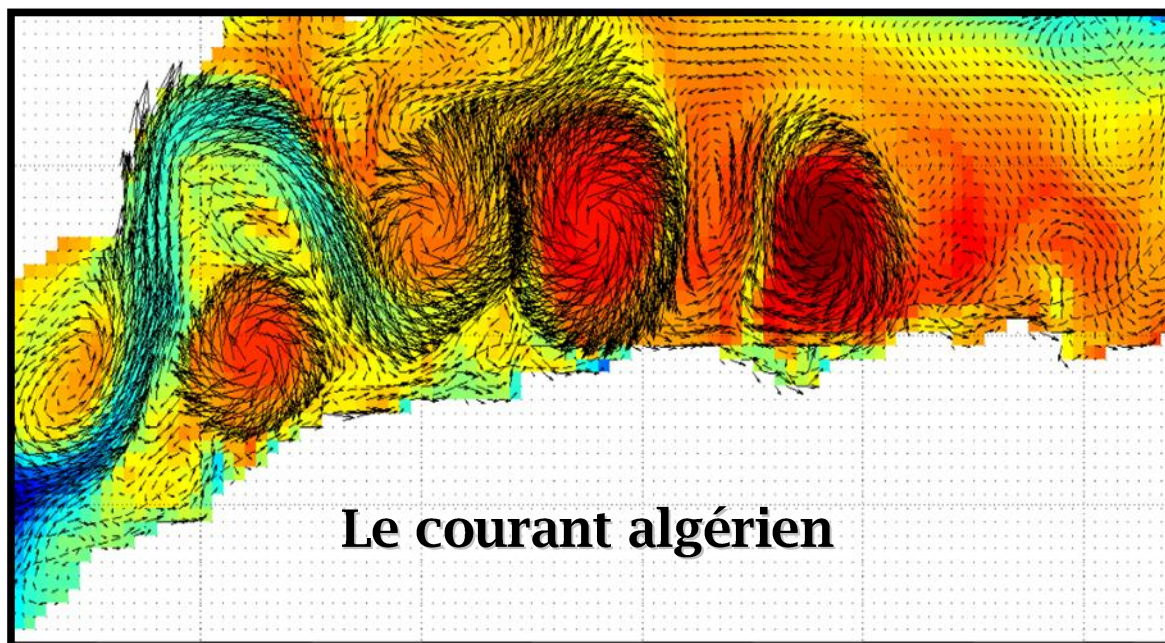


Centre d'Océanologie de Marseille



Projet de modélisation
Application du modèle ROMS dans le bassin algérien
« Le courant algérien »

ASSASSI Charefeddine.,
1^{re} année master océanographie physique

Enseignant: Andrea M.Doglioli

Promotion : (2010-2011)

Table des matières

I- Introduction	1
II- Généralités	2
1. Généralités sur la circulation.....	2
a. Circulation de grande échelle du bassin Méditerranéen.....	2
b. Le courant algérien.....	3
c. Les tourbillons.....	3
2. Présentation et fonctionnement du modèle ROMS.....	3
a. Equations résolues.....	3
b. Les hypothèses.....	4
c. La fermeture de la turbulence.....	4
d. Equation de conservation de la température et de la salinité....	5
III- Matériel et Méthode	6
1. Implantation, test et réglage de modèle.....	6
a. Choix de La résolution spatiale.....	6
b. Choix de la résolution temporelle.....	7
a. Choix de la zone d'étude.....	7
b. Les Conditions initiales et aux frontières.....	8
IV- résultat et discussion	10
1- Diagnostic du modèle.....	10
2- Les tourbillons algériens.....	11
3- LIW dans le bassin algérien.....	13
4- Evolution saisonnière de la circulation de la température et de la salinité.....	16
V- Conclusion	17
Bibliographie.....	17

I- Introduction

La descriptif et les objectives de la circulation générale des masses d'eau dans la mer Méditerranée a été étudiée à partir du début du 20^{ème} siècle. Les cartes produites dans les années 1960 ne diffèrent pas beaucoup, et les régimes de circulation générale ont été largement acceptés.

Cependant l'imagerie par satellite, qui devient un utile disponible au début des années 1980, a révélé l'existence d'upwellings, des méandres et des tourbillons dans la presque totalité de la Méditerranée. Cela a conduit à un nouvel examen et interprétation de l'ensemble des données disponibles.

A Gibraltar, les eaux de la Méditerranée et de l'Atlantique se croisent. Les eaux atlantiques entrent en surface dans la Méditerranée et les eaux méditerranéennes, plus denses, sortent dans l'Atlantique par le fond du détroit en formant une veine d'eau méditerranéenne. Le point principal était de proposer une explication cohérente pour le départ épisodique des masses d'eau de leur normal chemin. Hypothèses nouvelles ont d'abord été énoncées à propos du courant algérien et le rôle des tourbillons générés dans la circulation des masses d'eau dans la Méditerranée occidentale (Millot, 1985).

Une première opération dédiée à la méso-échelle conçu pour étudier les tourbillons algériens dans la partie occidentale du bassin algérien a permis à (Millot, 1987) de proposer des régimes revisitée de la circulation dans la Méditerranée occidentale. Le principal changement fut l'introduction de l'activité à méso-échelle: les tourbillons dans le bassin algérien étaient censés être en mesure de modifier localement les masses d'eau normale des chemins, offrir une explication cohérente dans les observations in situ (Doglioli, 2010b).

Environ 10 ans plus tard, des observations supplémentaires ont permis de compléter et d'affiner les systèmes de circulation (Millot, 1999). Mais ils ont aussi soulevé de nouvelles questions et incite d'autres hypothèses. Dernièrement en 2003 une nouvelle enquête de grande amplitude dans le bassin algérien a été faite (l'expérience d'ELISA), dans le but de préciser la structure des tourbillons algériens et leur rôle lors de l'embarquement LIW loin de la veine la Sardaigne.

Vu l'importance du courant algérien dans la circulation méditerranéenne (considéré comme le départ de la circulation) l'objectif de ce travail et d'appliquer un modèle numérique (Roms) sur le bassin Algérien pour visualiser les tourbillons produit de ce courant d'une part et d'autre part pour essayer de déciller LIW (Levantine Intermediate Water formé dans le bassin oriental) dans le bassin algérien indiqué selon la publication (Millot et Taupier, 2005) et à la fin de comparer ces résultats avec les données de mesures in situ telle que ELISA, afin de valider le modèle. Pour réaliser ce travail, trois chapitres ont été conçu:

- 1- **Généralités:** on va évoquer des définitions et des notions de bases sur la circulation dans la méditerranée en général et les courants Algérien en particuliers, plus des généralités sur la modélisation et les équations résolus par ce modèle.
- 2- **Matériels et méthodes:** on va implanter le modèle et faire des tests de réglage pour à la fin trouver les paramètres qui représente le mieux les courants Algériens.
- 3- **Résultats et discussion:** on va interpréter les résultats et les comparer avec les données d'autres campagne qui font des mesures en mer.

II- Généralités

1. Généralités sur la circulation

a. Circulation de grande échelle du bassin Méditerranéen:

La mer Méditerranée est une mer intercontinentale presque entièrement fermée, située entre l'Europe, l'Afrique et l'Asie et qui s'étend sur une superficie d'environ 2,5 millions de kilomètres carré. Son ouverture vers l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar est large de seulement 14 kilomètres.

Du point de vue hydrodynamique, la Méditerranée occidentale est une région complexe où coexiste différent type d'eau. Une eau Atlantique Modifiée (MAW) qui pénètre en surface dans le bassin Méditerranéen par le détroit de Gibraltar, elle circule dans les zones côtières d'Ouest en Est pour ensuite remontée vers le Nord en un circuit cyclonique dans le bassin occidental. Plus vers l'Est, un tiers de LAM qui existe au niveau du détroit de Gibraltar entre en mer Tyrrhénienne (*Ascencio et al., 1977*), longe la côte Nord de la Sicile et remonte la côte Italienne, où se produit écoulement qui franchit le canal de Corse (courant Est) et un autre qui entoure les côtes de la Sardaigne vers le Sud et remontée vers le Nord tout le long des côtes Ouest (courant Ouest), dans ce courant se trouvent des tourbillons anticycloniques. Ces deux courants fusionnent pour donner naissance au courant Nord, qui suit une circulation cyclonique le long du talus continental des côtes Italiennes, Françaises et Espagnoles.

L'eau Levantine intermédiaire (LIW) est crée dans le bassin oriental et revient dans le bassin occidental par le détroit de Sicile. Elle tourne sur sa droite en mer Tyrrhénienne en poursuivant un circuit cyclonique et longe la côte Italienne, dont une partie franchit le canal de Corse et une majeure partie poursuit son écoulement cyclonique vers le canal de Sardaigne (200-600m). Comme pour LAM, LIW remonte les côtes Ouest de la Sardaigne et de la Corse et rejoint l'eau Levantine issue du canal de Corse, suit le talus continental le long des côtes Françaises et enfin des côtes Espagnoles, où une partie sort par le détroit de Gibraltar, tandis que l'autre entraînée par l'eau de surface d'origine Atlantique, rejoint et suit les côtes Algériennes vers l'Est; Cette masse d'eau est identifiée tout le long de son parcours par des maximums relatifs en température et en salinité (Θ 13.8° et $S > 38.6$), (*Conan., 1996*).

En hiver, l'évaporation et le refroidissement qui sévissent dans certaines zones de la Méditerranée provoquent des mouvements verticaux de plongée d'eau, générant de nouvelle masse (*Dufau-Julliand., 2004*), ainsi LIW est formée.

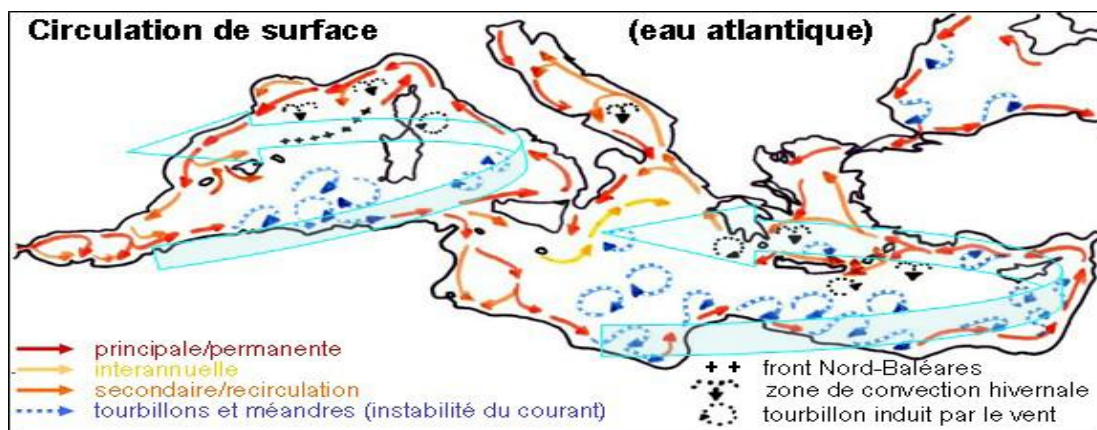


Figure n°1: Schémas de la circulation générale de l'eau de surface (MAW) en Méditerranée occidentale tirés de Millot and Taupier-Letage, 2005.

b. Le courant algérien

Le Courant algérien (AW), où ses caractéristiques sont spécifiques (Milot, 1985), est un courant côtier initialement (près 0° de longitude) d'une dizaine de Km de largeur et entre 100 à 200 Km d'épaisseur. Ce courant Est manifestement instable et, comme d'abord déduit de la série de temps actuelle et les images satellites rassemblées pendant la Mediprod-5 expérience (Milot et d'autres, 1997), souvent produit deux sortes de phénomènes méso-échelle.

La plupart du temps, le Courant algérien produit des tourbillons relativement petit (dizaine de km dans le diamètre) et peu profond (100-200 m) qui n'ont pas de conséquences significatives sur la circulation des masses d'eau. Cependant, à quelques occasions, ce courant se forme relativement grand méandre qui a en réalité des conséquences pour la circulation de toutes les masses d'eau.

c. Les tourbillons

Les tourbillons sont des phénomènes qui peuvent être générés par des processus de déstabilisation d'un courant longeant le talus tel que le courant algérien ou par le rotationnel du vent crée par des effets de l'orographie (e.g. Ierapetraand Pelops). Ils peuvent tourner en sens cyclonique ou anticyclonique et ne sont pas bloqués par la topographie mais ils peuvent se déplacer. Ceux sont des structure dites de méso-échelle (de l'ordre de 10 à 100 km de diamètre) qui peuvent être classifiées comme petits (jusqu'à ~50 km) moyennes (50-150 km) et grandes (150-250 km).

2. Présentation et fonctionnement du modèle ROMS

L'apparition des ordinateurs, et donc l'augmentation de la puissance de calcul, a permis à la modélisation de s'imposer comme une science reconnue.

Le modèle ROMS (Regional Ocean Modeling System) fait partie de la nouvelle génération de modèles numériques océaniques. Il a en effet été développé dans le but de modéliser des zones de taille relativement petite afin de pouvoir observer des phénomènes se déroulant à plus petite échelle. Ce puissant outil est composé de routines à exécuter sous Matlab et l'utilisation d'une base de données énorme permet de le faire fonctionner sur la quasi totalité du globe terrestre.

a. Equations résolues

Les équations résolues par les modèles sont des équations primitives, le modèle Roms utilise la méthode de séparation du pas de temps (*mode splitting*) cette méthode permet de résoudre des phénomènes rapides (ondes de gravité externe) en 2D représentés par les équations des eaux peu profonds.

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + f v + A_h \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + F_x + B_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - f u + A_h \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + F_y + B_y \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (Hu)}{\partial x} + \frac{\partial (Hv)}{\partial y} = 0 \quad \text{avec } H = h + \eta \end{array} \right.$$

Cette équation dit que les forces qui agissent dans le fluide sont purement horizontales, donc on peut supposer que les composantes horizontales de la vitesse seront indépendantes de z . Ces équations sont valables, quand l'eau est très basse par rapport aux échelles horizontales qu'on veut étudier.

La méthode de séparation du pas de temps permet également de résoudre des phénomènes lents en 3D comme les équations RANS (Reynolds et Navier-stokes)

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} + f v - \frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y} - f u - \frac{\partial \overline{v'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z}\end{aligned}$$

- u , v et w sont les composantes horizontales et verticale non turbulentes ou moyennes de la vitesse du mouvement ;
- u' , v' et w' sont les composantes turbulentes de la vitesse du mouvement ;
- f est le paramètre de Coriolis ;
- P est la pression ;
- ρ_o est la densité de référence de l'eau de mer au sens de l'hypothèse de Boussinesq ;

Le premier terme correspond à la variation locale de la vitesse en fonction du temps. Dans le deuxième, troisième et quatrième terme sont représentées les advections horizontales. Le cinquième terme est le gradient de pression.

Le sixième terme est le terme de Coriolis, qui rend compte de l'influence de la rotation de la Terre.

Les trois derniers termes sont les termes turbulents.

b. Les hypothèses

L'approximation hydrostatique vient directement de l'idée que tous les forces sont négligeables devant la pression et la gravité, donc un équilibre va se reproduire entre ces 2 forces à la verticale.

L'approximation de Boussinesq suppose que les variations de densité sont négligeables sur la verticale donc on peut substituer avec un terme ρ de référence

L'hypothèse de l'incompressibilité suppose que la masse volumique d'une parcelle de fluide ne varie pas avec la pression. La relation de continuité devient donc une condition de non divergence

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

c. La fermeture de la turbulence

Qui consiste à écrire les termes qui contiennent les composantes turbulentes u' , v' , w' en fonction des composantes moyennes afin d'éviter d'ajouter des nouvelles variables dont on ne connaît pas les équations

$$\begin{aligned}\overline{u'u'} &= -A_x \frac{\partial u}{\partial x} ; & \overline{u'v'} &= -A_y \frac{\partial u}{\partial y} ; & \overline{u'w'} &= -A_z \frac{\partial u}{\partial z} \\ \overline{v'u'} &= -A_x \frac{\partial v}{\partial x} ; & \overline{v'v'} &= -A_y \frac{\partial v}{\partial y} ; & \overline{v'w'} &= -A_z \frac{\partial v}{\partial z}\end{aligned}$$

Les équations de RANS deviennent donc

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

A_h et A_z représentent les coefficients de viscosité horizontaux et vertical

La fermeture turbulente pour Roms cherche à trouver le coefficient de turbulence verticale par la méthode dite KPP (par métrisation de type K-profil) [Gaspard & al, 1990] qui dise à la place de résoudre une équation pronostique de l'énergie cinétique on adopte pour les coefficients verticaux de viscosité un certain profile verticale.

d. Equation de conservation de la température et de la salinité

Cinq équations sont nécessaires pour résoudre les équations en 3D, en effet pour avoir des solutions uniques des conditions à la frontière de température et de salinité doivent être ajoutés.

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

A^{tr} et représentent les coefficients de diffusivité turbulent de température et de salinité, ils sont en fonction des coefficients de viscosité.

Q_c est le flux solaire incident.

C_p est le coefficient de chaleur massique: $C_p = 3950 \text{ J/kg.K}$

$I(z)$ est la fraction de ce flux qui parvient au niveau z : $I(z) = \exp(-\lambda z)$ avec $\lambda = 0.05 \text{ m}^{-1}$

Enfin, l'équation d'état de l'eau de mer pour la masse volumique, donnée dans l'IES80 est nécessaire pour clôturer les calculs $\rho = \rho(S, T, P)$

III- Matériel et Méthode

1. Implantation, test et réglage de modèle

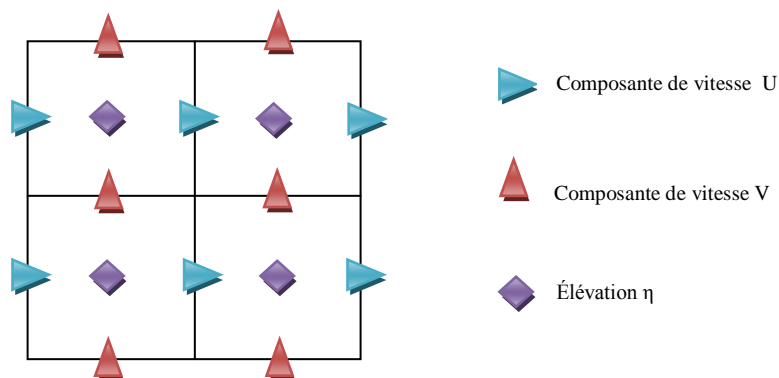
a. Choix de La résolution spatiale

Grille horizontale

Le choix de la résolution se fait pour résoudre les phénomènes à étudier et aussi pour éviter les temps de calcul inutile. Un test pour les différentes résolutions $1/3^\circ$, $1/6^\circ$ à été effectué, ainsi la résolution de $1/10^\circ$ a permis l'obtention des meilleurs résultats dans un délai de simulation acceptable.

Vu la puissance des machines mises à notre disposition (cluster), nous avons cherché à faire une grille, correspondant au domaine de calcul, de l'ordre de 10^5 mailles. Une résolution de $1/10^\circ$ est la plus adéquat pour une meilleure présentation dans notre zone d'étude.

Afin d'avoir une fine résolution spatiale, le modèle utilise une grille d'Arakawa (grille C) qui est la suivante :



Grille verticale

Les coordonnées verticales utilisées par ROMS sont des coordonnées qui suivent la topographie dites " Les coordonnées sigma généralisées". Elles divisent la colonne d'eau en un nombre constant de couches verticales sigma ($N=32$) entre le fond et la surface libre. Le passage de la coordonnée Z à la coordonnée sigma généralisé s'écrit

$$\sigma = \frac{Z+h}{\eta+h}$$

Avec σ vaut 1 à la surface et 0 sur le fond.

! Ces Paramètres sont à modifier dans le fichier romstools_param.m

Le script make_grid.m permet de créer la grille, ce qui donne la carte bathymétrique suivante (figure2), en plus ce script donne les paramètres qui permettent de calculer le critère CFL, telle que les pas d'espace Δx et Δy .

Dans le modèle ici utilisé on a 3 frontières ouvert N, E, W et une frontière fermé S

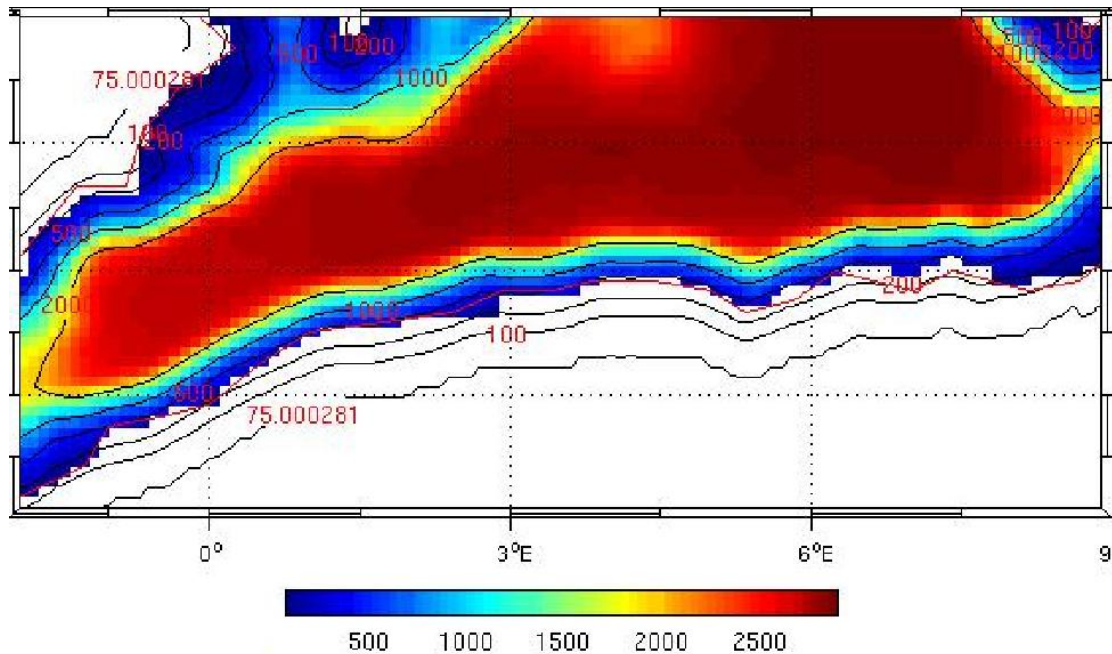


Figure n°2: Carte bathymétrique de la zone d'étude obtenue par le modèle Roms

b. Choix de la résolution temporelle

Les choix de paramètres temporels se font avec le calcul du critère CFL (Courant-Fredrichs-Levy). En effet, pour garantir la stabilité du modèle, il faut vérifier la condition:

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{C_t} \left| \frac{1}{\partial x^2} + \frac{1}{\partial y^2} \right|^{-1/2}$$

Où Δt_E est le pas de temps externe, C_t la célérité des ondes externes et ∂x et ∂y les pas d'espace de la grille.

Dans le modèle nous avons pris $\Delta t_E = 18$ sec avec 60 itérations ce qui nous fait un pas de temps interne de 1080 sec.

Nous avons choisi de simuler une année climatologique avec 12 mois de 30 jours.

a. Choix de la zone d'étude

Le choix de la zone d'étude prend une degré d'importance considérable pour déciller un phénomène donné (un mauvais choix peut fausser complétement les résultats).

Un test d'un mois est nécessaire avant de procéder dans le lancement de modèle avec une simulation de 10ans, selon les phénomènes qu'on veut observer et aussi pour régler le problème de frontière ouverte.

Une différence de 1° seulement de longitude dans le positionnement du bord Ouest peut fortement influencer la solution, Comme montré en figure 3, la direction du courant peut complètement changer!!

L'explication la plus convenable est que les données des conditions initiales sont peu entre 0 et 1° Ouest ce qui n'a pas donné la vraie direction du courant algérien.

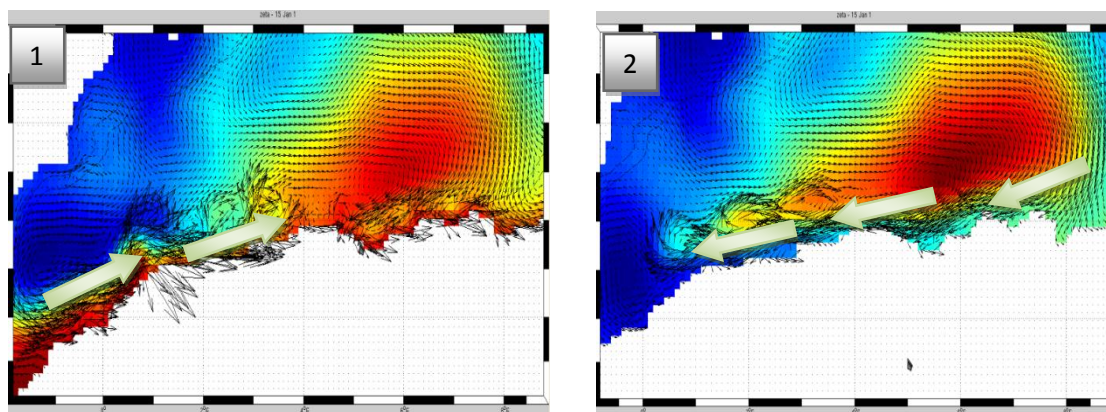


Figure n°3:modélisation des courants algériens avec une simulation d'un mois, 1: 1à 9°, 2 : 2à9°.

Comme montré en figure 3 cette variation de 1° de longitude a changé complètement la direction des courants Algériens. Pour une simulation entre -1 à 9° de longitude on remarque que les courants se dirigent vers l'Ouest avec des tourbillons anticycloniques, tandis que pour une simulation entre -2 à 9° les courants gagnent la direction Est. Pour la suite de l'étude on retiendra la zone entre -2 et 9°.

! Ce Paramètre est à modifier dans le fichier romstools_param.m

Avec la zone et la résolution choisie, nous obtenons une grille définie selon les valeurs suivantes:

$$LLm = 109 \text{ MMm} = 50$$

LLm et MMm correspondent aux nombres de mailles sur la longitude et sur la latitude.

b. Les Conditions initiales et les forçages

Après avoir calculé les critères CFL il est temps d'exécuter les scripts make_forcing.m et make_clim.m qui vont calculer les conditions aux frontières ainsi que les forçages du modèle. En ce qui concerne les conditions initiales ROMS va chercher dans ses différentes bases de données les champs de température et de salinité World Ocean Atlas (WOA). Ces données vont ensuite être utilisées dans la méthode dynamique qui va permettre le calcul des vitesses géostrophiques servant de conditions initiales pour les champs de vitesse.

La figure 4 montre un Exemple des forçages, la vitesse du vent

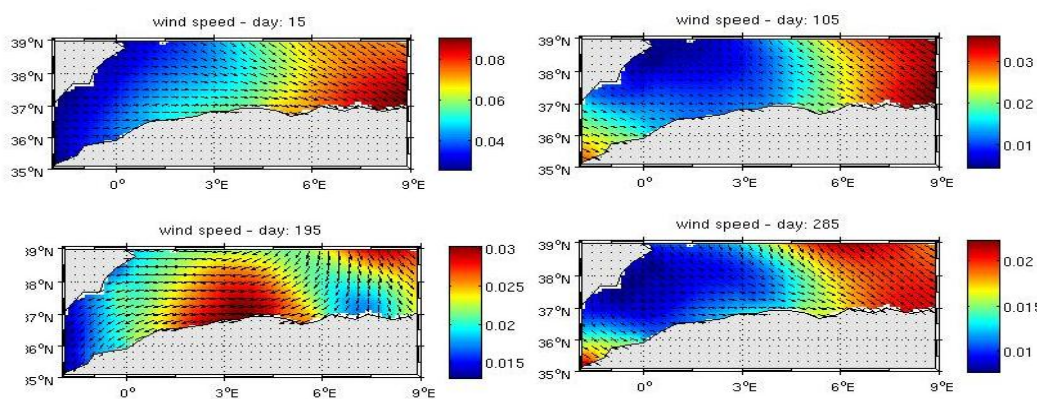


Figure n°4:le forçage des vents dans la zone d'étude pour les 4 saisons

Les vitesses des vents sont plus intense en hiver ils varient entre 4 et 8cm et les valeurs les plus fortes sont observé à l'Est, par contre les valeurs les plus faible sont observé dans l'automne entre 1et 2cm (figure 4);

La figure 5 montre Exemple des conditions initiales : la température

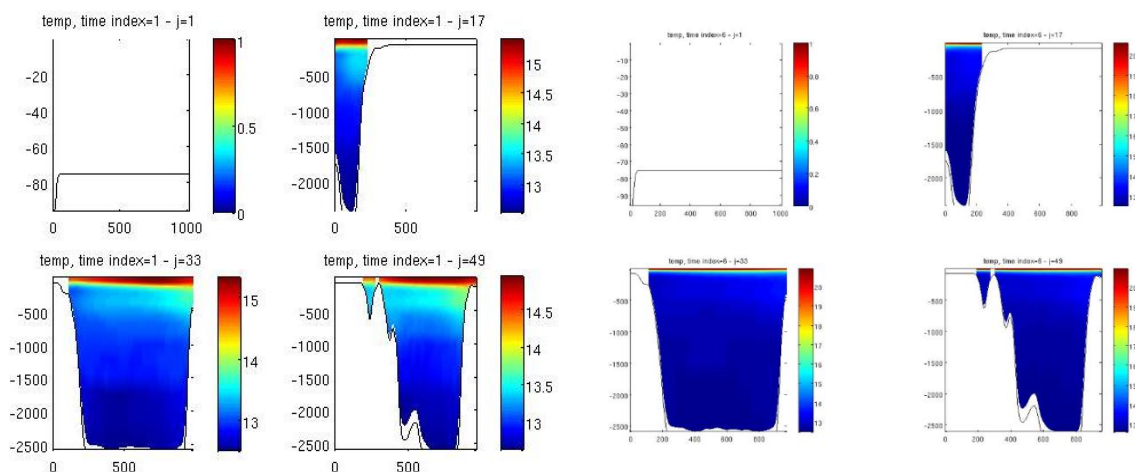


Figure n°5:Les conditions de températures initiales dans la zone d'étude index=1:janvier, index=2:juin

Les conditions initiales de température montrent un hiver froid 15° à la surface, mais un été chaud 21° à la surface. La température à partir de 1000m se stabilise à 13° jusqu'à 2500m, dans l'été la thermocline est observable à <100m de profondeur.

Tableau 1: résumé les paramètres de modèle

Coordonnées géographiques		résolution	frontière				Paramètre de la grille			
lonmin	-2	1/10	S	E	N	W	LLm	MMm	N	
longmax	9		0	1	1	1	109	50	32	
latmin	35									
latmax	39									
DTE	DTI		NTDFAST	NTIMES	NWRT (heur)	NVAG (heur)	Dxmax	Dxmin	Dymax	dymin
18	1080		60	2400	72	72	9.1035	8.6279	9.0989	8.6422

Pour une simulation de 10ans il faut compiler avec le script jobcomp et après exécuter le fichier roms.

La visualisation des résultats se fait avec le script roms_gui.m.

IV- résultat et discussion

1- Diagnostic du modèle

Le modèle a tourné pendant 10ans. Le script roms_diags.m et le script plot_diags.m, ont généré différents graphes sur les 10ans de simulation ce qui permet de suivre l'évolution et la stabilité du modèle.

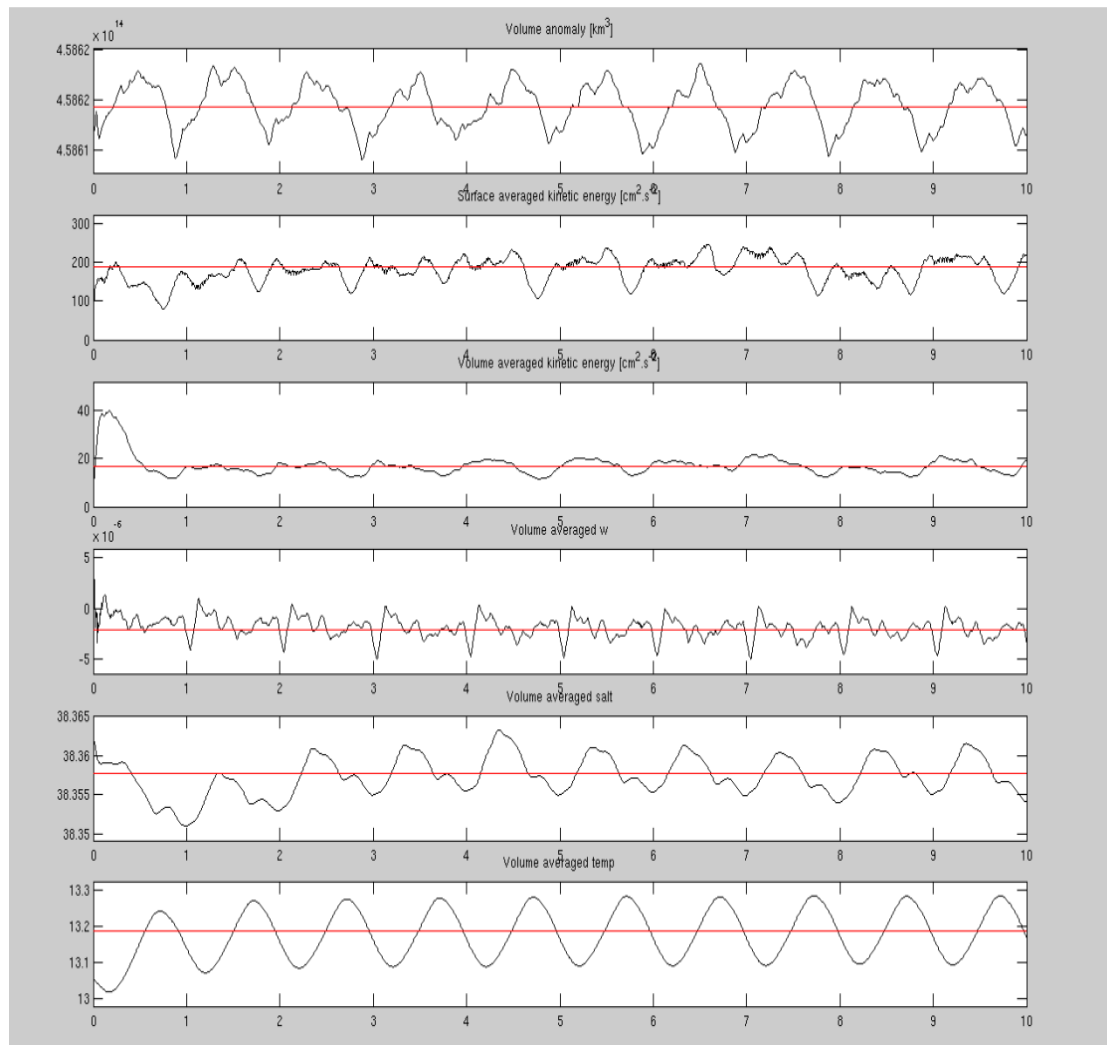


Figure n°6:Diagnostic de stabilité du modèle

On remarque sur ces graphes que le modèle met environ 1an à se stabiliser pour l'énergie, l'anomalie de volume et la température. Pour la salinité on remarque un pic plus élevé dans la 4^{ème} année, mais il se stabilise à partir de la 5^{ème} année.

Dans la suite de l'analyse des résultats nous allons nous intéressées plus particulièrement à la 10^{ème} année.

2- Les tourbillons algériens

L'expérience d'ELISA et le satellite Mediprod-5,6 de NOAA à instrument AVHRR infra rouge image, montre que deux tourbillons algériens (96-1 et 97-1) ont été dominants pendant toute l'expérience (figure 7). D'autres tourbillons (96-2, 97-2 et 98-2) sont aussi temporairement observables.

Particulièrement pendant la première moitié de juillet 97, tous les tourbillons algériens ont décrit le circuit anticyclonique.

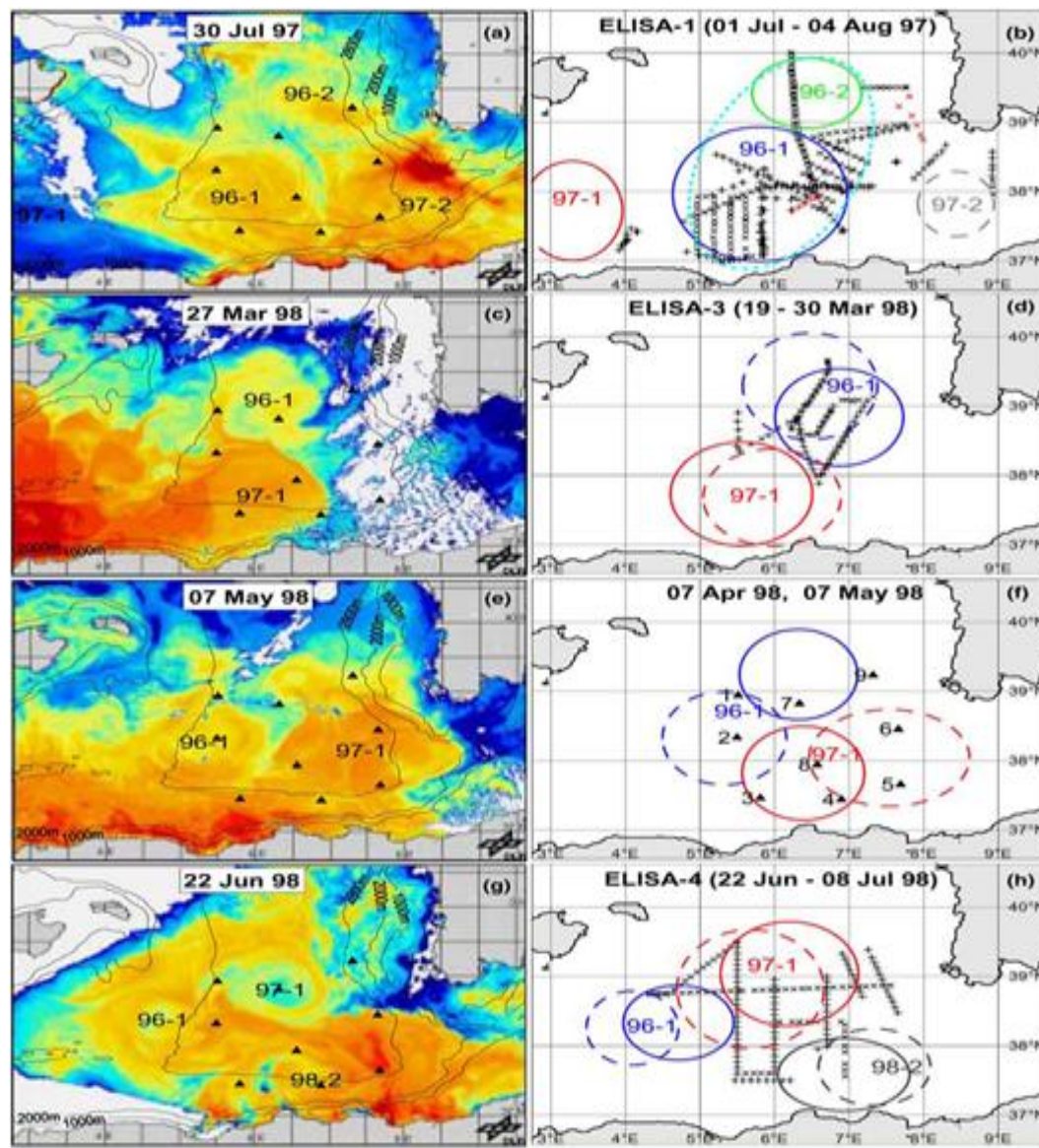


Figure n°7: Schématisation des tourbillons représentés au cours de l'expérience ELISA. (a,c,e,g) NOAA-AVHRR images infrarouge, (b,d,f,h) Schématisation des tourbillons Tirés de Millot et Taupier-Letage (2005).

L'application de modèle Roms sur le bassin algérien a permet de vérifier les résultats obtenu par l'expérience d'ELISA et les images satellitaires.

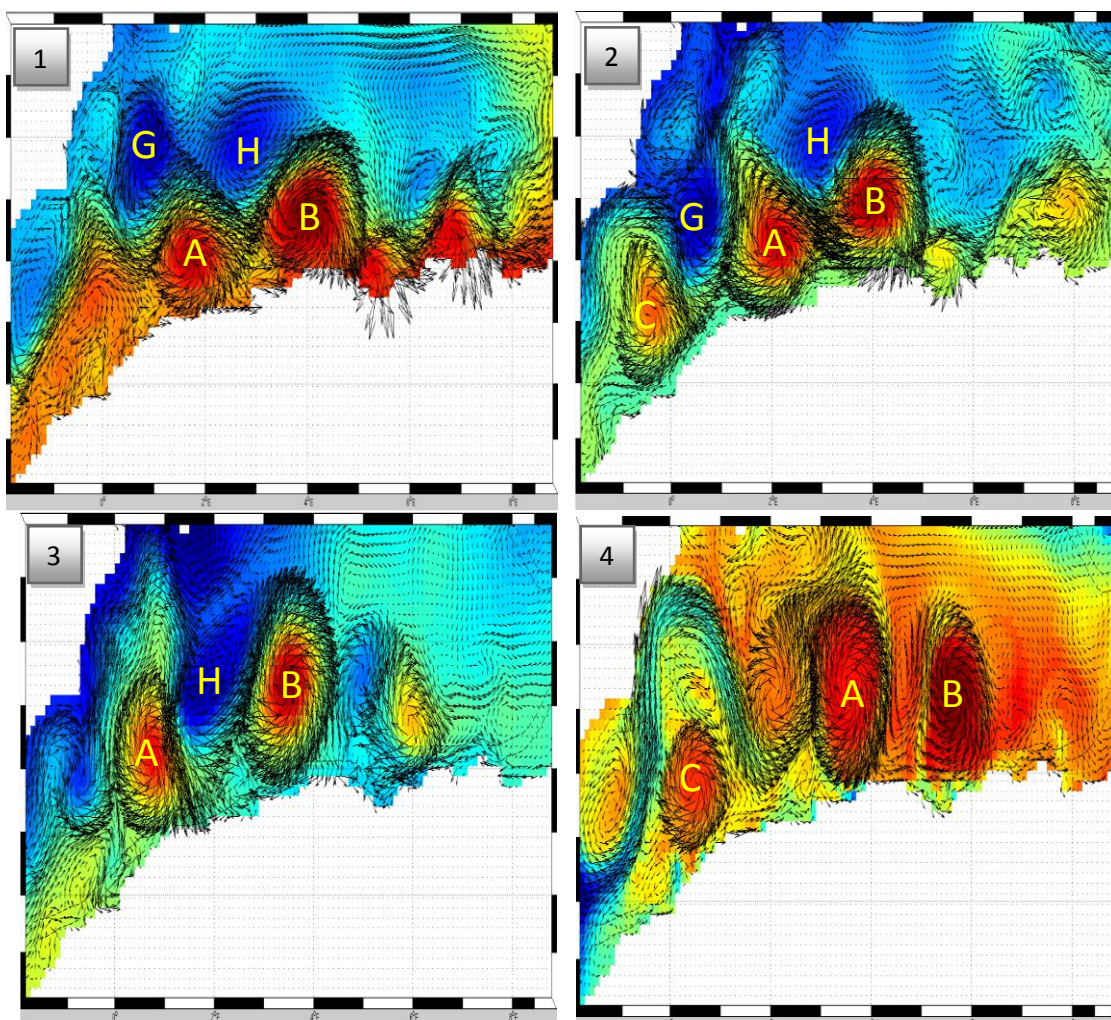


Figure n°8: représentation des tourbillons algériens en fonction des élévations pour les 4 saisons (1, 2, 3 et 4 représente respectivement 15 janvier, 15 mars, 15 juillet et 15 octobre).

Les tourbillons anticycloniques sont représentés par des bosses tandis que les tourbillons cycloniques sont représentés par des creux, ce qui permet le suivi des tourbillons pendant toute l'année (un des avantages de modèle).

Ces résultats montres effectivement deux tourbillons algériens observables pendant toute l'année (A, B) et d'autres tourbillons périodiques apparaissent que dans certain période de l'année (C), ces tourbillons tournent dans le sens des aiguilles d'une montre (des tourbillons anticycloniques).

Autre phénomène a été observé par le modèle sont des tourbillons cycloniques (G, H) qui se forme entre deux tourbillons anticycloniques, ce phénomènes n'étais pas observé dans les expériences d'ELISA et pas avec les images satellitaire.

3. LIW dans le bassin algérien

LIW : dans le bassin méditerranéen est facile à trouver et à suivre à cause de ses caractéristiques (un maximum de température potentielle: 13.2 - 13.6 et un maximum de Salinité 38.45 - 38.60) en plus il est facilement décelable sur les diagrammes T-S; représentés par une queue de scorpion.

L'expérience d'ELISA et Medipro-5,6 avec les figures de température et de salinité entre 250 et 600 m (figure 9) montre:

- la grande quantité de LIW dans le chenal de la Sardaigne;
- la continuité avec le veine le long de la pente de Sardaigne, à l'ouest d'abord, puis vers le nord;
- la non-présence le long de la pente algérienne, de n'importe quel maximum continu qui signerait un flux vers l'ouest;
- dans le sous-bassin algérien central, la grande hétérogénéité est le résultat des tourbillons algériens portant des fragments de LIW.

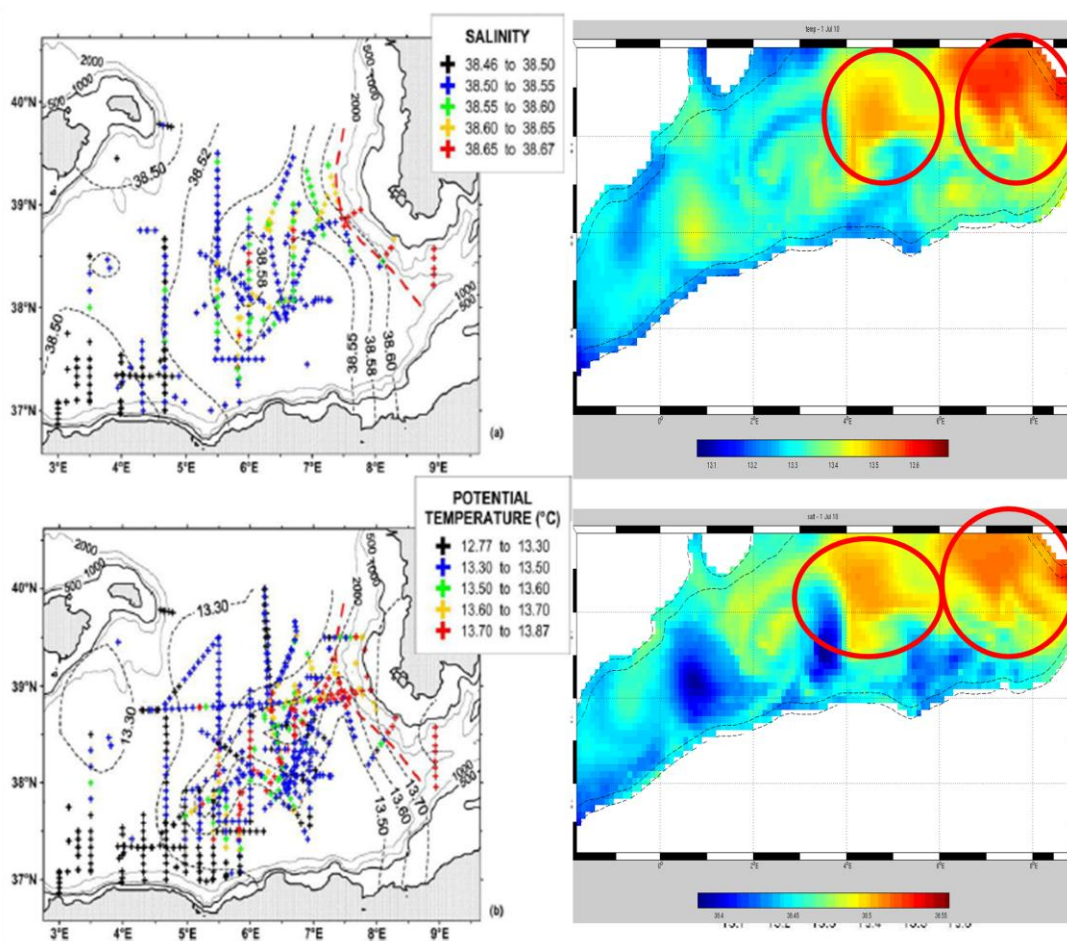


Figure n°9: Distribution de la température (250m – 550m) et salinité (250m -650m) fournit par l'expérience ELISA. Tirés de Millot et Taupier-Letage (2005).

Figure n°10: Distribution de la température 400m et salinité 450m, fournit par le modèle Roms.

Les résultats fournissent par le modèle Roms avec les figures de température et de salinité à des profondeurs entre 400 et 650 m (figure 10) montre:

- la grande quantité de LIW dans le chenal de la Sardaigne, mais cette veine est très grande s'étale à 2degré de longitude la chose qui n'est pas observé dans l'expérience d'ELISA;
- la continuité avec le veine le long de la pente de Sardaigne, à l'ouest d'abord, puis vers le nord, (vérifié par le modèle Roms);
- la non-présence le long de la pente algérienne, de n'importe quel maximum continu qui signerait un flux vers l'ouest, (vérifié par le modèle Roms);
- dans le sous-bassin algérien central, on observe la présence de LIW ce qui peut être due aux tourbillons algériens portant des fragments de LIW, mais de façon homogène.

4. Evolution saisonnière de la circulation de la température et de la salinité

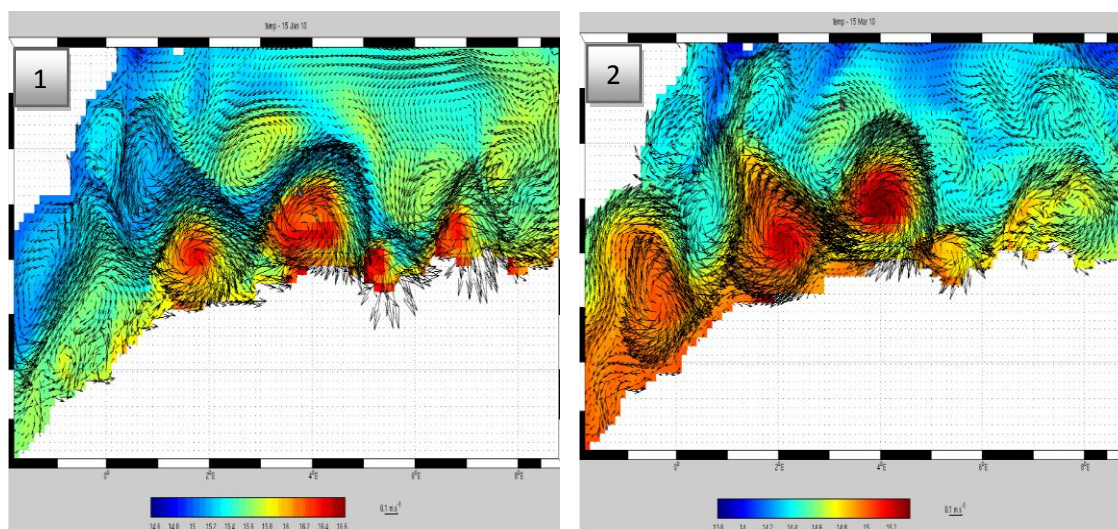


Figure n°11: La température de surface avec les courants (1: hiver, 2 : printemps).

On observe que sur les tourbillons anticycloniques se trouve les valeurs les plus importants de température tandis que dans les tourbillons cycloniques la température est la plus faible, l'explication est donnée dans la figure 12.

Les courants chauds, représentés par des anomalies de surface positives (bosses) sur les cartes altimétriques, sont souvent associés à des phénomènes de convergence des eaux de surface. Cette accumulation locale d'eaux chaudes en surface, provoque une plongée des eaux et par conséquent un abaissement de la thermocline.

A l'inverse, les tourbillons froids, représentés par des anomalies de surface négatives (creux) sur les cartes altimétriques sont associés à des phénomènes de divergence en surface. Dans de telles zones, les couches d'eaux les plus profondes remontent afin de compenser le déficit en eaux de surface provoquant une remontée au niveau de la thermocline, à cet effet la température peut être utilisée comme un traceur pour le suivi des tourbillons.

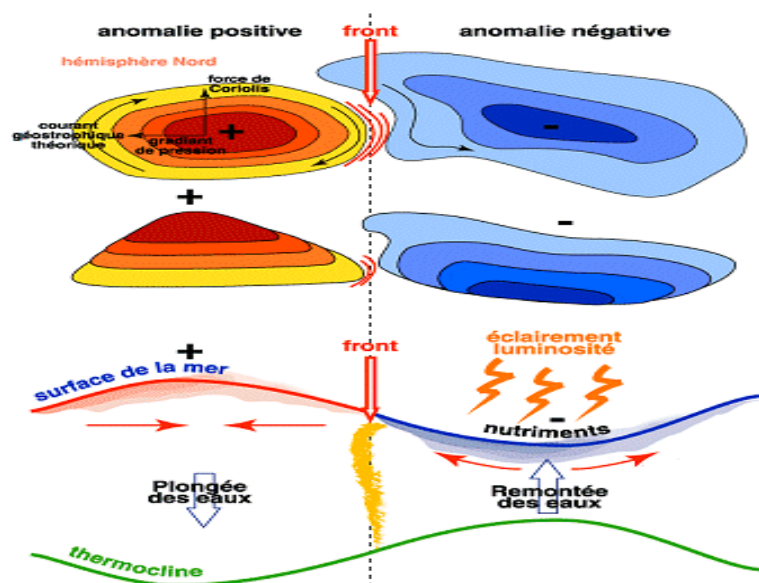


Figure n°12: la formation des tourbillons cycloniques et anticycloniques

Pour la variabilité saisonnière de température on observe un hiver et un printemps froid avec des valeurs comprises entre 13.8 et 15.8° un automne et une été chaude avec des valeurs entre 18 et 22.5° , Les valeurs maximales de température ont été observé dans le centre des tourbillons anticycloniques qui peut atteindre 16.6° en hiver et 25° dans l'été.

Les tourbillons cycloniques ne se forment que dans l'hiver, par contre les tourbillons anticycloniques sont présent toute l'année.

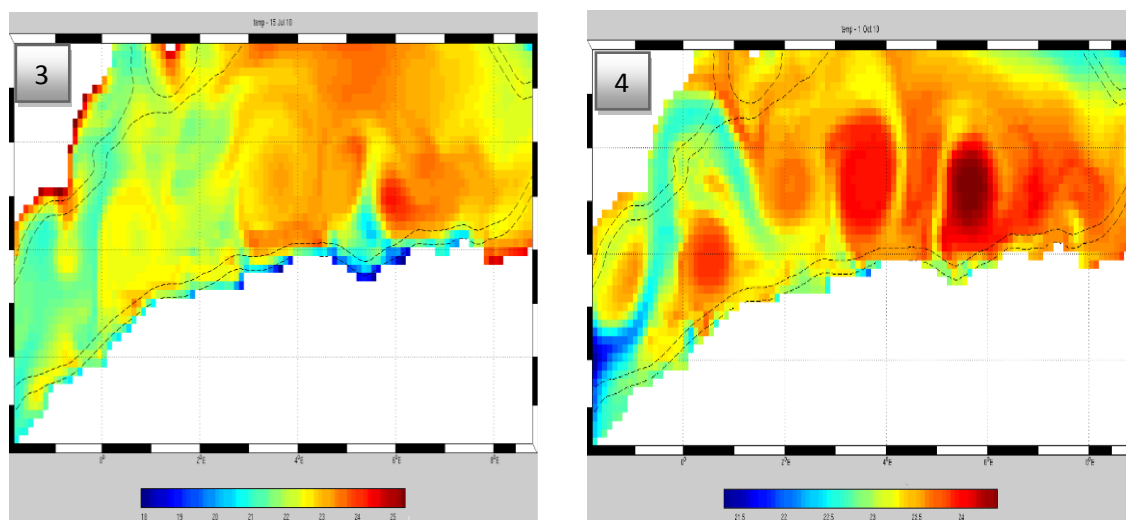


Figure n°13: La température de surface avec (3: été, 4 : automne).

Pour la salinité les résultats sont présentés dans la (figure12)

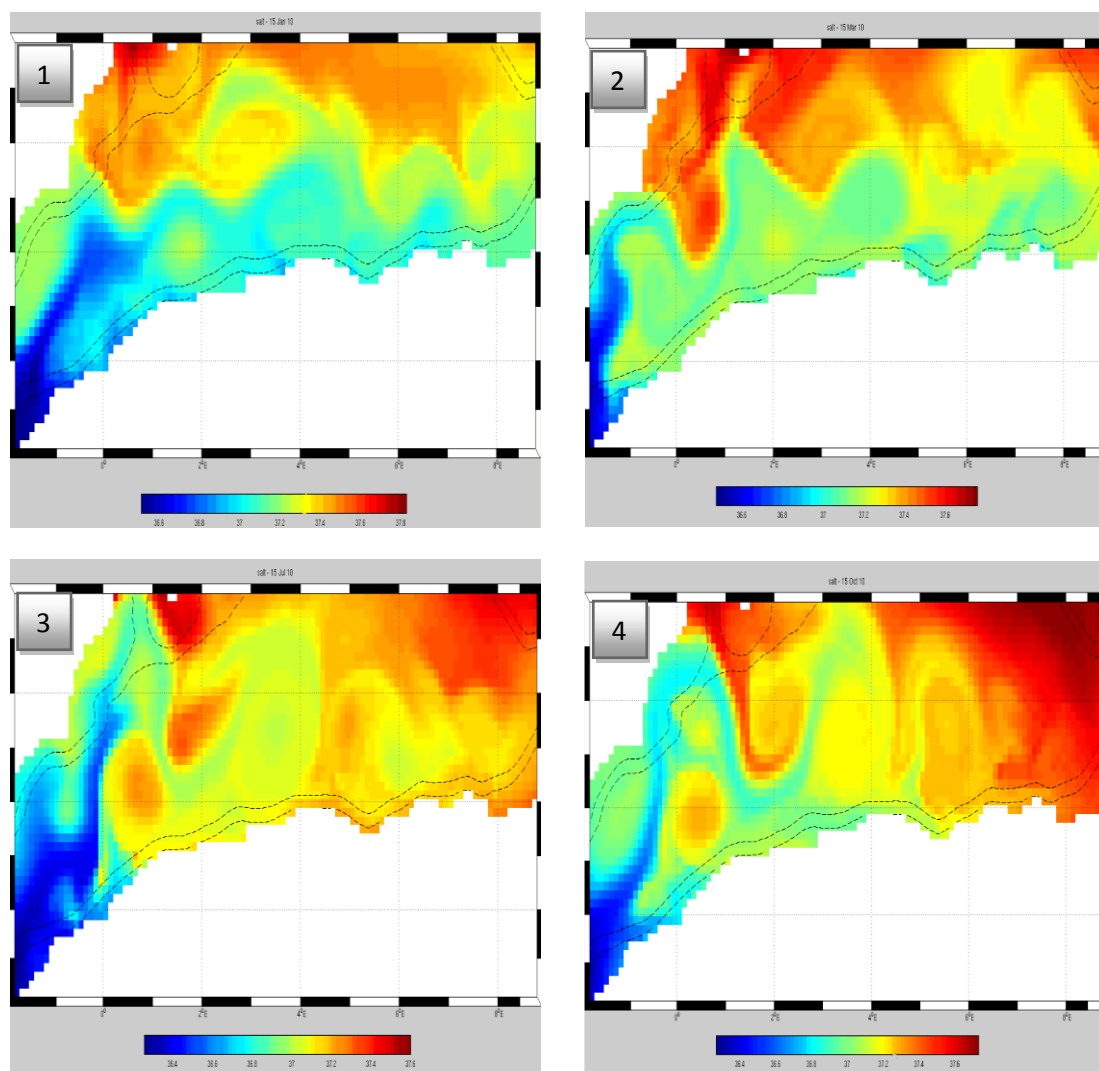


Figure n°14: La salinité de surface avec (1: hiver, 2 : printemps 3: été, 4 : automne).

La salinité de surface est légèrement supérieure en hiver qu'aux autres saisons, à cause des vents froids évaporant l'eau et augmentant la salinité, les valeurs pour les 4 saisons varient en général entre 36,4 à l'Ouest et 37,6 à l'Est, les valeurs sont faibles à l'Ouest car ils représentent les caractéristiques des eaux qui viennent de l'Atlantique de faible salinité (MAW).

Dans les figures de salinité les traces des tourbillons sont décelables, mais on ne peut pas différencier entre les tourbillons cycloniques et anticycloniques, la salinité peut être aussi utilisée comme traceur pour les tourbillons.

V- Conclusion

Une simulation numérique du bassin occidental méditerranéen a été effectuée avec le modèle Roms-tools. La résolution horizontale est de l'ordre de 9 km et 32 niveaux sont utilisés sur la verticale. Le modèle a été forcé pendant 10 ans issus des données dans diverses bases de données fournissant des conditions météorologiques d'une année type: *The International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set Project* (ICOADS) permet une récupération des données de forçage en surface. *World Ocean Atlas* (WOA) dispose des données de température et de salinité.

La formation des masses d'eau sont étudiées en comparaison à des mesures in situ (ELISA), et des données des images satellitaires de NOAA-AVHRR.

En ce qui concerne les caractéristiques en salinité et en température, on observe une bonne cohérence par rapport aux conditions initiales et aux observations.

La dynamique de méso-échelle est bien représentée, en bon accord avec les observations: généralement dans la Méditerranée occidentale, où au cours de l'année, on observe des structures tourbillonnaires anticycloniques permanentes responsables de la présence des traces de LIW dans le centre de bassin Algériens.

Le modèle a vérifié la circulation des LIW dans le bassin algérien évoqué par Millot dans l'expérience d'ELISA.

Bibliographie

Ascensio, E., Bordreuil, C., Frasse, M., Orioux, A. and Roux, D., 1977. Une approche des conditions météorologiques sur le Golfe du Lion. *Annales de l'Institut Océanographiques de Paris*, (53): 155-169.

Conan., 1996. Variabilité et bilan de la production primaire en zone côtière (Méditerranée Nord occidentale ; entrée du Golf de Lion) en relation avec les systèmes biologiques, chimiques et hydrodynamiques (courant Nord Méditerranéen). Tome I, 4p, 1996.

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. (2011), Notes de Cours Mesoéchelle Océanique, Centre d'Océanologie de Marseille, Aix-Marseille Université, Marseille, France.

Dufau-Julliand., 2004. Modélisation tridimensionnelle réaliste de l'hydrodynamique du Golf du Lion, Méditerranée Nord- occidentale, appliquée à l'expérience MOOGLIS : Etude des eaux denses générées sur le plateau continental et de l'activité méso échelle du courant Nord . Thèse de doctorat ; Université de la Méditerranée, 10p, 2004.

Gaspar, P., Grégoris, Y. and Lefevre, J. M.: A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: Tests at station Papa and long-term upper ocean study site. *J. Geophys. Res.*, 95, 16, 179-193, 1990.

Millot C., Taupier-Letage I. (2005), Additional evidence of LIW entrainment across the Algerian subbasin by mesoscale eddies and not by a permanent westward flow.

<http://www-meom.hmg.inpg.fr/Web/pages-perso/brankart/These/node13.html#medgib1>

http://www.catsat.com/html/oceano/productivity/welcome_fr.html