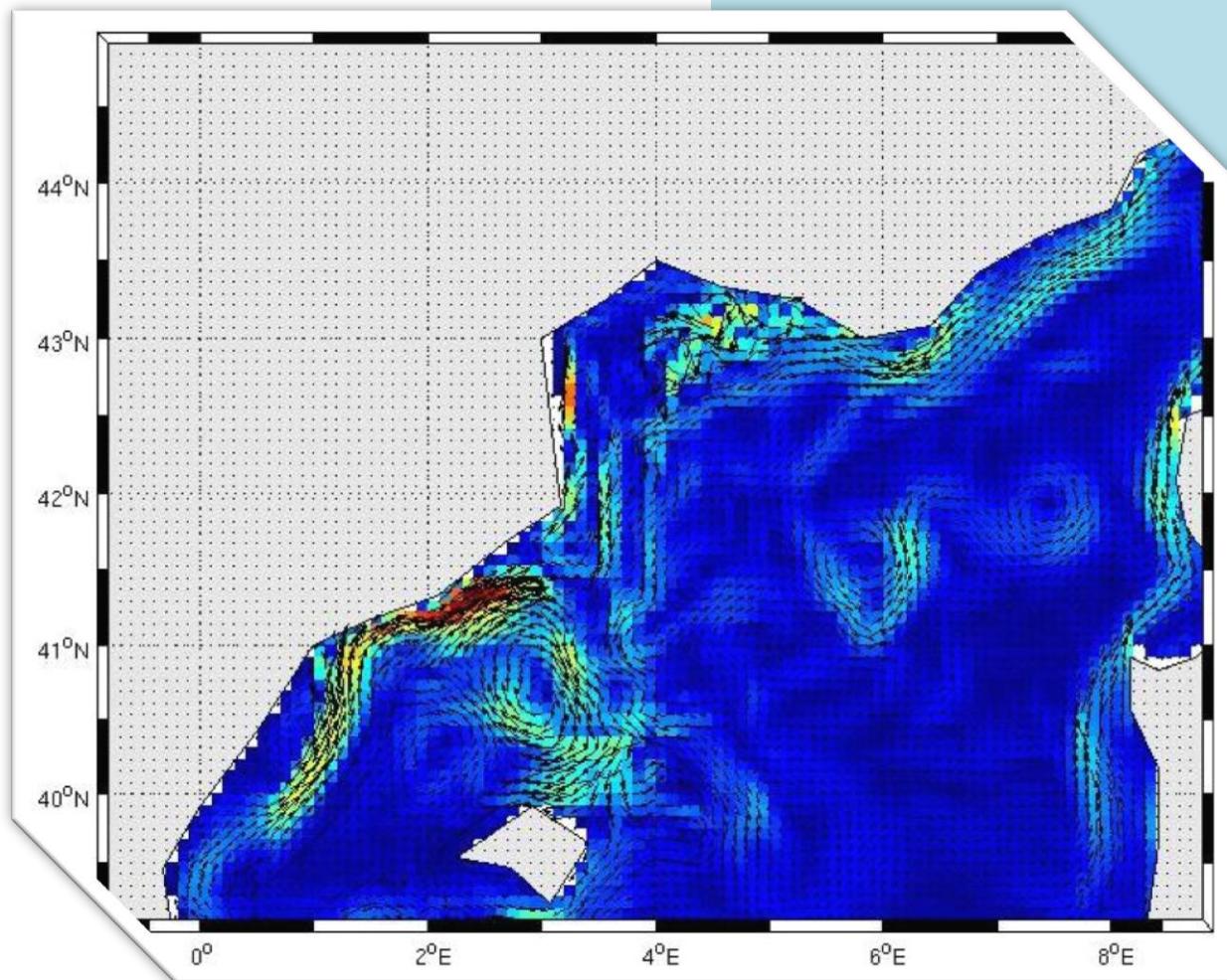


## Modélisation 3D du Golfe du Lion



Romain RAINAUD

Enseignant : Mr Andrea M. DOGLIOLI

M1 OPCB Physique

2010/2011

# Table des matières

<b>1. Introduction .....</b>	<b>2</b>
<b>2. Matériel et Méthodes.....</b>	<b>2</b>
2.1. Zone d'étude .....	2
2.2. Les équations du modèle.....	3
2.3. Discrétisation du modèle.....	4
2.4. Implémentation du modèle ROMS utilisé pour le Golfe du Lion .....	5
<b>3. Résultats et discussions .....</b>	<b>7</b>
3.1. Evolution saisonnière de la température et de la salinité .....	7
3.2. Le Courant Nord Méditerranéen .....	10
3.3. Etude des tourbillons .....	13
<b>4. Conclusion.....</b>	<b>16</b>
<b>Bibliographie.....</b>	<b>16</b>

## 1. Introduction

Le golfe du Lion est la partie Nord-occidentale de la Mer Méditerranée, au Sud de la France. Cette partie de la mer s'étend des Pyrénées jusqu'à Toulon, baignant les littoraux des régions du Languedoc-Roussillon et de la Provence. Le climat y est relativement doux et sec, marqué par de puissants épisodes de vent. Ainsi, le Mistral et la Tramontane jouent un rôle majeur dans la dynamique océanique du golfe du Lion. La présence des étangs de Thau, entourant les villes de Sète, Mèze, Bouzigues, et de Berre, entourant les villes de Martigues, St Chamas, Berre, à proximité de Marseille, jouent aussi un rôle dans la dynamique du golfe du Lion par leur apport de sels nutritifs et d'eau douce (ce qui entre autres, modifie la salinité).

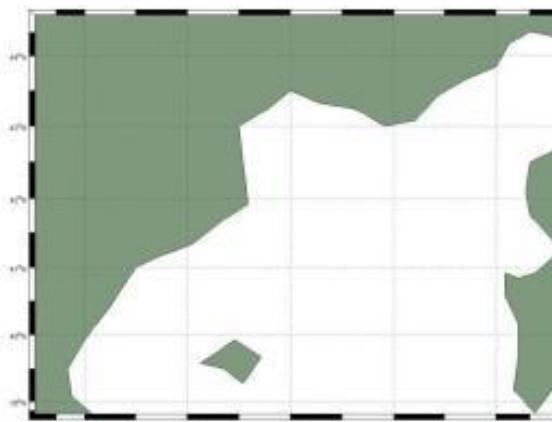
A l'aide du modèle informatique ROMS (Regional Ocean Modelling System), développé pour la communauté scientifique et disponible gratuitement sur internet, nous pourrons modéliser cette dynamique. Ce modèle, permet, à partir des données de forçage, de la résolution choisie, et de la région choisie, de modéliser une région océanique. Grâce à cet outil, nous allons donc modéliser la région Nord-occidentale de la Méditerranée.

Nous allons décrire la zone d'étude, puis le modèle ROMS et les différents réglages faits pour pouvoir ensuite déterminer des évolutions temporelles et spatiales des paramètres thermodynamiques majeurs utilisés pour la compréhension de la dynamique océanique. Nous allons ensuite pouvoir suivre l'évolution du Courant Nord-Méditerranéen (que nous appellerons Courant Nord) en termes de largeur et de vitesse, ainsi que celle de différents processus tels que les tourbillons créés au Sud de la veine du Courant Nord. Enfin, nous comparerons et validerons nos résultats grâce à ceux de la littérature.

## 2. Matériel et Méthodes

### 2.1. Zone d'étude

La Méditerranée occidentale se sépare de la Méditerranée orientale à cause du resserrement entre la Sicile et la Tunisie (Gatti, 2008). La Méditerranée a pour seul contact avec l'océan Atlantique le Détrict de Gibraltar, séparant l'Espagne et le Maroc. L'eau qui pénètre dans le bassin méditerranéen par ce détroit va, sous l'effet de Coriolis, longer les côtes nord africaines, puis tourner autour du bassin méditerranéen dans le sens inverse des aiguilles d'une montre pour ressortir au niveau de Gibraltar (Millot, 1989), séparant ainsi la Méditerranée Sud-occidentale de la Méditerranée Nord-occidentale. Notre étude va donc s'étendre entre 1°W et 9°E de longitude et entre 39°N et 45°N de latitude (Figure 1). Dans ce domaine, la profondeur peut atteindre environ 3000 m.



**Figure 1 :** Domaine de modélisation

## 2.2. Les équations du modèle

Pour modéliser la dynamique des bassins, le modèle ROMS va résoudre les équations primitives du mouvement. L'impossibilité de résoudre analytiquement ces équations a été démontrée par les mathématiciens. Pour les résoudre, Richardson indique qu'il est nécessaire de trouver des simplifications intelligentes permettant de s'affranchir de certaines difficultés et obtenir un résultat pas trop faux. Ces simplifications sont les suivantes :

- \_ Approximation hydrostatique : l'équation du mouvement verticale se réduit à l'équilibre entre la pression et la force de pesanteur. On négligera le terme de pression barocline.
- \_ Approximation de Boussinesq : la masse volumique de l'eau est considérée constante du fait de ses faibles variations dans l'océan global. Les variations de la masse volumique ne sont considérées que dans le terme de flottabilité.

\_ La fermeture de la turbulence de Reynolds et suggestion de Boussinesq : on considère que la vitesse d'écoulement se résume à la somme d'une vitesse moyenne et d'une perturbation. Cette écriture permet de faire apparaître des termes de viscosité turbulente. Boussinesq propose de relier ces termes aux composantes du gradient des vitesses moyennes avec un terme d'échange turbulent selon une direction.

On obtient alors les équations du mouvement suivantes :

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + fv + A_h \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - fu + A_h \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}\end{aligned}$$

Le 1<sup>er</sup> terme représente l'inertie. Les 2<sup>ème</sup>, 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> termes représentent l'advection. Le 5<sup>ème</sup> terme représente la force liée au gradient horizontal de pression. Le 6<sup>ème</sup> terme représente l'effet de Coriolis et les derniers termes représentent la viscosité turbulente. On notera que les composantes des vitesses et de pression sont les composantes moyennées.

A ces deux équations, il faut y rajouter l'équation de continuité, là aussi écrite avec les composantes moyennes des vitesses :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Ensuite, on a les équations de conservation de la température et de la salinité :

$$\begin{aligned}\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} &= A_h^{tr} \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + A_z^{tr} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{H_c}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \\ \frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} &= A_h^{tr} \left( \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) + A_z^{tr} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}\end{aligned}$$

$A_h^{tr}$  et  $A_z^{tr}$  représentent les coefficients d'échange turbulent de température et de salinité. Le dernier terme de l'équation de la conservation de la température représente la variation verticale de l'échauffement naturel.

Enfin, on a l'équation d'état de l'eau de mer pour la masse volumique, donnée dans l'IES80 :

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

Les différentes modélisations des termes d'échange turbulent, ou fermeture de la turbulence, ont conduit à l'établissement de plusieurs autres modèles tels que POM, SYMPHONIE. Ces modèles utilisent la modélisation diagnostique de l'énergie cinétique. ROMS utilise cette méthode selon l'approche de Mellor et Yamada (1974). Il a aussi la possibilité d'utiliser la méthode dite du *K-Profile*, qui fait un profil vertical des coefficients d'échange, selon les approches de Philander et Pancanowski (1981) ou de Large et al. (1994). Pour notre étude, nous avons choisi l'approche de Large et al, qui est l'approche par défaut du modèle.

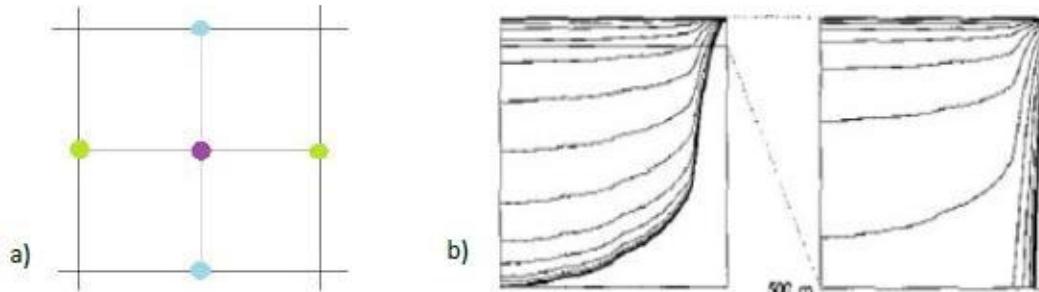
## 2.3. Discréétisation du modèle

La résolution numérique passe par la discréétisation spatiale et temporelle des équations.

### *Discréétisation Spatiale*

Sur l'horizontale, le modèle ROMS utilise des coordonnées curvilignes orthogonales. Ce type de coordonnées nous permet de moduler les frontières selon notre choix. La grille utilisée est une grille C selon la classification d'Akaragwa et Lamb. Sur cette grille, les composantes  $u$ ,  $v$  et  $\zeta$  sont séparées (Figure 2a). Les autres grilles proposent chacune une disposition propre de ces variables. Pour des soucis de stabilité, il a été prouvé que les grilles les plus utilisées sont la B (pour des modèles à basse résolution), la C (pour des modèles à haute résolution) et la E (Doglioli, 2010).

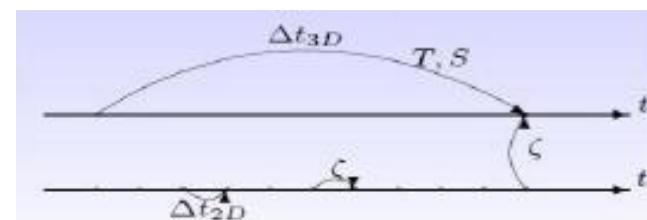
Sur la verticale, le modèle ROMS utilise des coordonnées de type sigma généralisée. Ces coordonnées suivent la topographie, faisant ainsi apparaître les défauts de bathymétrie et la surface libre. Par ailleurs, le nombre de niveaux reste constant quelle que soit la bathymétrie. Dans certains types de coordonnées sigma, la résolution au niveau de la surface libre et du fond peut aussi être améliorée, permettant ainsi de bien modéliser les phénomènes aux couches limites de surface et de fond. Par contre, on peut noter qu'à certaines profondeurs de la colonne d'eau, le pas d'espace vertical peut être important (Figure 2b) (Doglioli, 2010).



**Figure 2 :** a) Grille d'Akaragwa C. Le vert représente la coordonnée  $u$ , le bleu la coordonnée  $v$ , et le violet la coordonnée  $\zeta$ . b) Schéma des coordonnées sigma généralisées utilisées par le modèle ROMS.

### *Discréétisation temporelle*

Le modèle résout les équations sur l'horizontale (mode barotrope, rapide, externe, 2D) et sur la verticale (mode barocline, lent, interne, 3D). Or, la résolution 3D est beaucoup plus coûteuse en temps de calcul que la 2D, mais on n'a pas besoin de les résoudre aussi souvent que les équations 2D. Il y a donc séparation temporelle de la résolution du modèle 2D (petit pas de temps) et 3D (grand pas de temps), c'est la technique du *time splitting*. On vérifie quand même la cohérence des deux pas de temps lors du calcul du modèle 3D (Figure 3) (Doglioli, 2010a).



**Figure 3 :** Schéma de la décomposition temporelle selon la technique du time splitting.

### *Condition de stabilité*

Le modèle ROMS résout les équations du mouvement selon un schéma numérique semi-implicite d'Adams-Bashforth-Moulton basée sur un calcul de prédition-correction. De plus, la bonne résolution d'un modèle numérique passe par une condition de stabilité. On utilise principalement la

condition CFL (Courant-Friedrichs-Levy). Ce critère stipule qu'un processus physique ne se déplace pas à plus d'une maille d'espace à chaque pas de temps. Il s'applique au pas de temps externe :

$$\Delta t \leq \frac{1}{\sqrt{gh_{max}}} * \left[ \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-1/2}$$

où  $h_{max}$  est la profondeur maximale, pour assurer la stabilité partout sur le modèle.

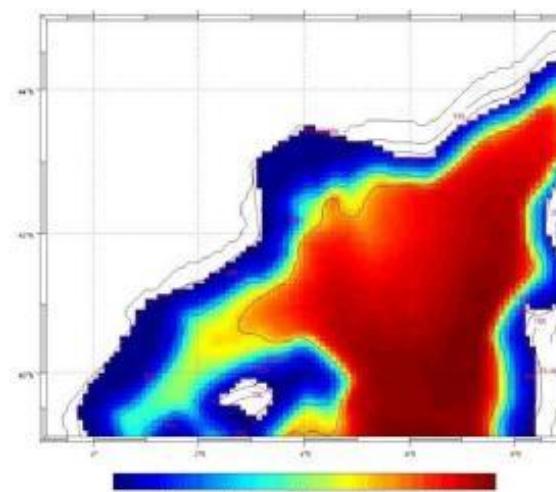
## 2.4. Implémentation du modèle ROMS utilisé pour le Golfe du Lion

L'implémentation du modèle se fait selon plusieurs étapes, et plusieurs réglages à faire dans différents programmes matlab. D'abord, il faut construire la grille du domaine (Tableau 1).

Programme	Utilité	Données utilisées
ad_findgeocord.m	Fixe les coordonnées du domaine	Longitude min : -1 ; Longitude max : 9 Latitude min : 39 ; Latitude max : 45
romstools_param.m	Résolution, frontières ouvertes, coordonnées	Résolution : 1/10° Frontières ouvertes : Est, Sud
make_grid.m	Création de la grille, obtention des pas d'espace pour le critère CFL	$\Delta x = 7 \text{ km}$ $\Delta y = 7 \text{ km}$

**Tableau 1 :** Programmes et données utilisées pour la création de la grille.

Après avoir lancé make\_grid.m, on obtient la carte bathymétrique de la zone (Figure 4).



**Figure 4 :** Carte bathymétrique du modèle obtenue avec le programme make\_grid.m et l'option edit\_mask.

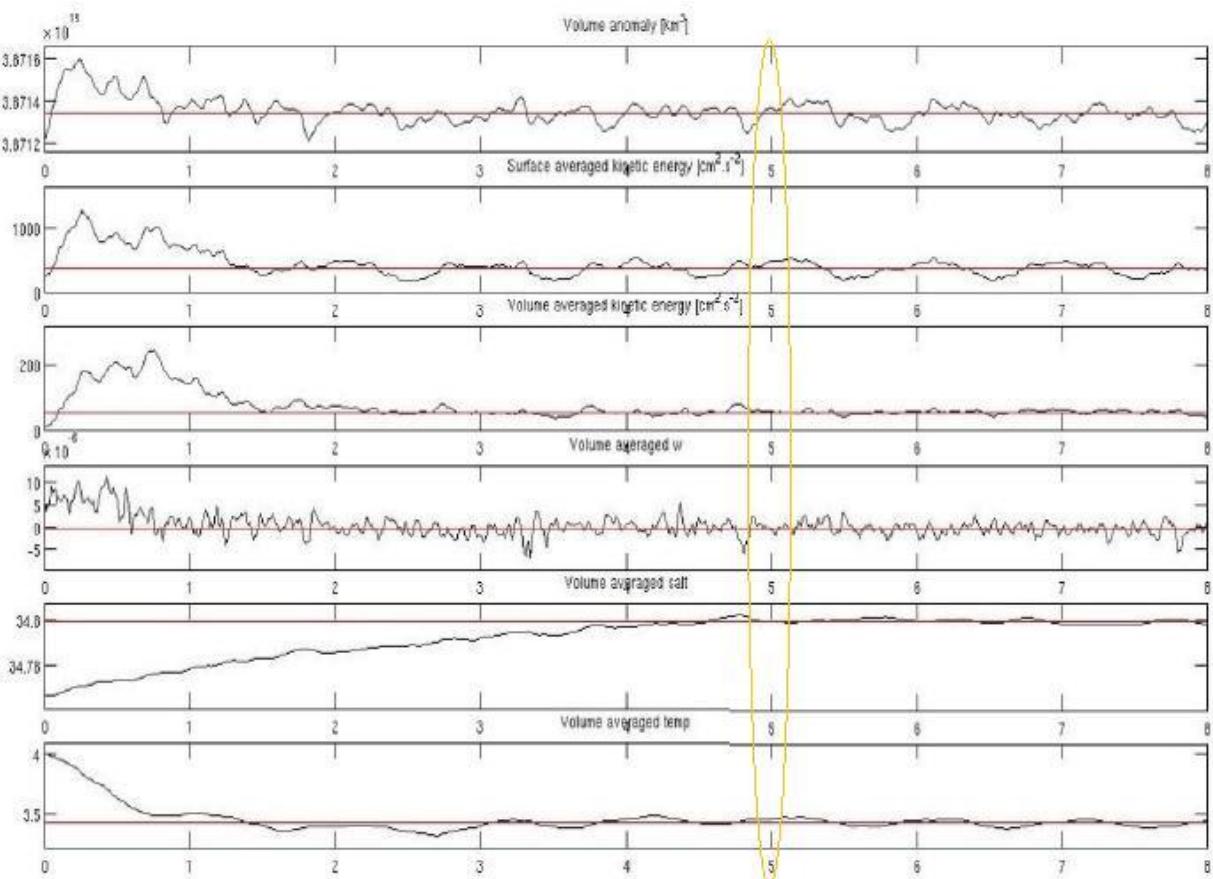
Ensuite, on exécute les scripts make\_forcing.m et make\_clim.m pour le calcul des forçages et des conditions aux limites et aux frontières.

Grâce aux pas d'espaces obtenus précédemment, on peut calculer le critère CFL pour obtenir le pas de temps, avec le programme ad\_cfl.m ou avec la formule donnée dans le cours (on notera un facteur 2 entre ces deux formules, la formule du cours étant plus restrictive, on utilisera celle du programme). Les critères CFL sont donc  $\Delta t_{ad\_cfl} = 14,4 \text{ s}$  et  $\Delta t_{cours} = 28,8 \text{ s}$ . On obtient les valeurs de pas de temps et de fréquence de sauvegarde à rentrer dans le script roms.in et roms\_inter.in (Tableau 2).

Variable	Signification	Valeur
NTIMES	durée de la simulation	1800
dt	pas de temps externe	1440
NTDFAST	nombre de pas de temps externes dans un pas de temps interne	60
NWRT	fréquence de sauvegarde des sorties instantanées	1800
NAVG	fréquence de sauvegarde des sorties moyennées	180

**Tableau 2 :** Variables et valeurs des différentes données temporelles utilisées par le modèle, obtenues grâce au critère CFL.

Une fois cela fait, on peut lancer une simulation sur la machine de calcul du COM, le cluster. Pour commencer et voir si le modèle marche, on lance une simulation d'un mois avec la commande `./roms roms.in`. Ensuite, si les résultats visualisés avec `roms_gui.m` sont satisfaisants, on lance une simulation pluriannuelle avec la commande `qsub qsub_roms_inter.sh`. Enfin, grâce aux scripts `roms_diags.m` et `plot_diags.m`, on peut faire un diagnostic de stabilité pour vérifier si notre critère CFL est suffisant pour maintenir la stabilité du modèle (Figure 5).



**Figure 5 :** Diagnostic du modèle avec de haut en bas : volume total ( $\text{km}^3$ ), l'énergie cinétique moyennée sur la surface ( $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ), l'énergie cinétique moyennée sur le volume ( $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ), la vitesse verticale moyennée sur le volume, salinité moyennée sur le volume, la température moyennée sur le volume en fonction des années. La courbe rouge présente les valeurs moyennées. La courbe noire représente les valeurs instantanées.

La stabilité est maintenue dans les 6 courbes à partir de la 5<sup>ème</sup> année. On peut donc utiliser les résultats à partir de cette année-là.

### 3. Résultats et discussions

#### 3.1. Evolution saisonnière de la température et de la salinité

##### *Température*

La température de l'eau de surface évolue en fonction des saisons. De plus, on peut définir 2 zones en ce qui concerne la distribution de la température horizontale, la limite étant le parallèle de 41° de latitude Nord.

En hiver, la température au Sud de cette limite est d'environ 14°C, sauf au centre de la Mer Catalane, où on remarque (Figure 6) une zone circulaire où la température est supérieure à 15°C. Il s'agit d'un tourbillon géostrophique, anticyclonique (voir partie 3.3.). Au Nord de cette limite, la température est d'environ 13°C.

Au printemps, la température au Sud de la limite est comprise entre 13,5°C et 14°C, alors qu'au centre du tourbillon, elle est d'environ 14,5°C (Figure 6). Au Nord de la limite, la température est d'environ 12,5°C, sauf au nord du Golfe du Lion, au niveau du littoral du Languedoc-Roussillon et de la Provence, où la température est légèrement inférieure à 11,5°C. Cette baisse locale de température est due à un upwelling côtier, c'est-à-dire d'une remontée à la surface d'eau profonde froide (notons qu'en hiver, même si l'upwelling est toujours présent, la température n'est pas nettement inférieure à celle du reste de la zone), généralement riche en nutriments, ce qui explique leur richesse biologique. Cet upwelling côtier est dû au régime de vents dominants de la région, Mistral et Tramontane, vents du Nord et d'Ouest Nord-Ouest (Gatti, 2008). Cette remontée d'eau profonde se fait en réponse au transport d'Ekman. Le transport d'Ekman est un transport induit par le vent, dirigé à 90° à droite de la direction du vent (dans l'Hémisphère Nord). Ce transport crée un déficit d'eau en surface, compensé alors par une remontée des eaux de fond (Figure 6) (P. Geistdoerfer, 2002).

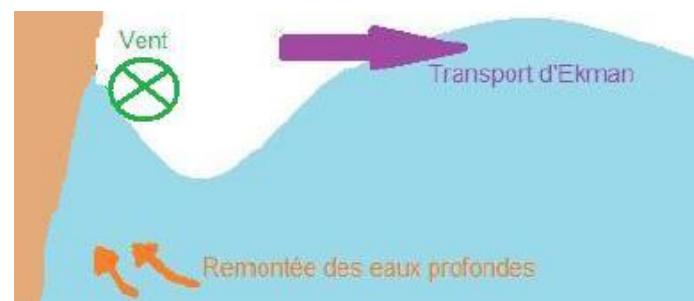
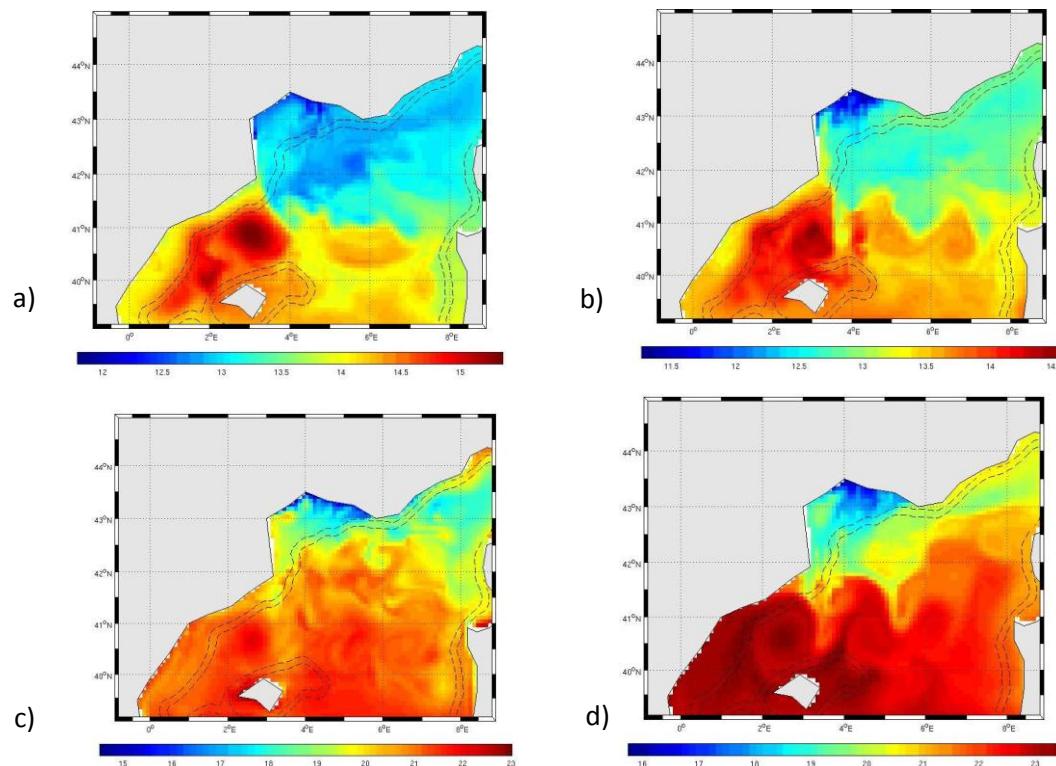


Figure 6 : Schéma du mécanisme d'un upwelling côtier.

En été, on remarque que la limite remonte de 41°N à 42°N. La température au Sud est alors comprise entre 21°C et 23°C. Au niveau du tourbillon, la température augmente vers son centre, mais n'est plus nettement supérieure à la température du reste de la zone. Au Nord de la limite, la température est d'environ 18°C, et au niveau de l'upwelling, elle est inférieure à 15°C.

En automne, la limite est toujours à 42°N. Au Sud de la limite, la température est comprise entre 22°C et 23°C, avec ici, la même remarque qu'en été en ce qui concerne la température au centre du tourbillon de la Mer Catalane. Au Nord, elle est comprise entre 18,5°C et 21°C, avec une tendance plus chaude à l'Est. Au niveau de la zone d'upwelling, la température est inférieure à 16°C (Figure 7).

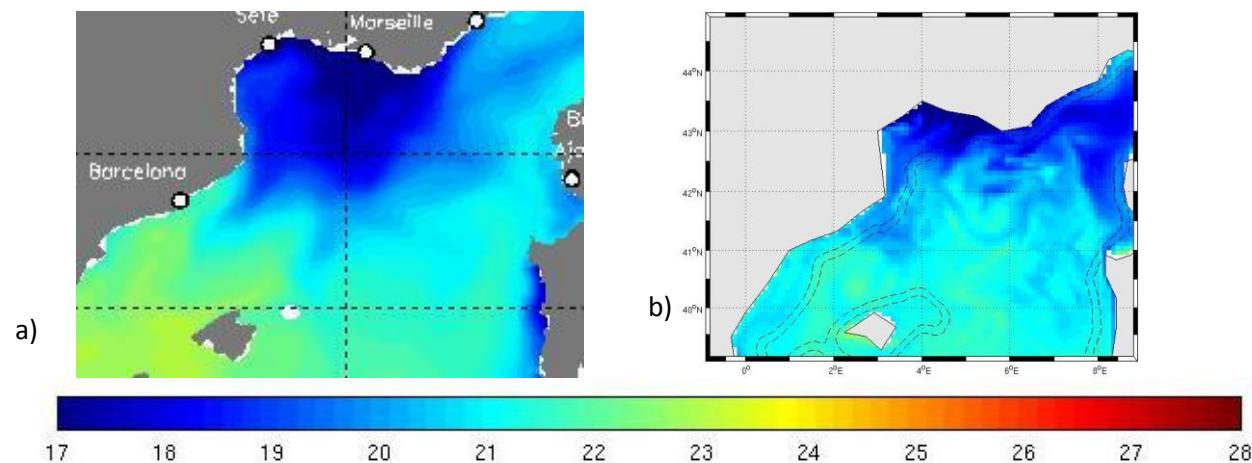


**Figure 7 :** Températures de surface au cours des saisons (a : hiver (2 janvier), b : printemps (2 mars, c : été (2 juillet) et d : automne (2 octobre))).

Cette limite Nord-Sud s'appelle le Front Baléare Nord. Les îles Baléares protègent les eaux originaires de l'Atlantique provenant des tourbillons anticycloniques formés à proximité des côtes algériennes. Ces îles forment une barrière orographique protégeant les eaux du vent (Doglioli, 2010b). Les eaux atlantiques, chaudes, plus légères peuvent alors remonter facilement, fixant la limite du front. Ce front est donc l'intersection entre le Courant Nord et les eaux atlantiques (Millot, 2005). Ce front peut naturellement être perturbé par divers tourbillons et méandres des courants (UVED, 2008).

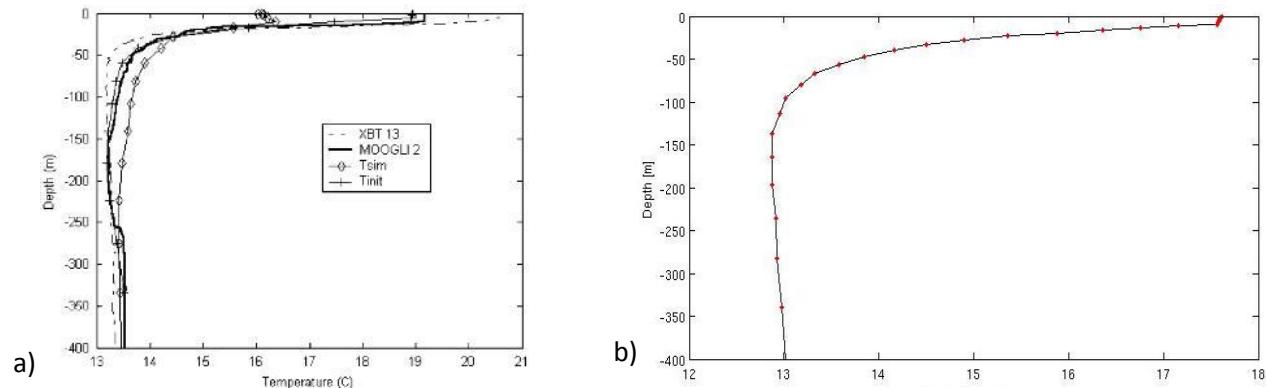
On compare maintenant les distributions de température de surface du modèle et celles obtenues sur Mercator Ocean. On choisit de comparer la distribution de juillet 2004, considérée comme un retour à la normale après la canicule, selon Charon, Hernandez et Sureau, avec notre distribution été (Figure 8). En ce qui concerne la répartition qualitative de température horizontale, on remarque les mêmes répartitions. En effet, au niveau du Golfe du Lion, la température est plus froide, on voit très nettement la zone de l'upwelling côtier entre Sète et Marseille. On voit aussi la différence de température des deux côtés du Front Baléare Nord. Sur la côte Ouest de la Sardaigne, l'eau est aussi légèrement plus froide que celle au centre du bassin méditerranéen. Enfin, il y a dans les deux répartitions horizontales le gradient Nord-Sud de température, positif vers le Sud. En ce qui concerne le côté quantitatif, les eaux du modèle ROMS sont en moyenne inférieures de 2 à 3°C à celles de Mercator. Les propriétés des eaux dépendent des conditions antérieures, il y a donc des

différences entre les conditions initiales du modèle et les conditions antérieures aux mesures de Mercator mais les répartitions spatiales sont satisfaisantes.



**Figure 8 :** Répartition horizontale de température de Juillet 2004 relevée par Mercator (tirée de Mercator-ocean.fr) (a) et du modèle ROMS en été (2 juillet) (b).

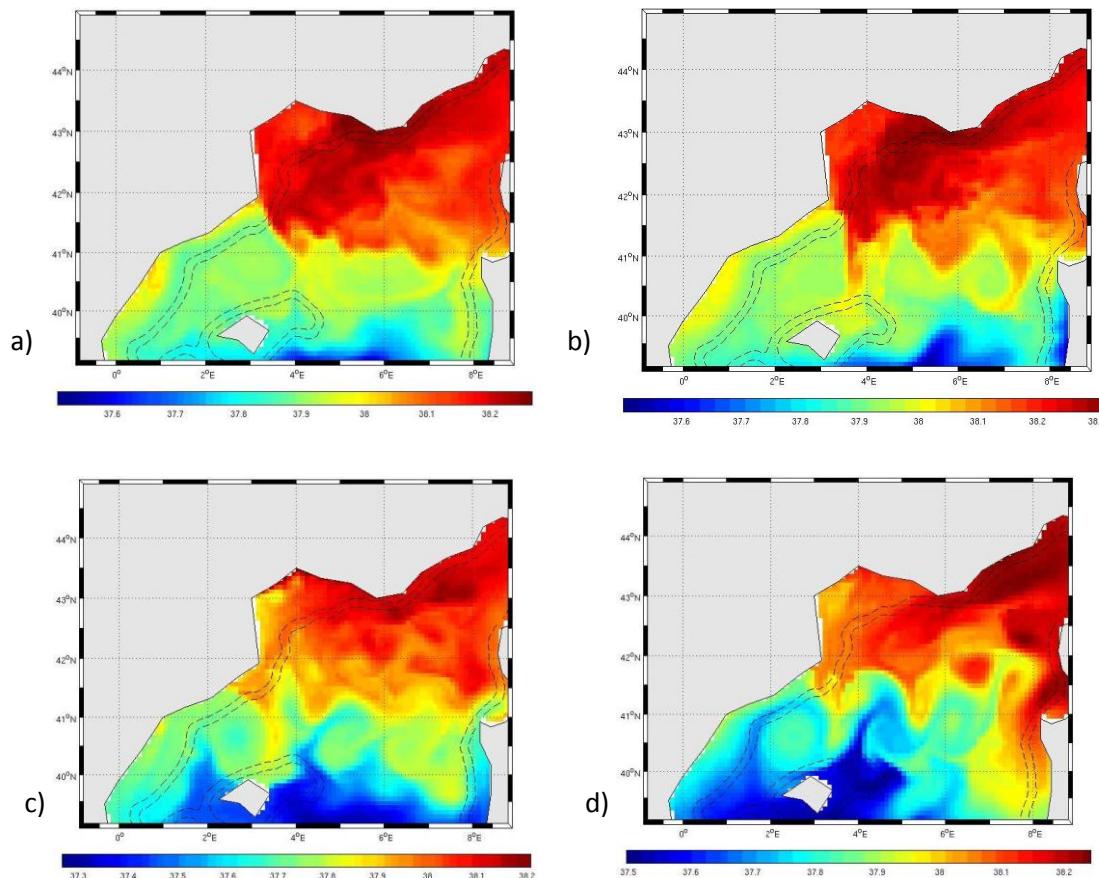
Après avoir comparé les tendances horizontales avec différentes données prises à l'extérieur, on compare un profil vertical de notre modèle avec le profil obtenu par Petrenko et al. en 2005 grâce à une sonde XBT (Figure 9). Dans le profil du modèle, la température varie de 13°C à 18°C alors que dans le profil de Petrenko et al. la température varie de 13°C à 21°C. On voit dans les deux profils que la température diminue fortement de la surface (18°C pour le modèle, 21°C pour la sonde XBT) à environ 50 m (environ 13°C pour les deux profils). On est en présence de la thermocline. De 50 m jusqu'au fond, la température reste à peu près constante sur les deux profils. Cette comparaison montre que le modèle est efficace pour reproduire les observations : les paramètres thermodynamiques sont plutôt stables en profondeur, c'est pour cela qu'on retrouve les mêmes températures sur les deux profils. Par ailleurs, les paramètres de surface étant très dépendants des conditions atmosphériques, c'est normal que les valeurs de températures diffèrent vu que les forçages du modèle et les conditions atmosphériques lorsque les mesures ont été faites ne sont pas strictement identiques.



**Figure 9 :** Profil vertical de température obtenu avec le modèle ROMS (14 juin) (a) et par Petrenko et al. (15 juin) en 2005 (b). Ces profils ont été faits à 5,13°E de longitude et 42,83°N de latitude.

### Salinité

Les tendances de salinité sont à peu près constantes tout au long de l'année. On remarque un gradient méridien positif vers le Nord et quasiment constant dans le temps et dans l'espace. La salinité passe donc de 37,2 au Sud, à 38,3 au Nord. Notons tout de même qu'elle augmente légèrement près des côtes, du fait de l'influence accrue des vents secs arrivant des terres (Figure 10).

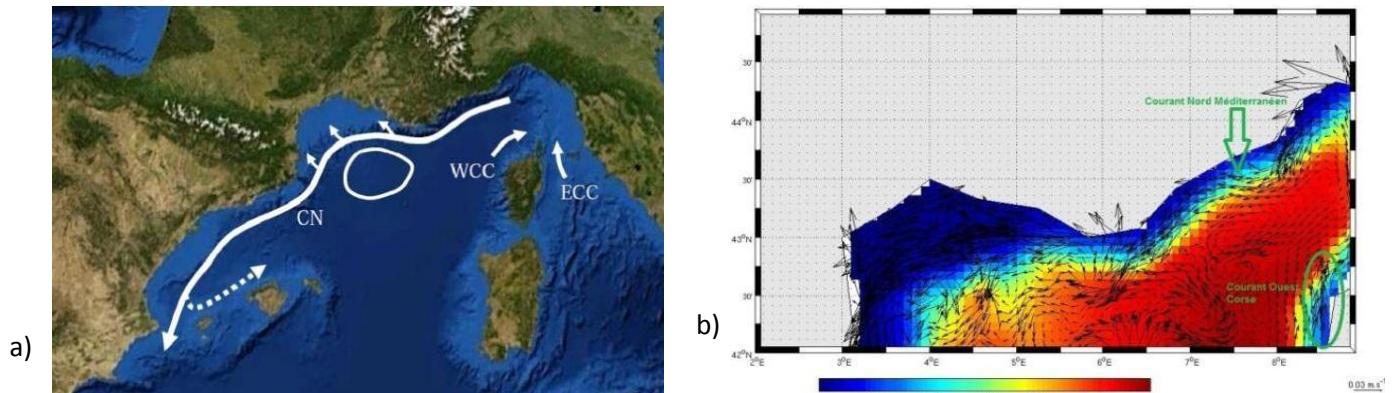


**Figure 10 :** Salinités de surface au cours des saisons (a : hiver (2 janvier), b : printemps (2 mars, c : été (2 juillet) et d : automne (2 octobre)).

## 3.2. Le Courant Nord Méditerranéen

### Généralités

Le Courant Nord se forme en Mer Ligure au Nord de la Corse, par la convergence des Courants Est et Ouest Corse. Il longe alors le talus continental jusqu'à la Mer Catalane où il se sépare en deux parties au canal d'Ibiza. On repère le Courant Nord entre les isobathes 500 et 2000 m (Figure 11). C'est un courant géostrophique séparant les eaux côtières et les eaux denses du large, et son intensité est fonction de l'inclinaison des isopycnies. Ce courant est large d'environ 35 à 50 km, profond de moins de 250 m et atteint des vitesses maximales comprises entre 30 et 50 cm.s<sup>-1</sup> en été. En hiver, le courant est moins large (entre 20 et 30 km), plus profond (entre 250 et 500 m) et plus rapide (entre 60 et 80 cm.s<sup>-1</sup>) (Gatti, 2008). Le Courant Nord est donc la partie Nord de la circulation cyclonique de la Méditerranée, amorcée au Sud par l'entrée des eaux atlantiques.



**Figure 11 :** Courant Nord Méditerranén et Courants Ouest et Est Corse montrés par Gatti (a), et Courant Nord Méditerranén et Courant Ouest Corse modélisés par ROMS (b) dans la région du Golfe du Lion.

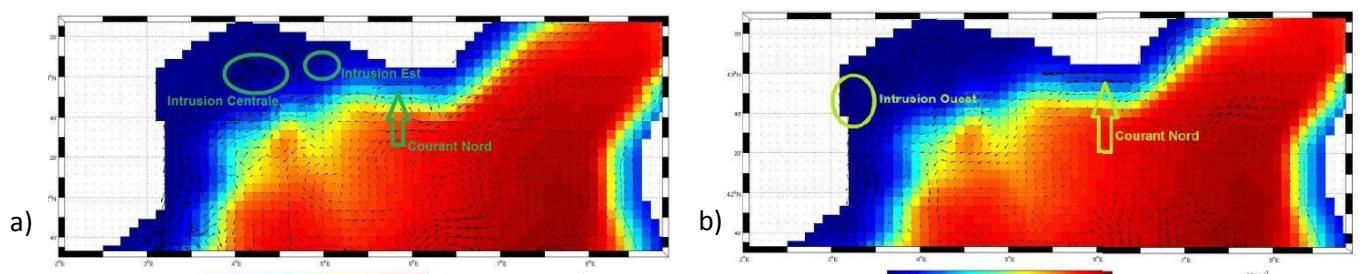
La figure 11 montre que le modèle ROMS modélise bien la convergence du Courant Ouest Corse pour former le Courant Nord. Le domaine modélisé ne s'étend pas assez en longitude pour pouvoir observer l'arrivée du Courant Est Corse.

#### *Intrusion du Courant Nord dans le Golfe du Lion*

Au niveau du Golfe du Lion, le Courant Nord sépare les eaux côtières des eaux profondes en longeant le talus continental et en suivant les isobathes, de par la loi de conservation de la vorticité potentielle. Or, à cause du régime de vent local intense, il est fréquent d'observer des intrusions du Courant Nord à l'intérieur du Golfe du Lion (Gatti, 2008). Selon Gatti, on dénombre trois types d'intrusions du Courant Nord à l'intérieur du Golfe du Lion (Figure 11a) :

- \_ A l'Ouest, en condition de Tramontane et en période de stratification.
- \_ Au centre, en condition mixte de Mistral et Tramontane, quelle que soit la période.
- \_ A l'Est, après de violents épisodes de Mistral, en période stratifiée et non stratifiée.

Ces intrusions ont été observées par différents auteurs et mises en évidence dans plusieurs modèles (SYMPHONIE, NEMO). Le modèle ROMS nous a aussi permis de mettre en évidence ces intrusions, à des périodes différentes (Figure 12).

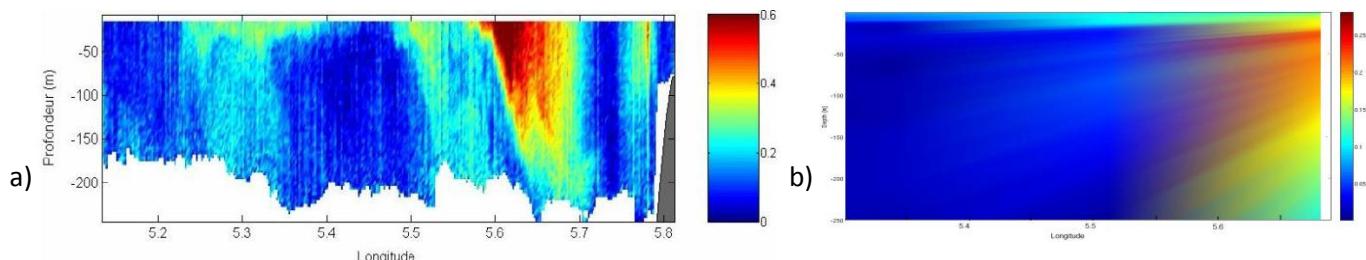


**Figure 12 :** Cartes bathymétriques et du courant du Golfe du Lion montrant les intrusions centrales et Est (a) et l'intrusion Ouest (b) du Courant Nord.

#### *Intensité et comparaison avec la littérature*

Le Courant Nord est délimité dans la plupart des études par l'isotach 5 cm.s<sup>-1</sup> (Gatti, 2008). Nous allons, pour vérifier la validité de notre modèle, étudier la veine du Courant Nord lors de son arrivée dans le Golfe du Lion et comparer nos données avec celles de la littérature.

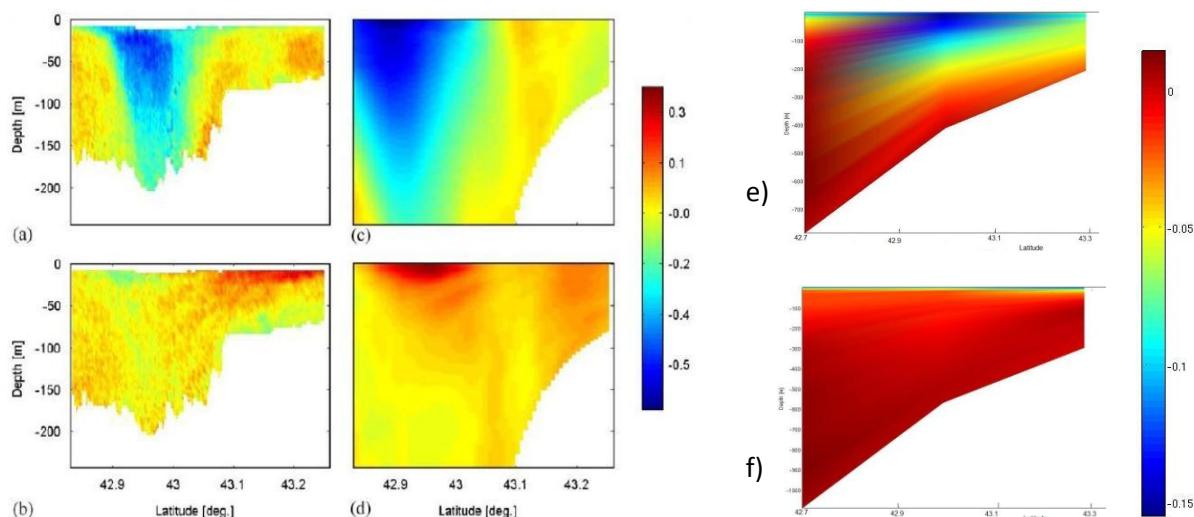
En premier lieu, comparons une section verticale du modèle ROMS avec les données recueillies par l'ADCP du Téthys II lors de la campagne GOLTS 2003 (Figure 13). La section verticale se fait entre les points de coordonnées 5,0°E 42,5°N et 5,8°E 43,1°N (Gatti, 2008).



**Figure 13 :** Section verticale de l'amplitude des courants entre 5,0°E 42,5°N et 5,8°E 43,1°N. En a), les données de la littérature et en b) les données du modèle ROMS (profondeur en fonction de la longitude). Les deux échelles sont volontairement différentes car on ne pourrait observer la veine du courant nord sur le modèle ROMS avec la même échelle que celle utilisée par Gatti.

On voit sur la figure 10 que la veine du Courant Nord se situe au même endroit dans les données et dans le modèle (entre 5,6 et 5,7 °E). On remarque aussi que la profondeur de la veine du courant se situe à environ 200 m pour les données de l'ADCP et à environ 300 m pour le modèle. De plus, on voit aussi que les vitesses de courant de notre modèle valent la moitié des vitesses relevées par l'ADCP. Ceci peut s'expliquer par les conditions de forçages, initiales et aux frontières du modèle, qui ne correspondent peut-être pas avec les conditions climatiques lors de la mesure.

Ensuite, comparons des sections verticales des composantes u et v des vitesses de notre modèle avec celles faites expérimentalement et numériquement avec le modèle SYMPHONIE par Petrenko et al. en 2004 (Figure 14). Ses données expérimentales ont été recueillies le 15 juin 2000, et le transect se fait entre les points de coordonnées 5,1°E 42,8°N et 5,1°E 43,3°N (Petrenko et al., 2005).



**Figure 14 :** Coupe verticale des composantes u et v observées par Petrenko (a et b), obtenues numériquement par Petrenko (c et d) et des composantes u (e) et v (f) obtenues numériquement avec ROMS (profondeur en fonction de la latitude).

On voit à nouveau que qualitativement, le modèle nous donne une bonne représentation de la composante u du Courant Nord, située entre 42,9°N et 43,1°N jusqu'à 200 m de profondeur dans les 3 figures. En ce qui concerne la composante v, notre modèle ne montre pas une augmentation de vitesse, ce qui implique que la veine du courant est selon lui quasiment totalement zonale, or,

dans le modèle et l'observation de Petrenko et al., on voit une petite composante méridienne en surface. Par contre, on remarque à nouveau que quantitativement, le modèle ne nous donne pas les mêmes valeurs de vitesses. Ceci peut être dû comme précédemment à des problèmes de conditions initiales ou de forçages.

On peut déduire de ces observations que le modèle ROMS est fiable pour décrire les phénomènes de l'hydrodynamique, mais qu'il faut veiller à avoir les bonnes conditions initiales sinon ces phénomènes seront bien décrits qualitativement mais pas quantitativement.

#### *Les masses d'eau*

La circulation générale en Méditerranée est cyclonique. L'eau d'origine Atlantique qui rentre dans le bassin méditerranéen par le Détroit de Gibraltar va tout au long de son parcours subir des modifications et à certains endroits, plonger en profondeur, formant différentes eaux types. Le Courant Nord transporte trois types d'eaux différentes :

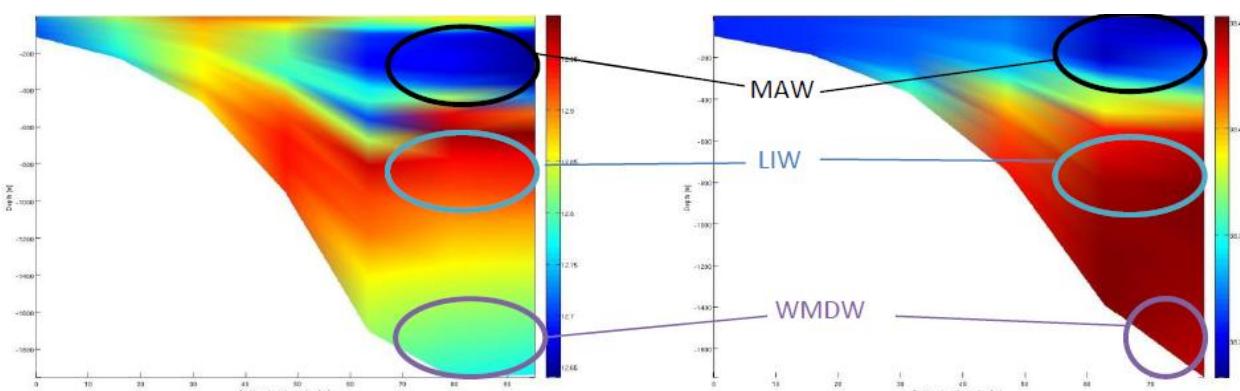
\_MAW (Modified Atlantoc Water) : salinité comprise entre 38 et 38,3 et température supérieure à 13,3°C. C'est une eau de surface.

\_LIW (Levantine Intermediate Water) : salinité supérieure à 38,5 et température supérieure à 13,3°C. C'est une eau intermédiaire.

\_WMDW (Western Mediterranean Deep Water) : salinité comprise entre 38,42 et 38,45 et température comprise entre 12,8°C et 12,9°C. C'est une eau profonde.

Lors des hivers particulièrement froids, on peut voir une autre masse d'eau, la WIW (Winter Intermediate Water) avec une salinité comprise entre 38,1 et 38,3 et une température inférieure à 13,2°C (Gatti, 2008).

Une section verticale de la température et de la salinité du Courant Nord du modèle ROMS nous permet de repérer ces différentes masses d'eau (Figure 15).



**Figure 15 :** Sections verticales de température et de salinité du Courant Nord montrant la présence des eaux types.

A nouveau, on remarquera que la température des MAW et des LIW est plus faible que celle caractérisant l'eau type, mais la salinité est bien celle caractéristique.

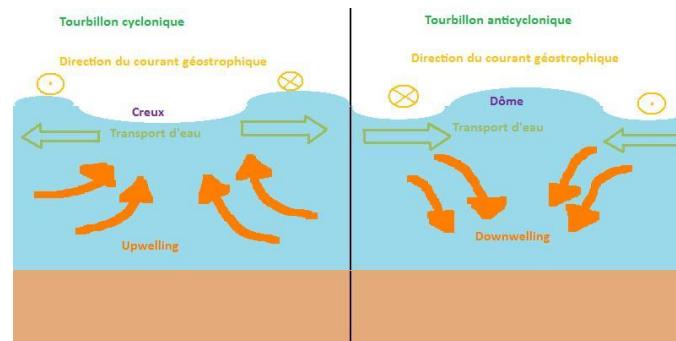
### 3.3. Etude des tourbillons

Il existe deux types de tourbillons, cycloniques et anticycloniques, ainsi nommés par rapport à leur sens de rotation. Ces deux types de tourbillons se différencient par les phénomènes antagonistes qui en sont l'origine.

Les tourbillons anticycloniques résultent de la convergence de l'eau en un point, créant ainsi un dôme à la surface, conduisant à la plongée d'eau de surface, c'est le phénomène de downwelling. Cette convergence peut être due à la convergence de transports d'Ekman opposés, à deux courants de sens opposés se rejoignant, ou encore à un courant s'écoulant à une vitesse plus rapide que celle

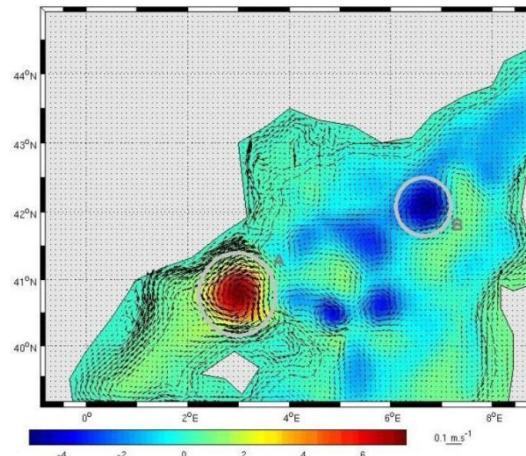
d'un autre courant devant lui et le rattrape. Le dôme ainsi créé est un centre de haute pression océanique. Le downwelling étant la plongée d'eau de surface, on voit aussi au centre du tourbillon une hausse de la température. Autour de ce dôme, on a donc des basses pressions. Une force de rappel va alors transporter l'eau de la haute pression vers les basses pressions mais la force de Coriolis va dévier l'eau vers la droite, dans l'Hémisphère Nord. Lorsque l'équilibre est atteint, équilibre dit géostrophique, l'eau tourne autour du dôme dans le sens des aiguilles d'une montre, anticyclonique, (Figure 16) et on a un courant géostrophique (Doglioli et Petrenko, 2011).

Les tourbillons cycloniques résultent de la divergence de l'eau en un point, créant ainsi un creux à la surface, conduisant à la remontée des eaux profondes, c'est le phénomène d'upwelling. Contrairement aux upwellings côtiers, ceux-là peuvent être dus à la divergence de transports d'Ekman opposés, à deux courants de sens opposé s'éloignant, ou encore à un courant s'écoulant à une vitesse supérieure d'un courant qui le suit et qui s'en éloigne. Le creux ainsi créé est un centre de basse pression océanique. L'upwelling étant le phénomène de remontée d'eau profonde, on voit aussi au centre du tourbillon une baisse de la température. Autour de ce creux, on a donc des hautes pressions. La même force de rappel va transporter ici aussi l'eau des hautes pressions vers la basse pression, et à nouveau, la force de Coriolis va dévier l'eau vers la droite, dans l'Hémisphère Nord. Lorsque l'équilibre géostrophique est atteint, l'eau tourne autour du creux dans le sens antihoraire, cyclonique, (Figure 16) et on a aussi un courant géostrophique (Doglioli et Petrenko, 2011).



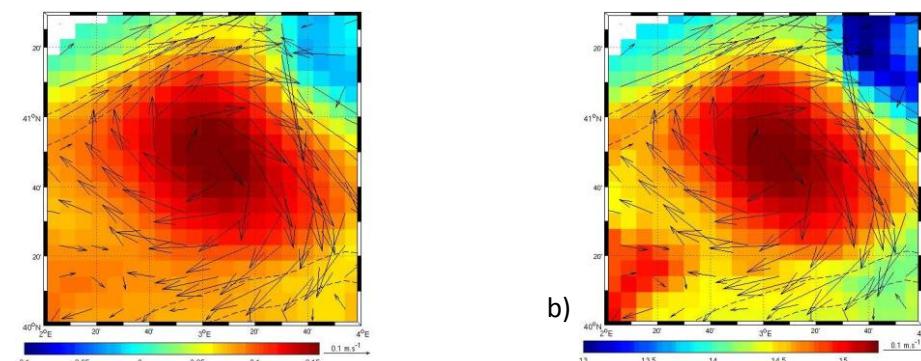
**Figure 16 :** Schéma expliquant la formation des tourbillons cycloniques (à gauche) et anticycloniques (à droite).

Dans notre modèle ROMS, on remarque plusieurs tourbillons cycloniques et anticycloniques illustrant l'explication ci-dessus. Nous nous intéresseront au tourbillon anticyclonique au large de la Mer Catalane (A), et au tourbillon cyclonique au large de Toulon (B) (Figure 17). La carte du transport d'eau ci-dessous montre les zones de convergence (transport positif) et de divergence (transport négatif) pour repérer les tourbillons. Les courants sont aussi représentés, confirmant la présence et le sens des tourbillons.



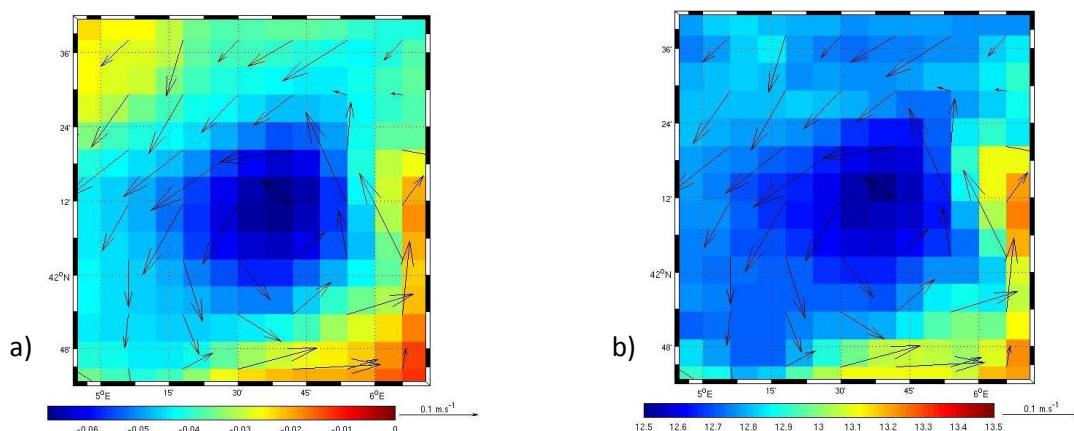
**Figure 17 :** Carte de transport d'eau et des courants montrant les zones de convergence et de divergence, illustrant la présence des tourbillons. On isole un tourbillon anticyclonique au large de la Mer Catalane (A) et un tourbillon cyclonique au large de Toulon (B).

Pour le tourbillon A, on voit que le transport d'eau est positif, il y a donc convergence, ici du Courant Nord rejoignant la Mer Catalane et du courant longeant la côte espagnole. On voit aussi que cette convergence est la source d'une surélévation de la surface libre de plus de 20 cm et d'une hausse de la température d'environ 1,5°C par rapport à l'eau autour (Figure 18).



**Figure 18 :** Surélévation de la surface libre (a) et température (b) au niveau du tourbillon A.

Pour le tourbillon B, on voit que le transport d'eau est négatif, il y a donc divergence du courant dans cette zone. On voit aussi que cette divergence est la source d'un creux de la surface libre d'environ 4 cm et d'une diminution de la température d'environ 0,5°C par rapport à l'eau autour (Figure 19).



**Figure 19 :** Surélévation de la surface libre (a) et température (b) au niveau du tourbillon B.

Les gradients de températures et de surélévations que nous observons au niveau des tourbillons évoluent qualitativement de façon tout à fait réaliste. Le modèle ROMS est donc un bon outil pour étudier la dynamique marine, si les conditions initiales qu'on lui fournit sont réalistes.

## 4. Conclusion

La circulation du Golfe du Lion est principalement caractérisée par le Courant Nord. Ce dernier, formé au Nord de la Corse, longe la Côte d'Azur, la Provence, le Languedoc-Roussillon, puis les côtes espagnoles, entouré par les isobathes 500 m et 2000 m. Le fort régime de vents du Golfe du Lion va permettre trois incursions du Courant Nord à l'intérieur du golfe. Le Courant Nord va aussi permettre le transport des eaux selon la circulation cyclonique de la Méditerranée.

Le modèle ROMS nous a permis de mettre en valeur cette circulation du Courant Nord ainsi que ses principales caractéristiques (vitesse, direction, masses d'eau). On a pu aussi isoler un phénomène dynamique intéressant : les tourbillons. Grâce aux différents paramètres que le programme de visualisation des résultats, roms\_gui.m, nous permet d'afficher, nous avons pu mettre en évidence les caractéristiques de ces tourbillons.

En comparant nos résultats avec ceux de la littérature, nous avons pu en tirer plusieurs conclusions. D'une part, le modèle ROMS est très efficace pour décrire qualitativement la dynamique des masses d'eau et les variations spatio-temporelles des paramètres thermodynamiques de ces masses d'eau. D'autre part, les différences entre les valeurs obtenues par les différents auteurs et nos valeurs des paramètres thermodynamiques (surtout en surface), nous montrent que ces paramètres dépendent très fortement des conditions atmosphériques et des conditions des jours précédents. Par ailleurs, les conditions climatiques étant peu stables dans la région (vents violents et soudains), il est difficile de retrouver, avec un modèle qui utilise des conditions climatologiques générales, les mêmes résultats que ceux obtenus sur le terrain. Si on veut retrouver les résultats lus dans la littérature, il faudrait utiliser des données climatologiques récentes à la date des mesures. Mais du fait que le modèle utilise environ 5 années de simulation pour se stabiliser, il est peu probable que l'on obtienne les mêmes résultats.

## Bibliographie

[http://fr.wikipedia.org/wiki/Golfe\\_du\\_Lion](http://fr.wikipedia.org/wiki/Golfe_du_Lion)

UVED (2008) : <http://e-cours.univ-paris1.fr/modules/uvved/envcal/html/oceans/2-exemples-phenomenes-physiques/tsm-courants-marins-surface/principales-structures-thermiques.html>

Mercator (2004) : [http://www.mercator-ocean.fr/html/produits/buoc/buoc\\_n04/buoc\\_n04\\_fr.html](http://www.mercator-ocean.fr/html/produits/buoc/buoc_n04/buoc_n04_fr.html)

Doglioli A.M. (2010a), Notes de Cours et Travaux Dirigés de Modélisation de la Circulation Régionale 3D, Centre d'Océanologie de Marseille, Aix-Marseille Université, Marseille, France.

Doglioli, A.M. (2010b), Notes du Cours Circulation Générale en Méditerranée, Centre d'Océanologie de Marseille, Université de la Méditerranée, Marseille, France.

Doglioli, A. M., Petrenko, A. A. (2011), Notes de Cours et Travaux Dirigés de Dynamique Océanique, Centre d'Océanologie de Marseille, Aix-Marseille Université, Marseille, France.

Gatti J. (2008), Intrusions du Courant Nord Méditerranéen sur la partie Est du plateau continental du Golfe du Lion. Thèse de doctorat, Centre d'Océanologie de Marseille.

Geistdoerfer P. (2002), Océanographie Générale, ed. InfoMer

Millot C. (1989), La circulation générale en Méditerranée occidentale : aperçu de nos connaissances et projets d'études. Annales de géographie 549, 497-515.

Millot C., Taupier-Letage I. (2005), Circulation in the Mediterranean Sea. Hdb Env Chem Vol. 5, Part K (2005): 29–66

Petrenko A., Leredde Y., Marsaleix P. (2004), Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea : in situ and modeling data. Continental Shelf Research 25 (2005) 7-27.