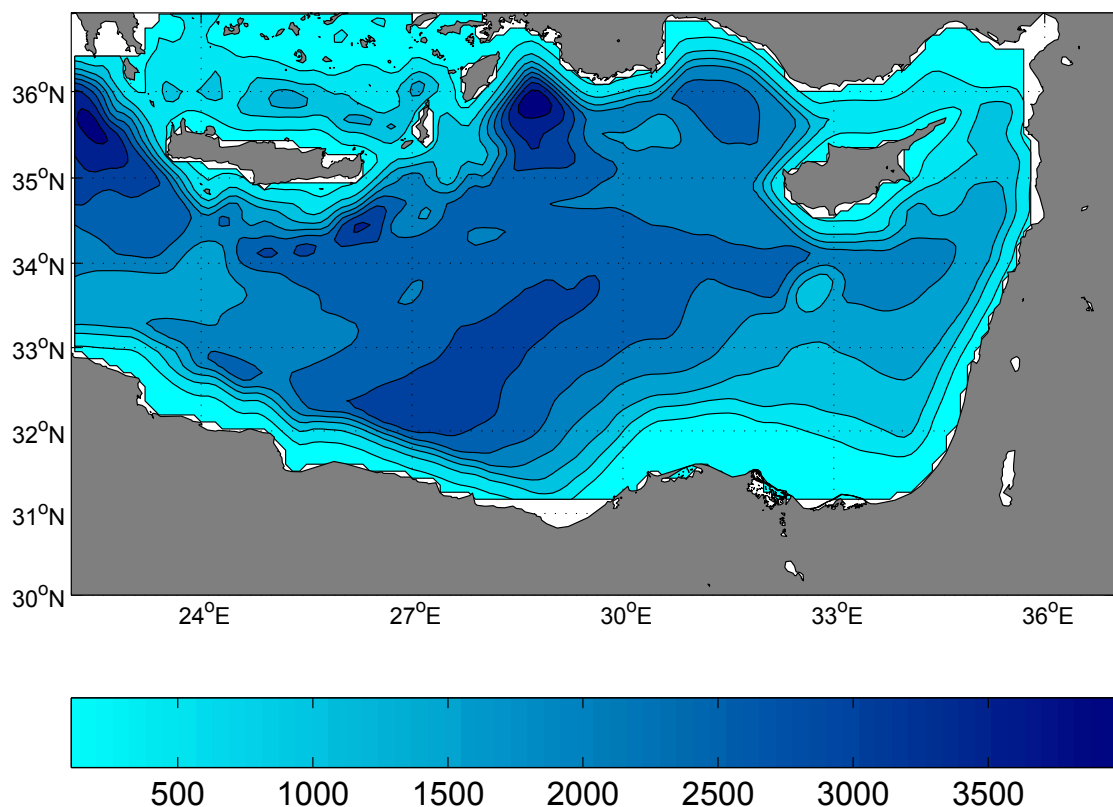


ETUDE DU BASSIN LEVANTIN PAR LE MODELE ROMS



DOREL Matthieu Master océanographie option Physique
Enseignant Mr DOGLIOLI

SOMMAIRE

INTRODUCTION

1- ZONE D'ETUDE

2- MATERIEL ET METHODES : MODELE NUMERIQUE

2.1- Modélisation numérique appliquée à l'océan

2.2- Modèles aux équations primitives

2.3- Modèle utilisé pour notre zone d'étude, ROMS

2.3.1- Conditions au limites

2.3.2- Discrétisation des équations

2.3.3- Données

2.4- Implémentation du modèle

3- RESULTATS

3.1- Variations saisonnières

3.2- Sections verticales au centre du tourbillon égyptien

3.3- Sections verticales au centre du tourbillon chypriote

4- DISCUSSION

CONCLUSION

BIBLIOGRAPHIE

Introduction

Le bassin Levantin est de la mer Méditerranée est plus étiré et plus profond. Le bassin orientale possède une plate forme continentale plus étendue que le bassin occidental. Le plus grand bassin, le bassin Levantin, est bordé au sud-est par la plateau continental qui s'étend au large de l'embouchure du Nil, au nord de l'Egypte.

Dans le cadre de notre étude, nous avons utilisé une version du modèle ROMS (Regional Ocean Modelling Système) fournie avec la suite ROMS_tools (<http://roms.mpl.ird.fr>). Ce modèle a donc été implémenté à une région océanique choisie, le bassin EST de la Méditerranée appelé aussi Méditerranée orientale. Après une description plus précise de la zone d'étude et de l'outil adopté, nous pourrions diagnostiquer l'évolution du courant, de la température et de la salinité dans le bassin est de la Méditerranée. Ces analyses nous permettront de décrire les variations saisonnières, mais aussi d'exposer les différents processus de formation d'eau sursalé au niveau du bassin Levantin. Enfin, nos résultats seront comparés à des données expérimentales de la littérature afin de vérifier leurs validités.

1- Zone d'étude

La particularité du bassin Levantin est que le climat est beaucoup plus aride qu'ailleurs en mer Méditerranée. L'aridité du climat conduit à une très forte augmentation de la salinité. L'eau, qui devient plus dense donc plus lourde, est entraînée vers le fond.

Les tourbillons sont des phénomènes qui peuvent être générés par des processus de déstabilisations d'un courant longeant le talus tel que le Lybio-Egyptian Currents ou par le rotationnel du vent crée par des effets de l'orographie comme le tourbillon Ierapetra qui se forme devant la Crête. Ils peuvent tourner en sens cyclonique ou anticyclonique et ne sont pas bloqués par la topographie mais ils peuvent se déplacer. On dit que les tourbillons proches peuvent agir comme une roue à aube (Taupier-Letage et *al.* 2003)

Les gyres sont des structures de la circulation créées par le vent et/ou par certaines formes de la topographie du fond.

Dans notre zone d'étude nous pouvons repérer de nombreux tourbillon qui sont générés par le courant Lybio-Egyptien, ainsi que le gyre de Rhodes.

Notre zone d'étude du bassin orientale de la Méditerranée sera d'une longitude comprise entre 32°E et 36°E et d'une latitude comprise entre 31°N et 37°N. La bathymétrie du bassin Levantin comporte une fosse à plus de 4000 mètres de profondeur. Une grande partie du bassin Levantin est soumis climat très aride.

2- Matériels et Méthodes: modèles numériques

2.1- Modélisation numérique appliquée à l'océan

ROMS discrétise les équations primitives en utilisant une maille de calcul de type Arakawa-C. Les équations sont résolues de manière semi-implicite.

Roms est un modèle tridimensionnel basé sur les équations primitives. De nombreux modèles existent basés sur ce type de simulation hydrodynamique comme par exemple SYMPHONIE, POM et ROMS.

2.2- Modèle aux équations primitives

Ces modèles résolvent les équations de Navier Stokes et les équations de conservation de la température, la salinité ainsi que l'équation d'état de l'UNESCO.

Pour obtenir les équations primitives différentes hypothèses sont adoptées :

- approximation hydrostatique: l'équation de mouvement sur la verticale est réduite à un équilibre entre force de gravité et gradient vertical de pression.
- approximation de Boussinesq qui permet de supposer la densité constante si ces variations sont petites, dans tous les termes des équations à l'exception du terme de gravitation.
- L'approche de Reynolds qui émet une hypothèse de fermeture turbulente. L'effet des petites échelles sur les grandes est paramétré.

Equation du mouvement

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + U \cdot \nabla u - f_v &= \frac{-1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \nabla_h^2 u + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + U \cdot \nabla v + f_v &= \frac{-1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \nabla_h^2 v + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}\end{aligned}$$

Equation de continuité

$$\text{div} U = \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Equation de conservation de la température et de la salinité

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U \cdot \nabla T = K_h \nabla_h^2 T + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Equation d'état de l'eau de mer

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

Symphonie ferme la turbulence avec la méthode de l'énergie cinétique turbulente en considérant que cette grandeur est conservée comme la température ou la salinité, une estimation de la longueur de mélange va également être nécessaire.

La différence apportée par Mellor et Yamada (1974) est l'utilisation d'une deuxième équation pour évaluer la longueur au lieu d'en faire une estimation.

Pour le modèle ROMS plusieurs schémas sont possible utilisant une paramétrisation de type *K-profil*. Pacanowski et Philander (1981) utilisent une approche empirique, qui a pour avantage une facilité d'implémentation numérique.

Large & al (1994) propose un modèle qui calcul un profil typique pour chaque couche de l'océan.

A ces fermetures de la turbulence il faut aussi ajouter des conditions au limites du domaine. Ces conditions concernent la surface, le fond ainsi que les frontières latérales.

La brève présentation des différences entre modèle numériques aux équations primitive nous à permis de choisir le modèle le mieux adapté à notre étude.

Dans notre modélisation pour le calcul des coefficient verticaux de viscosité nous avons utilisé le modèle ROMS avec une approche de Large & al (1994).

2.3- Modèle utilisé pour notre zone d'étude : ROMS

Le modèle hydrodynamique côtier ROMS (*Regional Ocean Modeling System*) est un modèle tridimensionnel qui permet le calcul des variables physiques de l'océan dont la température, la salinité, l'élévation de la surface libre ainsi que des variables dérivées comme la densité, la vorticité, la fonction courant.

En connaissant les conditions initiales et les conditions aux limites de ces différent champ physique en tout point du domaine modélisé, cette résolution permet de connaître l'évolution de ces mêmes champs à des instants $t+n$. Pour fonctionner correctement cela nécessite une discrétisation spatiale, une discrétisation du calcul selon un pas de temps ainsi qu'une base de données.

2.3.1- Conditions aux limites

Après avoir effectuer la fermeture de la turbulence il faut donner les formulations des conditions aux limites

- Conditions de frontière au niveau de la surface libre ($z=\eta$)

$$A_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{sx} \quad \text{Tension de surface due au vent} \quad \frac{\partial \eta}{\partial t} = w$$

$$A_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{sy}$$

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

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

La vitesse du courant est proportionnel à la tension de surface due au vent.

- Condition de frontière au fond ($z = -H$)

$$A_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{bx} \quad \text{Tension de cisaillement sur le fond} \quad w = -u \cdot \nabla H$$

$$A_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{by}$$

$$K_v \frac{\partial S}{\partial z} = 0$$

$$K_v \frac{\partial T}{\partial z} = 0$$

Sur le fond, la vitesse du courant est fonction de la tension de cisaillement. Les variations de la température et de la salinité sont nulles.

2.3.2- Discrétisations de nos équations

Discrétisation spatiale: sur le domaine horizontale le modèle est écrit en coordonnées régulières sur une grille décalée d'Arakawa C.

Discrétisation verticale: sur la verticale le modèle utilise des coordonnées sigma. Ce type de discrétisation présente des niveaux qui suivent la topographie. L'avantage de ce type de grille est d'avoir toujours le même nombre de niveaux verticaux quelque soit la bathymétrie.

Discrétisation temporelle: Séparation du pas de temps (time splitting): processus utilisé lorsque des processus interviennent à des échelles différentes. Lors de notre étude la discrétisation temporelle sépare les modes barotropes (ondes de gravités) et baroclines (ondes internes).

Condition de stabilité:

Appliqué sur une grille et selon un pas de temps nos équations sont discrétisées de manière spatiale et temporelle. Ces deux discrétisations sont liées par le critère de stabilité. Dans le modèle le critère de stabilité est du type CFL (Courant-Friedrich-Levy):

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{c} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{(-1/2)}$$

Dans le mode barotrope la vitesse de calcul doit être supérieure à la célérité des ondes plus rapides (onde de gravité) soit supérieure à \sqrt{gh} avec h la profondeur de la maille la plus profonde.

2.3.3- Données

Pour pouvoir exécuter une modélisation avec ROMS, l'utilisateur a besoin de fournir différentes données.

La base de donnée International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set Project (ICOADS) fourni les données de forçages en surface de l'atmosphère sur l'océan.

La base de donnée World Ocean Atlas (WOA) fourni les données de température et salinité. Ces données sont utilisées dans la méthode dynamique qui permet de calculer un champ 3D de courant en équilibre géostrophique par rapport à un niveau de référence. On impose par la suite comme condition initiale une vitesse du courant nulle en dessous de cette profondeur.

2.4- Implémentation du modèle

Tout d'abord nous devons fixer les coordonnées de notre domaine de calcul. Pour le bassin oriental de la méditerranée nous avons opté pour les valeurs suivantes:

Longitude maximum	22°E
Longitude minimum	36°E
Latitude minimum	31°N
Latitude maximum	37°N

Ces coordonnées doivent être reportées dans le fichier *romstools_param.m* ainsi que les choix effectués sur les frontières ouvertes ou fermées et la résolution.

Frontière ouvertes: ouest

Frontières fermées: sud, nord, est

résolution: 1/10°

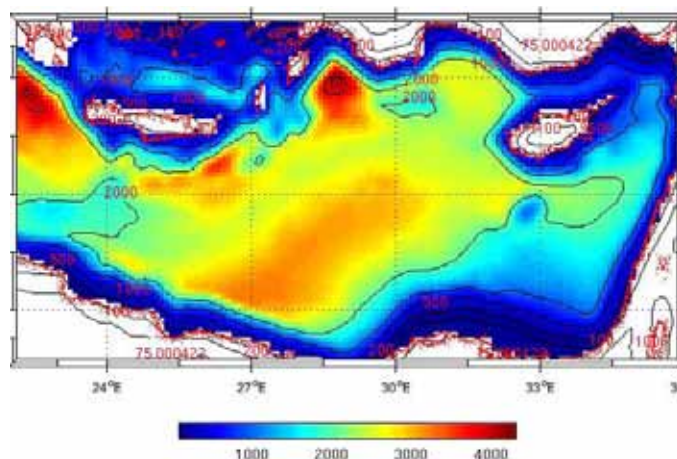
make_grid.m : crée la grille du domaine, nous donne ses paramètres ainsi que la bathymétrie du modèle (Fig.1). Les paramètres de la grille vont nous permettre de calculer les critères de stabilité, CFL, évoqué plus haut.

L=139	LLm = L-1 = 138
M=72	MMm = M-1 = 71
N = 32	

L, M, N correspondent respectivement au nombre de mailles dans la direction x, y, z

make_clim.m, *make_forcing.m* : fournissent les conditions initiales, les conditions aux frontières ainsi que les forçages.

Fig.1. Bathymétrie et grille du modèle obtenue avec *make_grid*



3- Résultats

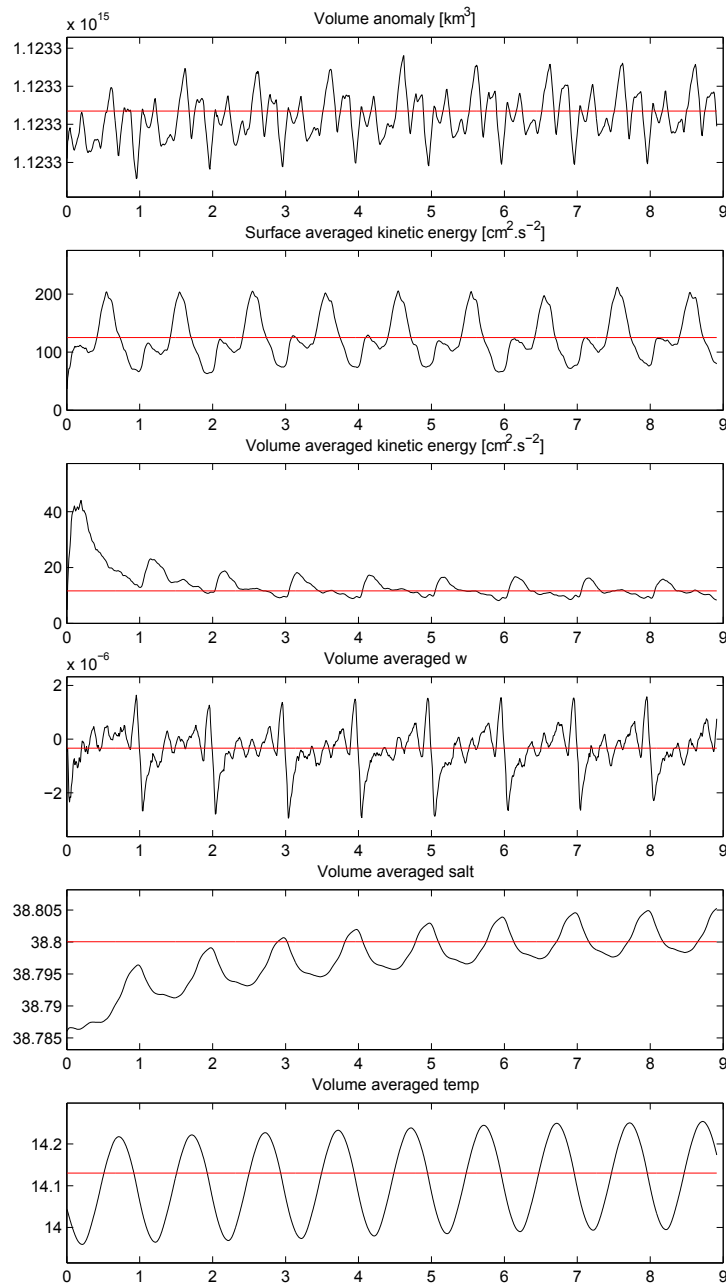


Fig.2. Diagnostiques du modèle ROMS

Sur la Fig.2, nous pouvons observer à partir de quel mois notre modèle commence à devenir stable et donc à osciller de manière saisonnière autour d'une valeur moyenne calculer pour le modèle et la zone d'étude choisie.

Nous constatons que la majorités des paramètres sont très rapidement stables et oscillent autour de leur valeur de référence. Cependant la salinité atteint sa valeur théorique seulement à partir de la cinquième année. Nous pouvons expliquer cela par le fait que le bassin Levantin se situe dans une zone très aride où l'évaporation est très forte. De ce fait la salinité en surface est supérieure aux moyennes rencontrées dans les autres bassins de la mer Méditerranée.

Pour la suite des résultats étant donné que la salinité se stabilise entre l'année 5 et 6 nous utiliserons pour nos figures les sorties de ROMS sur la huitième année.

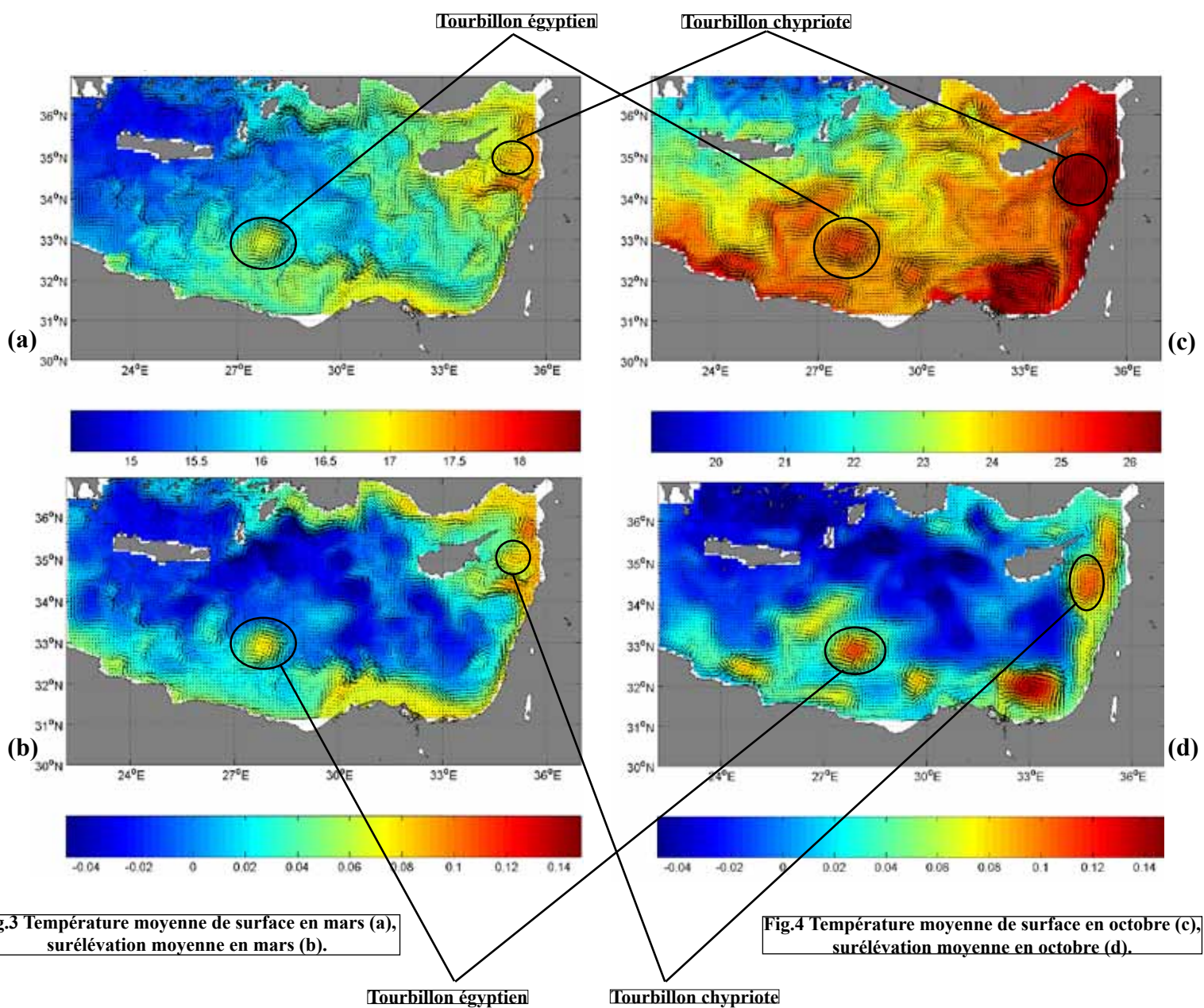
3.1- Variations saisonnières

Dans cette région de la Méditerranée il existe une structure qui révèle quatre type d'eau distinct que nous avons répertorié dans un tableau.

Ces eaux types seront pour la suite les marqueurs des structures cyclonique et anticyclonique.

EAU TYPE	SALINITE TYPIQUE	TEMPERATURE TYPIQUE
Levantine Surface Watter (LSW)	39,20 +/- 0,13	
Levantine Intermediate Watter (LIW)	38,96 +/- 0,07	15,42°C +/- 0,54°C
Atlantic Watter (AW)	38,72 +/- 0,17	
Deep Watter (DW)	38,75 +/- 0,03	13,80°C +/- 0,10°C

Avec la figure 4 et la figure 5 nous pouvons repérer les tourbillons se détachant du courant nord africain notamment sur toute la partie sud du bassin EST de la Méditerranée. Il est aussi possible de distinguer le grand gyre cyclonique Rhodes qui agit sur le basin oriental de la Méditerranée.



En partant de ces figures nous allons effectuer des sections verticales à travers le tourbillon égyptien et chypriote. Ces coupes vont nous permettre de mettre en évidence les signatures dans la colonne d'eau de ces structures caractéristiques du bassin EST de la Méditerranée et plus particulièrement du sous bassin Levantin.

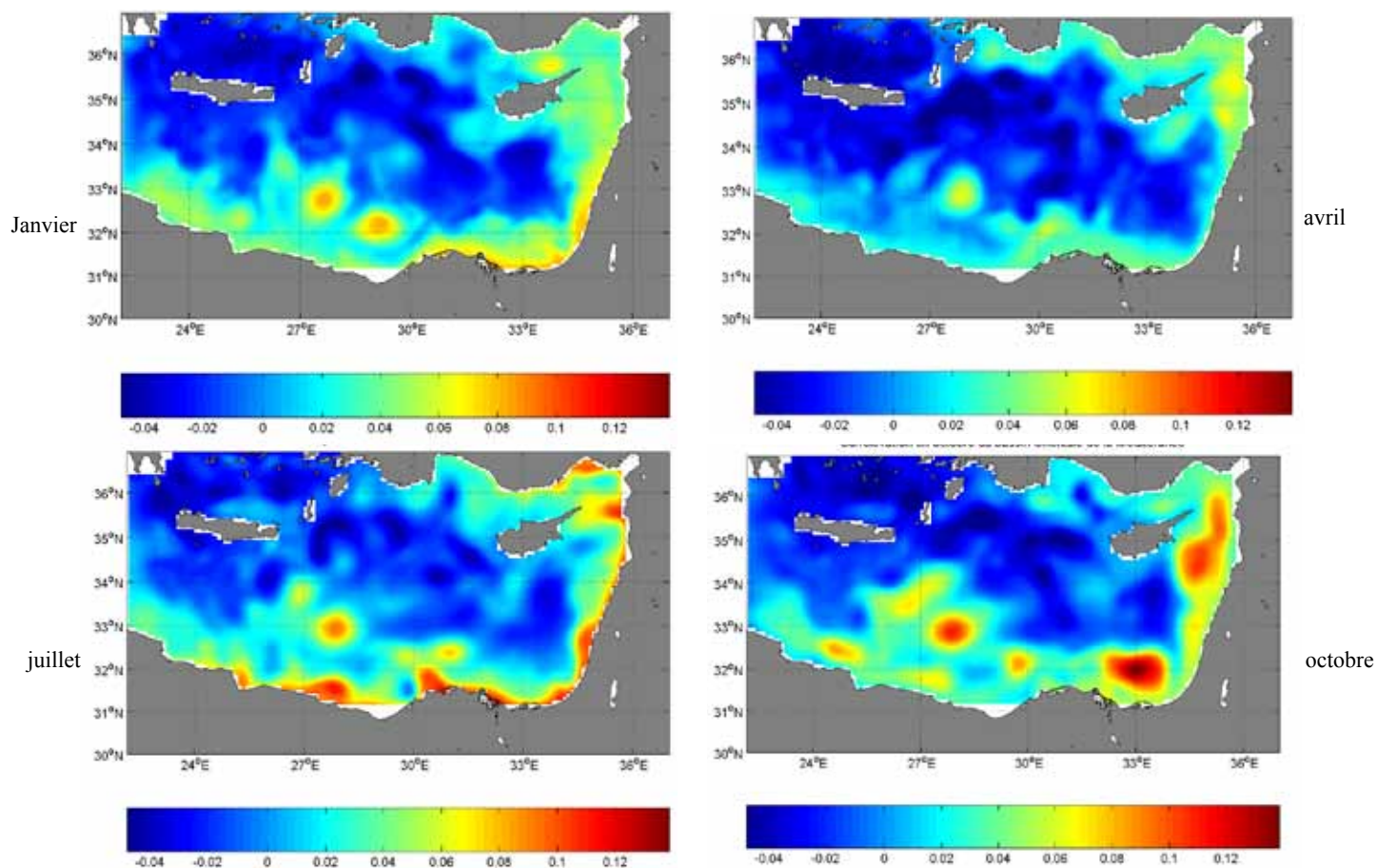


Fig.5. Variation saisonnière de l'élévation de la surface libre

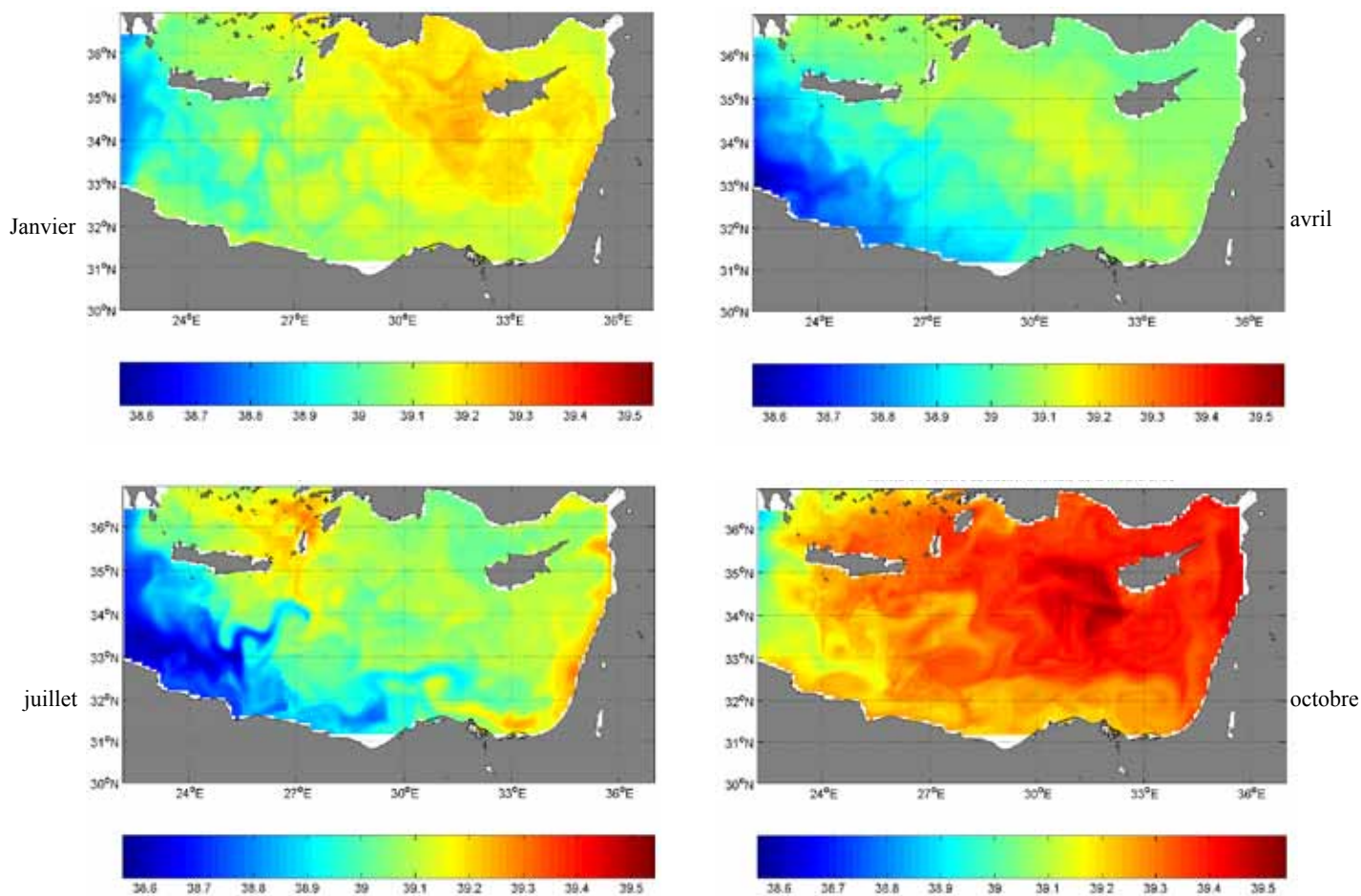


Fig.6. Variation saisonnière de la salinité

3.2 Section verticale à travers le tourbillon égyptiens (lat : 32.9°N)

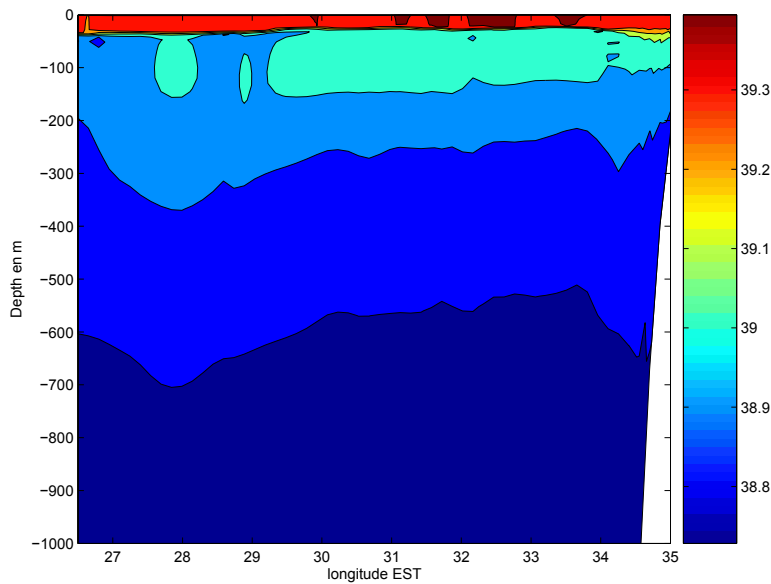


Fig.7. Section sur la verticale de la salinité au centre du tourbillon égyptien en OCTOBRE (lat:32.9°N)

La figure 7 correspondant à une section verticale de la salinité à travers le tourbillon égyptien illustre les caractéristiques des quatre eaux typiques du sous bassin Levantin.

Les structures en *salt finger* (28° EST) témoigne de la présence d'un mouvement anticyclonique. L'eau la plus salée du bassin LSW est concentrée dans la couche de mélange.

La LIW apparaît notamment au niveau du tourbillon égyptien avec une salinité de plus de 38.9 entre 150 et 350 m de profondeur sur la longitude 28°E ainsi que sous forme de *patch* dans les 100 premiers mètres. Enfin nous notons la présence de la DW dès 500m de profondeur de manière stratifié sauf au niveau du tourbillon égyptien à 28° E

La présence d'un tourbillon anticyclonique est mis en évidence par un déplacement de l'isotherme 16°C au niveau de la longitude 28°E (Fig.8). Le faible bombement de l'isotherme 22°C près de la longitude 30°E pourrait être associé à un effet du gyre cyclonique Rhodes qui apparaîtrait sur le bord est du tourbillon égyptien.

Toujours sur la figure 8 nous pouvons aussi observer la stratification de l'eau sur les 100 premiers mètres de profondeur ainsi qu'une forte thermocline saisonnière.

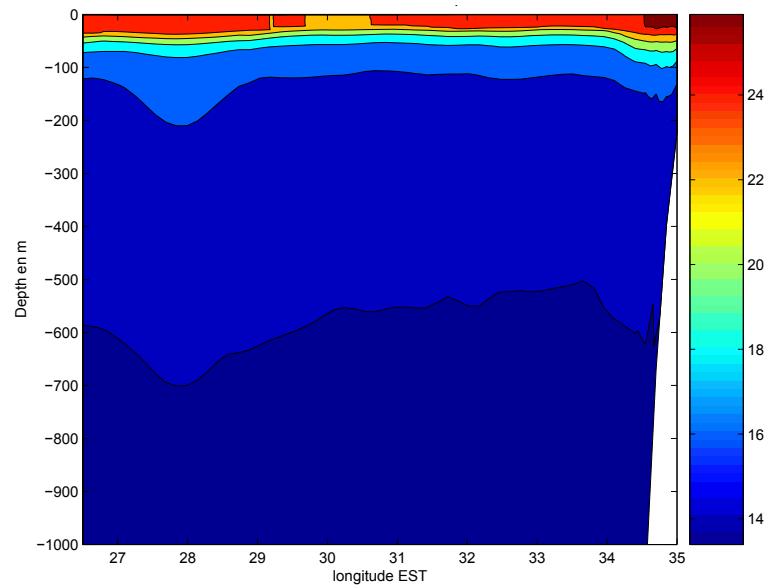


Fig.8. Section sur la verticale de la température au centre du tourbillon égyptien en OCTOBRE (lat:32.9°N)

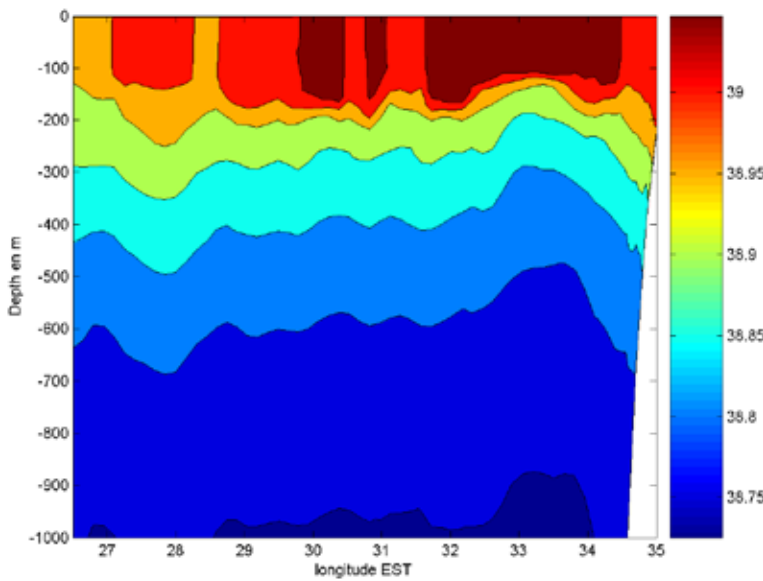


Fig.9. Section sur la verticale de la salinité au centre du tourbillon égyptien en MARS (lat:32.9°N)

Avec la figure 9 et en la comparant avec la figure 7 nous pouvons voir que la signature dans les hautes salinités de la LSW a disparu le long de la thermocline saisonnière. La LSW est apparemment formée par une forte évaporation .

La structure en *salt finger* témoigne toujours de la présence du tourbillon égyptien.

En comparant les sections au centre du tourbillon égyptien (à 28° E) d'octobre et mars (fig.7 et fig.9) nous n'observons pas de variation saisonnière de la DW ni sur l'horizontale ni sur la verticale sauf au niveau du tourbillon égyptien où les lignes d'isosalinités s'enfoncent vers le fond.

Sur la figure 10 le milieu n'est plus aussi bien stratifié que lors du mois d'octobre. Nous pouvons observer la disparition de la thermocline saisonnière. De plus les variations des températures à méso-échelle au cours de cette période de l'année ne sont que de 0.5°C entre les isothermes.

Six mois après la première observation du tourbillon égyptien ce dernier est toujours présent. On peut observer sa marque par un bombement des isothermes vers le bas au niveau de la longitude 28°E. Un des noyaux froids du gyre de Rhodes qui entoure le tourbillon égyptien apparaît sur cette section par un léger bombements des isothermes vers le haut au niveaux des longitudes 30°E

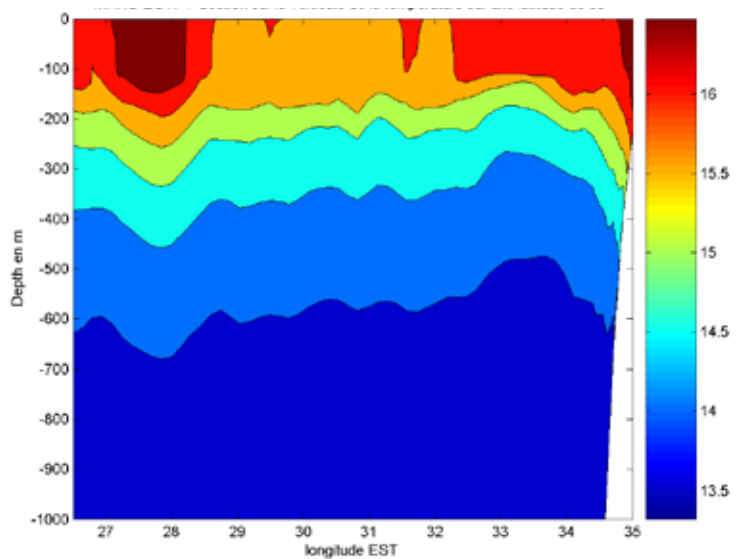


Fig.10. Section sur la verticale de la température au centre du tourbillon égyptien en MARS (lat : 32.9°N)

3.3- Section verticale à travers le tourbillon chypriote (latitude 34.5°N)

Pour compléter l'étude des tourbillons du bassin est de la Méditerranée nous montrons des sections verticales de température et de salinité au centre du tourbillon chypriote. Les résultats de ces sections sont moins significatifs que pour le tourbillon égyptien. Dans chacune de ces coupes le tourbillon chypriote apparaît sur les côtés droits des figure 12, 13, 14, 15.

Le faciès général des températures d'été est beaucoup plus stratifié au niveau du tourbillon chypriote. Nous observons quasiment aucun bombement. En revanche la thermocline saisonnière est légèrement au dessus des 100 mètres de profondeur. Il n'y a aucune marque significative de remontée des isothermes.

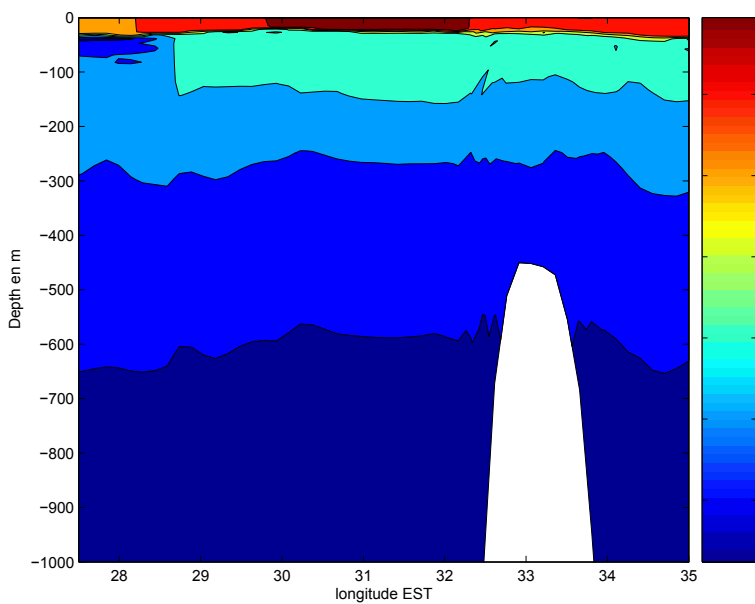


Fig.11. Section sur la verticale de la salinité au centre du tourbillon chypriote en octobre (lat:34.5°N)

En ce qui concerne la figure 12 la percée de la salinité max au niveaux de la longitude 31°E pourrait être le significat du gyre de Rhodes.

Le point salinité le plus prononcé au niveau du tourbillon de Chypre pourrait être assimilé à une LIW cette eau levantine intermédiaire se trouve entre les isothermes 16°C et 17°C cette LIW du tourbillon chypriote est plus chaude et plus salée que dans le tourbillon égyptien. Nous pouvons donc supposer que cette eaux type est plus récente que celle présente dans la structure égyptienne. De plus le fait que la salinité soit presque uniforme entre 50m et environ 300m de profondeur nous indique d'intense mélange d'eau durant l'hiver. Les calculs effectués par le modèle ROMS nous permet donc d'émettre une hypothèse sur le tourbillon chypriote comme zone potentielle de formation de *Levantine Intermediate Water*.

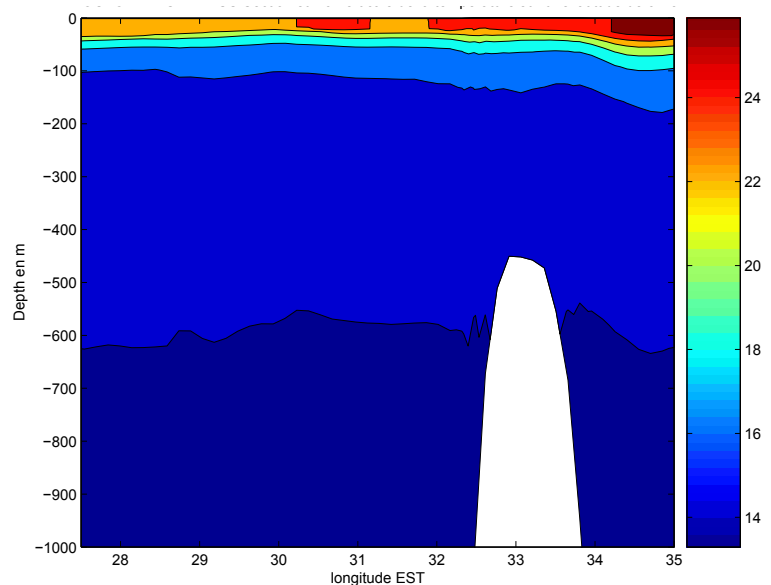


Fig.13. Section sur la verticale de la température au centre du tourbillon chypriote en octobre (lat:34.5°N)

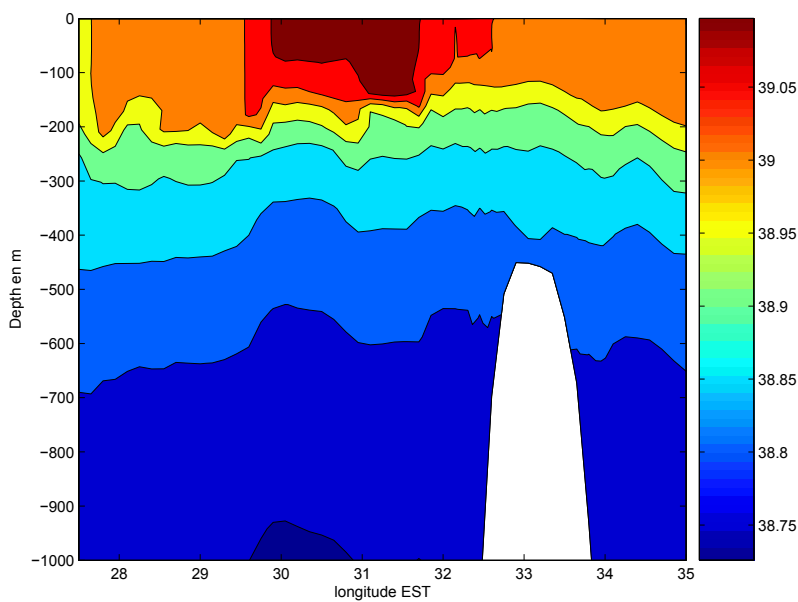


Fig.14. Section sur la verticale de la salinité au centre du tourbillon chypriote en mars (lat:34.5°N)

Sur la figure 15 qui représente une coupe de la température en fonction de la profondeur et de la longitude nous pouvons observer deux noyaux chauds. Le premier au coin gauche indique la présence d'une partie du tourbillon égyptien. Le deuxième à l'opposé dans le coin droit témoigne parfaitement du tourbillon quasiment stationnaire de Chypre.

Sur la section de salinité correspondante, figure 14 nous pouvons noter que LIW apparaît de nouveau en sub-surface avec une salinité supérieur à 39 dans le centre du tourbillon de chypre c'est le seul *patch* de de LIW qui arrive en surface et il s'étend sur environ 200 m de profondeur. Comme lors de la section d'hiver nous observons encore que ce patch et encadré par les isothermes 16°C et 17°C. Cette structure est une preuve de plus dans le rôle du tourbillon de chypre comme source de Levantine Intermediate Water.

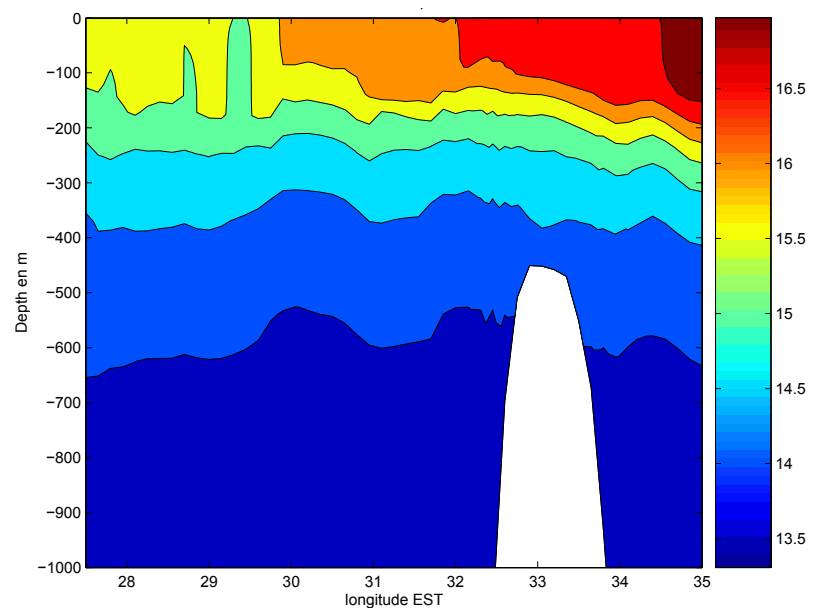


Fig.15. Section sur la verticale de la température au centre du tourbillon chypriote en mars (lat:34.5°N)

4- Discussion

Dans les données *in situ* présentées dans la publication de Stephen Brenner (1988), nous pouvons observer clairement un tourbillon assez puissant et stationnaire au niveau de chypre ainsi qu'un autre tourbillon lui un peu plus instable placé au large de l'Egypte figure 16 et 17. Ces résultats sont en accord avec nos sorties du modèle ROMS lors des périodes de mars et d'octobre avec les mêmes variations d'intensités figure 16 et 17. Les deux principaux tourbillons étudiés (egyptien et chypriote) sont localisés à peu près aux mêmes latitude et longitude dans les données expérimentales de la campagne et les données calculées du modèle.

Tourbillon	Latitude de la campagne	Longitude de la campagne	Latitude du modèle	Longitude du modèle
Egyptien en mars	33.5°N	29°E	32.9°N	27.5°E
Chypriote en mars	34.5°N	34°E	34.5°N	35°E
Egyptien en octobre	33°N	28°E	32.9°N	27.5°E
Chypriote en octobre	34.5°N	35°E	34.5°N	35°E

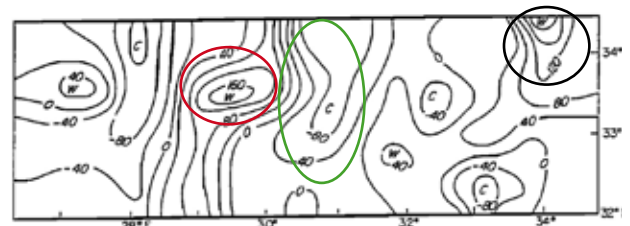
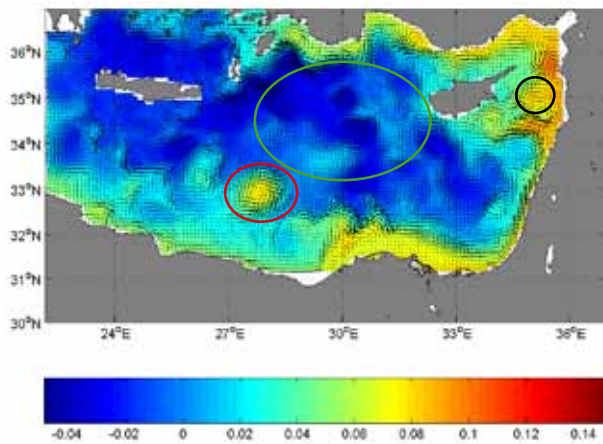


Figure issue de la publication de Brenner (1988)

- Tourbillon de Chypre
- Tourbillon d'Egypte
- Gyre Rhodes

Fig.16. Localisation des tourbillons et du gyre Rhodes en mars

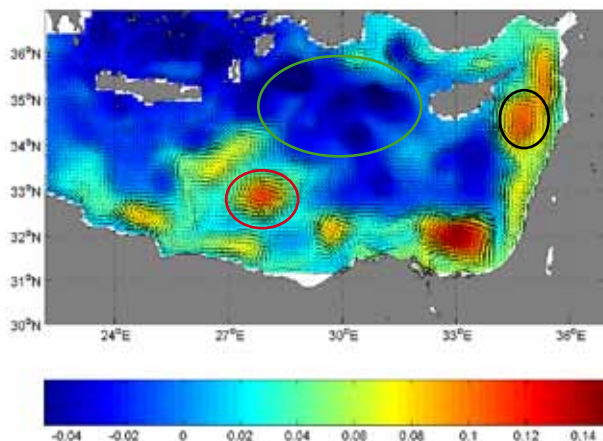


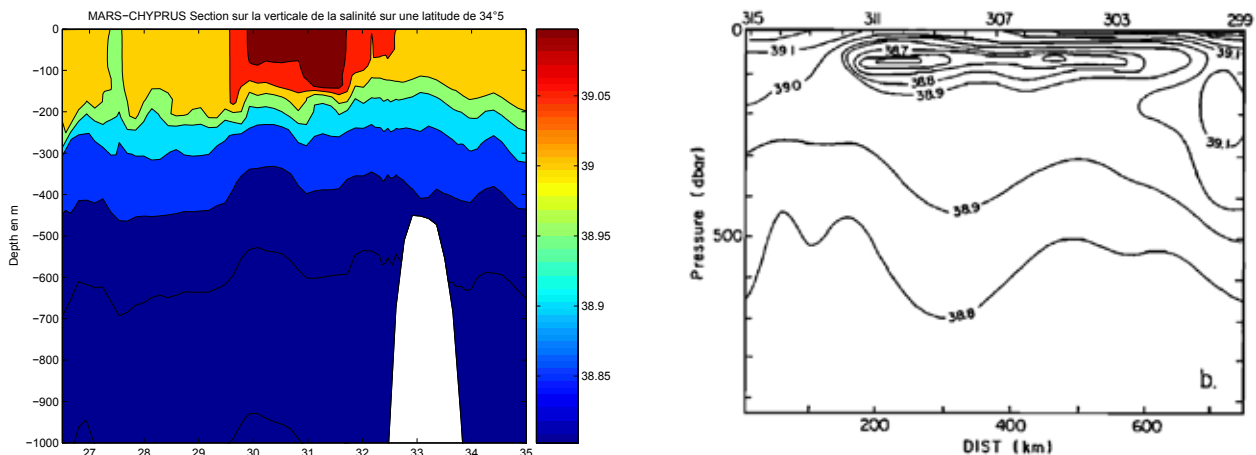
Figure issue de la publication de Brenner (1988)

- Tourbillon de Chypre
- Tourbillon d'Egypte
- Gyre Rhodes

Fig.17. Localisation des tourbillons et du gyre Rhodes en octobre

Les tourbillons étant localisés sur les cartes de sortie du modèle ROMS et sur les graphiques des données expérimentales, nous allons pouvoir effectuer nos comparaisons de coupe sur la verticale des variables température et salinité.

Pour commencer nous allons comparer les sections verticales passant dans le tourbillon chypriote afin de vérifier si nos hypothèses faite avec les sorties du modèle dans la partie résultat sont cohérente avec les données *in situ*. Pour pouvoir comparer les données du modèle il faut adapter l'échelle de couleur des cartes pour entrer dans les gammes de température ou de salinité mesuré lors de la campagne.



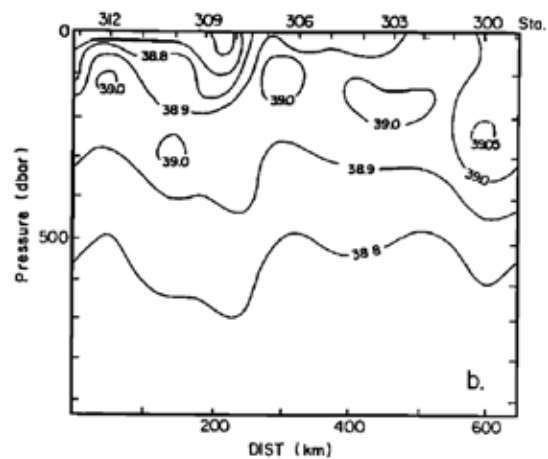
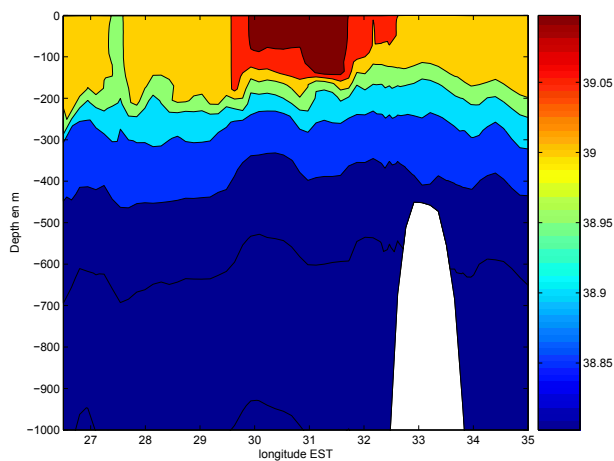


Figure issue de la publication de Brenner (1988)

Fig.19. Comparaison des coupes verticale de la salinité au centre du tourbillon chypriote en mars.

Sur ces deux sections verticales de salinité du mois de mars, figure 19, nous pouvons observer autant sur la coupe de ROMS que sur la section faite à partir des mesures in situ l'apparition de LIW en sub-surface. Ce «patch» de salinité ressort en surface. LIW est entouré par les isothermes 16°C et 17°C (voir figure 20). Cette structure est considérée dans la publication *Structure and evolution of warm core eddies in the eastern mediterranean levantine basin* de Stephen Brenner (1988) comme une preuve du rôle de la structure tourbillonnaire de Chypre dans la formation de LIW.

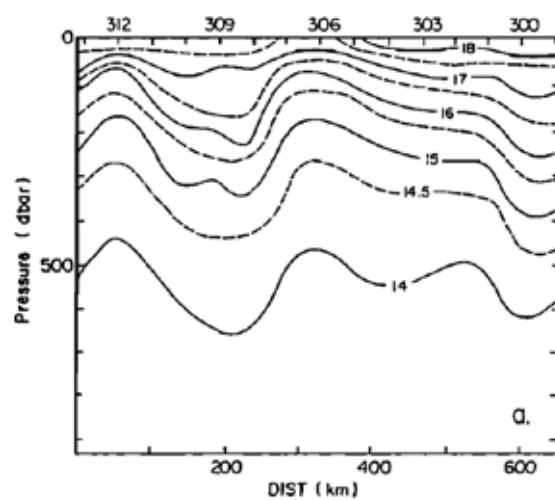


Fig.20. Section verticale de la température à travers le tourbillon Chypre en mars (Brenner 1988)

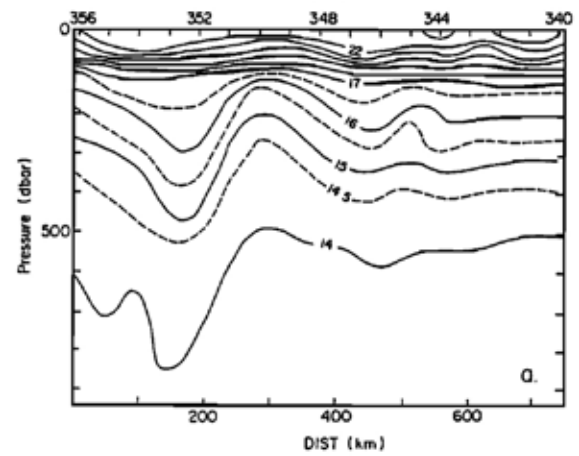
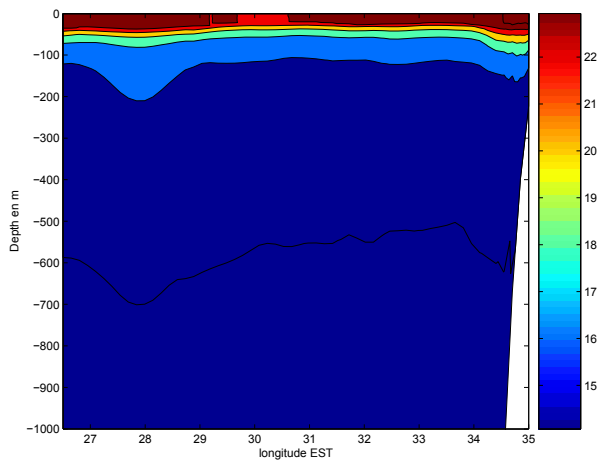


Figure issue de la publication de Brenner (1988)

Fig.21. Section verticale de la température à travers le tourbillon égyptien en octobre

Les deux sections de la figure 21 ci dessus illustre très bien les bombements vers le bas due à un tourbillon anticyclonique (ici celui de l’Egypte) ainsi que les bombements vers le haut du gyre de Rhodes. Ce résultat est aussi bien illustré sur les données present *in situ* que sur les données calculer par le modèle. Nous pouvons noter également que ces deux coupes verticales de la température représentent bien le resserrement des isothermes qui témoigne d’une thermocline saisonnière forte. En revanche en profondeur les gammes de température calculées par notre modèle ne sont pas très satisfaisantes si on compare la position théorique de l’isotherme 14°C. Avec les sections de la salinité correspondante à la même section nous pouvons mettre en évidence l’apparition d’un *patch* de LIW sur la figure 22. Ce *patch* est entouré des isothermes 15°C et 16°C. Cela signifie que cette eau contenant de la LIW est plus ancienne que celle observée au niveau du tourbillon de chypre. Cette remarque permet de renforcer l’hypothèse du tourbillon de Chypre comme lieu de formation des eaux LIW. De plus ces eaux sont moins salé au niveau du tourbillon égyptien. Cette baisse de salinité des LIW est sûrement due au cheminement entre le tourbillon d’Egypte et le tourbillon au sein de la colonne d’eau .

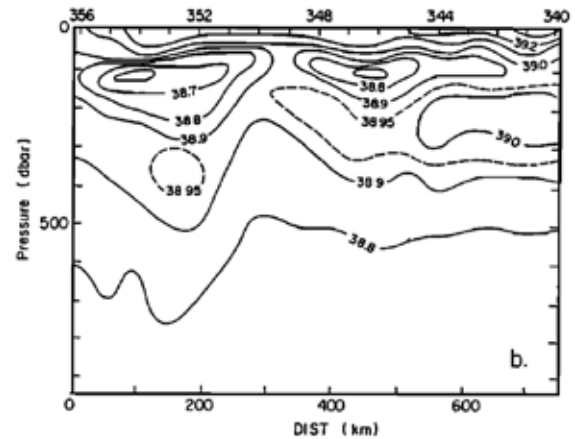
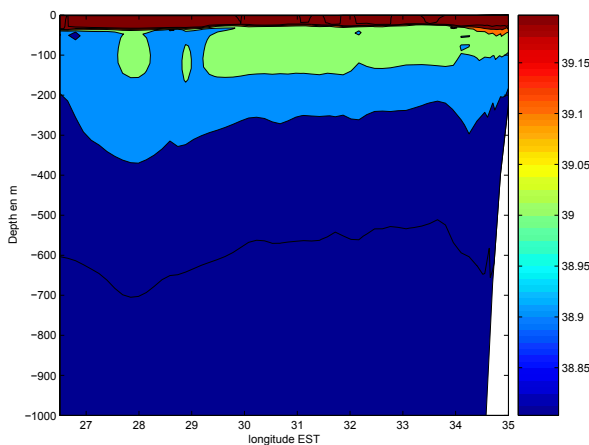


Figure issue de la publication de Brenner (1988)

Fig.22. section verticale de la salinité au travers du tourbillon égyptien en octobre

Conclusion

Le bassin est de la Méditerranée joue un rôle important dans la formation d'une eau qui par la suite ressort dans l'atlantique et appose la signature de la mer Méditerranée tout entière. En effet, le climat particulièrement aride dans la bassin Levantin va entraîner la formation d'un eau sur-salé. De plus, la présence de tourbillons va affecter spatialement les variations de la température et de la salinité des eaux de surface et à méso-échelle. Le tourbillon de Chypre semble être une structure permanente, avec un noyau plus chaud et plus salé que le tourbillon égyptien formé par les méandres du courant Nord. La salinité plus forte dans le noyau du tourbillon chypriote semble indiquer que ce dernier est associé à une région active de formation de LIW.

Lors de la visualisation de nos résultats, obtenus grâce au modèle ROMS, nous remarquons que la circulation océanique générée par le modèle présente des similitudes avec les schémas de circulation océanique de Brenner (1988). Ce résultat nous confirme la validité de notre circulation océanique. Néanmoins la formation des tourbillon océanique due à l'accélération du vent passé l'île de Crête n'est pas pris en compte par les forçage du vent ICOADS. Enfin au niveau des structures des coupes verticales de température et salinité calculées par le modèle sont du même type que celles obtenue *in situ* mais les gammes de température et salinité sont plus forte dans les résultats du modèle ROMS notamment dans les hautes températures et salinités. Nous pouvons penser que pour la température la raison pourrait venir des données de vent de ICOADS. Pour la salinité il faut noter que le modèle effectué ne prend pas en compte l'entrée du Nil au niveau de l'Egypte. Nous pouvons penser que les valeurs de salinité serait plus correcte avec la prise en compte des crues et des décrues de l'un des plus grand fleuves du monde.

BIBLIOGRAPHIE

Pacanowski, R. C., Philander, S.G.H., (1981) Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. J. Phys.

Stephen Brenner., (1988) Structure and evolution of warm core eddies in the eastern mediterranean levantine basin.

Large, W.G., McWilliams, J.C., Doney, S.C., (1994) Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal k-profile boundary layer parameterization.

Millot C. and Taupier-Letage., (2005) Circulation in the Mediterranean sea. The handbook of enviromental chemistry

ANNEXE

Autre comparaison entre les données du modèle ROMS et la publication Structure and evolution of warm core eddies in the eastern mediterranean meavantine basin, Brenner (1988)

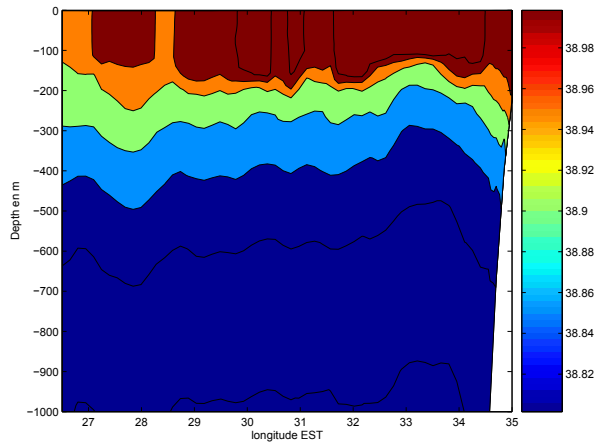


Fig. section verticale de la salinité au travers du tourbillon égyptien en mars

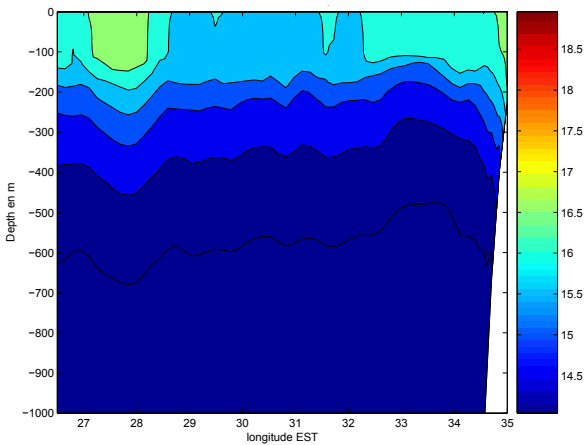
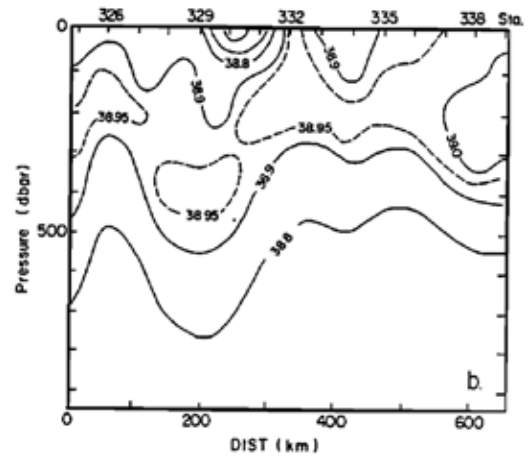


Fig. section verticale de la température au travers du tourbillon égyptien en mars

