on looped cells (partial step)
# hFacMin=0.2,
# hFacMindr=5.,
```

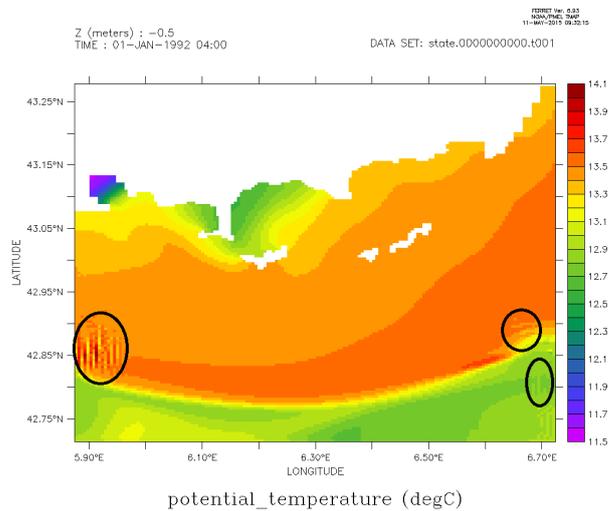


FIGURE B.3 – Numerical instabilities du to a lack of viscosity.

Those one can turn on partial step. They represent fraction of cell to help reducing high verticals gradients at the bottom of the ocean and avoid vertical velocities to cause instabilities.

```
# set precision of data files
readBinaryPrec=64,
```

This only indicated the binary precision used to read inputs files, 64 or 32 bytes.

```
# determine free-slip or no-slip on the sides and bottom
no_slip_sides=.FALSE.,
no_slip_bottom=.TRUE.,
bottomDragQuadratic = 1.E-3,
```

Boolean allowing to add friction on sides and bottom of our domain by defining free-slip or no-slip. We decide to apply free-slip on sides and no-slip at the bottom. If no-slip bottom is turned on we can add a bottom drag coefficient linear (s^{-1}) or non-linear/quadratic (m^{-1}).

```
# Make only one general file and not per tile file (i.e. usefull for pickupfile)
useSingleCpuIO = .TRUE.,
```

This is used when using MPI computation and allow to generate only one output file (such as pickup file usefull to restart the simulation) and not one file per tile. There is also the boolean parameter 'GlobalFile' but not needed since this works on binaries outputs files and we use NetCDF outputs files.

```
# Allow non-hydrostatic formulation
# nonHydrostatic = .TRUE.,
```

It is also where we can define to use, or not, the non-hydrostatic formulation. As default, simulation run with hydrostatic approximation.

II.6.2 Second namelist : Elliptic solver

This second namelist is purely numerical and has only few parameters. Once set we will not touch it anymore

```
cg2dMaxIters=500,
cg2dTargetResidual=1.E-13,
```

The first one is the maximum iterations possible to found an error less than the second one.

If use the non-hydrostatic formulation since it makes 2D elliptic equation into 3D elliptic equation, we have to set two more parameters equivalent to the other but for 3D equation :

```
# 3D elliptic parameter usefull for non-hydrostatic formulation
cg3dMaxIters=300,
cg3dTargetResidual=1.E-13,
```

II.6.3 Third namelist : Time stepping

This namelist will contain all parameters related to time and output frequency. All the parameters have to be set in second.

```
# duration of the simulation
nIter0= 0,
# nTimeSteps = 720,
# startTime = 0.,
endTime = 172800.,
```

The duration of the simulation is set through those parameters. Ones are dependant of the time step, nIter0 and nTimeSteps, whereas the others are independant, startTime and endTime.

```
# time step (s)
deltaT = 10.,
```

We can define here a general ΔT or do it separately by defining one for the equation of moment, deltaTmom, one for the tracers, deltaTtracer and one for the time, deltaTClock.

```
#frequency of output saved (s)
# dumpFreq= 7200.,
taveFreq = 86400.,
pChkptFreq= 86400.,
```

dumpFreq represents the frequency of instantaneous output field saved, whereas taveFreq represent frequency of time-averaged output field saved. The last one is about the generation of pickup files needed if we want to restart our simulation.

II.6.4 Restart simulation

To restart the simulation from a pickup file we need to generate it with pChkptFreq. Then modify nIter0 which have to correspond to the iteration when we want to restart and increment endTime. The pickup file have to be rename this way "pickup.nIter0{10 char.}.data (resp. pickup.nIter0{10 char.}.meta).

Example : We run one day simulation with creation of pickup file at the end :

```
nIter0= 0,
endTime = 86400.,
deltaT = 10.,
pChkptFreq= 86400.,
```

Then rename the pickup files such as pickup.0000008640.data (resp. pickup.0000008640.meta). Finally change parameters in "data" :

```
nIter0= 8640,
endTime = 172800.,
deltaT = 10.,
pChkptFreq= 86400.,
```

This way we will run the simulation for another day starting from the pickup file.

III Going further

Once we start to be used to this model and how it works we can add multiple package in order to introduce open boundaries conditions, atmospheric conditions, more sophisticated viscosity and diffusion method, vertical fluid mixing (KPP) or also, time depending conditions. All of those packages need to be define and then their parameters will be written in a specific "data" file, all located in the 'input' directory.

III.1 Defining packages

The first step to allow use of different package is to define it in the 'code' directory in the 'package.conf' file in order to compute the source code needed. In our case we will use three major package which are the generation of NetCDF as outputs, defined by the key word "mnc", the use of open boundaries conditions for our ocean, defined by "obcs", the external forcing for atmospheric conditions, defined by "exf", the use of diagnostics defined by "diagnostics" and the KPP method for vertical mixing defined by "kpp".

The second step is to define it in a specific 'data' file "data.pkg" as below :

```
# Packages
@PACKAGES
useMNC=.TRUE.,
useOBCS=.TRUE.,
useEXF=.TRUE.,
useDIAGNOSTICS=.TRUE.,
useKPP=.TRUE.,
@
```

Once this is done we are ready to use those packages and set their parameters.

III.2 External forcing : EXF

External forcing package represents all atmospheric conditions. Our data come from Meteo France (ARPEGE) and are provided every 3 hours. For the simulation we will use wind (zonal and meridional) at 10m, air temperature and specific humidity at 2m, long and short downwards radiations and precipitations. Routines are located in *pkg/exf*.

III.2.1 EXF general flag

We define in the 'code' directory a "EXF_OPTIONS.h" file.

```
#define ALLOW_ATM_TEMP
#define ALLOW_ATM_WIND
#define ALLOW_DOWNWARD_RADIATION
```

Those parameters will allow the code to read from file air temperature, specific humidity and wind.

```
#undef ALLOW_RUNOFF
#undef ALLOW_RUNOFFTEMP
```

We didn't provide runoff for our simulation.

```
#if (defined (ALLOW_ATM_TEMP) || defined (ALLOW_ATM_WIND))
# define ALLOW_BULKFORMULAE
# define ALLOW_BULK_LARGEYEAGER04
#endif
```

Those parameter are related to the Bulk formula, if we use *ALLOW_ATM_TEMP* and *ALLOW_ATM_WIND* then the Bulk formula is turned on. The MITgcm will then compute meridional and zonal wind stress but also turbulent and radiative fluxes at the surface of the ocean. We decide to use the Large and Yeager method from 2004.

```
#define USE_EXF_INTERPOLATION
```

This parameters allow to use interpolation on-the-fly. This means that the MITgcm will take care of adapting any input grid to the model grid.

Otherwise we can 'undef' this flag and have to interpolate forcing values ourselves and then provide files with size (Nx,Ny).

Other flags are leaved set as default. Note that in our case we will not use climatologies relaxations.

III.2.2 EXF parameters

EXF parameters are defined in a "data.exf" file and it includes four namelist plus one related to OBC. The first namelist doesn't contain much, reading precision of the file, 64 bytes and a debug level useful for resolving problems.

```
ⒺEXF_NML_01
exf_iprec = 64,
exf_debugLev = 5,
Ⓕ
```

The second namelist concerns all input files :

```
ⒺEXF_NML_02

# wind
uwindfile = 'EXF.U10M',
vwindfile = 'EXF.V10M',
# air temperature
atempfile = 'EXF.T2m',
# specific humidity
aqhfile = 'EXF.Q2m',
# precipitation
precipfile = 'EXF.PRECIP',
# short and long downwards radiations
, sdownfile = 'EXF.FLSOLAIRE',
lwdownfile = 'EXF.FLTHERM',

uwindstartdate1 = 20150201,
uwindstartdate2 = 000000,
uwindperiod = 10800.,

vwindstartdate1 = 20150201,
vwindstartdate2 = 000000,
vwindperiod = 10800.,

atempstartdate1 = 20150201,
atempstartdate2 = 000000,
atempperiod = 10800.,

aqhstartdate1 = 20150201,
aqhstartdate2 = 000000,
aqhperiod = 10800.,

precipstartdate1 = 20150201,
precipstartdate2 = 000000,
precipperiod = 10800.,

sdownstartdate1 = 20150201,
sdownstartdate2 = 000000,
sdownperiod = 10800.,

lwdownstartdate1 = 20150201,
lwdownstartdate2 = 000000,
lwdownperiod = 10800.,
Ⓕ
```

The firsts parameters describe the name of the file which will be read by the MITgcm. Then for each variable we define a time dependant relation since we have to provide data to our model every 3 hours. So, the *xxxperiod*, in second, will represent the time when the MITgcm will look for the next data, here 10800s. *xxxstartdate1* (resp. *xxxstartdate2*) is written this way : YYYY/MM/DD (resp. HH/MM/SS).

In order to use this time dependant relation we have to define another file "data.cal".

```
# *****
# Calendar Parameters
# *****
ⒺCAL_NML
TheCalendar='gregorian',
# TheCalendar='model',
startDate_1=20150201,
startDate_2=000000,
Ⓕ
```

This namelist contains information on the starting date of our simulation, written same way as before. Different calendar could be use to define how a year is described (*i.e.* leap year).

This date marks for the MITgcm the first time to look at for file. The dates written in "data.exf" could be either equal or superior to this date. If superior, each file have to contain anyway the number of time data needed to start according to the date written in "data.cal" but they will be skipped until the simulation time reaches the date written in "data.exf".

Note that the MITgcm will try to pass progressively from one EXF value to the other, so it will expect one more time data than the duration of the simulation seems to required (*i.e.* in our case for 1 day simulation EXF file size will be (X*Y*9)).

We leave the third namelist empty. The fourth namelist have to be filled if we use interpolation on-the-fly. Parameters will give information on the input grid to interpolate on the output grid :

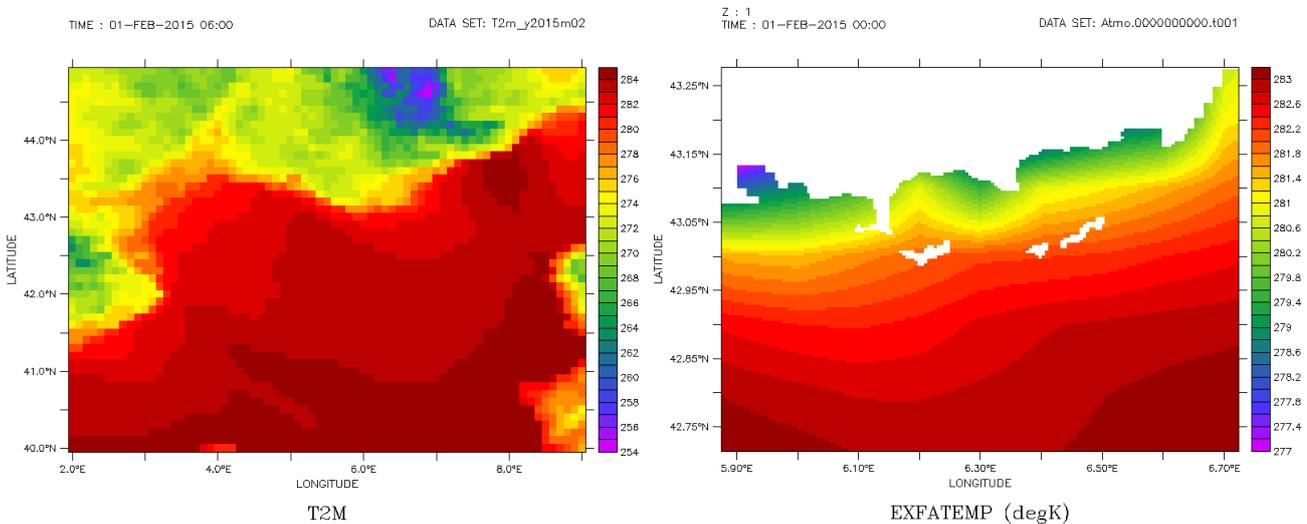
```

$EXF_NML_04
wwind_lon0 = 2,
wwind_lon_inc = 0.1,
wwind_lat0 = 40,
wwind_lat_inc = 0.1,
wwind_nlon = 71,
wwind_nlat = 50,
$

```

Here it's only the example for the zonal velocity current but it has to be done for each input field. xxx_lon0 (resp. xxx_lat0) gives the origin point, longitude and latitude, of the input grid. xxx_lon_inc (resp. xxx_lat_inc) represents the spacing Δlon (resp. Δlat). xxx_nlon (resp. xxx_nlat) represents the size in grid points of the input grid.

Since, the interpolation-on-the-fly seems to give bad results we preferred to interpolate ourselves, using Matlab, the data taken from ARPEGE model on our grid.



(a) Air temperature given with ARPEGE model on Lion Gulf area. (b) Air temperature after interpolation on our domain.

FIGURE B.4 – Atmospheric condition of air temperature.

The same process is done with all of our atmospheric fields.

III.3 Open boundary condition : OBC

Our study area contains three ocean boundary, West, East and South. As for the initial conditions the OBC are taken from simulations made on a larger domain which is the Lion Gulf, figure B.5.

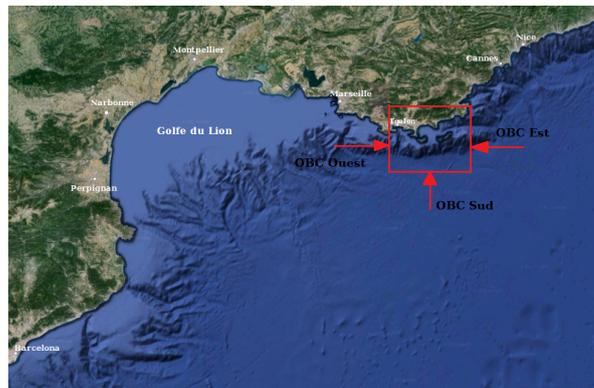


FIGURE B.5 – Lion Gulf and study area with different OBC.

By the same process as before, we interpolate values on our finest grid and extrapolate all land values and let MITgcm apply mask on it. We will give temperature, salinity, meridional and zonal current velocities as open boundaries conditions. Routines are located in *pkg/obcs*.

III.3.1 OBC general flag

Like in the section II.5 we have to define a "OBCS_OPTIONS.h" file. In this we can define how many open boundaries we need for our model :

```
C Enable individual open boundaries
#undef ALLOW_OBCS_NORTH
#define ALLOW_OBCS_SOUTH
#define ALLOW_OBCS_EAST
#define ALLOW_OBCS_WEST
```

As we said before we don't need open boundary to the north.

The OBC can be either constant (equal to the *tref* and *sref* parameters set earlier whereas velocities are null) or read from file defining :

```
#define ALLOW_OBCS_PRESCRIBE
```

Different method to manage the behavior of our OBC :

```
#undef ALLOW_ORLANSKI
#undef ALLOW_OBCS_STEVENS
#define ALLOW_OBCS_SPONGE
#define ALLOW_OBCS_BALANCE
```

The first is Orlanski conditions (radiation code), the second one is Stevens method (*mitgcm.org* for more info). The third one is a 'sponge' layer which will allow the OBC to be relaxed into the ocean and avoid brutal meeting between OBC and fluid in the domain. The last one is a code allowing balance between flux in and flux out. Other flags can be turned on if the study area include sea-ice relations.

III.3.2 OBC parameters

OBC parameters are defined in "data.obcs" file and includes four different namelists. The second and the fourth are related to Orlanski and Stevens methods parameters so we will not define those.

The first is mainly about values associated to OBC.

```
# Open-boundaries
%OBCS_PARM01
OBCSfixTopo=.TRUE.,
OB_Ieast = 148*-1,
OB_Jsouth= 163*1,
OB_Iwest = 148*1,

useOBCSprecribe = .TRUE.,
useOBCSsponge = .TRUE.,
useOBCSbalance = .TRUE.,
```

```
OBCS_balanceFacE =1,
OBCS_balanceFacW =2,
OBCS_balanceFacS =-1,
```

<pre># Temperature</pre>	<pre># Zonal velocity Current</pre>
<pre>OBWtFile = 'OBC_W.temp',</pre>	<pre>OBWuFile = 'OBC_W.zo_cur',</pre>
<pre>OBEtFile = 'OBC_E.temp',</pre>	<pre>OBEuFile = 'OBC_E.zo_cur',</pre>
<pre>OBStFile = 'OBC_S.temp',</pre>	<pre>OBsuFile = 'OBC_S.zo_cur',</pre>
<pre># Salinity</pre>	<pre># Meridional velocity Current</pre>
<pre>OBWsFile = 'OBC_W.sali',</pre>	<pre>OBWvFile = 'OBC_W.me_cur',</pre>
<pre>OBEsFile = 'OBC_E.sali',</pre>	<pre>OBEvFile = 'OBC_E.me_cur',</pre>
<pre>OBSsFile = 'OBC_S.sali',</pre>	<pre>OBsvFile = 'OBC_S.me_cur',</pre>

OBCSfixTopo makes MITgcm check and correct little problems with verticals gradients in the bathymetry and OBC.

The three following parameters define which points are a part of the OBC, here all the points are taken into account (the negative value for eastern OBC is a MITgcm convention).

As to confirm the use of function defined previously in III.3.1 *OBC general flag* we turn on *useOBCSprescribe*, *useOBCSsponge* and *useOBCSbalance*.

Balance of OBC is defined by a factor for each boundary. "-1" means that, here, the southern OBC will be corrected itself to avoid zero net transport. The other factors mean that the western OBC will be corrected two times larger than the eastern boundary.

Finally, we give the input file of our OBC. The key word is made by OB + (W/E/S/N) + x + File.

(W/E/S/N) stand for **W**est, **E**ast, **S**outh and **N**orth.

x represents the variable described, temperature, salinity, zonal (**u**) and meridional (**v**) current velocities.

The MITgcm will expect OBC file size to be (Nx*Nr) for southern and northern boundaries and (Ny*Nr) for eastern and western boundaries.

The third namelist in "data.obcs" is about the implementation of a 'sponge' layer.

```
# Sponge layer parameters
&OBCS_PARM03
spongeThickness=10,
# Relaxation term
#Long relaxation time scale
Urelaxobcsinner = 43200,
Vrelaxobcsinner = 43200,
#short relaxation time scale
Urelaxobcsbound = 3600,
Vrelaxobcsbound = 3600,
&
```

The first parameter define the thickness of the layer in grid points. Here we choose 10 grids points, so approximately $\simeq 5$ km.

The four others parameters are relaxation times. 'U' is for zonal relaxation (West and East OBC) and 'V' is for meridional relaxation (South and North OBC). The 'inner' part represents the closest layer to the OBC whereas 'bound' is the farther layer to the OBC. Times have to be set in second.

As the viscosity and diffusion terms those relaxation terms have to be set carefully depending how often we will provide OBC and allow flux in and flux out to be manage without problems. This could lead to internal waves and bouncing waves near the OBC.

III.3.3 OBC time dependant

For our simulation we have to input OBC every days (because we have output of GLAZUR simulation every days). As for the external forcing it will use the data set in "data.cal" file. The first file it will take correspond to this time, otherwise we should define a *startdate* and then the MITgcm will skip file between date in "data.cal" and the OBC *startdate*. Be careful, this parameter has to be set in "data.exf" as the last namelist and not in "data.obcs". It is defined like this :

```
&EXF_NML_OBCS
```

```
obcsEstartdate1 = 20150201,
obcsEstartdate2 = 000000,
obcsEperiod = 86400,
```

```
obcsSstartdate1 = 20150201,
obcsSstartdate2 = 000000,
obcsSperiod = 86400,
```

```
obcsWstartdate1 = 20150201,
obcsWstartdate2 = 000000,
obcsWperiod = 86400,
```

```
&
```

Dates and periods are written the same way as for EXF date and has to be done for each OBC. MITgcm will now expect file with size (Nx*Nr*time) (resp. (Ny*Nr*time)). For the same reason as the atmospheric data we'll have to consider one more time data than the duration of the simulation, since it will try to pass progressively from one OBC value to the other, (*i.e.* in our case for 3 days simulation OBC file size will be (163*130*4)(resp. (148*130*4)).

III.4 Other packages

III.4.1 KPP

This package is about the nonlocal K-Profile Parametrization (KPP) scheme for vertical mixing. If KPP package is used then in file 'data' two parameters have to set :

```
implicitViscosity = .TRUE.,  
implicitDiffusion = .TRUE.,
```

Then in the 'data.kpp' :

```
§KPP_PARM01  
KPPmixingMaps = .TRUE.,  
KPPwriteState = .TRUE.,  
kpp_dumpFreq = 86400.,  
§
```

Those parameters allow to write KPP diagnostics and state in the output with a certain frequency. Others parameters and coefficients are set as default.

III.4.2 Diagnostics

This package allows us to add more variables in output such as the wind stress, the evaporation or surface flux. Routines are located in *pkg/diagnostics*.

In the 'data.diagnostics' we can find :

```
§diagnostics_list  
frequency(1) = 10800,  
levels(1,1) = 1.,  
fields(1,1) = 'EXFtaux','EXFtauy','EXFqnet','EXFevap','EXFempmr'  
filename(1) = 'Atmo',  
§  
§DIAG_STATIS_PARDS  
§
```

We can precise the frequency of the output, how many levels do we want (maximum is Nr), variable's name to be saved (see the official manual to have a list of variable) and finally, the output file name.

The second namelist is about making statistics on regions or variables.

III.4.3 MNC

All parameters related to the generation of Netcdf file are set up in 'data.mnc'. Routines are located in *pkg/mnc*.

```
§MNC_01  
mnc_use_outdir=.TRUE.,  
mnc_outdir_str='mnc_test_',  
pickup_write_mnc=.FALSE.,  
pickup_read_mnc=.FALSE.,  
§
```

The first two parameters will allow to create a directory for NetCDF output which name begin with *'mnc_test_'* (*i.e.* *mnc_test_001*, *mnc_test_002* ...). Note that if we use mpi and so, have divided our domain in tiles, it will create a directory with an output file for each tile of the domain. MITgcm provides scripts to regroup NetCDF together.

pickup_write_mnc and *pickup_read_mnc* are turned off since for now the use of pickup with NetCDF to restart simulation is not working so well. We prefer generate pickup in a binary file.

Another parameter which restrain the size of the NetCDF output is *mnc_max_fsize*, default is 2 Giga so it can be increased if needed. All other parameters are set as default.

IV Looking at the output

Output files will be created where we execute the code. The default output generated is with binary files, could be useful when working with a lot of data and could be read with Matlab. Anyway, we can also work with NetCDF files easily read by softwares like FERRET or using NCO command. To do this we need to set some key words as we explained it earlier in section III.1 and in section *MNC* of III.4.3.

The classical variables we will find in output are the current velocity components (m/s), zonal U, meridional V and vertical W, the ocean temperature T (degC) and salinity S (ppt) and the surface anomaly ETA (m). As we said earlier, II.3, we will also find an output file with all information on the grid (Δx , Δy , Δz , bathymetry, ..) which can be useful.

V Conclusion and references

The MITgcm allows us to simulate ocean's general circulation with a lot of parametrizable parameters. This manual is about a particular study case and can be used as a basis for setting up other model.

Of course, we didn't use all the possible parameters in the MITgcm and more information are available on the official MITgcm manual or on the web site *mitgcm.org*.

Bibliographie

- Alb erola, C. and Millot, C. (2003). Circulation in the french mediterranean coastal zone near marseilles : the influence of wind and the northern current. *Continental Shelf Research*, 23 :587–610.
- Arakawa, A. and Lamb, V. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 17 :174–267.
- Dufresne, C. (2014). *Compr ehension et analyse des processus hydro-s edimentaires de la Baie de Toulon. : Apport   la mod elisation de la dispersion des radionucl eides*. PhD thesis, Université de Toulon.
- Gaspar, P., Gr egoris, Y., and Lefevre, J.-M. (1990). A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing : Tests at station papa and long-term upper ocean study site. *Journal of Geophysical Research*, 95 :16,179–16,193.
- Guihou, K. (2013). *Etude de la dynamique du Courant Nord au large de Toulon,   l’aide de modèle, observations in-situ et données satellites*. PhD thesis, Universit  de Toulon et du Var.
- Guihou, K., Marmain, J., Ourmieres, Y., Molcard, A., Zakardjian, B., and Forget, P. (2013). A case study of the mesoscale dynamics in the north-western mediterranean sea : a combined data-model approach. *Ocean Dynamics*, 63 :793–808.
- Hovm oller, E. (1949). The trough-and-ridge diagram. *Swedish Meteorological and Hydrological Institute*, 2 :62–66.
- Jackett, D. R. and McDougall, T. J. (1995). Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12 :381–389.
- Langlais, C. (2007). *Etude de la variabilité interannuelle des échanges c te-large : simulation haute résolution de la dynamique du Golfe du Lion*. PhD thesis, l’Universit  du Sud Toulon Var.
- Large, W., McWilliams, J., and Doney, S. (1994). Oceanic vertical mixing : A review and a model with nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32 :363–403.
- Large, W. G. and Yeager, S. G. (2004). Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models : The data sets and flux climatologies. Technical report, National Center for Atmospheric Research.
- Lellouche, J.-M., Le Galloudec, O., Dr evillon, M., R gnier, C., Greiner, E., Garric, G., Ferry, N., Desportes, C., Testut, C.-E., Bricaud, C., Bourdall -Badie, R., Tranchant, B., Benkiran, M., Drillet, Y., Daudin, A., and De Nicola, C. (2013). Evaluation of global monitoring and forecasting systems at mercator oc an. *Ocean Science*, 9(1) :57–81.
- Madec, G. (2008). Nemo ocean engine. *Note du Pole de mod elisation, Institut PierreSimon Laplace (IPSL)*, 27 :1–219.
- Magaldi, M. G. and Haine, T. W. N. (2015). Hydrostatic and non-hydrostatic simulations of dense waters cascading off a shelf : the East Greenland case. *Deep Sea Res. I*, 96 :89–104.
- Marmain, J. (2013). *Circulation côtière en Méditerranée Nord Occidentale : courantométrie par radar HF et couplage avec un modèle numérique*. PhD thesis, Universit  de Toulon et du Var.
- Marshall, J., Adcroft, A., Hill, C., Perelman, L., and Heisey, C. (1997a). A finite-volume, incompressible navier stokes model for studies of the ocean on parallel computers. *Journal of Geophysical Research*, 102 :5753–5766.
- Marshall, J., Hill, C., Perelman, L., and Adcroft, A. (1997b). Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling. *Journal of Geophysical Research*, 102(C3) :5733–5752.
- Millot, C. (1999). Circulation in the western mediterranean sea. *Journal of Marine Systems*, 20 :423–442.

- Millot, C. and Taupier-Letage, I. (2005). Circulation in the mediterranean sea. *The handbook of environmental chemistry*, 5 :29–66.
- Navier, C. L. M. H. (1822). Memoire sur les lois du mouvement des fluides. *Memoires de l'Academie des Sciences de Paris*, 6 :389–440.
- Orlanski, I. (1976). A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *Journal of Computational Physics*, 21 :251–269.
- Ourmières, Y., Zakardjian, B., Béranger, K., and Langlais, C. (2011). Assessment of a nemo-based downscaling experiment for the north western mediterranean region : impacts on the northern current and comparison with adcp data and altimetry products. *Ocean Modelling*, 39 :386–404.
- Pinardi, N. and Masetti, E. (2000). Variability of the large scale general circulation of the mediterranean sea from observations and modelling : a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158 :153–173.
- Stevens, D. P. (1990). On open boundary conditions for three dimensional primitive equation ocean circulation models. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, 51 :103–133.
- Stokes, G, G. (1846). Report on recent researches in hydrodynamics. *Report of the British Association for the Advancement of Science*, pages 1–20.

Table des figures

1	Présentation des différentes actions réalisées dans le projet PREVENT.	10
2	Echelles saptio-temporelles.	11
3	bla bla bla	12
4	Carte décrivant la circulation océanique en méditerranée.	13
5	Circulation générale de surface dans le bassin occidentale [Millot, 1999].	14
6	Exemple de carte radar après traitement (issu de [Marmain, 2013]).	15
7	Position des variables sur un point de grille (tirée de [Madec, 2008]).	19
8	Schéma de représentation des coordonnées z (issu de [Madec, 2008]).	20
9	Courant de surface moyenné sur une journée typique d’hiver (m/s).	20
10	Bathymétrie de notre zone d’étude.	21
11	Emplacements des frontières ouvertes de notre domaine.	21
12	Courant de surface moyennée sur une journée d’hiver (m/s).	22
13	Exemple de frontières ouvertes à l’ouest et à l’est de notre zone d’étude.	22
14	Condition initiale de température de notre domaine.	23
15	Gestion des forçages atmosphériques.	24
16	Température en fonction de la profondeur dans la baie de Hyères.	25
17	Comparaison de l’évolution de la température et de la salinité de surface du 15 janvier 2015 au 28 mars 2015	27
18	Précipitations moyennes sur notre domaine du 13 au 15 février 2015 (mm).	28
19	Comparaison de la trajectoire du courant Nord en surface lors d’un événement de méandre (m/s).	28
20	Comparaison de l’intensité du courant de surface moyenné du 15 janvier au 28 mars 2015 (m/s), le trait noir représente l’emplacement d’une coupe verticale.	29
21	Comparaison de l’intensité du courant moyennée du 15 janvier au 28 mars 2015 (m/s).	29
22	Comparaison de la taille et de la position du courant Nord sur la période janvier-mars 2015 (m/s).	30
23	Direction (en haut) et intensité (en bas) du vent au cours du mois de février, en noir un épisode de vent du nord et en rouge de vent d’est, (0° → Nord, 90° → Est, 180° → Sud, 270° → Ouest et 360° → Nord).	31
24	Direction et intensité du vent moyen donnée par ARPEGE le 24 février (m/s).	31
25	Comparaison du courant de surface simulé le 24 février 2015 (m/s).	31
26	Données de courantométrie de surface par radar haute fréquence du 24 février 2015. Les flèches indiquent la direction et le code couleur l’intensité (croissante du bleu au rouge).	32
27	Emplacement des différentes coupes verticales effectuées.	32
28	Trajectoire du courant moyen le 24 février 2015 à une profondeur de 150m.	33
29	Trajectoire du courant moyen le 24 février 2015 à une profondeur de 20m.	33
30	Analyse de la vitesse à travers les différentes coupes par Mistral le 24 février (m/s). à gauche : MITgcm, à droite : NEMO.	34
31	Direction et intensité du vent moyen donnée par ARPEGE le 4 février (m/s).	35
32	Comparaison du courant de surface moyen simulé le 4 février 2015 (m/s).	35
33	Analyse de la vitesse à travers les différentes coupes par vent d’est le 4 février (m/s). à gauche : MITgcm, à droite : NEMO.	36
34	Trajectoire du courant moyen le 4 février 2015 à une profondeur de 150m.	37
35	Circulation de surface moyenne au cours du 3 mars 2015.	39
36	Comparaison du courant de surface moyen dans la baie de Hyères le 24 février 2015 (m/s).	40
37	Comparaison des vitesses verticales moyennes au cours du 3 mars 2015 à une profondeur de 15 m (m/s).	40
38	Comparaison des vitesses verticales instantanées le 3 mars à 11h à 15 m (m/s).	41
B.1	Bathymetry of our study area.	51
B.2	Initial temperature condition of the ocean in our domain.	52
B.3	Numerical instabilities du to a lack of viscosity.	54

B.4 Atmospheric condition of air temperature.	58
B.5 Lion Gulf and study area with different OBC.	58

Liste des tableaux

1	Résumé des paramètres des différentes configurations.	26
2	Transports d'Est en Ouest moyens à travers 3 sections pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$) par vent d'est, le 4 février.	37
3	Transports du Nord au Sud moyens à travers la section entre l'île de Porquerolles et l'île de Port-Cros pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$) par Mistral, le 24 février.	38
4	Transports moyens à travers la section à l'entrée de la Rade de Toulon pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$).	38
A.1	Transports d'Ouest en Est (ou du Sud au Nord coupe C et E) moyens à travers les différentes sections pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$).	45
A.2	Transports d'Est en Ouest (ou du Nord au Sud coupe C et E) moyens à travers les différentes sections pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$).	45
A.3	Transports d'Ouest en Est (ou du Sud au Nord coupe C et E) moyens de surface (1 m) à travers les différentes sections pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$).	45
A.4	Transports d'Est en Ouest (ou du Nord au Sud coupe C et E) moyens de surface (1 m) à travers les différentes sections pour chaque modèle ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$).	46

Sauvage César

Simulation numériques autour des îles d'Or

Résumé

L'objectif principal de notre étude est de développer une configuration avec un modèle numérique de circulation océanique au large de Toulon afin d'améliorer la connaissance de la circulation côtière dans cette zone en utilisant une approche non-hydrostatique.

La validation de notre modèle utilisant l'approximation hydrostatique s'est faite à l'aide d'une configuration déjà en place sur ce domaine avec un autre modèle largement utilisé et validé dans la communauté océanographique ainsi qu'avec des observations radars haute fréquence. Cette étape a permis la mise en évidence de différences de circulation de surface proche des côtes pouvant être liées à l'utilisation de différents schémas de mélange verticaux ainsi qu'une gestion différente de la viscosité turbulente.

Enfin, les comparaisons des simulations hydrostatique et non-hydrostatique n'ont pas montré de différences significatives. Pas plus de structures proches des côtes n'ont été observées ce qui pourrait indiquer que notre résolution spatiale est encore trop basse pour pouvoir observer l'impact du non-hydrostatique.

Mots clés : Océanographie physique, modélisation, hydrostatique, non-hydrostatique, MITgcm, Courant Nord, Toulon

Numericals simulations around the Golden Islands

Abstract

The main goal of our study was to use a numerical ocean circulation model offshore of Toulon in order to improve the knowledge of the coastal circulation using non-hydrostatic approach.

Our model using hydrostatic approximation was compared to high frequency radar observations and an other numerical model, widely used and validated by the oceanography community, already existing on the same area, in order to be validated. During this step, differences arised on sea surface circulation near the coast which could be due to the use of different vertical mixing schemes and a different parametrization of the turbulent viscosity.

Finally, comparison between hydrostatic and non-hydrostatic showed only few differences. Not so many changes in the circulation were observed near the coast which could show that our spatial resolution is still to low to observe the impact of the non-hydrostatic.

Keywords : Physical oceanography, modelling, hydrostatic, non-hydrostatic, MITgcm, Northern current, Toulon