

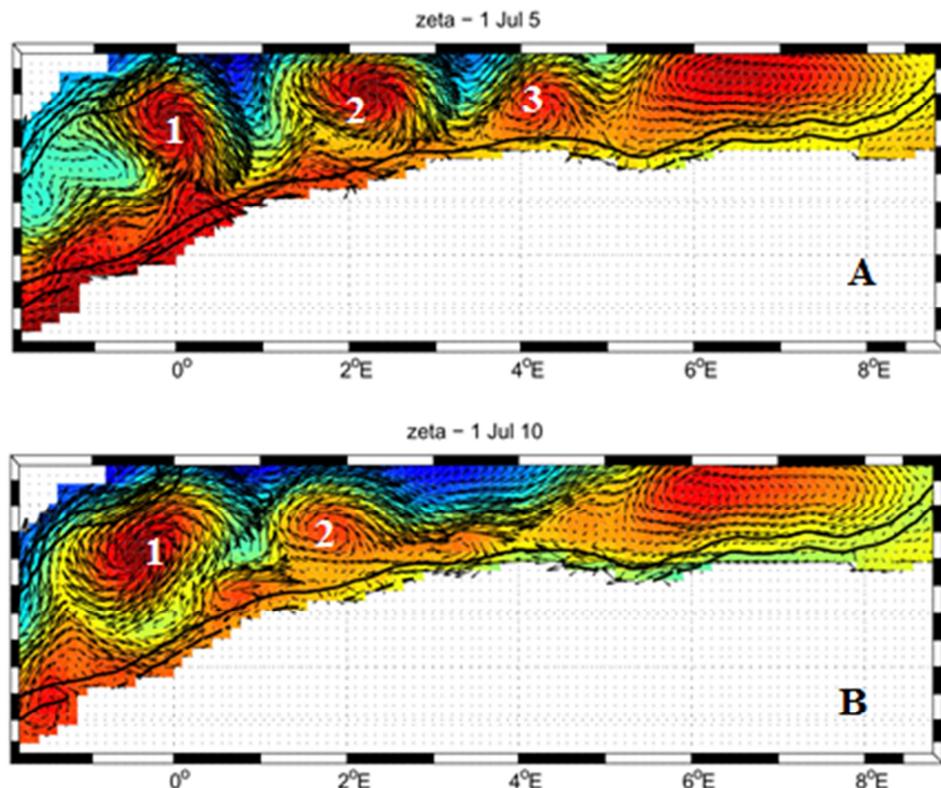
Application du modèle ROMS dans le bassin ALGERIEN

Master I : Océanographie Physique et
Biogéochimique

UE (OPB205) : Modélisation de la Circulation Océanique
(Ocean Circulation Modeling)

AYACHE Mohamed

26/04/2012



SOMMAIRE

I-Introduction	3
II-Zone d'études	4
II-1 Schémas de circulation en méditerranée	4
III-Matériels & méthodes	5
III-1 Présentation et fonctionnement du modèle ROMS	5
III-2 les approximations utilisées dans ROMS	6
III-3 La fermeture de la turbulence	6
III-4 Equation de conservation de la température et de la salinité	7
IV-utilisation du modèle	8
IV-1 Mise en place et préparation du modèle	8
IV-2 Implémentation du modèle dans le bassin algérien	8
a) Résolution spatiale	8
b) Résolutions temporelle	9
c) Les Conditions initiales et les forçages :	10
V-résultat et discussion	11
V-1 diagnostique du model	11
V- 2 Comparaison de notre modèle	12
V-3 Identification de tourbillons	14
V-4 LIW dans le bassin algérien	15
V-5 Variabilité saisonnières	16
VI-conclusion	17

Résumé : Le bassin algérien est un élément clé dans la circulation générale des masses d'eau en Méditerranée occidentale. Toutes les études sur le courant Algérien (AC) ont souligné l'importance de son caractère instable pour l'ensemble de la région. Des simulations numériques par le model ROMS (*Regional Oceanic Modeling System*) ont été faites (sur une période de 10 ans) et confronter aux résultats prédis par la littérature scientifique. Les résultats montrent bien le caractère instable du courant algérien le long des côtes algériens ou les tourbillons anticycloniques sont de première importance pour la circulation de toutes les masses d'eau, avec de nombreuses variations saisonnières. Dans le bassin oriental algérien, les tourbillons anticycloniques peu profonds de série continuent généralement la propagation vers l'est par le canal de Sardaigne le long de la côte tunisienne. Toutefois, en raison de l'extension vers la mer des isobathes plus profondes à l'entrée de la chaîne, la partie la plus profonde des événements est empêchée de continuer vers l'est, et ils se propagent vers le nord, comme cela a été confirmé de nombreux travaux.

Abstract: The Algerian Basin is a key element in the general circulation of water masses in the western Mediterranean. All studies of the Algerian current (AC) have stressed the importance of its unstable character for the whole region. Numerical simulations by the model ROMS (Regional Oceanic Modeling System) was made (over 10 years) and compare the results predicted by the literature. Results show the instability of the Algerian current along the Algerian coast or anticyclonic eddies are of primary importance for the circulation of all water masses, with many seasonal variations. In the eastern basin of Algeria, the anticyclonic eddies shallow series continues generally eastward propagation through the channel of Sardinia along the Tunisian coast. However, due to the seaward extension of the isobaths deeper at the entrance of the channel, the deepest part of the events is prevented from continuing eastward, and they spread northward, as has been confirmed in many studies.

I- Introduction :

L'assimilation des données est une composante essentielle de la modélisation, et elle est reconnue comme un outil précieux et indispensable pour obtenir des estimations claires de la circulation océanique. Toutefois l'utilisation de cette énorme base de données nécessite des efforts considérables et un engagement des ressources (puissance du calcul et de stockage des données) afin de développer ces systèmes d'assimilation des données, et les rendre plus accessibles.

Le bassin algérien occupe la majeure partie du sud de la Méditerranée occidentale. Grâce à ses caractéristiques géographiques, ce bassin est un élément clé de la zone pour la circulation générale des masses d'eau dans la Méditerranée occidentale ([voir Millot, 1999 pour une revue](#)). Son dynamique est dominée par l'interaction entre les eaux Atlantique d'origine récente et les eaux plus denses résidents.

Le flux de l'eau de l'Atlantique a d'abord été décrite comme une diffusion régulière et continue vers la méditerranée, à partir de 0° jusqu'au la Sardaigne et la Corse ([Ovchinnikov, 1966](#)). Ensuite il a été démontré, à partir de données hydrographiques ([par exemple Lacombe et Tchernia, 1972](#)) et des données satellitaires à infrarouge ([Champagne-Philippe et Harang, 1982](#)) que cette circulation pourrait afficher une grande variabilité spatiale et temporelle à méso-échelle. Dans les années 80 et à partir d'une analyse synthétique de tous les données disponibles [Millot, \(1985\)](#) a décrit le courant Algérien comme un courant de gravité nettement instable, qui génère des tourbillons à méso-échelle qui contribuent tant à la propagation et le mélange des masses d'eau ([Millot, 1987a, b, 1999, fig. 1](#)). Afin d'avoir plus de détails sur le courant algérien des mesures de courant et la température à l'intérieur du bassin ont été réalisés au cours de plusieurs opérations: THETIS-2 en 1994 ([Fuda et al, 2000](#)), Alger en 1996 ([. Salas et al, 2000](#)) et ELISA en 1997, 1998 ([ELISA groupe, 1998](#)). Environ 10 ans plus tard, ces observations ont permis de compléter et d'affiner les systèmes de circulation ([Millot, 1999](#)). Mais ils ont aussi soulèves de nouvelles questions et incite d'autres hypothèses. Comment MAW (*Modified Atlantic Water*) est entraîné par le courant algérien dans les parties cycloniques et anticycloniques d'un événement, comment ces événements se développent et se propage vers l'est le long de la côte, comment ils sont affectés par la bathymétrie dans le canal de la Sardaigne jusqu'à ce qu'ils deviennent des tourbillons en pleine mer, et comment ces tourbillons en plein mer évoluent quand ils commencent la propagation de retour à l'ouest...)

Cependant, le débat sur les principales caractéristiques de la circulation dans le bassin occidental est presque devenu obsolète, dans la partie nord du bassin occidental (car les principaux centres de recherche sont situés dans les pays de la partie nord de ce bassin) tandis que dans la partie sud les il y a de nombreux points de question à répondre, d'où l'intérêt de choisir cette zone pour appliquer le modèle numérique ROMS(*Regional Oceanic Modeling System*) afin d'analyser les simulations de la circulation dans le bassin algérien et de critiquer les résultats obtenus par rapport aux données expérimentales de la littérature.

Le travail est structuré comme suit: après une introduction dans laquelle nous avons évoqué l'importance du courant algérien et les travaux les plus marquantes dans cette zone ; la section 2 comprend la description de la zone d'étude ; La section 3 décrit la méthodologie de l'analyse effectuée sur les données. Les manipulations sont présentées dans la section 4, et enfin les résultats et leur discussions sont données dans la section 5.

II-Zone d'études :

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. Elle doit son nom au fait qu'elle est littéralement une « mer au milieu des terres », en latin *mare medi terra*. La mer Méditerranée à une profondeur moyenne de 1500 m et le point enregistré le plus profond est de 5121 mètres en mer Ionienne au creux de la fosse de Matapan (au large du Péloponnèse). Le littoral se déroule sur 46 000 kilomètres, séparé par le canal de Sicile en deux bassins occidentale et orientale.

II-1 Schémas de circulation en méditerranée :

Le fonctionnement général de la circulation en Mer Méditerranée, qui transforme l'eau Atlantique dans l'eau Méditerranéenne, et le processus de formation des eaux denses, qui fait que l'AW se trouve au large de certaines zones septentrionales dans le bassin occidentale et orientale, ont été compris et acceptés par un consensus générale de la communauté scientifique . Par contre la circulation des différents types d'eaux à travers différentes zones est encore l'objet de débat pour ce qui concerne le bassin occidental tandis que pour le bassin oriental ce débat ne vient que de commencer ([Doglioli_NotesCours_Circulation Générale en Méditerranée](#)).

Du point de vu 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 all., 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 Italienne, Françaises et Espagnoles.

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 l'eau Levantine intermédiaire est créé (LIW) dans le bassin oriental qui revient dans le bassin occidental par le canal 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 MAW, 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](#)). Dans le bassin Algérien, LIW est souvent rencontrée au centre, suite à une érosion sporadique du courant d'eau intermédiaire qui peut se trouver sous forme de filaments entraînés au centre par le courant Algérien ([Ascencio et all., 1977](#)).

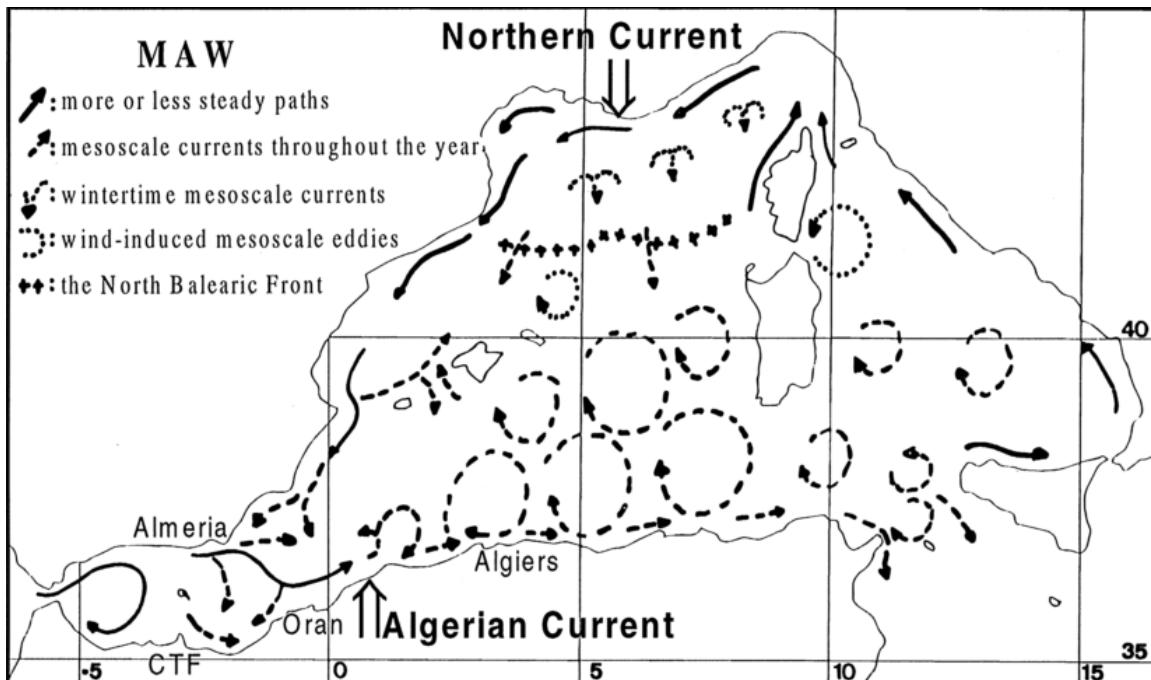


Figure 01 : Circulation de l'eau d'origine Atlantique dans la Méditerranée occidentale (Millot, 1987a).

III-Matériels & méthodes:

III-1 Présentation et fonctionnement du modèle ROMS :

Le système de modélisation océanique régionale (ROMS) bénéficie d'une longue histoire de développement de la modélisation océanique au sein de la communauté scientifique. ROMS est maintenant appliquée par une large communauté d'utilisateurs, qui à leur tour ont fourni des améliorations clés dans les dynamiques de ROMS. Le résultat de cette interaction synergique a été l'émergence d'un système de modélisation marine véritablement multi-usages ayant des compétences démontrables dans une variété d'échelles et des classes de problèmes.

ROMS est un modèle tridimensionnelle à surface libre, il permet de résoudre les équations primitives de la circulation (Equation de Navier-Stockes) en appliquant plusieurs hypothèses et simplification (l'approximation de Boussinesque, l'approche de Reynolds et l'hypothèse hydrostatique), le modèle ROMS utilise la méthode de séparation du pas de temps (*mode splitting*) cette méthode permet de résoudre des phénomènes lents en 3D comme les équations RANS (Reynolds et Navier-Stokes) :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + f v - \frac{\partial \bar{u}u'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}v'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{u}w'}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - f u - \frac{\partial \bar{v}u'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}v'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{v}w'}{\partial z} \quad (2)$$

- 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_0 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.

La méthode de séparation du pas de temps permet également de résoudre les phénomènes rapides (ondes de gravité externe) en 2D représentés par les équations des eaux peu profonds. Si on néglige la contribution barocline et celle de la pression atmosphérique, le gradient horizontal de pression pourra alors s'exprimer :

$$\nabla_H P = \rho_0 g \nabla_H \eta \quad (3)$$

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 . Ainsi les quatrièmes termes dans les équations de Navier-Stokes sont nuls et le terme de viscosité turbulente verticale est remplacé par les conditions aux bords qui représentent les forçages du vent $F \equiv (F_x, F_y)$ et au fond $B \equiv (B_x, B_y)$

Les équations du mouvement deviennent

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + f v + A_h \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + F_x + B_x \quad (4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - f u + A_h \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + F_y + B_y \quad (5)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (H u)}{\partial x} + \frac{\partial (H v)}{\partial y} = 0 \quad \text{avec} \quad H = h + \eta \quad (6)$$

III-2 les approximations utilisées dans ROMS :

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.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (7)$$

III-3 La fermeture de la turbulence :

Les écoulements dans l'océan sont généralement turbulents, surtout dans les couches de surface et de fond, il reste toujours difficile d'exprimer et de résoudre les termes de flux turbulents des équations primitives, et pour résoudre ce problème de la fermeture de la turbulence on utilise actuellement hypothèse de fermeture newtonienne, 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. Après l'application de l'approche de

Reynolds, Boussinesq (1842 – 1929) a proposé de relier ensuite ces tensions de Reynolds aux composantes du gradient des vitesses moyennes de la façon suivante :

$$\overline{u'u'} = -A_x \frac{\partial u}{\partial x} ; \quad \overline{u'v'} = -A_y \frac{\partial u}{\partial y} ; \quad \overline{u'w'} = -A_z \frac{\partial u}{\partial z} ; \quad (8)$$

Où les coefficients A sont appelés coefficients d'échange turbulent (*Austauch* = échange en allemand) ou *eddy viscosity* en anglais.

Les équations deviennent donc (appelées En anglais RANS « *Reynolds-averaged Navier Stokes* équations») :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + fv + A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - fu + A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (9)$$

Ah et Az représente les coefficients de viscosité horizontaux et verticaux.

Suite à la décomposition de Reynolds et à l'expression des flux turbulents en fonction des paramètres moyens, il faut trouver une façon de calculer la valeur des coefficients turbulents. En océanographie généralement, on fait une distinction entre coefficients horizontaux et coefficient verticale.

Pour les coefficients verticaux on fait l'hypothèse de l'isotropie de turbulence horizontale ($A_x = A_y = A_h$) vue que il n'y a pas des raisons pour considérer différent le mélange turbulente horizontale dans les deux directions de l'espace. Généralement, le paramètre de [Smagorinski \(1963\)](#) est utilisé pour tous les coefficients horizontaux.

La grande difficulté de la modélisation réside dans la détermination des coefficients de diffusion verticale. Plusieurs approches ont été développées pour modéliser au mieux ces processus de mélange sur toute la colonne d'eau. Deux approches majeures peuvent être distinguées : l'énergie cinétique turbulente ([schéma de Gaspard et al.-1990- et de Mellor & Yamada, 1974](#)) et K-profil ([schéma de Pacanowski & Philander 1981 et de Large et al. 1994](#)). Dans cette études on a utilisé 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.

III-4 Equation de conservation de la température et de la salinité :

Le même raisonnement est effectué pour les coefficients d'échange turbulent des traceurs T et S.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = A_h^{tr} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + A_z^{tr} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{\rho_c}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (10)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = A_h^{tr} \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) + A_z^{tr} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (11)$$

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. $I(z)$ est la fraction de ce flux qui parvient au niveau z

Enfin, l'équation d'état de l'eau de mer pour la masse volumique, donnée dans l'IES80 (UNESCO, 1981) est nécessaire pour clôturer les calculs de $\rho = \rho(S, T, P)$.

IV-utilisation du modèle :

IV-1 Mise en place et préparation du modèle :

L'utilisation du modèle ROMS est validée par un outil numérique Roms_Tools, est un script Matlab, permettant la visualisation des configurations ROMS (les trois principaux répertoires sont

Run: le répertoire du travail, là où trouve les principaux scriptes utiliser qui sont

- **param.h:** Intervenir sur la définition du domaine de calcul et fixation des paramètres de la grille (LLm, MMm et N).
- **cppdefs.h:** Définition du domaine et activation / désactivation des clés des frontières ouvertes dans la nouvelle configuration.
- **romstools_param.m :** là où il faut modifie (le titre, la position, la résolution de la grille, les frontières ouvertes)...

Preprocessing_Tools: IL contient

- **make_forcing.m:** fournit les données de condition aux limites.
- **make_clim.m:** fournit les données de condition initiales.
- **make_grid:** où la grille est préparée par calcul du pas d'espace (horizontal: LLm et vertical: MMm) ainsi que: dxmin, dymin, dxmax, dymax et Hmax. Apres fixation de la résolution dans *param.m*, le critère CFL est calculé, à partir duquel les pas de temps externes et internes (DTE, DTI) et le paramètre NTDFAST sont déterminés. L'exécution de *make_grid*, fournit la bathymétrie du domaine.

Visualisation_tools: pour visualiser les résultats dans matlab, (par exemple la commande *roms_gui.m*).

IV-2 Implémentation du modèle dans le bassin algérien :

a) **Résolution spatiale:** Il est très important de bien déterminer les limites de la zone d'étude, par exemple dans cette étude on a bien fait attention de fermer la frontière ouest avant le détroit de gibraltar afin d'éviter leur influence sur les simulations de la circulation par ROMS, en effet nous avons limiter la zone de simulation entre -2 et 9° E et les latitudes de 35 à 38,5°N et pour confirmer notre choix nous avons fait une simulation d'un mois avant de lancer la simulation de 10 ans. Après la limitation des quatre frontières de notre zone d'étude, il faut choisir la résolution spatiale pour cela nous avons utilisé la grille Arakawa C (fig 02) qu'elle est utilisé par défaut dans ROMS et qui présente comme principal avantage d'avoir le même nombre de mailles verticales quel que soit la bathymétrie.

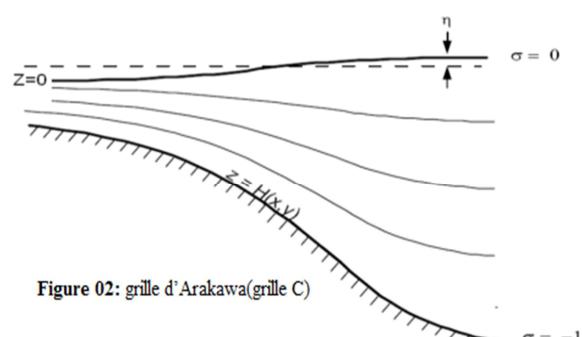


Figure 02: grille d'Arakawa(grille C)

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 et vu l'espacement de notre zone d'étude une résolution de $1/9^\circ$ est la plus adéquat pour une meilleure présentation dans notre zone d'étude. Dans cette études on a 3 frontières ouvert N, E, W et une frontière fermé S.

b) Résolutions temporelle :

Afin de limiter les coûts de calcul, les modes barotrope (dynamique 2D rapide) et barocline (dynamique 3D lente) sont calculés séparément dans le code. L'itération temporelle du mode rapide est exécutée NTDFAST fois entre deux itérations du mode barocline, où NTDFAST est le rapport du pas de temps barocline sur le pas de temps barotrope.

La résolution temporelle et spatiale sont liées par le critère de stabilité CFL ([Courant Friedrichs-Levy](#)) de façon à ce qu'un processus (courant, onde...) ne se propage pas de plus d'une maille à chaque pas de temps.

Δt et pas de grille Δx sont donc reliés par la vitesse de propagation de cet événement c , donc il faut qu'on décide d'abord la résolution spatiale et on suite on fixe le pas de temps par l'équation suivante :

$$\Delta t \leq \frac{1}{c} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (14)$$

Où Δt est le pas de temps externe, C la célérité des ondes externes et Δx et Δy les pas d'espace de la grille.

Dans le modèle nous avons pris $\Delta t = 18\text{sec}$ 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, avec un NTTMES de **2400** (Nombre de boucle temporelle).

Avec la zone et la résolution choisie, nous obtenons une grille définie selon les valeurs suivantes: $LLm = 98$ $MMm = 33$, où LLm et MMm correspondent aux nombres de mailles sur la longitude et sur la latitude.

Après cette manipulation nous obtenons la bathymétrie de notre modèle.

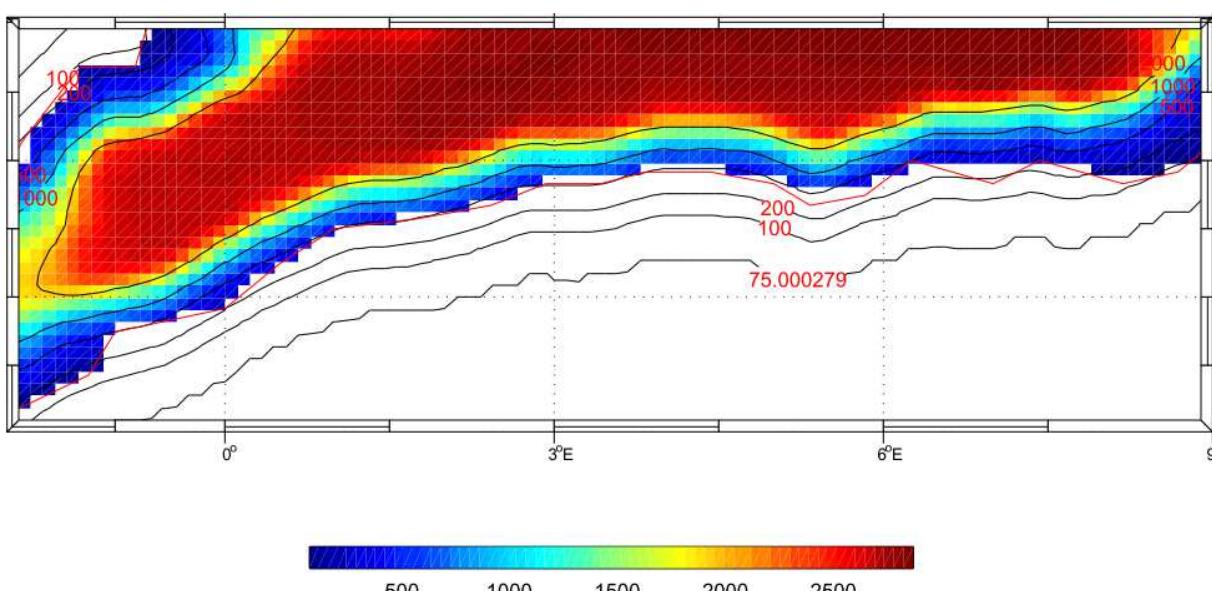


Figure 02 : la carte de la bathymétrie du bassin algérien obtenue par le modèle Roms.

c) Les Conditions initiales et les forçages :

Le modèle permet d'engendré les conditions aux limites saisonnières, spécifiques à la région considérée disponible dans les bases de données de World Ocean Atlas (WOA) pour obtenire ces forçages il faut exécuter les deux commandes de *make_forcing.m* et *make_clim.m*.

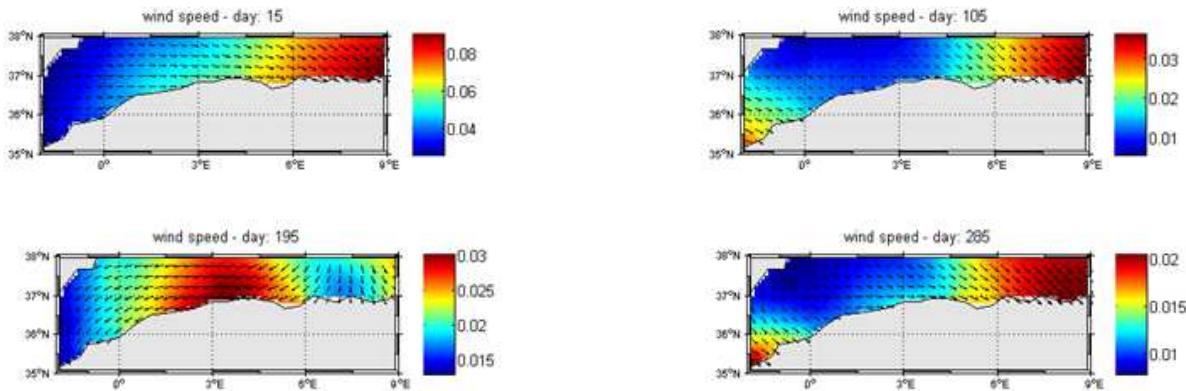
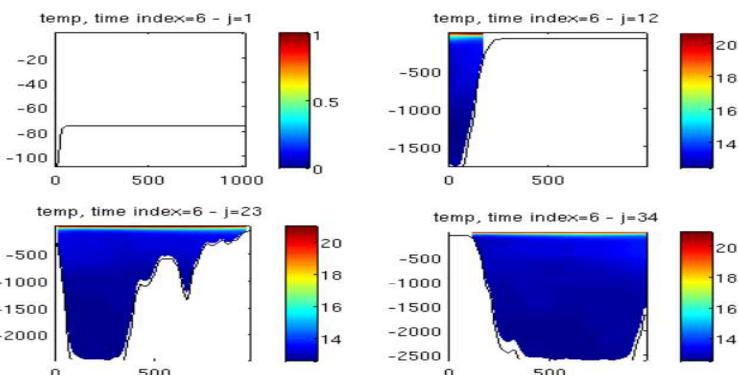


Figure 03: le forçage du vent dans le bassin algérien pour les 4 saisons (*make_forcing.m*)

Les vitesses du vent sont réparties sur une gamme d'échelle allant de 10cm/s à 80cm/s; les vents sont plus intenses à l'Est. Le vent est plus violent en saison hivernale ou le maximum est bien marquer en janvier.

Figure 04 : Exemple de figure obtenue avec *make_clim.m* : (profils de la température.)



Puis, les fichiers *param.h* et *cppdefs.h* doivent être modifiés (tableau 02) afin de définir de nouvelles clefs pour la configuration. Le modèle est ensuite compilé dans la machine de calcul, le cluster, grâce au script */jobcomp.* et puis pour lancer la simulation pluriannuelle (de 10ans) on utilise la commande de *qsub[]qsub_roms_inter.sh*. La visualisation des résultats se fait avec le script *roms_gui.m*.

Tableau 01 : Les variables d'implémentation du modèle au bassin algérien.

Coordonnées géo		résolution	Frontières				Paramètres de la grille		
Long min	-2°E		S	E	N	W	LLm	MMm	N
Long max	9°E	1/9	0	1	1	1	98	33	32
Lat min	35°N								
Lat max	38,5°N								
DTE	DTI								
18	1080		60	2400	72	72			

Tableau 02 : Principaux opération effectué pour l'implantation du ROMS dans le bassin algérien.

Fichier & leur Emplacement	Modification
➔ romstools_param.m (roms/Roms_tools/Run/romstools_param.m)	<pre># le titre, la position (latitude minimale et maximale : 35° à 38,5°N, longitude minimale et maximale : -2° à 9E°. # la résolution de la grille (nous prendrons 1/9, c'est-à-dire que chaque degré correspond à 9 mailles de grille). # les frontières ouvertes (obc = [0 1 1 1]; open boundaries (1=open, [S E N W]).</pre>
➔ param.h : (roms/Roms_tools/Run/param.h)	<pre># elif defined BENGUELA parameter (LLm0=23, MMm0=31, N=32) # elif defined COURANT_ALGERIEN parameter (LLm0=98, MMm0=33, N=32) # endif</pre>
➔ cppdefs.h (roms/Roms_tools/Run/cppdefs.h)	<pre># undef BENGUELA # define COURANT_ALGERIEN /* Open Boundary Conditions */ # undef TIDES # define OBC_EAST # define OBC_WEST # define OBC_NORTH # undef OBC_SOUTH</pre>
➔ roms.in (roms/Roms_tools/Run/roms.in)	<pre># vérifier les valeurs de la grille verticale et le pas de temps interne et externe (variables dt[sec] et NDTFAST). #la durée de la simulation (variable NTIMES) et la fréquence de sauvegarde des sorties instantanées et moyennées (variables NWRT et NAVG) : nous avons gardé les mêmes valeurs utilisé pour la simulations teste du BENGUELA</pre>
➔ roms_inter.in et run_roms.csh	<pre>Il faut modifie les pas de temps ; time_stepping: NTIMES dt[sec] NDTFAST NUMTIMES 1080 60</pre>

V-résultat et discussion :

V-1 diagnostique du model :

La commande de 'roms_diags' Nous permet de vérifier si le modèle à bien fonctionner. L'ordinateur calculera des grandeurs dans le but de faire le diagnostic du modèle (énergie cinétique, volume total, salinité, température, l'anomalie de volume). Le modèle a tourné pendant 10 ans et pour visualiser l'évolution la stabilité des différentes grandeurs on utilise Le script *plot_diags.m*. (Figure 06).

A partir de ce graphe on remarque que le model a met une année pour ce stabilise pour tous les grandeurs mesurées par le model, par contre on remarque que le graphe de la salinité à présenter

certaine variabilité entre un minimum la 6^e année et un max la 8^e année, même chose pour l'anomalie de volume qui as présenté un minimum lard de la 8^e (figure 06). Nous remarquons également que le modèle respecte bien la saisonnalité (oscillations saisonnières).

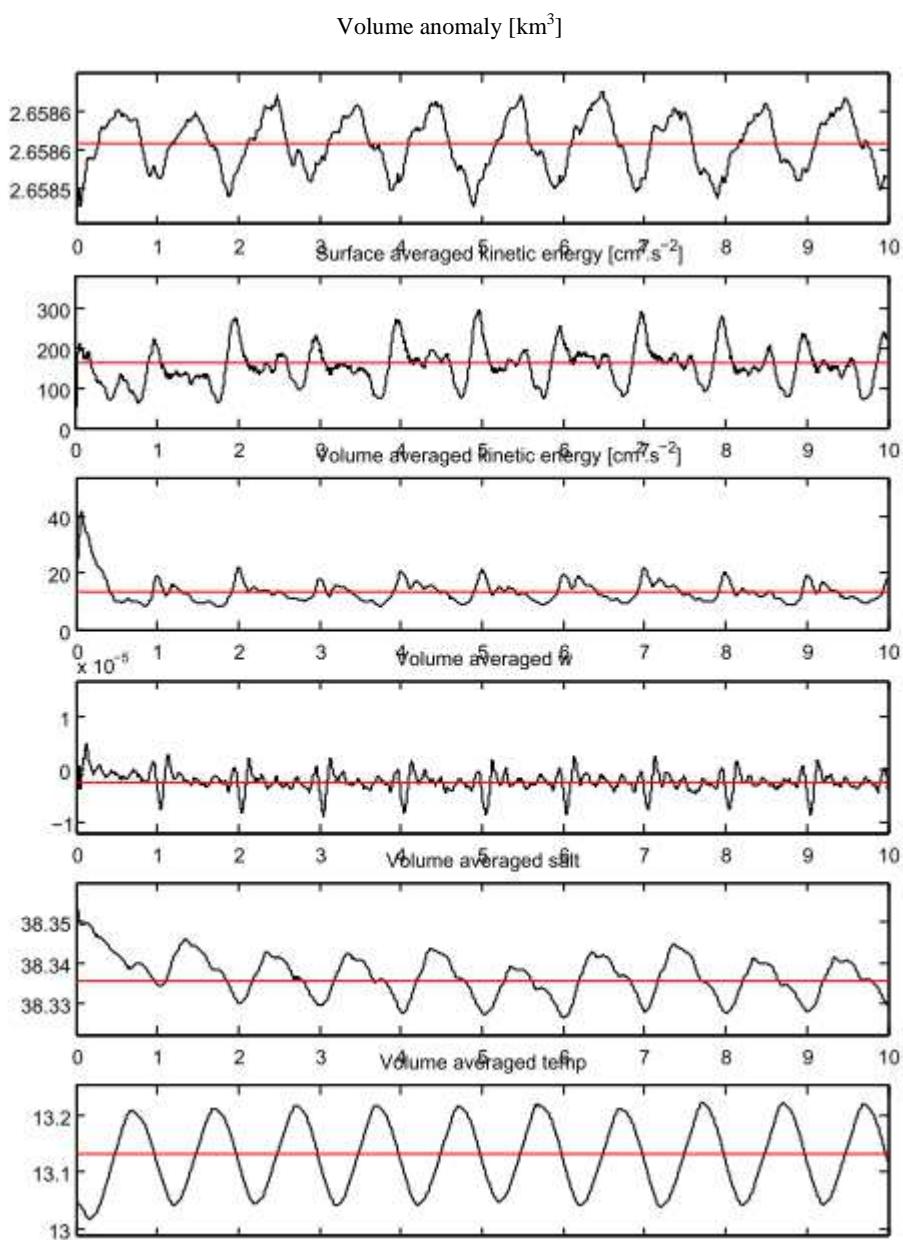


Figure 06 : Diagnostic de stabilité du modèle.

V- 2 Comparaison de notre modèle :

Les travaux de [Millot \(1987\)](#) qui as utilisé les images satellitaires (infra rouge) pour observer la circulation dans le bassin algérien ont permis de mettre en évidence le caractère instable du courant algérien. Dans ces images prise le 22 juillet 1980 (Figure 07) on peut observer clairement la formation des tourbillons qui tourne dans les deux sens de circulation, avec un développement plus claire des tourbillons anticyclonique dans la partie est du bassin algérien, par contre les tourbillons cyclonique se concentre beaucoup plus à l'ouest.

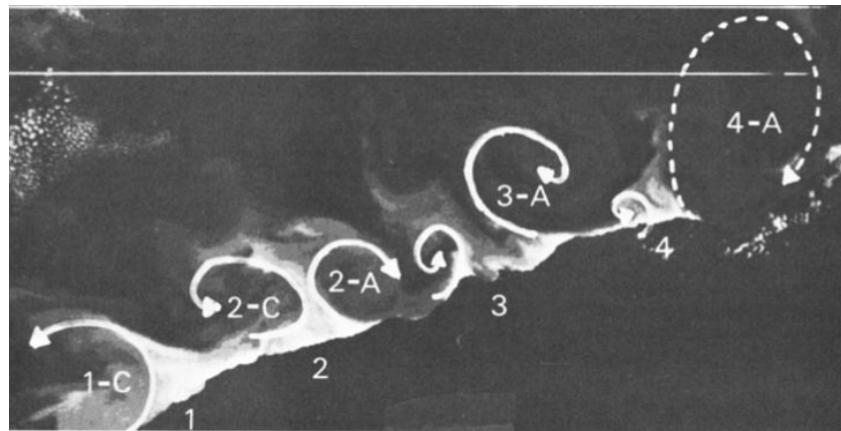


Figure 07 : imager de satellite AVHRR thermographie le 22 Juillet, 1980 (C-Philippe et Harang, 1982).

Pour vérifier nos résultats nous avons comparé les simulations de la circulation obtenues par le modèle ROMS avec les résultats de l'expérience d'ELISA et les images infrarouge sur la même période de l'année.

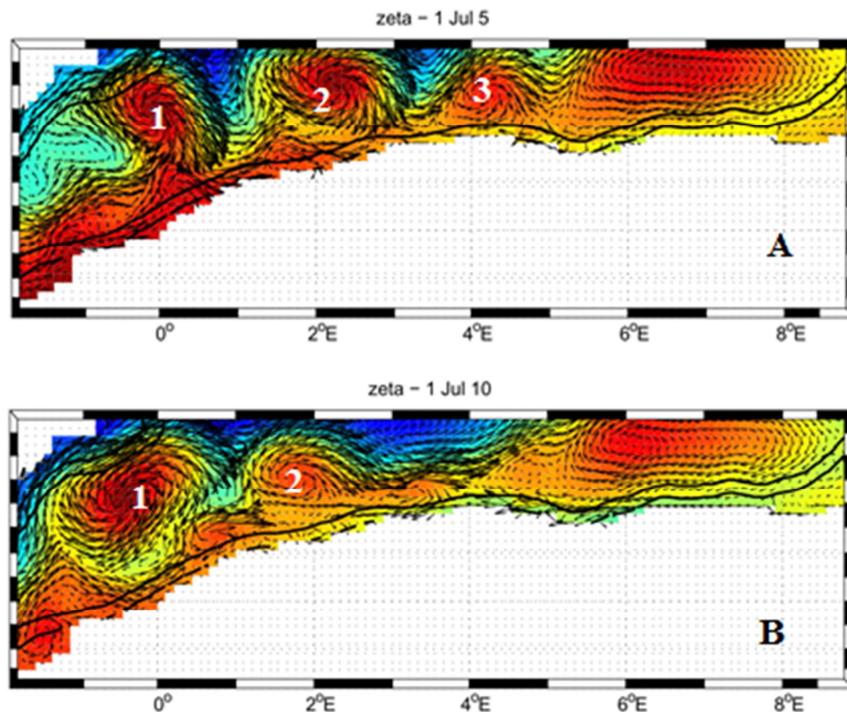


Figure 08 : Résultats de la simulation de la circulation par ROMS pour le mois de juillet pour l'année 5 (A) et l'année 10 (B) respectivement.

ROMS nous permet de distinguer clairement les deux types des tourbillons (les tourbillons anticycloniques sont représentés par des bosses rouge, tandis que les tourbillons cycloniques sont représentés par des creux bleu). Nous résultats pour la circulation en juillet montre clairement la dominance des tourbillons anticycloniques (1, 2 et 3) sur tout le bassin algérien pour les deux ans de la simulation représentés par la figure 08(année 5 par l'image A et la 10^e année par B).

V-3 Identification de tourbillons:

L'expérience d'ELISA et pendant les trois compagnes dans le bassin algérien (07/97, 03/98, 06/98) et à partir des méthodes de mesure in situ (mouillage, CTD et XBT) et des images infrarouge du satellite Mediprod-5 de NOAA à instrument AVHRR. A permet de confirmer le schéma (Millot, 1987a) de la circulation générale des masses d'eau dans le sous bassin algérien (ouest) ainsi l'importance des structure anticyclonique des tourbillons algériens parfois jusqu'au fond (Millot et Taupier-Letage, 2005b), avec une durées de vie de ces tourbillons parfois > 3 ans. L'expérience d'ELISA (figure 09) à permet aussi d'émettre l'hypothèse sur l'importance de la topographie profonde qui guiderait les tourbillons et déterminerait leur circuit.

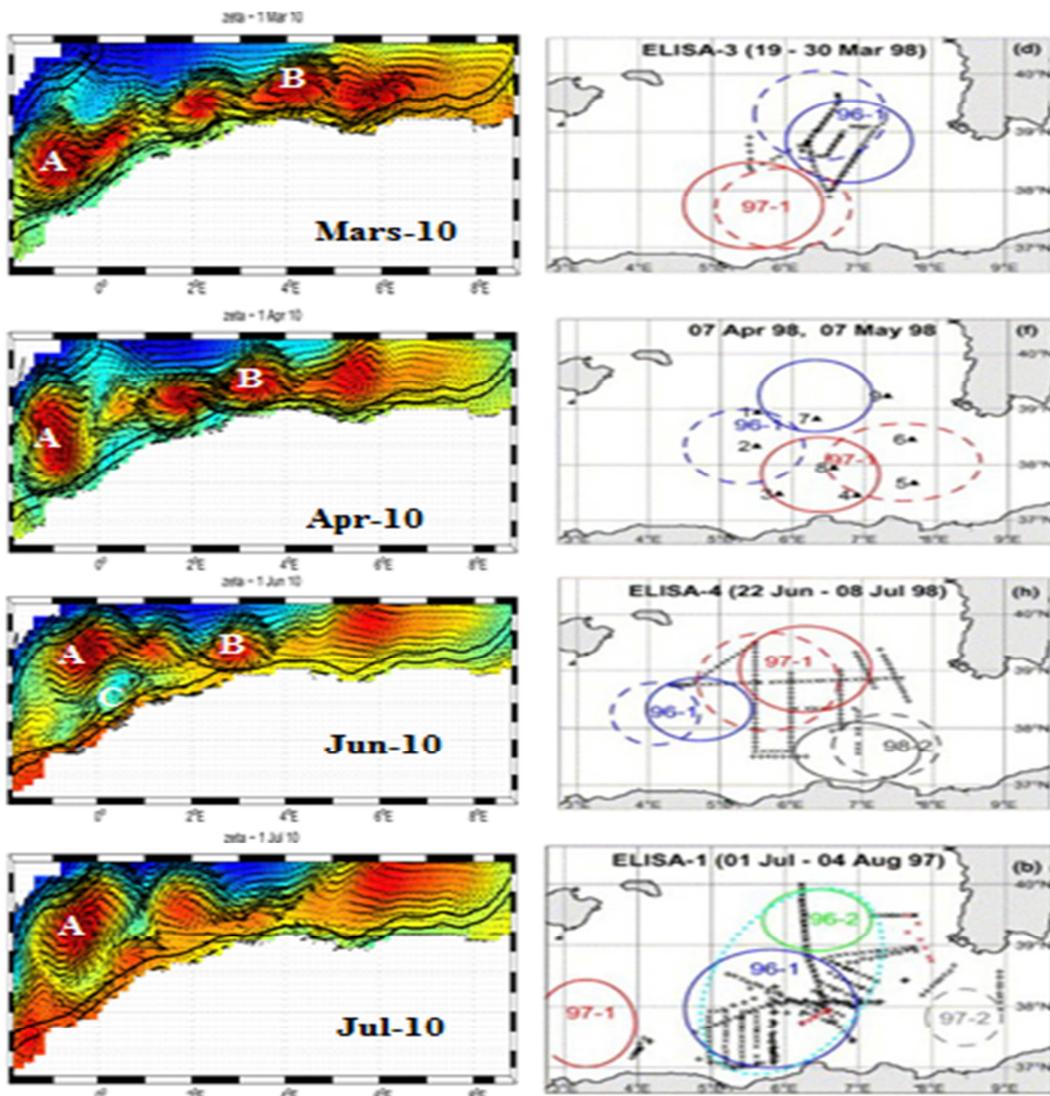


Figure 09 : Comparaison entre les tourbillons représentés au cours de l'expérience ELISA. Millot et Taupier-Letage (2005). (— Anticyclone, — Cyclone) à droit et les résultats fournit par ROMS pour les mêmes périodes de l'année à gauche.

Lord de l'expérience d'ELISA deux tourbillons algériens (96-1 et 97-1) ont été dominants (figure 09), avec d'autres tourbillons (96-2, 97-2 et 982) qui sont temporaire. Particulièrement pendant la première moitié de juillet 97, tous les tourbillons algériens ont décrit le circuit anticyclonique.

Le model ROMS a bien montre la formation des tourbillons permanents, exemple le tourbillon A qui est présent pratiquement durant tout l'année avec des grands changements dans leur taille et son

emplacement. Par contre il y a des tourbillons qui se détachent des côtes algériennes (contraintes topographiques) comme le tourbillon B. ROMS a montré aussi la formation des tourbillons cycloniques entre deux tourbillons anticycloniques près de la côte mais ils se disparaissent rapidement comme le cas du tourbillon C, ce phénomènes n'étais pas observé dans les expériences d'ELISA et pas avec les images satellitaire.

V-4 LIW dans le bassin algérien :

Lord de l'expérience d'ELISA et Mediprod-5,6 ont montré que la majore partie de LIW est présente dans le chenal de la Sardaigne (figure10); et son absence le long de la côte algérien sauf quelques fragments de LIW apporter dans le sous basin central à cause de la grande hétérogénéité des tourbillons algériens portant dans cette zone.

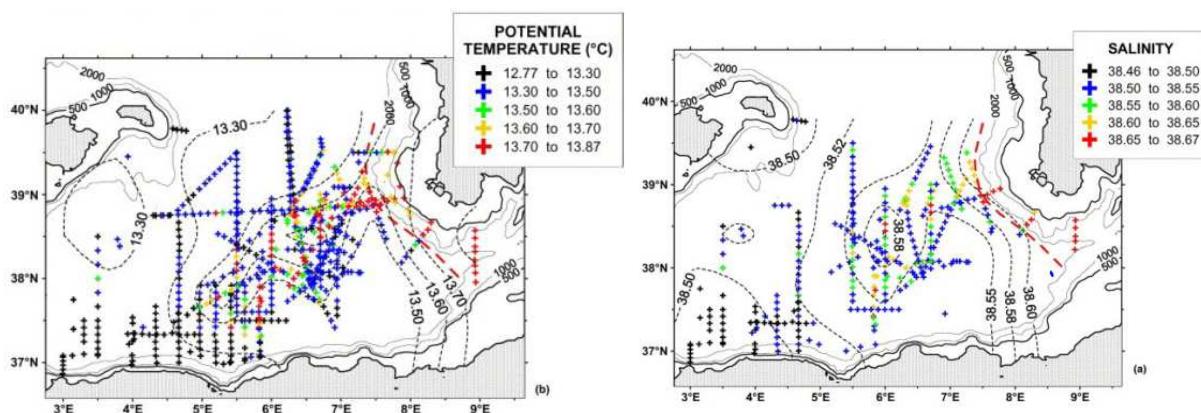


Figure 10 : Distribution de température potentiel et salinité fournit par Médiprod-5 et expérience ELISA.

Nous avons basé dans cette étude sur la partie côtière du bassin algérien et sur la circulation des eaux de surfaces ce qui ne nous permet pas de comparé tous les résultats obtenus par ELISA par le model ROMS surtout dans le canal de Sardaigne, mais on peut clairement constater la présence de la LIW dans la partie est du basin algérien avec le max de salinité à 510 m de profondeur et son absence le long des côtes algériennes (figure 11) sauf quelques fragments apporter par les tourbillons dans le sous bassin central.

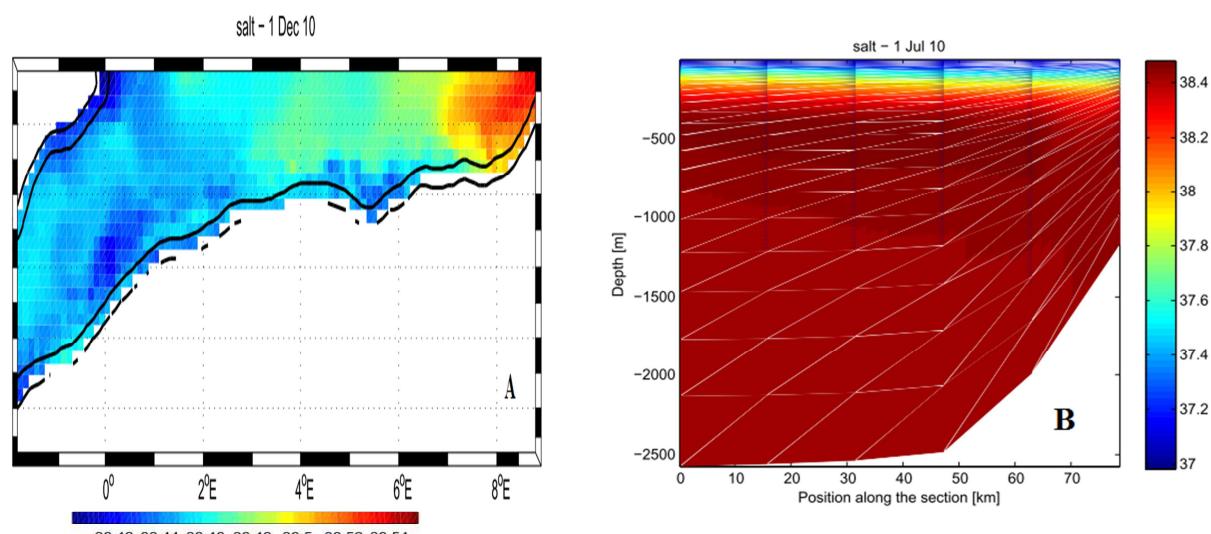


figure11 : distribution de la salinité 510 m de profondeur en décembre (A) avec un profil vertical de la salinité en Jul (B)

V-5 Variabilité saisonnières :

Dans cette partie nous nous intéresserons aux variabilités saisonnières de notre courant. Nous observerons comment évolue la température et la salinité afin de mettre en évidence un schéma global. Nous verrons que cette forte variabilité temporelle est liée à la présence de nombreux tourbillons.

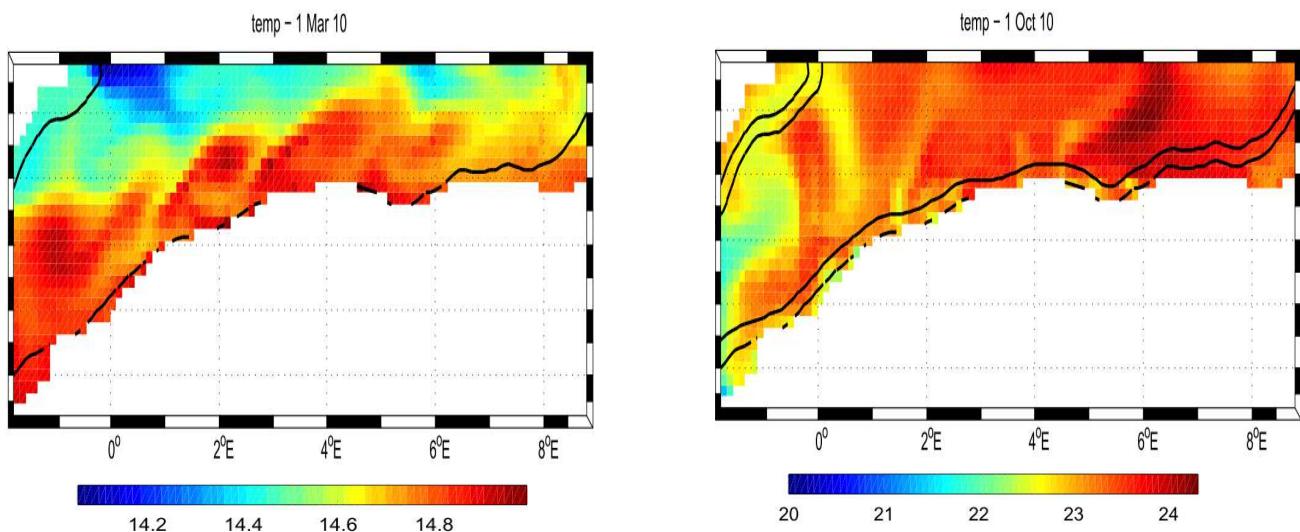


Figure 12: Variation de la température à 10 m de profondeur (Octobre à droit ; Mars à gauche)

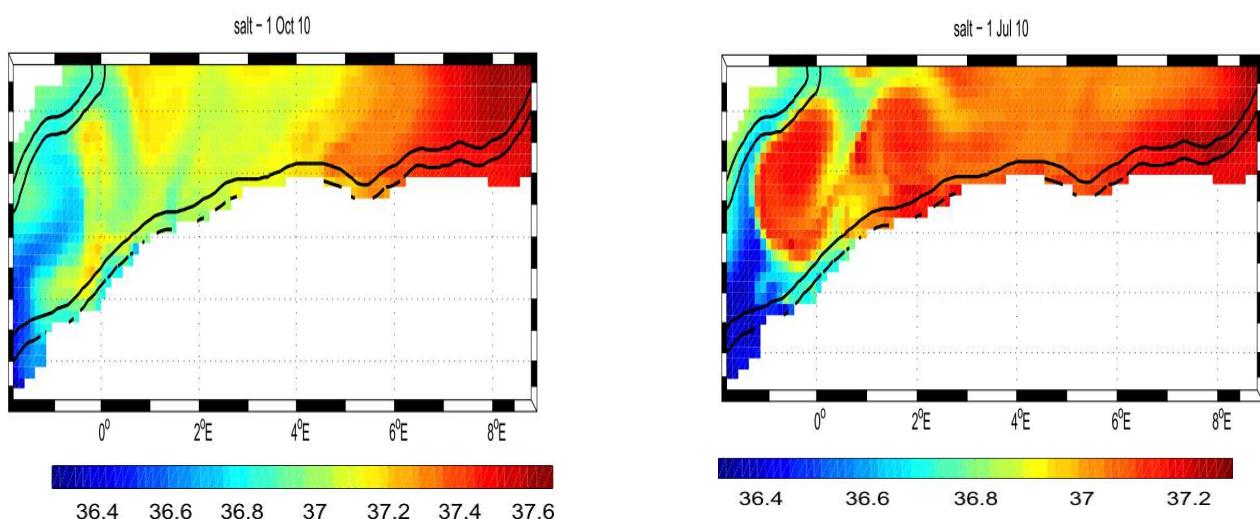


Figure 13: Cartes de la salinité de surface à 10 m de profondeur (Octobre à gauche ; Juillet à droit)

Nous pouvons remarquer d'après ces cartes qui représentent les variations de la température (fig12) et la salinité (fig13) à 10 m de profondeur. Une variation de la température de surface entre 24°C pour les eaux de l'Est du bassin et 22°C à l'ouest en octobre, c'est températures vont chuter en hiver jusqu'à 15°C en janvier sur la majeure partie du bassin algérien, Ces variations concordent avec l'évolution du rayonnement solaire au cours des saisons, ces fluctuations saisonnières sont donc principalement dues aux variations climatiques. Pour la salinité, les deux figures fournissent la même logique de répartition avec un léger écart entre les valeurs maximale, de l'ordre de 37,6 à l'est, Inversement le la partie ouest du bassin algérien est moins salé (jusqu'à 36,4) comme résultat de l'influences des eaux atlantique.

Les valeurs de températures fournit par ROMS sont un peu surestimer si on les compare avec la littérature par exemple ([Millot et all, 1977](#)) ont mesuré une température entre 13.08 et 14.24°C mesuré au centre du bassin algérien, donc il faut prendre les résultats du ROMS avec précaution.

VI-conclusion :

Le but de ce travail est de présenter les résultats de l'utilisation du ROMS pour la simulation de la circulation dans le bassin algérien afin de mettre en évidence les instabilités à méso-échelle générées par le courant algérien. Les résultats fournit par ROMS ont été comparé avec des mesures in situ (ELISA), et des données des images satellitaires de NOAA-AVHRR. On observe des structures tourbillonnaires anticycloniques permanentes responsables de la présence des traces de LIW dans le centre de bassin Algériens, certains tourbillons ne sont pas présents de manière continue, en bon accord avec les observations précédentes dans la Méditerranée occidentale. Les actuels changements climatiques transforment les courants océaniques à petite comme à grande échelle, ces changements impactent la circulation atmosphérique et donc le climat. La modélisation numérique en océanographie devient donc nécessaire et vitale pour mieux comprendre l'ampleur de ces changements sur la circulation océaniques et le climat malgré les nombreuses difficultés qui nous reste à résoudre tel que le problème de la fermeture de la turbulence qui reste un défi mondiale.

BIBLIOGRAPHIE:

D. Obaton et al (1999). The Algerian current: comparisons between in situ and laboratory data sets. Deep-Sea Research I 47 (2000) 2159}2190.

Doglioli A.. (2011), 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.. (2011), Notes du Cours Circulation Générale en Méditerranée, Centre d'Océanologie de Marseille, Université d'Aix Marseille, France.

I. Puillat, (2000). Algerian Eddies lifetime can near 3 years. Journal of Marine Systems 31 (2002) 245–259.

José Salas. 2000. Analysis of mesoscale phenomena in the Algerian basin observed with drifting buoys and infrared images. Deep-Sea Research I 49 (2002) 245–266

Marcer., 1991. Modélisation numérique des écoulements en milieu côtier Méditerranéen, étude de l'interaction des processus physiques et biologiques. These de doctorat; Université de la Méditerranéen, 1p, 1991.

Millot. (1985). Some features of the Algerian current. Journal OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 90, NO. C4, PAGES 7169-7176, JULY 20, 1985

Millot et al, 1977. Circulation of Algeria infrared from the Médiprod-5 current meters. PII: S0967-0637(97)00016-2.

<http://www.ifremer.fr/lobtln/ELISA/>

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