

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المدرسة الوطنية العليا لعلوم البحر وتهيئة الساحل

Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



MEMOIRE DE FIN D'ETUDE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME

D'INGENIEUR EN SCIENCES DE LA MER

Option : GESTION ET PROTECTION DU LITTORAL

Thème :

**Etude Numérique de la Circulation Océanique en Méditerranée à l'aide
du Modèle CROCO (Coastal and Regional Ocean COMMunity model)**

Présenté par : **CHENAFI MOUNIR**

HARRAG YAHIA CHIHAB EDDINE

Soutenu le 04/11/2021 devant la commission du jury suivant :

Mme.BOURABAIN F.	Maitre Assistante A	ENSSMAL	Présidente
Mr.DAHMANI A.	Maitre Assistante A	ENSSMAL	Examineur
Mr.BOUAICHA F.	Maitre Assistante A	ENSSMAL	Promoteur

Année Universitaire : 2020/2021

Remerciements

Nous remercions *premièrement* le Dieu tout puissant qui ne cesse de nos protéger, merci seigneur de nous accorder ta *bénédiction* à travers notre soutenance.

Nous tenons à exprimer tout d'abord nos remerciements et gratitude à **Madame BOURABAINÉ**, de nous avoir fait l'honneur de présider le jury.

Nous exprimons nos plus vifs remerciements au examinateur, **Monsieur DAHMANI.**, qui a accepté d'évaluer notre travail de fin d'étude, nous vous somme très reconnaissant et nous a enduré dans notre domaine d'études et nous a encouragés à faire de notre mieux.

Nous exprimons notre profonde gratitude, respect et reconnaissances à notre encadreur **Monsieur BOUAICHA** pour sa bonne volonté d'accepter de nous encadrer, et pour tout le temps qu'il nous a accordé et avoir fait preuve de patience et d'attention afin de nous donner les indications nécessaires au bon déroulement de notre projet de fin d'études.

Nous tenons à remercier vivement, le personnel technique de l'ENSSMAL.

Nous remercions tous ceux qui nous ont aidé de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire.

Finalement, nous adressons nos profonds remerciements à nos familles qui ont toujours été présents à nos côté au long de ce projet de fin d'étude.

Dédicace

La présentation de ce modeste travail m'offre l'occasion d'exprimer ma profonde gratitude,

A nos chers **parents**, pour tous leurs sacrifices, leur amour, leurs tendresses, leurs soutiens et leurs prières tout au long de mes études ;

A toute nos familles et ma 2^{ème} famille de CRB, PARADOU, MCO et USMA pour leur soutien.

A Mon frère Zien Djamel, Youcef, Daoud, Alaa

A mes amis : Sami, Yasser, Moncef, les deux Akram, Islam, Chamaia, Charba, Nasro, Kahina, Mobilis, Koulab, Zoubir, Tayeb , Mouh, Moumen, Romaisae ,Tadjou, Abir, Adel, Amira, Djamel, Anis, Zaki, Djilali, Basset, Khaled, Souhila, Ania, Sido, Lharrachi, Mamadou, Sarah, Farah, Mounir, Abderrahmane, Hanane, Ilyes, Walid, Mouh Chaara et surtout aux mes amis de MAROC , PALESTINE Et Egypte pour leurs aides et supports dans les moments difficiles.

Chiheb , Mounir

Table des matières

I. CHAPITRE 1 : LES CARACTERISTIQUES DE LA MER MEDITERRANEE	4
I.1 PRESENTATION DE LA MER MEDITERRANEE	5
I.2 LA CIRCULATION DE LA MER MEDITERRANEE.....	10
I.2.1 Circulation du Bassin Est (orientale)	12
I.2.2 Circulation du Bassin Ouest (occidentale)	14
I.3 Circulation générale et masses d'eau dans la méditerranée occidentale.....	15
I.4 Circulation océanique dans le bassin algérien.....	22
II. CHAPITRE 2 : LES MODELES NUMERIQUES DE LA CIRCULATION OCEANIQUE	27
II.1 SYMPHONIE : un modèle numérique de circulation océanique	28
II.2 MED8 : une configuration Méditerranéenne de résolution 1/8°	30
II.3 ROMS : Regional Ocean Modeling System	31
II.4 FVCOM : Modèle de circulation côtière	32
II.5 Le modèle numérique CROCO	34
II.5.1 Forçage	38
II.5.2 Paramétrisation du modèle pour la zone d'étude.....	38
II.5.3 Description des variables	40
II.5.4 Mise en route	41
III. CHAPITRE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION	44
III.1.1 Présentation du modèle CROCO	45
III.1.2 Description géographique et hydrodynamique de la zone d'étude	45
III.2 Résultats et Discussions	47
IV. Conclusion	64
V. Références bibliographiques	Erreur ! Signet non défini.
VI. ANNEXES	72

Liste des figures

Figure 1 : Carte décrivant le stress du vent moyen en hiver en méditerranée (G.CM/S2) tirée d'un modèle de prévision météorologique de L'ECMWF 2 (Pinardi et Masetti, 2000).	5
Figure 2 : Carte de la température de surface moyenne pour le mois de janvier 1998.[Millot and Taupier-Letage, 2005].	6
Figure 3 : Carte de la circulation générale de surface. (Millot et Taupier-letage, 2005)	8
Figure 4 : Carte de la mer méditerranée ainsi que ses sous-bassins (Ayache, 2016). Les flèches marquent les couloirs de vent. Elle présente une extension longitudinale d'environ 4000 km sur une extension latitudinale de 800 km et s'étend d'environ 7° w 37° e	9
Figure 5 : Bassins et sous bassins de la mer mediterrannee (Millot et Taupier letage, 2005)...	10
Figure6 :Circulation générale de surface dans la mer méditerranée (Millot et Taupier-letage, 2005).	11
Figure 7 : Schéma de la circulation de surface du bassin (Hamad et al. 2010)	13
Figure 8 : Schéma de la circulation de surface du bassin méditerranéen (PINARDI et MASETTI (2000)).	13
Figure 9 : Situation du bassin méditerranéen occidental et position des différents lieux . Schéma trace à l'aide d'outils de cartographie génériques (WESSEL ET SMITH, 1995).	14
Figure 10 : Diagramme θ -s réalisé par(Pinot et Ganachaud 1999)	15
Figure 11 : Circulation générale des eaux méditerranéennes (millot 1999) revu par Durrieu de ma-dron et <i>al.</i> [2011] avec (a) les eaux de surface, (b) les eaux intermédiaires et (c) les eaux profondes. les lignes grises représentent les isobathes 1000m et 2000m	16
Figure 12 : Circulation d'eau d'origine atlantique (Millot, 1986)	18
Figure 13 : Circulation of Levantine intermediate water. circulation d'eau intermédiaire (Millot ,1986)	19
Figure 14 : Circulation of deep Mediterranean water. circulation de l'eau profonde. (Millot, 1986)	20
Figure 15 : Etude de l'activité algérienne actuelle. (l'opération Elisa. 1998)	23
Figure 16 : Les différents modules du modèle FVCOM (Chen, 2010)	33
Figure 17 : Les systèmes de coordonnées verticales	37
Figure 18 : Schéma explicit d'une grille d'arakawa c (a) et d'un systeme de coordonnées sigma (b) issue de la présentation de p. Penven. 2006.	38
Figure 19 : La situation géographique de la zone d'étude (bassin occidental) traitée par le modèle CROCO	46

Figure 20 : Carte bathymétrique de la zone d'étude (profondeur en mètres)	47
Figure 21 : Profils de température dans le domaine d'étude réalisé par CROCO	48
Figure 22 : Quelques profils du paramètre du sel (salinité) dans la Méditerranée effectuée par CROCO.....	49
Figure 23 : Des cartes sur la contrainte de vent dans la mer méditerranée modélisée par CROCO.....	50
Figure 24 : La vitesse horizontale U dans la mer Méditerranée - 10 jours - par CROCO.	51
Figure 25 : La vitesse horizontale V dans la mer Méditerranée - 10 jours - par CROCO.	51
Figure 26 : Le profil vertical de la vitesse verticale W pendant les 10 premiers jours de mois dans la mer Méditerranée.....	52
Figure 27 : Le profil vertical de la vitesse W pendant 10 jours de mois dans la mer Méditerranée	52
Figure 28 : Section verticale de la vitesse W dans la mer Méditerranée	53
Figure 29 : Cartes de flux de chaleur à SST (sea surface temperature) dans la mer Méditerranée par le modèle CROCO.	55
Figure 30 : Cartes réalisées par CROCO qui expriment les radiations solaires émises par la mer dans le domaine de la méditerranée.....	56
Figure 31 : Le profil vertical de température en mer méditerranée (occidentale) - pendant 10 jours de mois janvier par CROCO.	57
Figure 32 : Section verticale de température en bassin algérien – 37°N 2°E ET 37°N 4°E – par CROCO.....	57
Figure 33 : Une Carte de la température dans le bassin occidental.....	58
Figure 34 : bilan (évaporation / précipitation) dans la méditerranée par CROCO.	59
Figure 35 : Profil vertical de la salinité dans le bassin Algérien d'un point 37°N et 4°E	60
Figure 36 : Carte de la salinité de la surface dans la mer Méditerranée par CROCO.....	60
Figure 37 : Section verticale de la salinité dans le point de 37°N et 4°E.....	61
Figure 38 : Image de satellite AVHRR thermographie (Philippe et Harang, 1982).	62
Figure 39 : Résultats de la simulation de la circulation dans le bassin algérien par CROCO pour le mois de juillet pour l'année 2005 (a) et l'année 2010 (b) respectivement (Ayache, 2012).....	63

Listes des tableaux

Tableau 1 : Classification et caractéristiques des différentes masses d’eaux de la mer méditerranée. (Millot et <i>al.</i> 1997).	21
Tableau 2 : Limites géographiques de zone d'étude	38
Tableau 3 : Paramètres de la grille	39
Tableau 4 : les paramètres des pas de temps et d'espace de notre zone	40
Tableau 5 : Diagramme de simulation de CROCO.....	43

INTRODUCTION

Introduction

L'océanographie représente l'ensemble des sciences consacrées à l'étude des mers et des océans, du milieu marin et de ses frontières. Elle se découpe en plusieurs branches, l'océanographie chimique, la biologie marine, la géologie marine et l'océanographie physique, c'est cette dernière qui nous intéressera plus particulièrement. L'océanographie physique a pour objectif l'étude des mouvements et des caractéristiques (température, salinité) des masses d'eau à toutes les échelles de temps et d'espace, et l'étude des interactions entre l'océan et l'atmosphère et leurs impacts sur le climat. Différentes approches sont utilisées pour la compréhension de ces processus (TAUPIER- LETAGE MILLOT, 1988).

La mer Méditerranée joue un rôle important dans la circulation océanique mondiale et constitue un engrenage de la machine thermique mondiale. En raison de la masse d'eau chaude et salée qu'elle libère dans l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar, elle impacte le contenu massique de l'Atlantique Nord et ainsi la circulation thermohaline globale (Milot, 1999).

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 données) afin de développer ces systèmes d'assimilation des données, et les rendre plus accessibles (Ayache, 2012)

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 (Milot, 1999). Son dynamique est dominée par l'interaction entre les eaux Atlantique d'origine récente et les eaux plus denses résidentes, constituée notamment d'un courant longeant la côte d'Ouest en Est et de tourbillons transportant les masses d'eaux de cette partie du bassin Méditerranéen.

Les problématiques liées à cette région ont été abordées de nombreuses fois, et les analyses de ce courant et des formations en dérivant ont évolué avec la modélisation et les campagnes de mesures au fil des années. Afin de réaliser ce travail, la variation interannuelle de ces formations sera représentée à l'aide du modèle CROCO dans une simulation climatologique

Dans ce mémoire, nous avons utilisé le modèle numérique CROCO pour modéliser les variables physiques, chimiques et biologiques de cette zone. Tout d'abord, le contexte de

l'étude et la méthodologie sont présentés dans la première partie. Dans la deuxième partie, à partir des résultats obtenus du modèle, plusieurs résultats, seront mis en avant pour ensuite en déduire des analyses sur la stabilité du modèle, les variations spatiales et temporelles des variables. Enfin, on discutera sur les potentiels de nos études et des perspectives

***I. CHAPITRE 1 : LES
CARACTERISTIQUES DE LA MER
MEDITERRANEE***

I.1 PRESENTATION DE LA MER MEDITERRANEE

La Mer Méditerranée est située à la frontière entre l'Europe et l'Afrique, le bassin méditerranéen est une mer semi-fermée et s'étend sur près de 2,5 millions de km². Sa seule ouverture se situe au niveau du détroit de Gibraltar large de 14 km et environ 300 m de profondeur, sans quoi nous verrions le niveau d'eau de la mer méditerranée décroître de 0,5 à 1 m par an. En effet, cette mer constitue un bassin d'évaporation dû au climat chaud et sec en été et doux et humide en hiver. Cette perte n'étant pas équilibrée par les précipitations et les apports fluviaux et contribution de mer noire, ce sont les eaux atlantiques qui vont combler ce déficit. La différence de niveau d'eau au détroit de Gibraltar entraîne les eaux de surface atlantique plus chaudes et dessalées dans le bassin méditerranéen à raison d'un Sverdrup ($Sv \approx 106 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (SAUVAGE César, 2015).

Les vents présents dans le bassin méditerranéen sont des facteurs importants dans la compréhension de la circulation de surface. La figure 1 (PINARDI et MASETTI, 2000) représente le stress du vent moyen dans le bassin méditerranéen en hiver. Le stress du vent est la force parallèle à la surface qui est appliquée par le vent sur l'océan ; il est exactement proportionnel à la direction et la force du vent. Nous pouvons citer de cette figure un des principaux vents qui nous intéresserons : le Mistral, un vent fort et froid qui va souffler dans la direction Nord/Nord-Ouest.

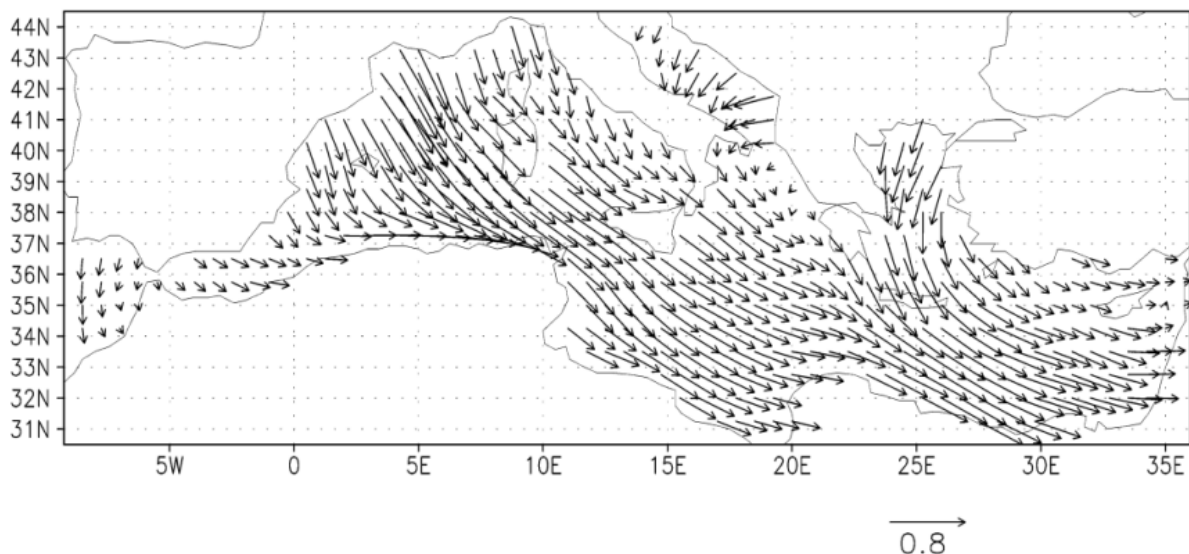


FIGURE 1 : CARTE DECRIVANT LE STRESS DU VENT MOYEN EN HIVER EN MEDITERRANEE (G.CM/S2) TIREE D'UN MODELE DE PREVISION METEOROLOGIQUE DE L'ECMWF 2 (PINARDI ET MASETTI, 2000).

CHAPITRE 1 : LES CARACTERISTIQUES DE LA MER MEDITERRANEE

Plus particulièrement dans notre zone nous nous intéresserons également au vent Marin, un vent fort et humide qui va souffler le long des côtes varoises en direction de l'ouest ainsi qu'à la Tramontane, un vent fort et froid venant de l'ouest/nord-ouest et qui est souvent coïncident avec le Mistral. La circulation dans la mer méditerranée est complexe, mais nous connaissons la circulation générale suite à des observations et campagnes en mer. Nous pouvons définir deux principaux bassins : occidental et oriental dont la limite fictive se trouverait entre la Tunisie et la Sicile. Les eaux atlantiques de surface peu salées et donc moins denses pénètrent en surface dans la méditerranée en suivant la côte algérienne et en provoquant des tourbillons qui vont permettre le mélange des masses d'eau et ainsi transformer les eaux atlantiques en eaux méditerranéennes plus froide et plus dense. En considérant ces processus, les eaux atlantiques mettraient de 50 à 100 ans avant de ressortir par le détroit de Gibraltar. En suivant ces principes, une carte de la température moyenne de surface mensuelle, (figure 2), (Milot and Taupier-Letage, 2005), nous permet de décrire la circulation dans le bassin.

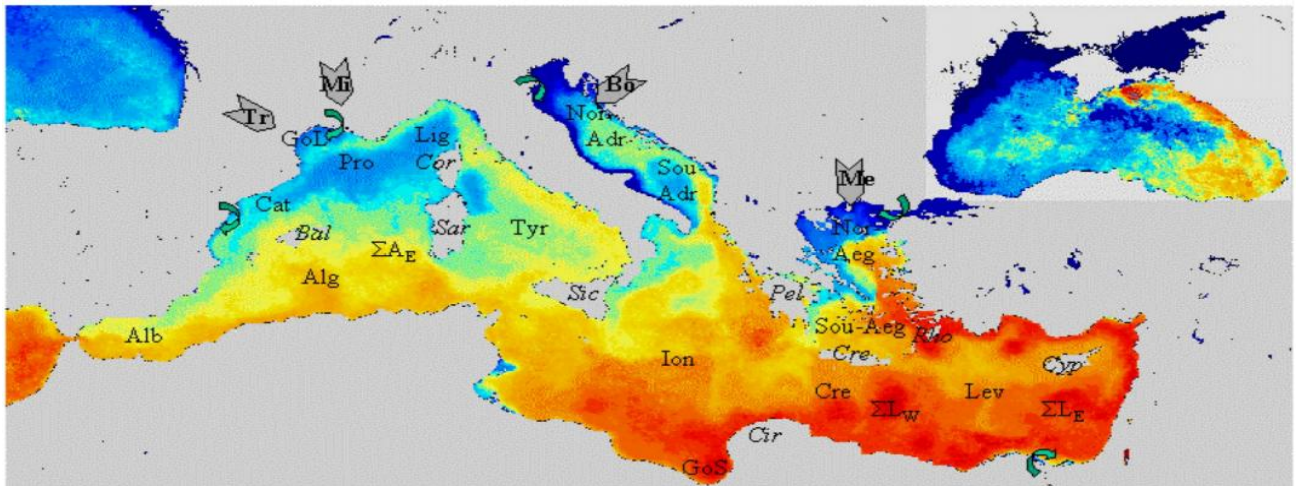


FIGURE 2 : CARTE DE LA TEMPERATURE DE SURFACE MOYENNE POUR LE MOIS DE JANVIER 1998.[MILLOT AND TAUPIER-LETAGE, 2005].

ABRÉVIATION FIGURE 2:

ALB : ALBORAN ; **ALG :** ALGERIAN ; **TYR :** TYRRHÉNIEN ; **ION :** IONIAN ; **CRE :** CRETAN ; **LEV :** LEVANTINE ; **SOU-AEG :** SOUTH-AEGEAN ; **NOR-AEG :** NORTH-AEGEAN ; **SOU-ADR :** SOUTH-ADRIATIC ; **NOR-ADR :** NORTH-ADRIATIC ; **LIG :** LIGURIAN ; **PRO :** PROVENCAL ; **CAT :** CATALAN.

SigmaAE, SigmaLW and SigmaLE représentent les endroits où les tourbillons ont tendances à s'accumuler. **Bal :** Balearic Islands ; **Sar :** Sardinia ; **Sic :** Sicily ; **GoS:** Gulf of Syrte ; **Cir :** Cirenaica ; **Cre :** Crete ; **Cyp :** Cyprus ; **Rho :** Rhodes ; **Pel :** Peloponnese ; **Cor :** Corsica ; **GoL :** Gulf of Lions.

Les principaux vents sont indiqués en gris : **Tr** : Tramontane ; **Mi** : Mistral ; **Bo** : Bora ; **Me** : Meltem. Les flèches vertes représentent les principaux fleuves : Ebro, Rhone, Po, Black Seaoutflow, Nile

CHAPITRE 1 : LES CARACTERISTIQUES DE LA MER MEDITERRANEE

Les températures sont représentatives de l'hiver avec 18°C en rouge dans le bassin orientale, 15/16°C en orange au niveau du détroit de Gibraltar, 13°C en bleu dans la région provençale et ligure jusqu'à une dizaine de degré en bleu foncé (la mer noire a sa propre échelle de couleur). Cependant elle est représentative sur l'année du cheminement des eaux atlantiques dans le bassin méditerranéen. Le schéma présenté sur la figure 3, (Millot and Taupier-Letage, 2005), montre le comportement de ces eaux de surface au travers de la mer méditerranée. La variabilité saisonnière provoque des variations de trajectoires des courants ainsi que la formation de nombreux tourbillons anti-cyclonique bien que la direction principale du courant ne soit pas influencée de façon significative par les changements de saisons. De plus, nous pouvons identifier certains des principaux courants tels que le courant Algérien, le courant Libyo-Egyptien ou encore le courant Nord (Liguro-Provençale) dans le bassin nord occidentale, c'est celui qui nous intéressera dans la suite.

Cette situation géographique la soumet à différents climats : un climat tempéré pour ses côtes européennes et un climat aride voire désertique le long des côtes Africaines et Moyen-Orientales (Figure 3).

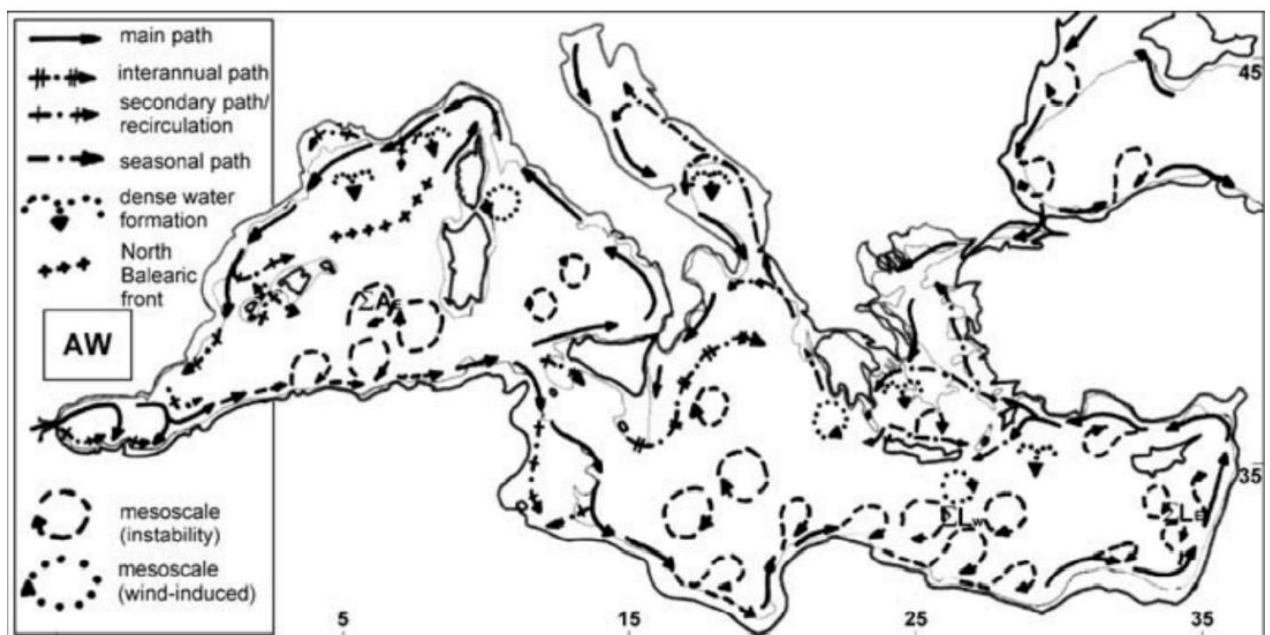


FIGURE 3 : CARTE DE LA CIRCULATION GENERALE DE SURFACE. (MILLOT ET TAUPIER-LETAGE, 2005)

Sa partie Sud est située à la position extrême de la partie descendante de la cellule de Hadley ce qui explique le climat désertique de la région. Une légère variation de la position de cette cellule peut ainsi avoir des conséquences considérables sur le climat du bassin Méditerranéen. Situé à la

CHAPITRE 1 : LES CARACTERISTIQUES DE LA MER MEDITERRANEE

convergence de deux plaques tectoniques, le bassin Méditerranéen possède une orographie accidentée. Ainsi la plaque africaine se rapproche de plus en plus de la plaque eurasienne soulevant les reliefs situés sur les côtes Nord de la Méditerranée. Au Sud-Ouest, nous pouvons voir le massif de l'Atlas se déployer le long des côtes du Maghreb (Figure 4), puis plus au Nord, les Pyrénées, le Massif Central et les Alpes en France. Ces trois dernières chaînes montagneuses, très rapprochées, forment deux canaux de circulation où le vent s'engouffre gagnant ainsi en intensité sur le Golfe du Lion. Ces vents, le Mistral (par le couloir Rhodanien) et la Tramontane (entre le massif central et les Pyrénées), jouent un rôle prépondérant dans le pré-conditionnement de la formation d'eau profonde dans le Golfe du Lion. En Mer Adriatique, nous retrouvons la même configuration entre les Alpes Autrichiennes et les Alpes Dinariques créant un passage pour les vents continentaux soufflant du Nord-Est ou "vent Bora" refroidissant fortement les eaux situées au nord de la Mer Adriatique. Plus à l'est, les vents Etésiens provenant de Russie soufflent du Nord-Est entre les montagnes Turques et Grecques sur le nord de la Mer Egée avant de s'infléchir vers le Sud-Est au niveau de la mer de Crète. La Mer Méditerranée peut être divisée en deux principaux sous-bassins possédant des caractéristiques très différentes. Le bassin Ouest est formé de la Mer d'Alboran, du bassin algérien, du bassin Liguro-Provençal et enfin du bassin Tyrrhénien (Figure 4). Le bassin Ouest est directement relié au détroit de Gibraltar et donc à l'océan global. Cette particularité soumet les eaux de ce bassin aux fluctuations des caractéristiques des eaux Atlantiques entrantes. Les eaux du bassin Ouest sont plus froides et moins salées que celles du bassin Est. Ce dernier se compose du bassin Ionien, de la Mer Adriatique, du bassin Levantin et de la Mer Egée. Soumis à un climat beaucoup plus continental et aride, l'évaporation au-dessus de cette région est importante, amenant à une salinité moyenne de plus de 38.45 en surface.



FIGURE 4 : CARTE DE LA MER MEDITERRANEE AINSI QUE SES SOUS-BASSINS (AYACHE, 2016).

LES FLECHES MARQUENT LES COULOIRS DE VENT. ELLE PRESENTE UNE EXTENSION LONGITUDINALE D'ENVIRON 4000 KM SUR UNE EXTENSION LATITUDINALE DE 800 KM ET S'ETEND D'ENVIRON 7° W 37° E

I.2 LA CIRCULATION DE LA MER MEDITERRANEE

La circulation générale de surface en Méditerranée est relativement complexe de par la géométrie du bassin divisé en plusieurs petites mers (mers d'Alboran, Adriatique, Tyrrhénienne, Ionienne, bassin algéro-provençal, bassin levantin, *etc.*) et sa géomorphologie sous-marine accidentée, composée de bassins d'effondrement profonds (jusqu'à -5121m dans la fosse de Matapan dans la mer Ionienne) séparés par des seuils élevés (Gibraltar, Bosphore, Dardanelles). Deux bassins principaux apparaissent : le bassin occidental et le bassin oriental, dont la frontière peut être matérialisée par une ligne reliant la Tunisie à la Sicile et à la botte italienne (figure ci-dessous montrant les différents bassins). La mer Adriatique étant rattachée au bassin oriental. Très schématiquement, la circulation de surface en Méditerranée suit une boucle anticyclonique. L'eau atlantique peu salée pénètre en surface par le détroit de Gibraltar. Au cours de son cheminement dans le bassin, elle est transformée en eau méditerranéenne plus dense qui ressort à son tour par Gibraltar, avec un temps de renouvellement qui en moyenne varie de 50 à 100 ans (Millot et Taupier-Letage, 2005). Les courants de surface influencés par la météorologie et les saisons présentent des variabilités temporelles allant de la journée à la saison et suivent des trajectoires tortueuses (figure ci-dessous montrant la circulation en Méditerranée). Ils peuvent former de grands tourbillons de quelques centaines de kilomètres, dont la durée de vie varie de quelques mois à quelques années. Certaines de ces structures sont bien connues à l'instar du tourbillon Ierapetra que l'on peut observer au sud-est de la Crète.

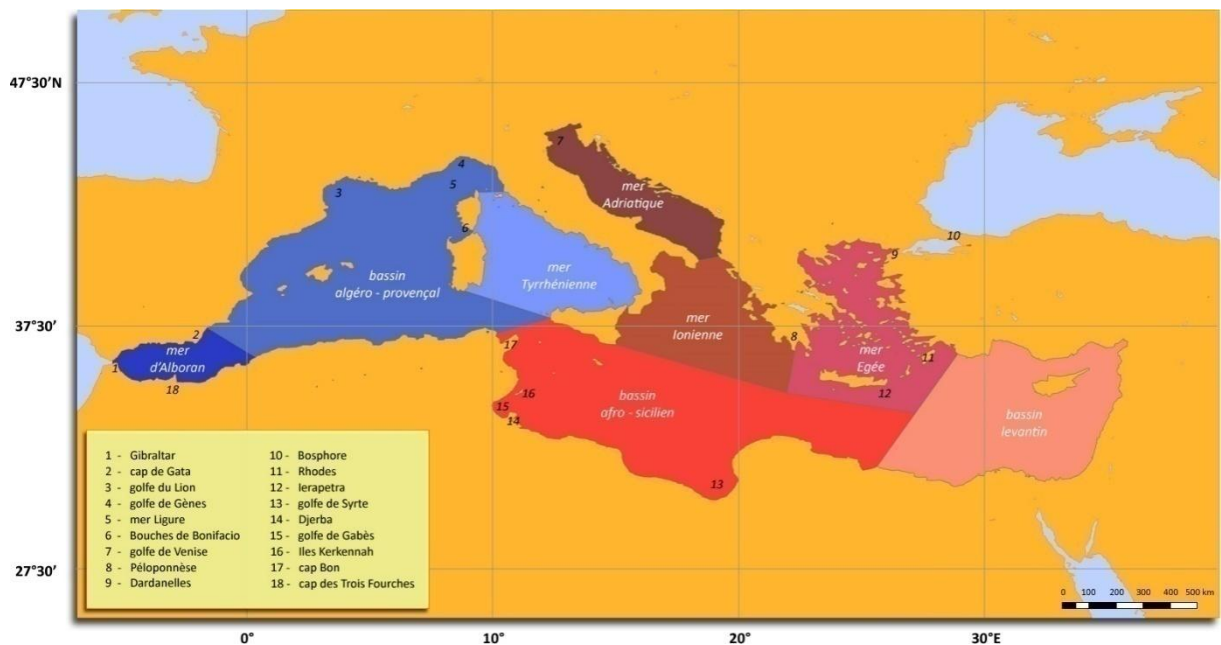


FIGURE 5 : BASSINS ET SOUS BASSINS DE LA MER MEDITERRANEE (MILLOT ET TAUPIER LETAGE, 2005).

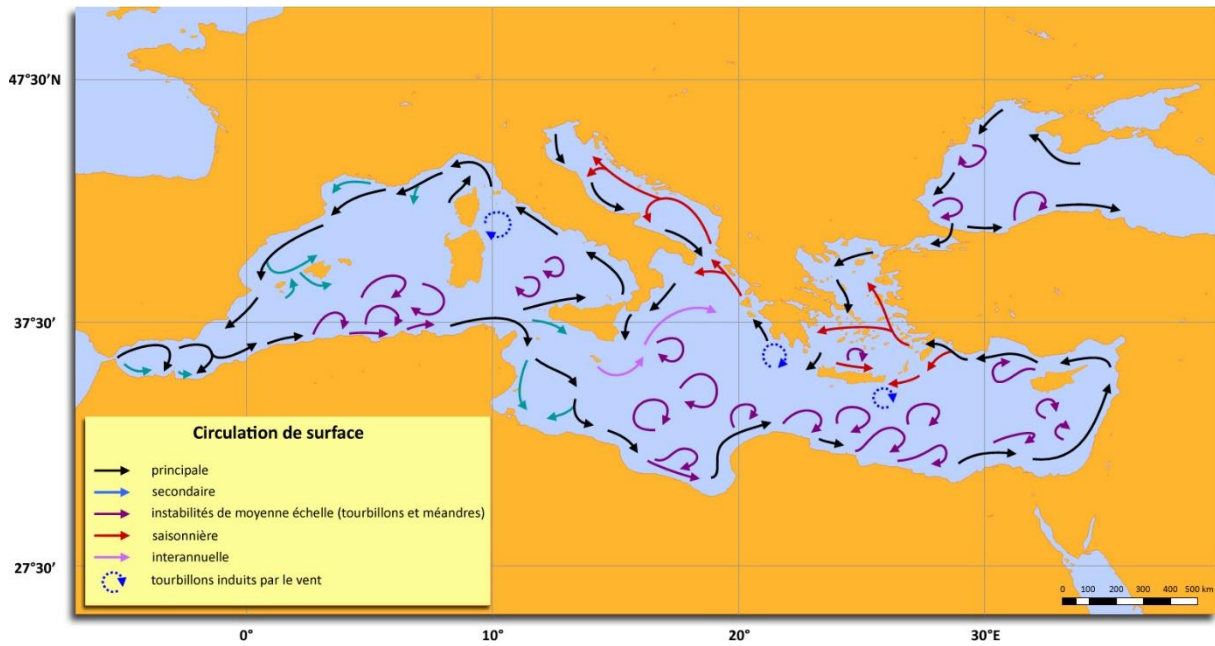


FIGURE6 : CIRCULATION GENERALE DE SURFACE DANS LA MER MEDITERRANEE (MILLOT ET TAUPIER-LETAGE, 2005).

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 occidentale tandis que pour le bassin orientale ce débat ne vient que de commencer (Andrea.M Doglioli).

I.2.1 Circulation du Bassin Est (orientale)

Il existe une controverse concernant la circulation du bassin Est. Analysant des images satellites infrarouges, Hamad et *al.* (2005) nous montrent un écoulement passant par le détroit de Sicile et se divisant ensuite en deux courants distincts : l'un vers le nord du bassin Ionien et l'autre vers l'Est longeant les côtes Nord africaines, jalonnées de structures tourbillonnaires, jusqu'aux côtes moyennes-orientales. Certaines de ces structures sont quasi permanentes telles la gyre de Mersa-Matruh (ΣLW) et de Shykmona (ΣLE). Le courant progresse ensuite vers le Nord longeant les côtes du Liban et de la Syrie puis forme le courant d'Asie Mineure (Asia Minor Current : AMC). Il s'écoule alors vers l'Ouest contournant l'île de Chypre toujours en suivant la côte jusqu'à la région de Rhodes, site de formation de la LIW (Gyre de Rhodes). Le courant poursuit ensuite vers l'Ouest, passant soit au Nord soit au Sud de la Crète suivant la présence ou non du tourbillon de Ierapetra (I). Le courant remonte ensuite vers le Nord jusqu'à la Mer Adriatique. En effet, plusieurs études décrivent l'existence d'un courant passant par le centre des bassins Ionien (Atlantic Ionian Stream) et Levantin (Mid-Mediterranean Jet (MMJ)) (Figure 8- Page 12, Robinson et Golnaraghi, 1994). Les variations saisonnières de ce courant montreraient alors en hiver une circulation contournant effectivement Chypre. Cependant, en été, une circulation moins intense avec une inflexion du courant vers l'Ouest se mettrait en place au Sud-Est de l'île (Figure 8- Page 12). Ainsi, il apparaîtrait clairement une gyre au large de Rhodes s'étendant des îles grecques à Chypre en Hiver et se rétractant en été (Figure 8- Page 12). Nord du bassin Ionien et l'autre vers l'Est longeant les côtes Nord africaines, jalonnées de structures tourbillonnaires, jusqu'aux côtes moyennes-orientales. Certaines de ces structures sont quasi permanentes telles la gyre de Mersa-Matruh (ΣLW) et de Shykmona (ΣLE). Le courant progresse ensuite vers le Nord longeant les côtes du Liban et de la Syrie puis forme le courant d'Asie Mineure (Asia Minor Current : AMC). Il s'écoule alors vers l'Ouest contournant l'île de Chypre toujours en suivant la côte jusqu'à la région de Rhodes, site de formation de la LIW (Gyre de Rhodes). Le courant poursuit ensuite vers l'Ouest, passant soit au Nord soit au Sud de la Crète suivant la présence ou non du tourbillon de Ierapetra (I). Le courant remonte ensuite vers le Nord jusqu'à la Mer Adriatique. Cette description est en accord avec les premiers schémas de la circulation Méditerranéenne établis par Nielsen (1912) ou Lacombe et Tchernia (1972). Cependant, elle s'oppose au schéma proposé suite aux campagnes POEM (1985-1995).

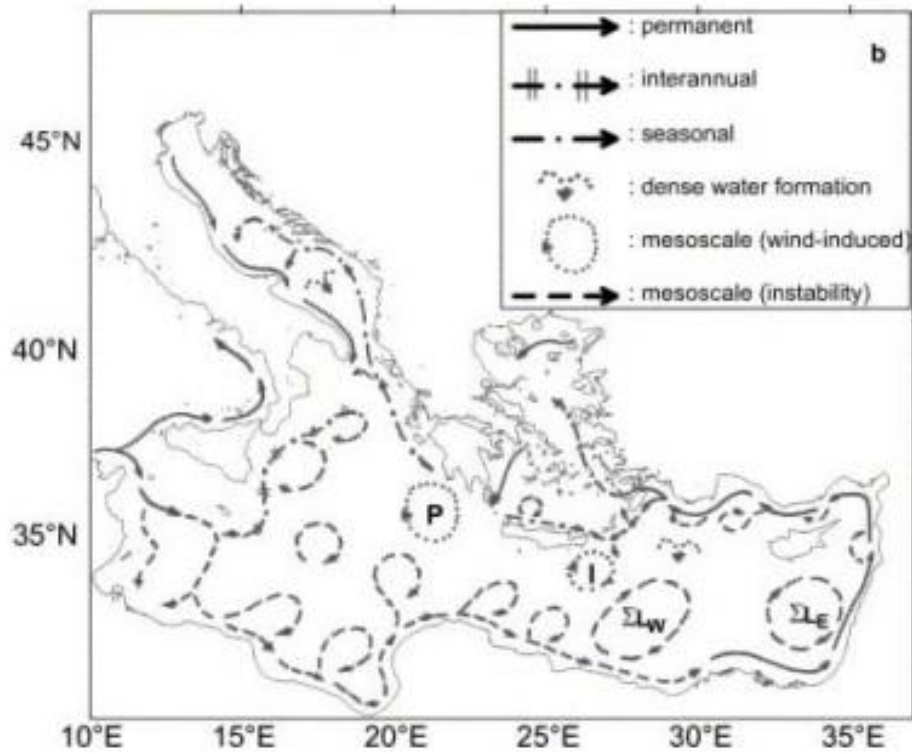


FIGURE 7 : SCHEMA DE LA CIRCULATION DE SURFACE DU BASSIN (HAMAD ET AL. 2010)

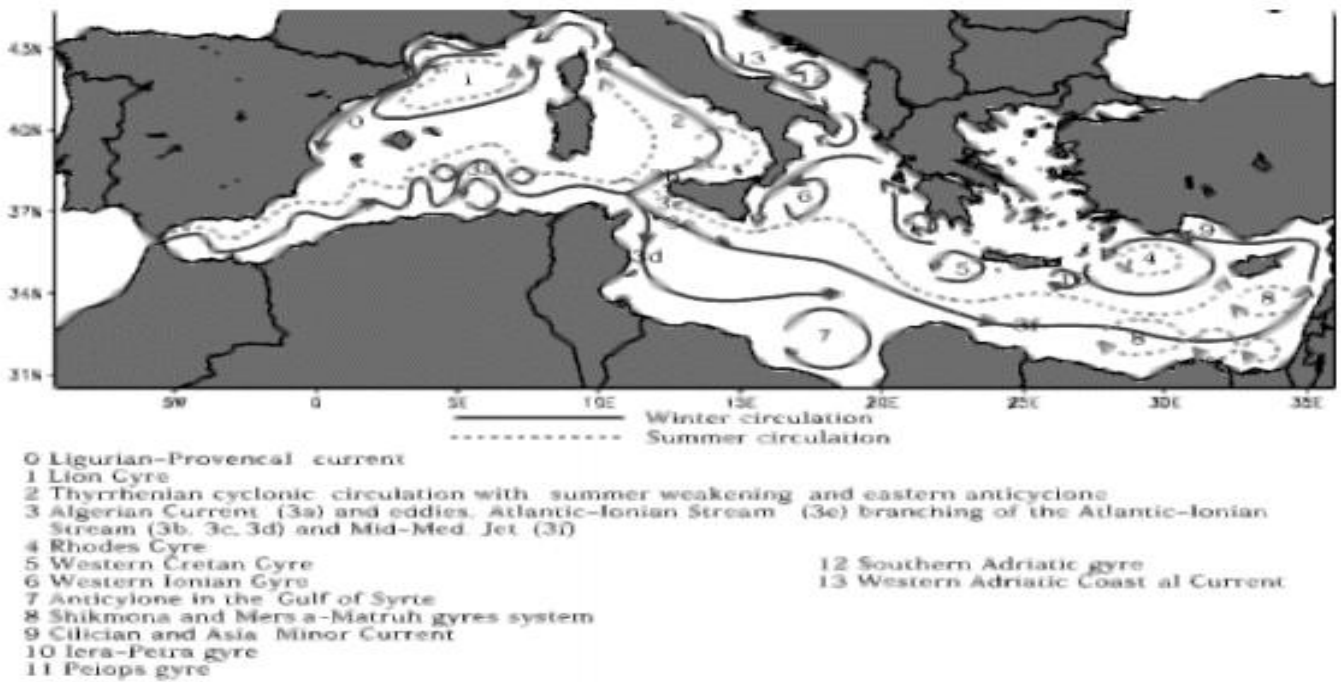


FIGURE 8 : SCHEMA DE LA CIRCULATION DE SURFACE DU BASSIN MEDITERRANEEN (PINARDI ET MASETTI (2000)).

I.2.2 Circulation du Bassin Ouest (occidentale)

La mer Méditerranée occidentale s'étend sur environ 2000 km d'Est en Ouest entre le détroit de Gibraltar à 5 °W et le détroit de Sicile situé au-delà de 10 °E. Du sud au Nord, elle est comprise entre 35 °N et 45 °N, soit une largeur maximale de 900 km entre la France et l'Algérie (figure 9) (WESSEL ET SMITH, 1995). Ce bassin est couramment subdivisé en 5 sous bassins : à l'Ouest la mer d'Alboran puis le bassin algérien avec plus au nord la mer des Baléares et le bassin nord, composé lui-même de la mer Ligure, du golfe du Lion et de la mer catalane. Enfin, à l'est de la Corse et de la Sardaigne, se trouve la mer Tyrrhénienne.

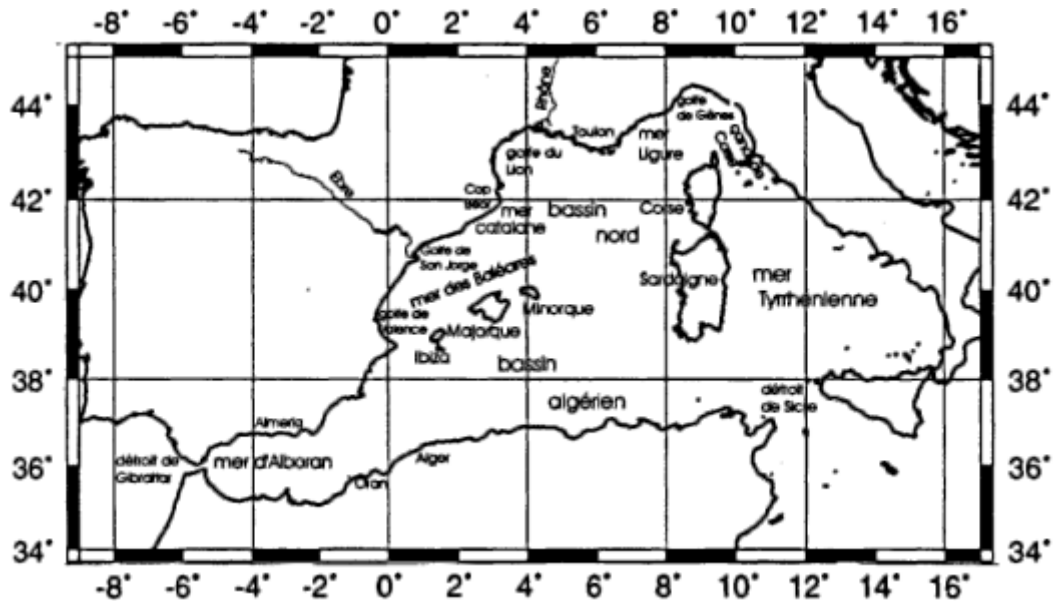


FIGURE 9 : SITUATION DU BASSIN MEDITERRANEEN OCCIDENTAL ET POSITION DES DIFFERENTS LIEUX . SCHEMA TRACE A L'AIDE D'OUTILS DE CARTOGRAPHIE GENERIQUES (WESSEL ET SMITH, 1995).

Tout d'abord en surface, l'eau Atlantique entre dans le bassin Méditerranéen par le détroit Gibraltar et la gyre d'Alboran (VARGAS et *al.* 2000). Elle s'écoule ensuite le long des côtes algériennes, formant le courant algérien. L'instabilité de ce courant conduit à la création de tourbillons anticycloniques. Au niveau du détroit de Sicile, le courant se sépare en deux branches : l'une passe le détroit tandis que l'autre entre dans le bassin Tyrrhénien en longeant les côtes de Sicile et d'Italie jusqu'au détroit de Corse. Cette dernière rejoint la gyre Liguro-Provençale formée par le courant Liguro-Provençal et le front Nord-Baléare. Poursuivant son chemin le long des côtes Espagnoles, le courant retourne vers la mer d'Alboran avant d'être repris par le courant Algérien. L'intérieur du bassin est ponctué de tourbillons anticycloniques et cycloniques générés par les instabilités des courants ou par le vent comme le tourbillon situé à l'Est de la Corse.

En profondeur, à 200m, la signature des courants de surface comme le courant Liguro-Provençal au Nord et le courant Algérien sur les côtes Sud reste très marquée. Nous retrouvons également les tourbillons entre les Baléares et la Sardaigne toujours présents à cette profondeur.

I.3 Circulation générale et masses d'eau dans la méditerranée occidentale

En Méditerranée Nord Occidentale, on distingue quatre masses d'eau principales (fig. 10) : *la MAW* (Modified Atlantic Water), *la WIW* (Winter Intermediate Water), *la LIW* (Levantine Intermediate Water) et *la WMDW* (Western Méditerranéen Deep Water) (Millot, 1999 ; Send et al. 1999). On peut également mentionner *la TDW* (Tyrrhenian dense water).

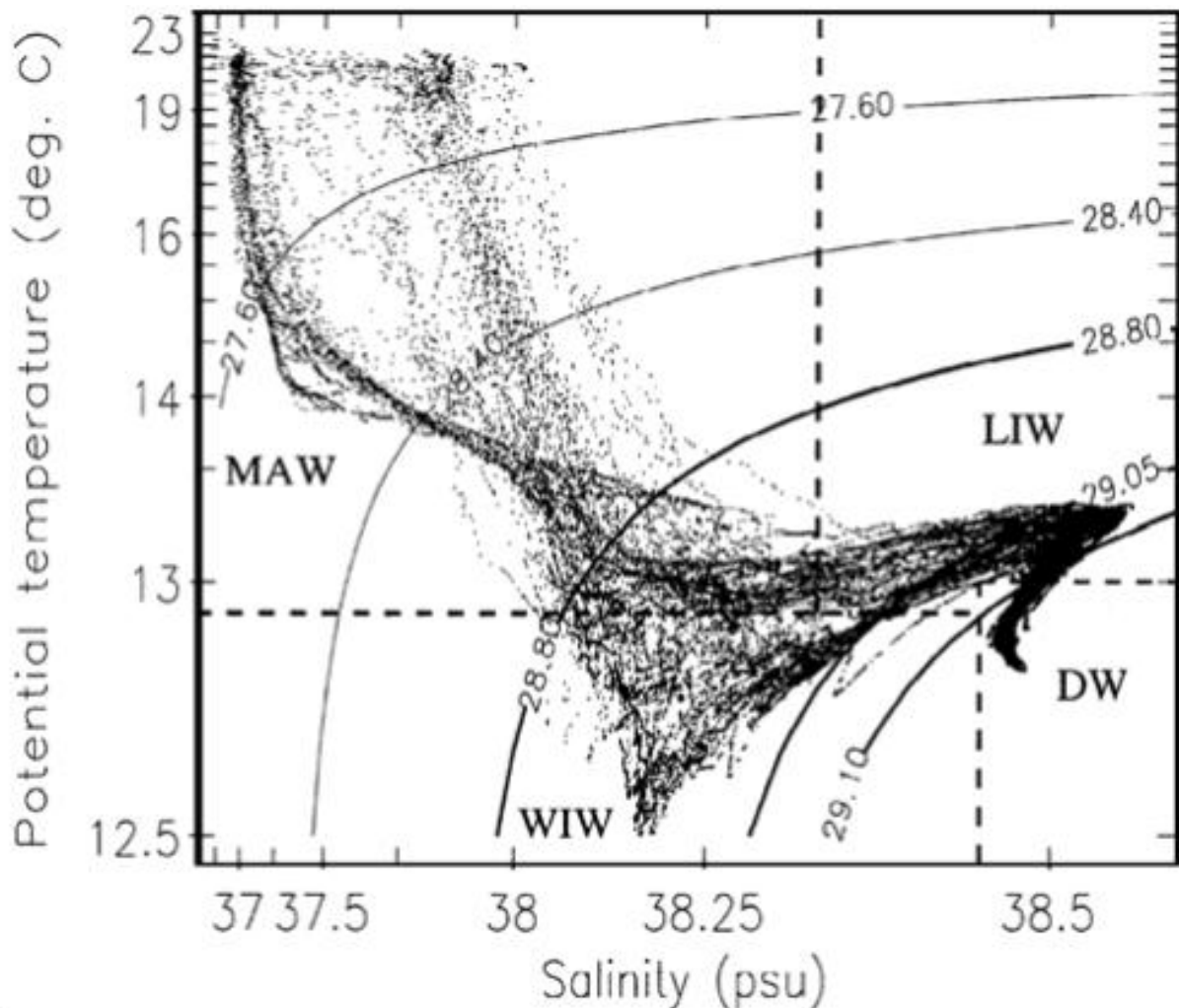


FIGURE 10 : DIAGRAMME Θ -S REALISE PAR (PINOT ET GANACHAUD 1999)

L'eau atlantique (AW) entrant par le détroit de Gibraltar est légère (chaude et peu salée) et écoule en surface. Elle est donc directement soumise à l'action des forçages atmosphériques.

Ces derniers vont modifier ses caractéristiques sous l'action de flux de chaleur et de flux d'eau.

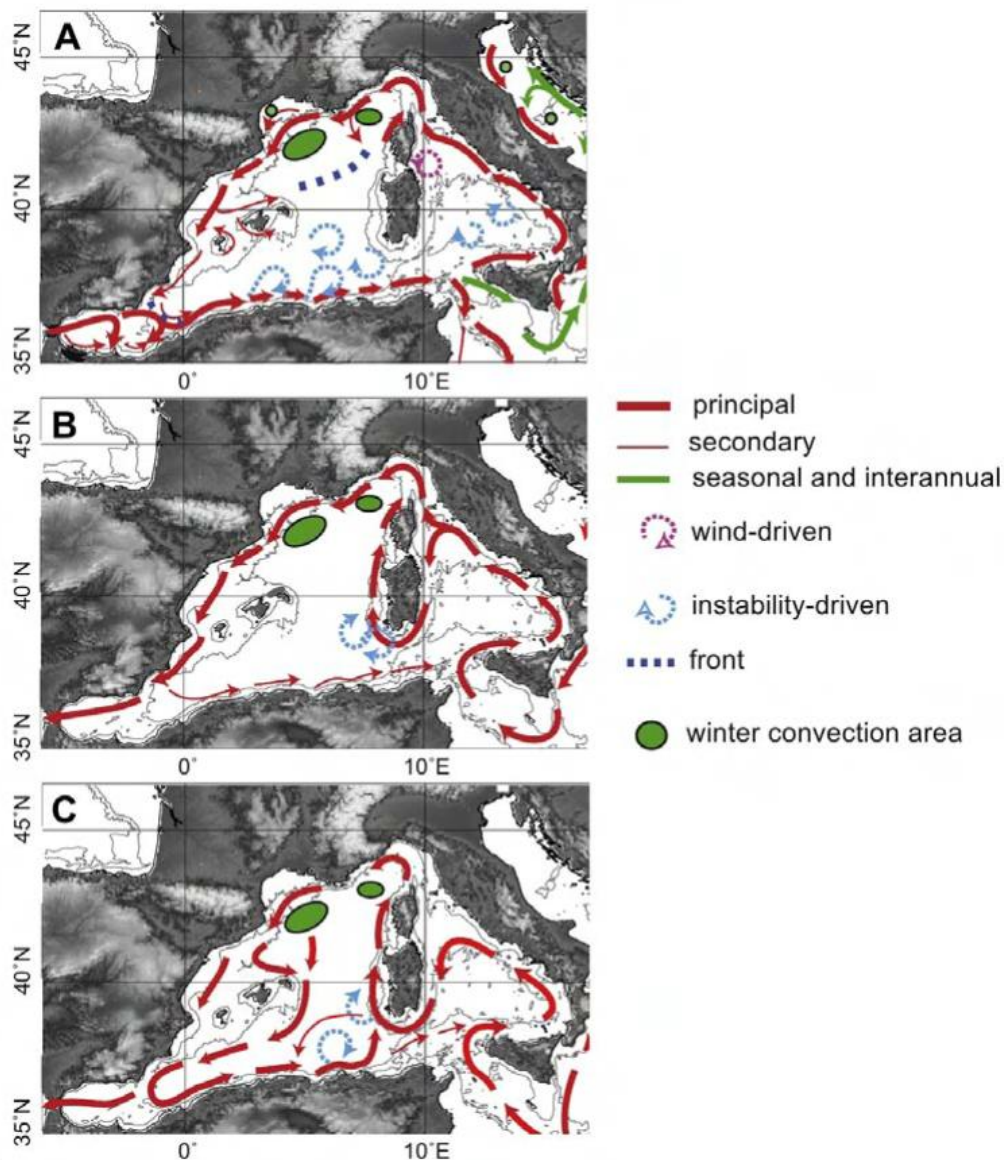


FIGURE 11 : CIRCULATION GENERALE DES EAUX MEDITERRANEENNES (MILLOT 1999) REVU PAR DURRIEU DE MA-DRON ET AL. [2011] AVEC (A) LES EAUX DE SURFACE, (B) LES EAUX INTERMEDIAIRES ET (C) LES EAUX PROFONDES. LES LIGNES GRISSES REPRESENTENT LES ISOBATHES 1000M ET 2000M

De plus, en surface, la tension du vent accélère un processus qui est normalement relativement lent : le mélange avec les eaux méditerranéennes sous-jacentes. L'AW devient ainsi rapidement de la MAW et occupe une couche qui va de la surface jusqu'à environ 300m de profondeur. Elle possède une salinité de l'ordre de 38‰ et une température qui varie entre 14 et 16°C. Ses caractéristiques sont assez variables puisqu'elle est en contact avec l'atmosphère et qu'elle circule dans toute la Méditerranée (Millot et al. 1997).

La circulation en mer d'Alboran orientale (3-1°W) est tantôt cyclonique (Figure 12) , tantôt anticyclonique (Champagne-Philippe, Harang, 1982 ; Parrilla, Kinder, 1984). Lorsqu'elle est

cyclonique, la veine d'eau atlantique suit le talus continental africain. Puis, soit forme un méandre vers la côte espagnole (Lanoix, 1974) soit se maintient près de la côte africaine (Cheney, Doblar, 1982). L'imagerie satellitaire suggère que, la plupart du temps, la circulation est anticyclonique avec une veine bien définie coulant la côte espagnole et traversant du Cap de Gata ($\sim 2^\circ\text{W}$) aux environs d'Oran en Algérie ($\sim 1^\circ\text{W}$). La majeure partie de l'écoulement progresse ensuite vers l'est, tandis qu'une petite partie tourne vers l'ouest, fermant ainsi un gyre anticyclonique. À certaines occasions, la circulation peut être plus complexe, avec l'écoulement de l'eau de l'Atlantique à travers la mer se divisant en plusieurs branches.

Dans le bassin algérien, à savoir entre les îles Baléares, la Sardaigne et l'Algérie, il est depuis longtemps évident que les courants géostrophiques présentent une grande variabilité spatiale (Lacombe, Tchernia, 1972). Elle suit la côte Algérienne jusqu'au détroit de Sicile où elle se sépare en deux branches. Les deux tiers du courant entrent dans le bassin oriental alors que le reste s'engouffre en mer Tyrrhénienne (Sammari et al. 1999). À l'intérieur du réservoir d'eau atlantique que constitue le bassin algérien, aucun courant constant n'est susceptible de se produire : les courants les plus intenses sont probablement associés aux tourbillons de méso-échelle déjà décrits. Au voisinage de l'angle supérieur droit de cette retenue, à savoir dans le secteur délimité par le front nord des Baléares et les côtes de la Sardaigne et de la Corse, les eaux de surface sont drainées vers la mer Ligure pour former le Courant de Corse occidentale. Comme le suggèrent d'abord les images infrarouges, les processus d'instabilité affectant ce courant génèrent principalement des tourbillons anticycloniques de quelques dizaines de kilomètres de diamètre (Wald, 1985). De tels événements instables se produisent tout au long de l'année (Taupier-Letage, Millot, 1986) et sont limités en profondeur (Millot, 1987). Les eaux de surface s'écoulant vers le nord de part et d'autre de la Corse dans des flux à peu près équivalents se connectent, interagissent de manière turbulente (Salusti, Santoleri, 1984) et se mélangent dans le Golfe de Gênes pour former le courant ligure. L'eau orientale est plus chaude et plus salée que l'eau occidentale, les deux étant plus denses que l'eau pure de l'Atlantique.

La MAW se dirige alors vers le nord en suivant la côte italienne jusqu'au canal de Corse. Une partie rebrousse chemin, longe la Corse et la Sardaigne vers le sud, pénètre dans le bassin Algérien et remonte vers le nord formant le courant Ouest-Corse. Il fusionne en mer Ligure avec l'autre partie qui a traversé le canal de Corse. Le courant Nord (1.1 – 1.9Sv) se forme alors et suit les côtes italiennes, françaises puis espagnoles jusqu'en mer des Baléares (Sammari et al. 1995, Alberola et al. 1995). Une partie est alors déviée vers le sud et s'écoule à l'est de Minorque puis au sud des îles Baléares alors que l'autre partie forme le

courant Catalan qui longe les côtes catalanes (Lopez Garcia et *al.* 1994, Pinot et *al.* 1995, Millot 1999). Une part de ce courant Catalan traverse le canal d'Ibiza et le reste remonte le long des îles pour couler dans le bassin Algérien (Pinot and Ganachaud 1999). La circulation cyclonique de la MAW est bouclée à l'entrée du bassin Algérien.

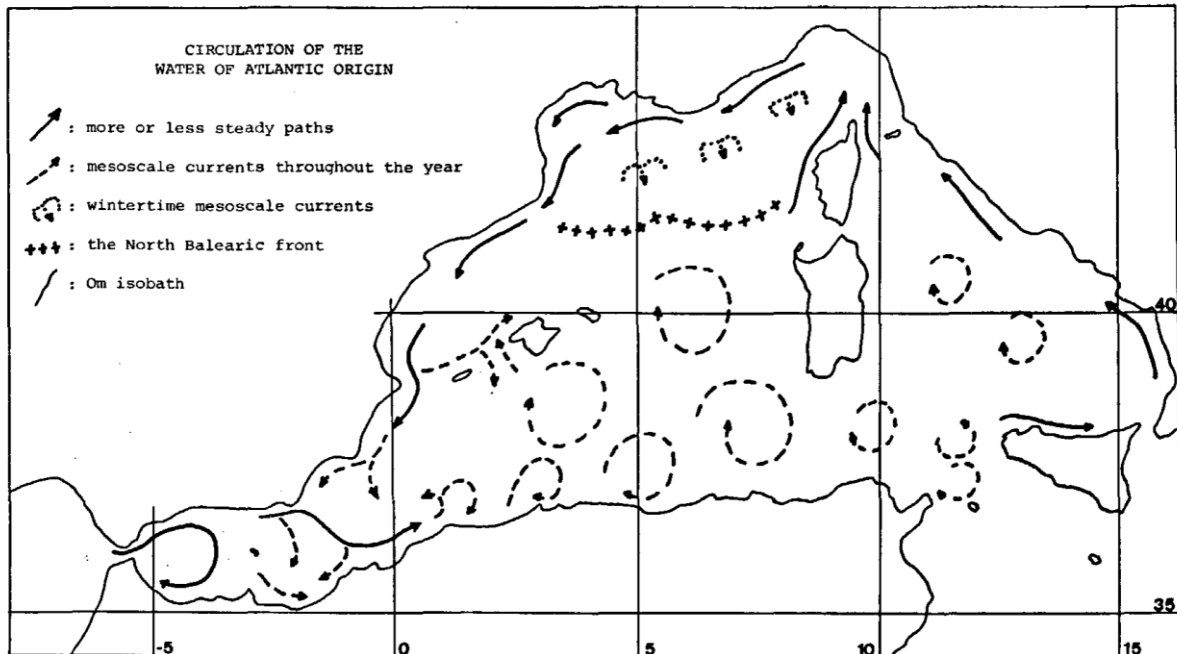


FIGURE 12 : CIRCULATION D'EAU D'ORIGINE ATLANTIQUE (MILLOT, 1986)

➤ **Eau intermédiaire levantine (Figure 13) :**

Dans la revue la plus récente et assez fiable de la description de l'écoulement des eaux intermédiaires levantines, Katz (1972) a souligné les divergences entre les idées pionnières de Nielsen (1912), supposant un écoulement de flottabilité principalement contraint par la topographie, et les observations in situ, prouvant que des valeurs élevées de température et de salinité étaient parfois mesurées au milieu du bassin algérien (une caractéristique également remarquée par Burkov et *al.*, 1979). L'ambiguïté de ces deux analyses a été levée (Millot, 1985) et, conformément aux jeux de données hydrologiques les plus larges (Guibout, 1982) ou les plus récents (Millot et *al.*, 1986), une description cohérente de la circulation des eaux intermédiaires levantines dans toute la Méditerranée occidentale peuvent être mises en avant. En mer Tyrrhénienne, les valeurs de température et de salinité les plus élevées sont rencontrées dans la zone périphérique mais l'eau intermédiaire se situe évidemment dans l'ensemble du bassin (Miller et *al.*, 1970).

La LIW entre en Méditerranée Occidentale par le détroit de Sicile (figure 11- page 16). Elle décrit alors une circulation cyclonique en mer Tyrrhénienne à l'image de la MAW. La branche qui contourne la Sardaigne et la Corse est plus importante que celle qui traverse le canal de

Corse (Font 1987, Zavatarelli et Mellor 1995, Millot 1999). Elle est ensuite canalisée en mer Ligure par le courant Nord jusqu'en mer des Baléares. La LIW passe alors le canal d'Ibiza pour une partie tandis que l'autre contourne les îles Baléares. Selon Pinot and Ganachaud [1999], le passage par le canal d'Ibiza serait régulièrement bloqué dynamiquement par une structure tourbillonnaire de WIW.

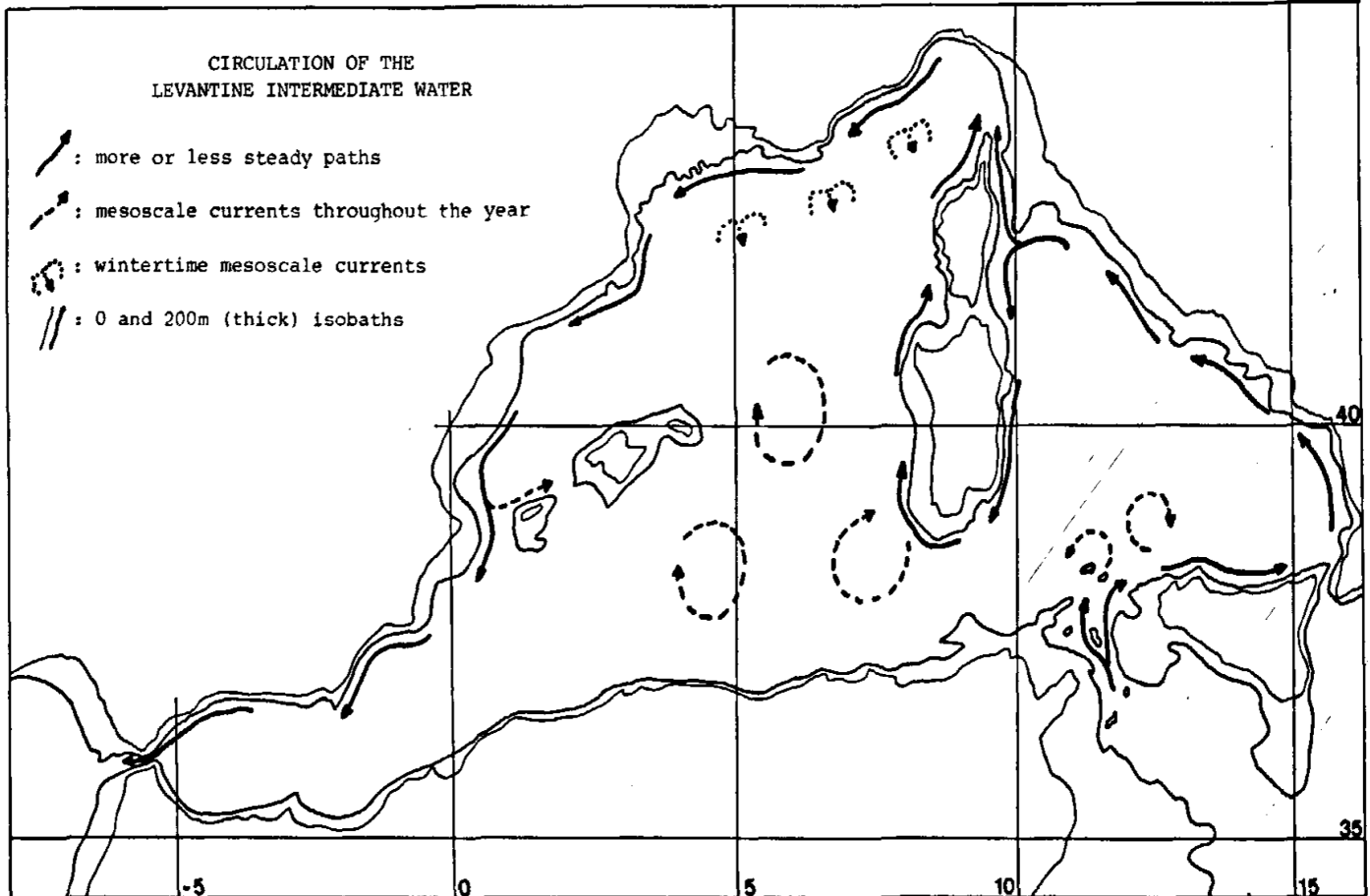


FIGURE 13 : CIRCULATION OF LEVANTINE INTERMEDIATE WATER. CIRCULATION D'EAU INTERMÉDIAIRE (MILLOT, 1986)

➤ **Eaux profondes méditerranéennes (Fig. 14) :**

On sait que des processus de formation d'eau profonde se produisent pendant l'hiver (figure 11- page 16) dans le golfe du Lion (Gascard, 1978) et probablement dans tout le bassin liguro-provençal (Lacombe, 1984) ; une moindre quantité d'eau profonde se forme également sur le plateau continental du golfe du Lion (Fieux, 1974). Une variabilité spatiale et temporelle relativement importante des caractéristiques hydrologiques près du fond a été récemment signalée (Lacombe et al, 1985).

Pendant la période calme, les courants moyens mensuels dans le golfe du Lion étaient faibles (3-4 cm/s), suivant les isobathes vers le sud-ouest (Schott et al. 1996), et fortement perturbés par l'apparition d'une onde se propageant sur plusieurs jours (Millot, 1985). Au cours de la

CHAPITRE 1 : LES CARACTERISTIQUES DE LA MER MEDITERRANEE

même période en mer Ligure, des courants mensuels plus faibles (1-2 cmfs) mais toujours importants décrivaient un grand gyre cyclonique asymétrique (Taupier-Letage, Millot, 1986). Pendant la période de tempête y, les courants de méso échelle (période \approx 10-20 jours, distants de 10-20 km non cohérents, probablement associés à des processus de formation d'eau profonde) étaient relativement intenses et une circulation cyclonique était reconnaissable juste le long du talus continental dans le Mer Ligure. Les moyennes sur une heure ont atteint \sim 50 cm/s près du fond dans le Golfe du Lion (Millot, Monaco, 1984) et \approx 25 cm/s probablement jusqu'au fond de la mer Ligure alors que les moyennes sur un jour étaient parfois aussi grand comme \approx 30 et \approx 25 cmfs, respectivement.

La variabilité saisonnière n'est probablement pas aussi marquée dans le bassin algérien ; cependant, certaines mesures hydrologiques jusqu'à \sim 1 000 m (Katz, 1972) et la grande échelle spatiale et temporelle des tourbillons anticycloniques (Millot, 1985 ; Taupier-Letage, Millot, 1987) laissent supposer l'existence de courants méso-échelles intenses. En profondeur tout au long de l'année. Le débit moyen des eaux profondes longe probablement les îles Baléares et n'est pas significatif en mer Tyrrhénienne. A l'entrée du détroit de Gibraltar, ce flux s'accumule le long du talus continental du Maroc (Bryden et al., 1978 ; Gascard, Richez, 1985).

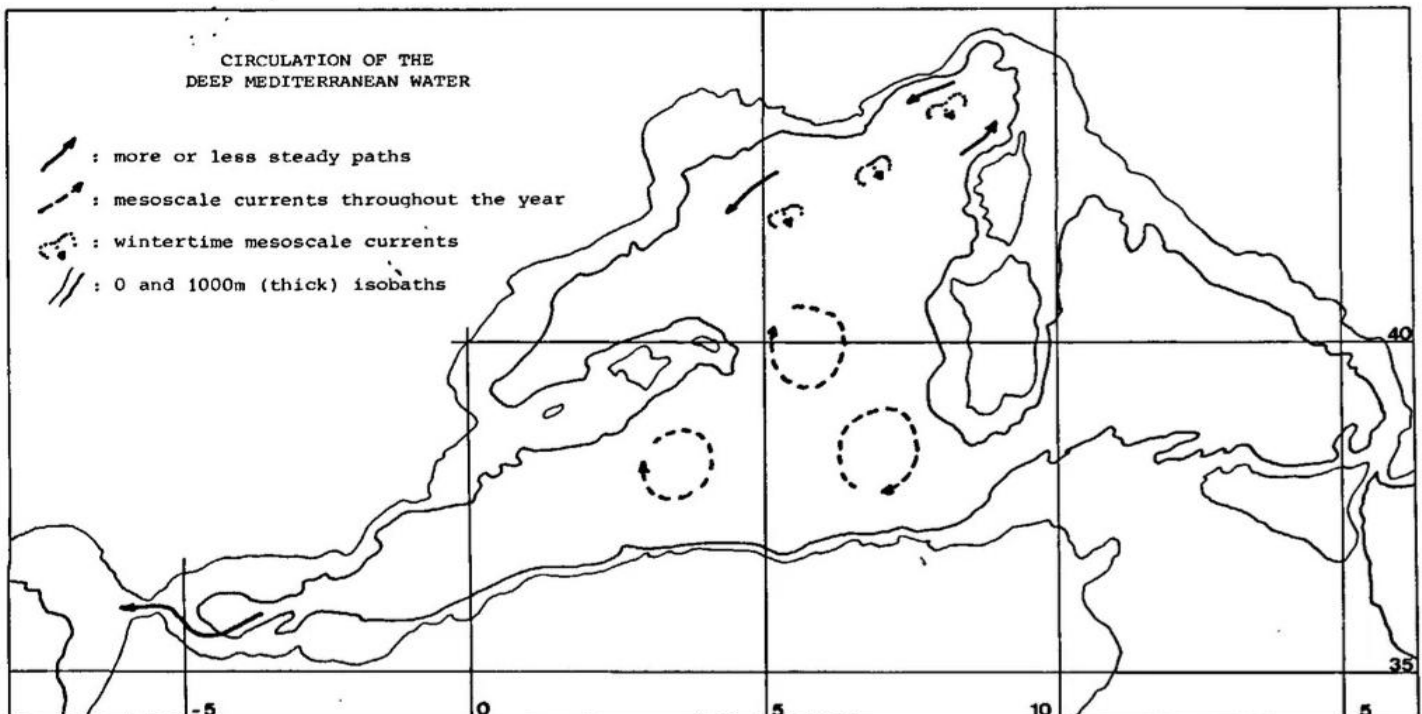


FIGURE 14 : CIRCULATION OF DEEP MEDITERRANEAN WATER. CIRCULATION DE L'EAU PROFONDE. (MILLOT, 1986)

CHAPITRE 1 : LES CARACTERISTIQUES DE LA MER MEDITERRANEE

La **TDW** est formée en mer Tyrrhénienne et s’y écoule ensuite cycloniquement. A cause de sa densité, elle ne franchit pas le seuil du canal de Corse mais une partie rejoint le bassin Algérien au sud de la Sardaigne (Bouzinac et *al.* 1999). Elle suit alors la circulation globale sous la LIW.

La **WIW** s’écoule sous la MAW après sa formation et suit globalement la circulation descouches supérieures. On la retrouve dans toute la Méditerranée Occidentale (Perkins et Pistek 1990, Benzohra et Millot 1995, Sammari et *al.* 1999) avec une assez grande variabilité. Elle est très présente dans la mer des Baléares (Pinot and Ganachaud 1999, Juza et *al.* 2013).

Le tableau ci – dessous montre les caractéristiques de chaque masse d’eau de la mer méditerranée selon (MILLOT et *al.* 1997).

TABEAU 1 : CLASSIFICATION ET CARACTERISTIQUES DES DIFFERENTES MASSES D’EAUX DE LA MER MEDITERRANEE. (MILLOT ET AL. 1997).

Masses d'eau	T (°C), S et σ_0 (kg m ⁻³)	Localisation	Références
AW : Atlantic Water	T= 16, S=36.2	Gibraltar	<i>Baringer & Price, 1997</i>
WMDW : Western Mediterranean Deep Water	T=12.7, S=38.4, σ_0 =29.1	Golfe du Lion	<i>Rohling and Bryden, 1992</i>
	T=12.9, S= 38.43	Golfe du Lion	<i>Testor & Gascard, 2003</i>
ADW : Adriatic Deep Water	T=13, S=38.65	Détroit d'Otrante	<i>Gacic et al., 1996</i>
NADW : North Adriatic Deep Water	T=11.35°C, S=38.3, $\sigma_0 > 29.2$	Mer Adriatique	<i>Artegiani et al., 1997</i>
LIW : Levantine Intermediate Water	T=15.2-15.5, S=39.1-39.2, σ_0 =29.15	Gyre de Rhodes	<i>Sur et al., 1992</i>
	T=13.9-14.1, S=38.77, σ_0 =29.07	Détroit de Sicile	<i>Manzella et al, 1988</i>
	T=13.1, S=38.5, σ_0 =29.06	Baléares	<i>Rohling et Bryden, 1992</i>
LDW : Levantine Deep Water	T=14., S=38.85, σ_0 =29.16	Gyre de Rhodes	<i>Gertman et al., 1994</i>
EMDW : Eastern Mediterranean Deep Water	T= 13.6, S=38.72, σ_0 =29.15	Fond du bassin Ionien	<i>Malanotte-Rizzoli & Hecht, 1988</i>
	T=13.3, S=38.66, σ_0 =29.18	Fond du bassin Ionien	<i>Schlitzer et al., 1991</i>
	T= 13.6, S=38.8, σ_0 =29.2	Fond du bassin Ionien (après l'EMT)	<i>Roether et al., 1996</i>
CIW : Cretan Intermediate Water	T=14.02, S=38.985, σ_0 =29.15	Mer de Crète (avant l'EMT)	<i>Schlitzer et al., 1991</i>
	T=14.84, S=39.06, σ_0 =29.14	Mer de Crète (après l'EMT)	<i>Klein et al., 1999</i>
CDW : Cretan Deep Water	T=14.01, S=39.04, σ_0 =29.31	Passage Crétois	<i>Klein et al., 1999</i>

I.4 Circulation océanique dans le bassin algérien

- **Le Bassin Algérien**

Le bassin algérien est délimité par la côte nord-africaine. Les îles Baléares et l'île de Sardaigne. La côte algérienne est assez uniforme sur un plateau continental très étroit. L'isobathe de 200 m toujours moins (7 km au large entre 0° et 8°E et la profondeur de 2000 m est atteinte moins (20 km au large. Les profondeurs maximales sont d'environ 2800 m dans le bassin central. Dans le canal de la Sardaigne, la profondeur diminue progressivement jusqu'à 2000 m à 8.5°E.

Le bassin algérien occupe la majeure partie du sud de la Méditerranée occidentale. Grâce à ses caractéristiques géographiques. Ce bassin est un élément clé dans la circulation générale des masses d'eau en Méditerranée occidentale (MILLOT, 1999). Le courant Algérien est décrit 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.

Vu l'importance du courant algérien dans la circulation méditerranéenne, à Gibraltar, les eaux de la Méditerranée et de l'Atlantique se croisent. Les eaux atlantiques entrent en surface dans la Méditerranée 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

Dans le bassin algérien, les tourbillons anticycloniques sont dits de méso-échelle parce qu'ils mesurent entre 50 et 250 km de diamètre et ont une durée de vie de plusieurs mois à plusieurs années. Ces tourbillons, engendrés par l'instabilité du courant algérien pour étudier tant la structure et les trajectoires des tourbillons que la circulation générale des masses d'eau, l'opération ELISA (Eddies and Leddies Interdisciplinary Study off Algeria) a. Taupier-Letage et C. Millot, tous deux chercheurs au CNRS. Dans le cadre du projet européen associé à cette opération, plus de 2000 images infrarouges ont été traitées. Quatre campagnes en mer ont permis d'explorer deux Tourbillons Algériens anticycloniques et des séries temporelles ont été acquises sur un réseau de neuf mouillages.

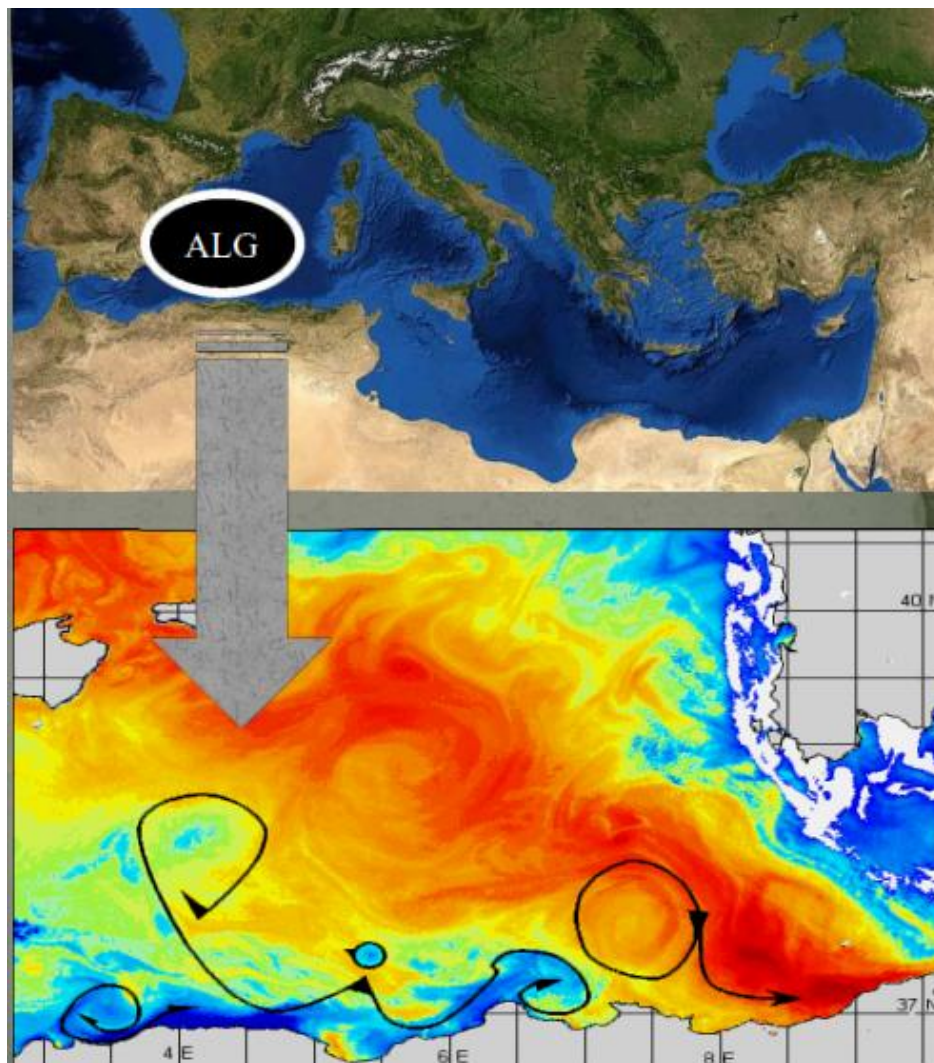


FIGURE 15 : ETUDE DE L'ACTIVITE ALGERIENNE ACTUELLE. (L'OPERATION ELISA. 1998)

Entre le bassin d'Alboran et le détroit de Sicile, l'eau atlantique modifiée (MAW) est conduite vers l'est le long de la côte nord-africaine par le courant algérien. Les échelles de variabilité spatiale et temporelle du courant algérien sont étudiées à l'aide de cartes altimétriques (SLA) et infrarouges (SST). Quelques tourbillons anticycloniques sont observés avec une claire signature en anomalie du niveau de la mer et en température de surface. Les zones de faible variabilité à méso-échelle présente une haute corrélation entre SLA et SST, avec un décalage de 20-30 jours du à l'effet stérique du cycle saisonnier.

La zone d'étude peut être divisée en deux régions distinctes avec des topographies et des dynamiques différentes : le bassin algérien et la région T2S, le canal de Sardaigne étant la connexion entre les deux. Le bassin algérien est une vaste zone où la circulation de surface est principalement entraînée par le courant algérien, tandis que la région T2S est une zone plus petite avec une morphologie géographique complexe et une circulation de surface plus

turbulente. Le canal de Sardaigne est un passage qui joue un rôle important dans les systèmes de circulation à la fois du bassin algérien et de la région T2S.

Dans le bassin algérien, la salinité est essentielle comme le montre l'hydrographie (Picco, 1990) : plus que la température. Il est responsable des gradients horizontaux de densité. Les différences de densité entre le jeune MAW et les eaux de surface méditerranéennes salubres sont dues en grande partie à des différences de salinités. la SST, observée par télédétection. Reste un traceur utile de la circulation superficielle (Taupier-Letage et Millot, 1988). Lorsqu'il quitte le bassin d'Alboran, le flux vers l'extérieur du MAW forme un jet bien défini le long de la côte algérienne. Appelé courant algérien qui est un courant de gravité défini par la différence de densité entre les eaux de surface de l'Atlantique et de la Méditerranée (Millot, 1985). (Dans tout ça, le nom "courant algérien" est utilisé pour le courant circulant le long de la côte nord-africaine.)

Le flux de MAW est initialement (entre 0° et 2° E) structuré comme une veine côtière étroite (environ 30 km) et profonde (environ 400 m) qui devient plus large et plus mince vers l'est, avec son noyau légèrement détaché de la côte d'environ 10 km (Benzohra et Millot, 1995). A l'est de 1° ou 2° E, le courant devient visiblement instable et serpente ; ces instabilités induisent un ralentissement et un élargissement du courant. Les méandres donnent souvent naissance à des tourbillons de mésoéchelle, cycloniques et anticyclonique, D'un diamètre de 50-100 km, et aux upwellings advectés vers l'est le long de la côte à quelques kilomètres par jour. Certains des tourbillons anticycloniques pourraient se détacher du versant algérien et persister pendant plusieurs mois tandis que les cycloniques disparaissent rapidement (Millot, 1985, 1994 ; Taupier-Letage et Millot, 1988).

Il semble que l'instabilité barocline soit le processus perturbant ce courant. A partir de modèles analytiques simples, un tel mécanisme conduit à des événements à mésoéchelle ayant des taux de croissance et des échelles d'espace et de temps approximativement de l'ordre de ceux observés dans cette zone (Millot, 1985). Des simulations et des observations (Millot *et al.*, 1990) montrent que les perturbations en développement atteignent leur état de maturité avant que ne puisse s'étendre sur plus de 200 km au large. La longueur de vague observée et estimée par le modèle est inférieure à 125 km dans la direction du littoral (Beckers et Nihoul, 1992). Une étude en laboratoire a été réalisée par Chabert d'Hieres et al. (1991) Avec un modèle réduit sur une plate-forme tournante. Au début de l'instabilité, ils observent l'apparition, dans la couche limite côtière, d'un petit dipôle, responsable du détachement du courant principal et de la génération de l'anticyclone. Plus tard, un cyclone apparaît à peu près à la même position que celle prédite par le modèle mathématique.

CHAPITRE 1 : LES CARACTERISTIQUES DE LA MER MEDITERRANEE

Un modèle de courant côtier instable a été récemment développé au Laboratoire d'Océanographie Dynamique et Climatologie à Paris par (Gervasio (1997)). Ce modèle prend en compte les effets topographiques, et montre que plus la pente du bas est raide, plus le taux de croissance des instabilités baroclines est faible. Appliqué au cas du courant algérien Avec un flux d'entrée du bassin d'Alboran et un flux de sortie par le canal de Sardaigne, la vitesse du noyau du courant est de 60-90 cm/s et la largeur du courant est de 30 km. La longueur d'onde des méandres est de 80 à 100 km et la vitesse de phase associée d'environ 7 km/jour. Tous ces résultats sont en bon accord avec les observations in-situ. Les tourbillons cycloniques formés par les instabilités disparaissent rapidement tandis que les anticycloniques se détachent après 60 jours de simulation puis se déplacent vers l'ouest d'environ 6 km/jour. Après 120 jours de simulation, certains de ces tourbillons deviennent très gros et barotropes, et se déplacent vers l'est en environ 3 km/jour. Environ un tourbillon anticyclonique se détache du courant principal chaque mois.

Une grande quantité d'énergie cinétique du courant moyen est dissipée et une grande partie du MAW est dispersée dans le bassin algérien par ces structures turbulentes sporadiques (Millot, 1987a). Cependant, cela reste à quantifier. Le bassin algérien est donc caractérisé par une grande activité méso-échelle et agit comme une zone tampon qui déconnecte en partie le flux de MAW entrant à Gibraltar du flux sortant dans le canal de Sardaigne (Millot, 1985). Taupier, Letage et Millot (1988) ont montré que les tourbillons de haute mer peuvent fortement interagir avec le courant algérien provoquant sa déviation vers le large pendant des mois. Benzohra et Millot (1995b) documentent les caractéristiques d'un de ces tourbillons centré à 50E. 380N avec un diamètre d'environ 130 km au printemps 1986. Ils mettent en évidence une structure conique globale atteignant au moins 800 m de profondeur. Ce tourbillon avait probablement plusieurs mois lorsqu'il a été observé et n'était pas en état de décomposition. C'était en Interaction Avec tout le courant algérien. Ils concluent que ces tourbillons ont un effet répartiteur sur les eaux de surface et intermédiaires dans l'ensemble du bassin. Que les tourbillons de haute mer soient d'anciens étages de tourbillons côtiers reste encore une hypothèse, même si cela ne semble pas être vérifié par Millot et al. (1997). Les gradients spatiaux du minimum de température de la WIW et des maxima de température et de salinité de la LIW indiquent que les deux eaux se dirigent maintenant vers l'est le long du talus continental de l'Algérie Avec une forte probabilité (si elles sont finalement entraînées du sud-est de l'Espagne vers l'Algérie par l'Almeria-Oran Le WIW est apparemment situé sous le noyau de MAW maintenant. La répartition des masses WIW et LIW dans le bassin algérien semble être fortement dépendante du courant algérien et des tourbillons anticycloniques qu'il génère (Benzohra et Millot, 1985).

- **La Région Sardaigne-Sicile-Tunisie (T2S) :**

Le détroit de Sicile peut être considéré comme un système à deux couches : dans la couche de surface, le MAW s'écoule vers le sud ; dans la couche profonde, le LIW s'écoule vers le nord. Près du fond marin, le LIW a une salinité locale de 38,74 psu en hiver 1968 (Garzoli et Maillard, 1979). Sa trajectoire est principalement contrôlée par la topographie du fond très irrégulière qui provoque le brassage. La communication entre les bassins méditerranéen oriental et occidental se fait principalement par deux canaux, l'un d'une profondeur d'environ 360 m orienté sud-est-nord-ouest à 11°05'E, 37°30'N, l'autre d'une profondeur d'environ 430 m à 37°23'N orienté sud-nord le long de 11°35'E.

Le LIW pénètre dans le bassin méditerranéen occidental dans les zones plus profondes du détroit, le flux principal se produisant dans le passage oriental plus profond près du plateau sicilien (Beihoux, 1979). En raison de la bathymétrie complexe, les courants deviennent plus intenses dans le détroit et le mélange est plus important : les températures potentielles du LIW sont plus faibles au nord qu'au sud du seuil. La couche LIW est plus profonde (de 300 à 400 m) au nord qu'au sud (de 150 à 250 m). Il s'écoule par le canal le plus profond et le laisse avec une température potentielle inférieure ou égale à 14,35 C en hiver 1968 (Garzoli et Maillard, 1979), et ce flux est toujours plus énergétique ici que dans le canal ouest (Astraldi et al, 1996). Lors de la traversée du détroit de Sicile vers le nord, le flux de LIW est divisé par une topographie très complexe et en partie forcé par la turbulence des eaux de surface ; de telles perturbations peuvent expliquer une certaine propagation de la LIW vers le large. Mais l'hypothèse selon laquelle le LIW est majoritairement contraint par la flottabilité conduit à supposer une trajectoire globalement cyclonique, suivant la côte nord sicilienne vers le bassin tyrrhénien (Millot, 1987a et 1987b).

***II. CHAPITRE 2 : LES MODELES
NUMERIQUES DE LA
CIRCULATION OCEANIQUE***

LES MODELES NUMERIQUES DE LA CIRCULATION OCEANIQUE

La modélisation permet de fournir une image tridimensionnelle de l'évolution des variables océaniques. Elle repose sur l'adaptation de modèles théoriques aux moyens numériques. Depuis une trentaine d'année, la constante augmentation des ressources en calcul (capacité de stockage et puissance de calcul) permet d'atteindre des résolutions de plus en plus importantes et donc la représentation d'échelles spatio-temporelles de plus en plus petites (Marsaleix et *al.* 2006) Cette approche constitue un 2^e axe majeur dans la recherche sur la méso et sub-mésoéchelle puisqu'on est aujourd'hui capable de les résoudre dans des approches régionales. La limite de cette technique vient du fait que ni le modèle, ni ces forçages ne sont parfaits. La solution est donc une représentation imparfaite de la réalité.

II.1 SYMPHONIE : un modèle numérique de circulation océanique

SYMPHONIE est un modèle de circulation océanique 3D à surface libre développé au POC (Pôle Océan et Couplage) de l'Observatoire Midi-Pyrénées de Toulouse. Il fait partie du système SIROCO (Simulation Réaliste de L'Océan Côtier qui s'est donné pour mission de fournir des outils numériques de modélisation océanique de l'environnement côtier. Afin de représenter les différents processus, il tient compte des forçages relatifs aux zones frontalières (forçages de marée, de vent, de chaleur et de salinité, apport d'eau douce par les fleuves, ...). Le modèle est basé sur les équations de Navier-Stokes adaptées à l'océanographie sous différentes hypothèses que nous décrirons et justifierons dans ce chapitre. Dans le cadre de cette étude, nous l'utiliserons sous l'hypothèse hydrostatique, mais une version non-hydrostatique est également développée au POC. Le code est écrit en FORTRAN et parallélisé grâce à la bibliothèque MPI. Il a été utilisé et validé sur des études côtières et régionales comme le panache du Rhône en Méditerranée nord occidentale (Estournel et *al.* [1997], Marsaleix et *al.* [1998], Estournel et *al.* [2001]), la circulation sur le plateau du Golfe de Lion (Auclair et *al.* [2001], Estournel et *al.* [2003], Auclair et *al.* [2003], Gatti et *al.* [2006]), le cascading (DufauJulliand et *al.* [2004], Ulses et *al.* [2008]), la formation d'eau dense dans le Golfe de Thermaikos (Estournel et *al.* [2005]) et dans le Golfe du Lion (Herrmann and Somot [2008]), la circulation dans le Golfe de Gascogne (Herbert et *al.* [2011]). Il a récemment servi à l'estimation de la dispersion des radioéléments suite à l'accident de la centrale nucléaire de Fukushima (Estournel et *al.* [2012]). L'implémentation d'un module de vague a également permis d'étudier leur impact sur la circulation littorale lors

de tempêtes dans le Golfe du Lion (Michaud et *al.* [2012], Michaud et *al.* [2013]). Couplé à un modèle biogéochimique, des études ont été menées sur les écosystèmes méditerranéens (Herrmann et *al.* [2013], Auger et *al.* [2011], Auger et *al.* [2014]). Des études sur les marées externes et internes (Peraud et *al.* [2010]) ont été menées ainsi que sur la génération d'ondes solitaires (Dossmann et *al.* [2013]). Le modèle bénéficie d'une grande expérience dans la simulation côtière et la représentation des petites échelles qui y sont associées, notamment en Méditerranée nord occidentale où de nombreuses études ont été menées. Il semble donc être un outil idéal pour cette étude. Marsaleix et *al.* [2008] propose une description récente du modèle hydrostatique et des schémas numériques utilisés.

➤ **SYMPHONIE est un modèle 3D aux équations primitives et à toit libre**

Comme dans la plupart des modèles côtiers, nous utilisons une coordonnée de type sigma, qui permet une bonne représentation de la bathymétrie.

Les défauts le plus connus de la coordonnée sigma concernent

- La précision du calcul du gradient de pression
- L'appauvrissement de la résolution

Dans la couche de surface lorsque la colonne d'eau devient épaisse (au-dessus des plaines abyssales par exemple) ou au contraire un excès de résolution dans les zones très peu profondes obligeant à réduire le pas de temps pour garantir la stabilité numérique du modèle.

Une solution de compromis consiste à utiliser une coordonnée sigma généralisée qui permet de placer plus librement les niveaux verticaux afin par exemple de mieux décrire les couches de fond ou de surface.

Ce système ne permet pas néanmoins de bien contrôler la pente des niveaux les plus proches du fond et éventuellement d'éviter pour ces derniers la situation « d'inconsistance hydrostatique » défavorable au calcul du gradient de pression.

Nous avons finalement choisi une solution originale qui permet de combiner une coordonnée sigma généralisée avec un système de marches d'escalier.

Cette grille hybride consiste à (éventuellement) « sauter des marches » afin d'éviter que la pente des niveaux ne devienne trop forte et ne place la grille en situation d'inconsistance hydrostatique.

Un avantage du système « des marches » est également de limiter le nombre de niveaux verticaux dans les zones très peu profondes.

II.2 MED8 : une configuration Méditerranéenne de résolution $1/8^\circ$

➤ Présentation de MED8 :

Une haute résolution spatiale est nécessaire aux modèles de circulation océanique de la Mer Méditerranée, car le rayon de déformation interne est compris entre 5 et 15 km dans la région. Ainsi, une résolution d'au moins $1/16^\circ \cos\varphi$ (6 à 8 km) est nécessaire pour résoudre la dynamique méso-échelle. Cette résolution est toutefois incompatible avec le temps de calcul nécessaire pour des simulations longues. Ceci explique pourquoi une résolution de $1/8^\circ \cos\varphi$ (12 à 14 km, eddy-permitting) a été choisie par une grande partie de la communauté Méditerranéenne (*Wu et al., 2000 ; Demirov and Pinardi, 2002*) pour réaliser des études sur la variabilité interannuelle de la circulation thermohaline. Une configuration de cette résolution, MED8, a donc été développée au sein du Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC, Paris) afin d'étudier la variabilité interannuelle à décennale de la Méditerranée. MED8 est basé sur le modèle OPA (*Madec et al., 1998*) et résout les équations primitives correspondant à l'équation de quantité de mouvement (3.1) sur le plan β dans le cadre de l'approximation hydrostatique (3.2), à l'hypothèse d'incompressibilité (3.3), à la conservation de la chaleur (3.4) et du sel (3.5) et enfin à l'équation d'état (3.6). Ces équations sont projetées sur un repère orthogonal de vecteurs unitaires ($\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$), \mathbf{k} étant le vecteur vertical dirigé vers le haut et les vecteurs (\mathbf{i}, \mathbf{j}) orthogonaux à ce dernier. Nous définissons $\mathbf{U} = \mathbf{U}_h + w\mathbf{k}$ avec composantes horizontales de la vitesse. Ces équations se présentent alors sous la forme :

$$\frac{\partial \mathbf{U}_h}{\partial t} = - \left[(\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{U} + \frac{1}{2} \nabla (\mathbf{U}^2) \right]_h - f \mathbf{k} \times \mathbf{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + \mathbf{D}^U \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{U} = 0 \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (T\mathbf{U}) + D^T \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (S\mathbf{U}) + D^S \quad (3.5)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (3.6)$$

Avec ∇ opérateur de dérivation vectoriel dans la direction (i, j, k), t le temps, z la coordonnée verticale, ρ_0 la densité de référence, p la pression, \mathbf{g} l'accélération gravitationnelle, \mathbf{f} l'accélération de Coriolis telle que $f = 2\Omega \times \mathbf{k}$ avec Ω vecteur de vitesse angulaire de la Terre. Enfin, D^U , D^T et D^S sont des para métrisations des phénomènes sous-maillages et incluent pour la température et la salinité un terme de relaxation vers la climatologie.

II.3 ROMS : Regional Ocean Modeling System

➤ 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. ROM est maintenant appliquée par une large communauté d'utilisateurs (bougeois.T 2012), 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-Stokes) 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 des résoudre des phénomènes lents en 3D comme les équations RANS (Reynolds et Navier-stokes) .

➤ 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.

II.4 FVCOM : Modèle de circulation côtière

Le modèle de circulation côtière à volume finis FVCOM est un modèle récemment développé par des chercheurs de l'Université du Massachusetts –Dartmouth et de l'institution océanographique Woods Hole Institution. Ce modèle résout les équations hydrostatiques ou non hydrostatiques de quantité de mouvement et de continuité en 3 dimensions pour un fluide de densité variable. Ces équations sont résolues par la méthode de calculs en volumes finis, schéma de discrétisation du second ordre.

FVCOM utilise une grille non structurée composées d'éléments triangulaires. Une grille non structurée a l'avantage de bien représenter les traits de côte dont la géométrie peut être souvent complexe. Une meilleure simulation de la géométrie spatiale permet de mieux modéliser les processus physiques et les écoulements côtiers (C. Chen, Beardsley, & Cowles, 2006). Sur la verticale, une coordonnée de type sigma est employée permettant de mieux restituer les détails topographiques. Les équations de transport de l'énergie cinétique turbulente, de salinité et de température sont aussi calculées. Toutes les équations utilisées par FVCOM sont détaillées dans le manuel d'utilisateur (Chen, C, Beardsley, R.C, 2011).

Concernant les forçages externes, le modèle permet l'intégration de forçage comme la marée le vent et les flux de chaleur. Aux frontières ouvertes, plusieurs conditions de radiation sont proposées pour faire évoluer les conditions de quantité de mouvement et d'élévation, de température et de salinité. En outre, il permet la simulation du découverture/ recouvrement de points en zone très peu profondes, permettant une meilleure représentation des écoulements au droit des hauts fonds et le long du récif barrière. Les débits des rivières peuvent être imposés, mais ce forçage n'est pas utilisé

faute d'observation directement disponible pour le système opérationnel. Son couplage avec le modèle de vague SWAN est effectif : Il est envisagé dans le système opérationnel dans une étape ultérieure.

C'est un outil accessible, bien documenté et codé de façon compréhensible, s'invitant de plus en plus dans les laboratoires côtiers, y compris en Europe. Sa pluridisciplinarité permet de nombreuses applications pour modéliser les phénomènes océaniques côtiers. Les différents modules intégrés dans FVCOM sont présentés sur la figure.

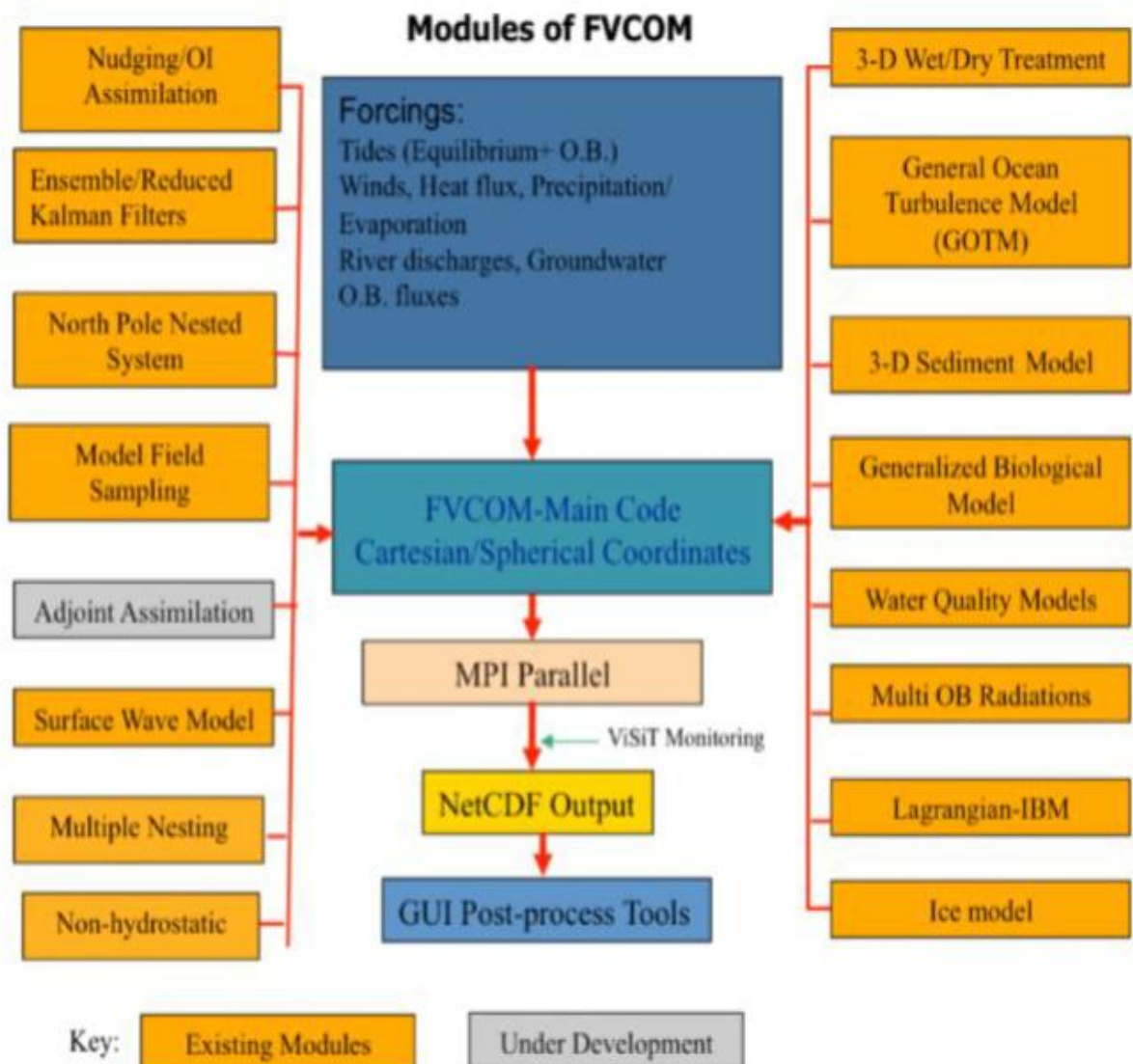


FIGURE 16 : LES DIFFERENTS MODULES DU MODELE FVCOM (CHEN, 2010)

LE MODÈLE UTILISÉ: CROCO (Coastal and Regional Ocean COmmunity model)

II.5 Le modèle numérique CROCO

CROCO (Coastal end Regional Ocean COmmunity model) est une nouvelle plateforme de modélisation. L'objectif est le développement communautaire d'un système de modélisation complexe et réaliste, capable de décrire les fines échelles et leur interaction avec les grandes échelles. CROCO permet des couplages avec des modèles atmosphériques, vagues, sédiments, biogéochimiques et d'écosystèmes et incorpore les capacités de différents modèles tels que ROMS_AGRIF (cœur numérique), le solveur non-hydrostatique explicite (Auclair et al. 2011). Le modèle CROCO qui a été utilisé pour cette étude résout les équations primitives de Navier-Stokes couplées aux équations de conservation. Pour ce faire, l'équation d'état de l'eau de mer fournit par TEOS 10 a été utilisée. Différentes hypothèses ont été formulées pour la construction du modèle (Pauline Martinot, 2020) :

- La compensation entre le gradient vertical de pression et l'accélération de la pesanteur (équilibre hydrostatique sur la composante verticale du mouvement).
- L'approximation de Boussinesq : la masse volumique peut être définie comme la somme d'une masse volumique fixe ρ_0 à laquelle s'ajoute une petite variation ρ' ($\rho' \ll \rho_0$)
- Les équations RANS sont utilisées (hypothèse de la fermeture Newtonienne de la turbulence)
- **Les équations primitives :**

Les équations primitives du modèle sont :

- **Les équations du mouvement :** L'évolution de la vitesse horizontale moyenne (au sens de la turbulence) des particules du fluide géophysique est décrite par les équations de Navier-Stokes.

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

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

- **L'équation de conservation du sel :**

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} S = - \frac{\partial(\overline{S'u'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{S'v'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{S'w'})}{\partial z}$$

➤ L'équation de conservation de la chaleur :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T = - \frac{\partial(\overline{T'u'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{T'v'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{T'w'})}{\partial z} + \frac{H_c}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z}$$

➤ L'équation de continuité :

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

➤ L'équation d'état de l'eau de mer (TEOS 10) :

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

♦ Les termes de concentration scalaire sont gouvernés par :

➤ l'équation advection-diffusion :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\vec{v}C) = \mathcal{F}_C + \mathcal{D}_C$$

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.

• **Hypothèses et approximations :**

Pour résoudre le modèle, certaines hypothèses et approximations sont nécessaires

➤ **L'approximation de Boussinesq :** permet de supposer la densité constante, si ses variations sont petites, dans tous les termes des équations à l'exception du terme de l'accélération de pesanteur

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_0}$$

- **Approximation hydrostatique** : En négligeant la contribution barocline et la pression de pesanteur on peut exprimer le gradient de pression horizontale en fonction de la hauteur de la surface libre, on obtient ainsi :

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_0} + \bar{f} u$$

- **Hypothèse d'incompressibilité** : On considère que la masse volumique de l'eau ne varie pas avec la pression.
- **Hypothèse de la turbulence horizontale isotrope** : Comme décrit précédemment, on fait l'hypothèse que les coefficients de turbulence horizontaux sont constants :

$$A_x = A_y = A_h$$

Enfin, le modèle ne considère **pas la présence de la glace de mer** sur certaines surfaces océaniques.

- **Systèmes de coordonnées et discrétisation** :

Le modèle utilise 2 types de coordonnées. Tout d'abord sur l'horizontal on utilise des coordonnées curvilignes afin de pouvoir faire varier la résolution aux endroits voulus, et sur la verticale se sont des coordonnées sigma qui sont utilisées. Ces dernières ont l'avantage d'avoir toujours le même nombre de niveau quel que soit la profondeur. De plus, sur l'horizontal et le vertical on utilise des schémas aux différences finies sur grille décalées (Arakawa-C). (Figure 20).

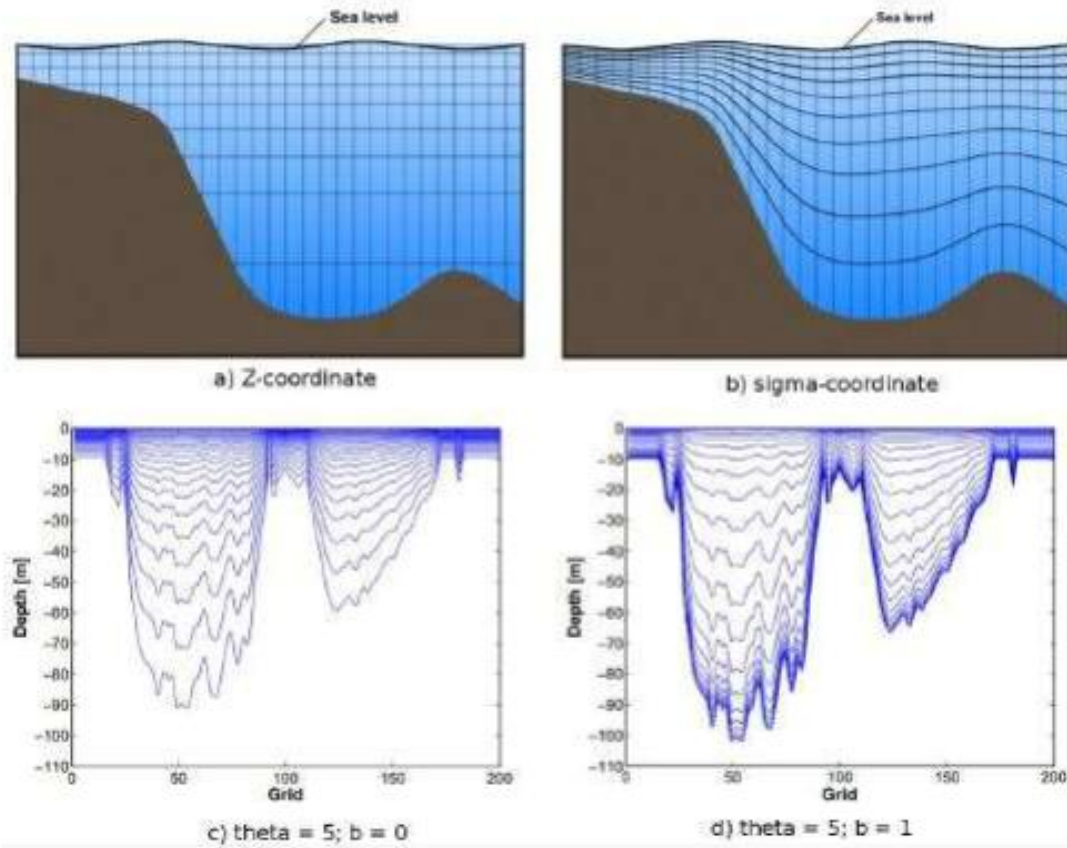


FIGURE 17 : LES SYSTEMES DE COORDONNEES VERTICALES

Sur l'horizontale, CROCO utilise une grille d'Arakawa C (particulièrement stable, satisfaisant la conservation de la masse) comme expliqué sur la Figure 18, A., et sur la verticale un système de coordonnées sigma généralisées (Figure 18, B.), où le nombre de maille suit la topographie de la zone.

NB : Les sigmas normaux sont utiles en zone côtière, mais les mailles s'élargissant vers le large peuvent empêcher la visualisation de la thermocline.

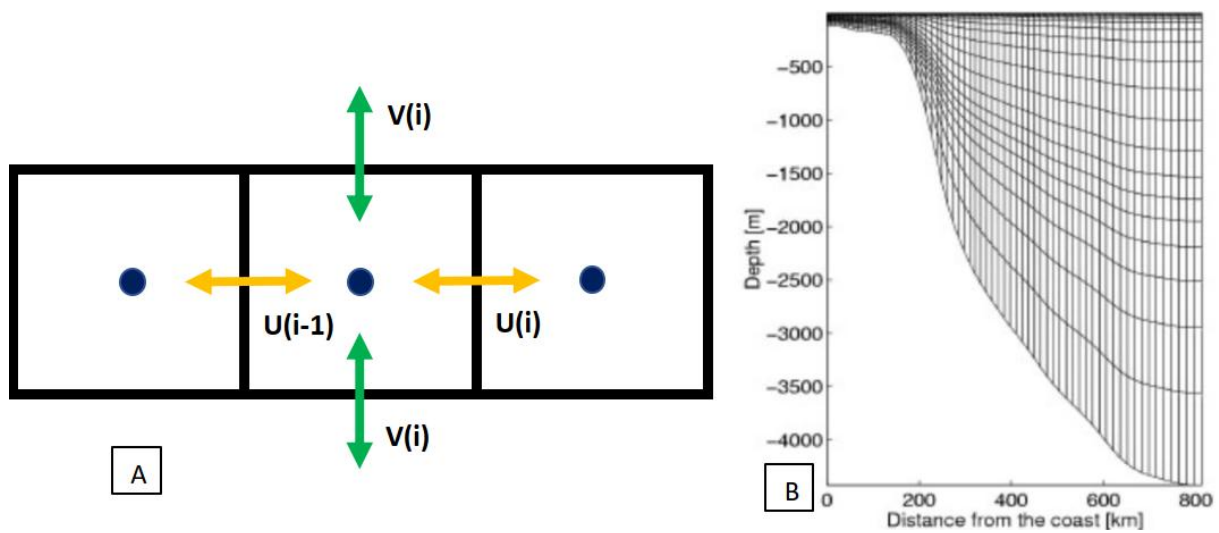


FIGURE 18 : SCHEMA EXPLICIT D'UNE GRILLE D'ARAKAWA C (A) ET D'UN SYSTEME DE COORDONNEES SIGMA (B) ISSUE DE LA PRESENTATION DE P. PENVEN. 2006.

II.5.1 Forçage

Pour forcer le modèle, il faut des informations sur les flux de quantité de mouvement, d'échange de chaleur et d'eau douce (données météorologiques). Les forçages atmosphériques et le climat sont tirés de la base de données gratuite COAD05 (Compressed/Comprehensive Ocean-Atmosphere data) et WOA2009 (World Ocean Atlas). COADS05 est les données de flux de surface globale, annuelle et de façon climatologique à 0.5 degré de résolution (DA SILVA et al, 1994).

II.5.2 Paramétrisation du modèle pour la zone d'étude

a. Choix de la zone et grille utilisée :

La première décision à prendre dans la paramétrisation du modèle et le choix d'une zone d'étude dont les dimensions sont adaptées à CROCO (Tableau 2).

TABLEAU 2 : LIMITES GEOGRAPHIQUES DE ZONE D'ETUDE

Longitude (°E)		Latitude (°N)	
Minimum	Maximum	Minimum	Maximum
-6	16	34	42

Les caractéristiques de cette région ont été entrées dans le script MATLAB `croctools_param.m`, ou nous avons notamment défini :

- Les limites du domaine étudié (Tableau 2)

- La résolution (Tableau 3)
- Le nombre de niveau sur la verticale (Tableau 3)

TABLEAU 3 : PARAMETRES DE LA GRILLE

LLM	65
MMm	42
Résolution (°)	1/3
N	32

L'ensemble des dénominations utilisées par les routines MATLAB ainsi que différents scripts et leur utilisation sont explicités dans l'Annexe II. Le domaine de calcul a ainsi été défini dans le script param.h, caractérisée par un nombre de maille sur l'horizontal (LLm et MMm) et un nombre de niveau vertical N. Les calculs seront résolus en utilisant une grille d'Arakawa C sur l'horizontale et des coordonnées sigma sur la verticale comme expliqué précédemment.

b. Conditions aux frontières

Pour que le modèle puisse résoudre les équations à chaque pas de temps et d'espace, nous devons lui fournir dans certains cas une condition limite. Cette condition dépendra de la nature de la frontière concernée, ouverte ou fermée, et sera spécifiée dans le fichier de paramétrisation cppdefsh.h (contenu dans Run_Med_HR). Dans un premier temps, les frontières sont définies toutes ouvertes, c'est ce qu'on appelle OBC pour OPEN Boundaries Conditions (soit [S E N W] = [1 1 1 1]) car c'est un modèle régional et non global. Ensuite, nous définissons dans "cppdefsh.h" la nature des frontières de notre zone d'étude plus spécifiquement, en explicitant sa nature fermée, si nous sommes sur une côte par exemple. Nous avons donc également dû définir ces « frontières numériques » pour notre modèle, en fixant notamment l'état des frontières de la manière suivante : fermée sur les bords Sud, Est, Nord ouvertes sur le bord Ouest. Enfin, notre zone a été stratégiquement positionnée pour faire correspondre les angles Nord-Est et Nord-Ouest aux Iles 6 Baléares et à la Sardaigne. Le fichier croco_frc.nc contient les forçages par flux de mouvement, de chaleur ou d'eau douce. Enfin, le fichier croco_clm.nc est utilisé pour calculer conditions initiales et au bord du domaine en allant chercher les données des DATABASE et en les interpolant.

Notre OBC pour OPEN Boundaries Conditions [S E N W] = [0 0 0 1].

c. **Caractérisation des pas de temps et d'espace :**

Après avoir spécifié la zone d'étude, le type de grille utilisée et les conditions aux frontières, nous devons définir des pas de résolution en temps et en espace. Notre modèle effectuera une simulation de 10 années climatologiques, c'est-à-dire de 10 années de 12 mois et de 30 jours par mois. Dans un premier temps, nous nous intéressons au maillage temporel. Pour fixer ce maillage, nous définissons le pas de temps interne, puis le rapport NDTFAST (rapport du pas de temps interne et externe). Le calcul du fameux critère CFL effectué grâce au script `ad_cfl.m` et vérifié à la main nous donne donc :

TABLEAU 4 : LES PARAMETRES DES PAS DE TEMPS ET D'ESPACE DE NOTRE ZONE

NTIMES (Nombre total de pas de temps pour les équations 3D)	Dt Pas de temps pour les équations 3D (seconde)	NDTFAST Nombre de pas de temps 2D dans chaque pas de temps 3D	NINFO
720	300	60	1

Ces valeurs de pas de temps ont été définies grâce au script MATLAB, en vérifiant qu'elles soient compatibles avec les pas d'espace.

II.5.3 Description des variables

- **CROCO_title**= 'Modèle de test de Algérie' : titre général. Vous pouvez donner le nom que vous voulez pour votre configuration.
- **CROCO_config** = 'Algérie_LR' : Nom de la configuration. Ceci est utilisé pour le stockage des données NCEP ou OGCM pour une configuration spécifique.
- **Lonmin**= -6 : limite ouest de la grille en longitude [-360 °, 360 °]. La grille est rectangulaire en latitude / longitude.
- **Lonmax**= 16 : limite orientale [-360 °, 360 °]. Devrait être supérieur à lonmin.
- **Latmin**= 34 : Limite sud de la grille en latitude [-90 °, 90 °].
- **Latmax**= 42 : Limite nord [-90 °, 90 °]. Devrait être supérieur à latmin.
- **dl** = 1/3 : Résolution de la longitude de la grille en degrés. L'espacement des latitudes est déduit pour obtenir une grille isotrope en utilisant la relation : $d\Phi = dl \cos(\Phi)$
- **N** = 32 : Nombre de niveaux verticaux. Attention ! N doit également être défini dans le fichier : `~/croco/Run/param.h` avant de compiler le modèle.

- **theta_s**= Paramètre d'étirement de la surface des coordonnées S verticales. Lors de la construction de la climatologie et des fichiers CROCO initiaux, nous devons définir la grille verticale. Attention ! Les différents paramètres de la grille verticale doivent être identiques dans ce fichier et dans le fichier d'entrée CROCO (ie ~ / Roms_tools / Run / croco.in). Ceci est une cause sérieuse de bug. Les effets de theta_s, theta_b, hc et Npeuvent être testés en utilisant le script Matlab : ~ / croco_tools / Preprocessing_tools / test_vgrid.m.
- **theta_b**= Paramètre d'étirement du bas de la coordonnée S verticale.
- **vtransform** = Type de coordonnées S (1 : ancien- ;2 : nouvelles-coordonnées). Il est associé à *#NEW_S_COORD cpp-keys* dans le code source CROCO_AGRIF.
- **hc** = Paramètre S-coordonnée verticale Hc. Il donne approximativement la profondeur de transition entre les niveaux de surface horizontaux et les niveaux de terrain de fond. (Notez qu'il devrait être inférieur à hmin dans le cas de Vtransform = 1).
- **hmin** = 75 : Profondeur minimale en mètres. La profondeur du modèle est coupée à ce niveau pour éviter, par exemple, l'apparition de cellules de la grille du modèle sans eau. Cela n'influe pas sur les routines de masquage. À une résolution inférieure, hmin devrait être assez grand (par exemple 150m pour dl = 1/2). Sinon, puisque le lissage topographique est basé, les pentes du fond peuvent être totalement érodées.
- **hmax_coast** = Profondeur maximale sous le masque. Il empêche les isobaths sélectionnés de passer sous le masque.
- **makeplot**= Sélectionnez cette option pour générer des images après chaque étape du prétraitement.

II.5.4 Mise en route Traitement des fichiers d'entrée

Une fois l'installation réussie, lancez une session Matlab dans le répertoire : ~ / croco / Run.

Exécutez le script start.m pour définir les chemins d'accès Matlab pour cette session.

Préparation de la grille (make_grid) :

La première section de crocotools_param.m définit les paramètres de configuration utilisés pour construire la grille

Construire la grille :

Enregistrez crocotools_param.m et exécutez make_grid dans la session Matlab:

Vous devriez garder les valeurs de LLM et Mm pendant le processus. Ils seront nécessaires pour le fichier de paramètres CROCO /CROCO_tools/Run/param.h.

Pendant le processus de génération de grille, la question «Voulez-vous utiliser editmask? y, [n] »est demandé.

La réponse par défaut est n (pour non). Si la réponse est y (pour oui), editmask, l'interface graphique, sera lancée pour éditer manuellement le masque.

Sinon, le masque est généré à partir des données de topographie non filtrées. Une procédure empêche l'existence de points de terre (ou de mer) isolés.

Obtention des conditions aux limites initiales et latérales :

La dernière étape de prétraitement consiste à générer les fichiers contenant les informations nécessaires aux conditions initiales et latérales d'ouverture des CROCO. Ce script génère deux fichiers : le fichier de climatologie (XXX_clm.nc) qui donne les conditions aux limites latérales et le fichier de conditions initiales (XXX_ini.nc).

Compiler le modèle :

Une fois que tous les fichiers de données netcdf sont prêts (par exemple XXX_grd.nc, XXX_frc.nc, XXX_ini.nc et XXX_clm.nc), nous pouvons préparer CROCO pour la compilation. Tout est fait dans le répertoire ~ / CROCO_tools / Run /.

Exécuter le modèle

Editez le fichier de paramètres d'entrée: ~ / CROCO_tools / Run / croco.in. Les paramètres de grille verticale (THETA_S, THETA_B, HC) doivent être identiques à ceux de crocotools_param.m. Sinon, les autres valeurs par défaut ne doivent pas être modifiées. La définition de toutes les variables d'entrée est donnée au début de chaque simulation CROCO. Pour exécuter le modèle, tapez dans le répertoire ~ / CROCO_tools / Run /: ./croco croco.in.

Si vous utilisez le calcul parallèle, certaines commandes plus spécifiques sont nécessaires: dans le cas de la parallélisation OpenMP, définissez la variable d'environnement OMP_NUM_THREADS sur number_of_cpu_used (par exemple, exporter OMP_NUM_THREADS = 4 pour une exécution parallèle de 4 cpu) puis. /croco croco.in. Dans le cas de la parallélisation MPI, utilisez la commande suivante: mpirun -np number_of_processus_used. /croco croco.in

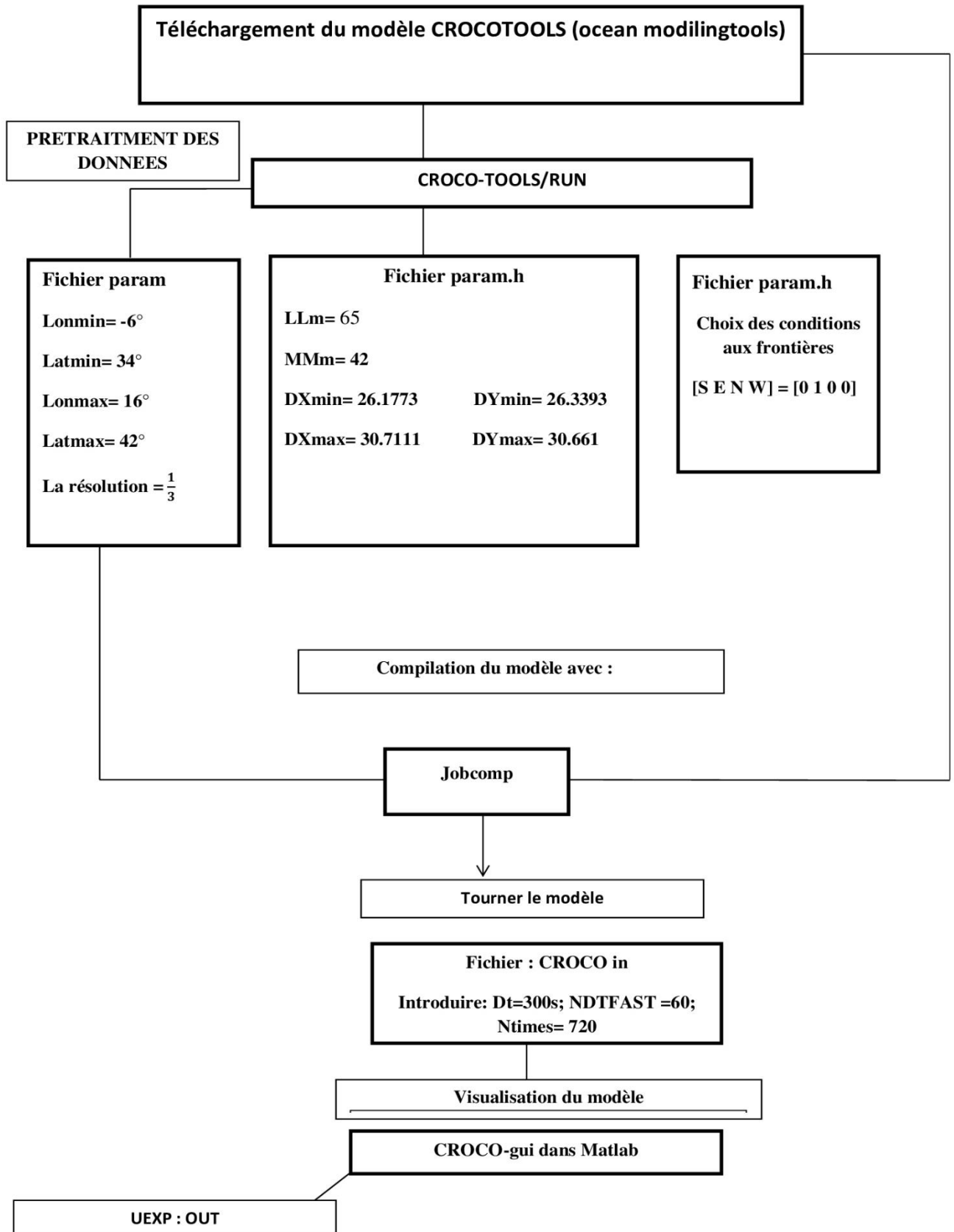


TABLEAU 5 : DIAGRAMME DE SIMULATION DE CROCO

III. CHAPITRE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION

III.1.1 Présentation du modèle CROCO

Le système de modélisation océanique régionale (CROCO) bénéficie d'une longue histoire de développement de la modélisation océanique au sein de la communauté scientifique. CROCO est maintenant appliquée par une large communauté d'utilisateurs, qui à leur tour ont fourni des améliorations clés dans les dynamiques de CROCO. 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. CROCO est un modèle tridimensionnel 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).

III.1.2 Description géographique et hydrodynamique de la zone d'étude

La circulation en Méditerranée peut être décrite comme constituée de deux grands gyres cycloniques longeant les bassins : occidental (Figure 23-page 46) et oriental (dans la page suivante) .Dans chaque bassin, la partie sud de ces gyres, le courant Algérien et le courant Libyo-égyptien, sont nettement instables. Ils génèrent à méso-échelle des tourbillons anticycloniques se propageant à une vitesse de quelques km par jour (soit quelques cm/s) mais peuvent également rester stationnaires pendant des semaines ou des mois. Le courant entrant en Méditerranée à Gibraltar est dévié sur sa droite par la force de Coriolis, et longe la côte Algérienne dans le bassin Occidental. Des tourbillons de méso-échelle se forment, issus de l'instabilité de ce courant côtier. Cette étude se porte sur la côte algérienne située entre la Sardaigne et les Îles Baléares en Méditerranée Sud-Occidental. Le courant Algérien et les tourbillons générés dans cette région ont un rôle majeur dans la circulation des masses d'eau.

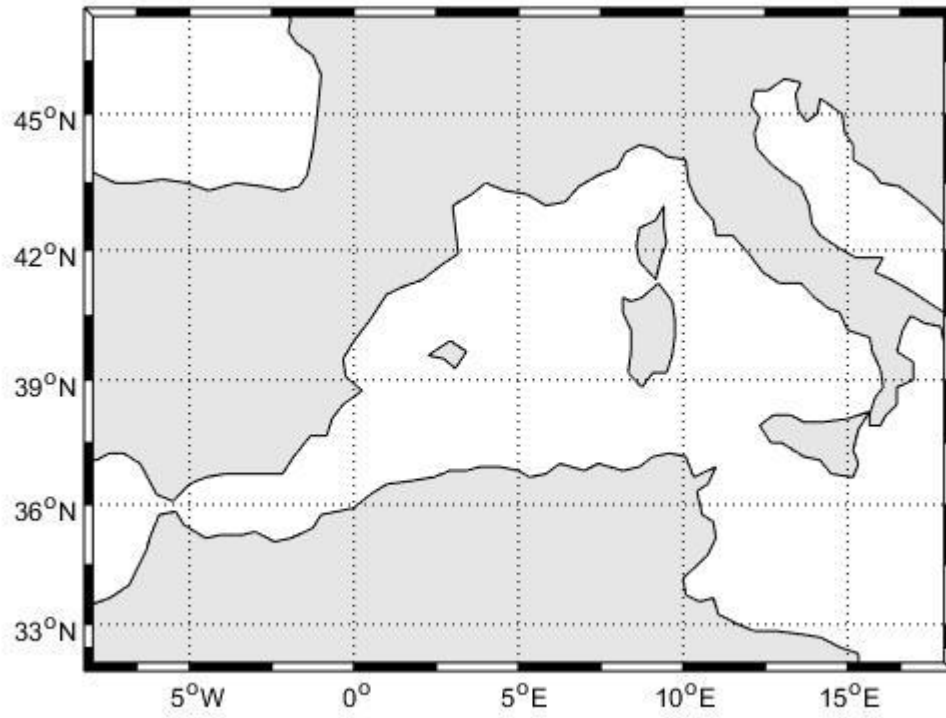


FIGURE 19 : LA SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE (BASSIN OCCIDENTAL)
TRAITEE PAR LE MODELE CROCO

III.2 Résultats et Discussions

Dans ce chapitre nous avons présenté quelques simulations faites avec le modèle numérique CROCO dans la mer Méditerranée dans le but de voir son efficacité, consistance, stabilité ainsi que la qualité de ses résultats.

Pour utiliser CROCO, L'utilisateur doit fixer plusieurs paramètres. CROCO TOOLS fourni un cas test d'un modèle de la mer Méditerrané avec le bassin occidental pour pouvoir facilement créer quelques graphiques. CROCO TOOLS nous demande de choisir la position des mailles de la grille ainsi que leur taille. CROCO TOOLS fourni la topographie du fond, les conditions initiales, les conditions de frontière et les forçages de surface.

Après avoir faire toutes ces étapes, on obtient ainsi la bathymétrie de notre modèle (figure 24)

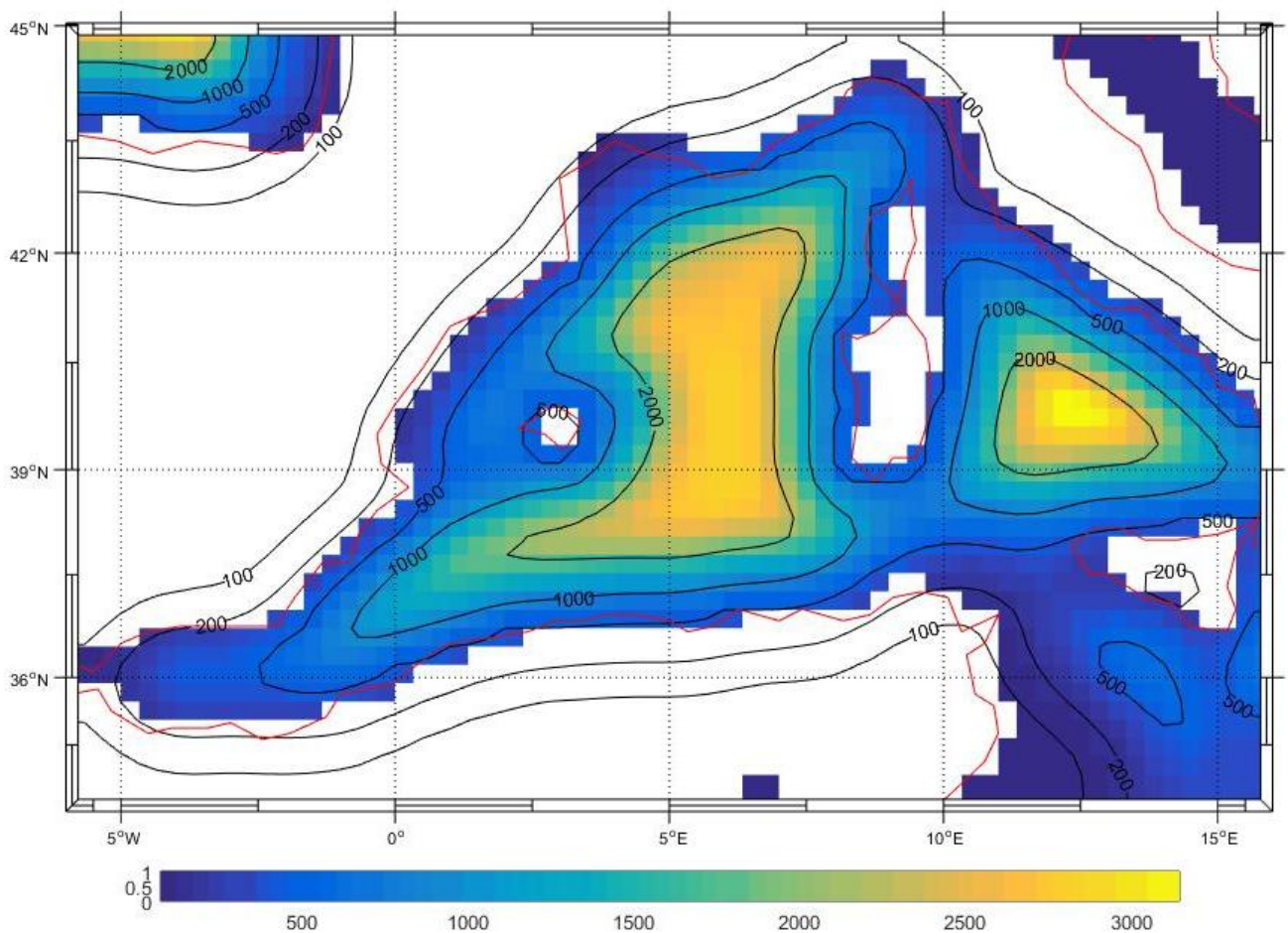


FIGURE 20 : CARTE BATHYMETRIQUE DE LA ZONE D'ETUDE (PROFONDEUR EN METRES)

Le domaine a une extension géographique focalisée sur le bassin Algérien de la mer Méditerranée Sud-Occidental : Presque 37°N à 40°N en latitude et 0°E à 8.5°E en longitude. Seule la frontière Sud fermée. Donc plus on s'éloigne de la cote vers le large, logiquement la profondeur augmente (Jusqu'à 3000m).

La pratique du lissage de la bathymétrie permet une diminution des erreurs de gradient de pression interne. Cette étape est critique, car la bathymétrie est modifiée : déplacement des talus, trait de côte, comblement des canaux, etc...). Un continuum terre-mer réaliste est nécessaire.

Conditions Initiales :

Comme tout modèle mathématique, CROCO nécessite des conditions initiales prédéfinies. The International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set Project (ICOADS) comporte les données de forçage en surface, tandis que World Ocean Atlas (WOA) comporte les données de température, de salinité.

Nous avons utilisé les conditions initiales pour le démarrer le calcul du système et les résultats aux limites pour résoudre le système d'équation.

➤ **Température :**

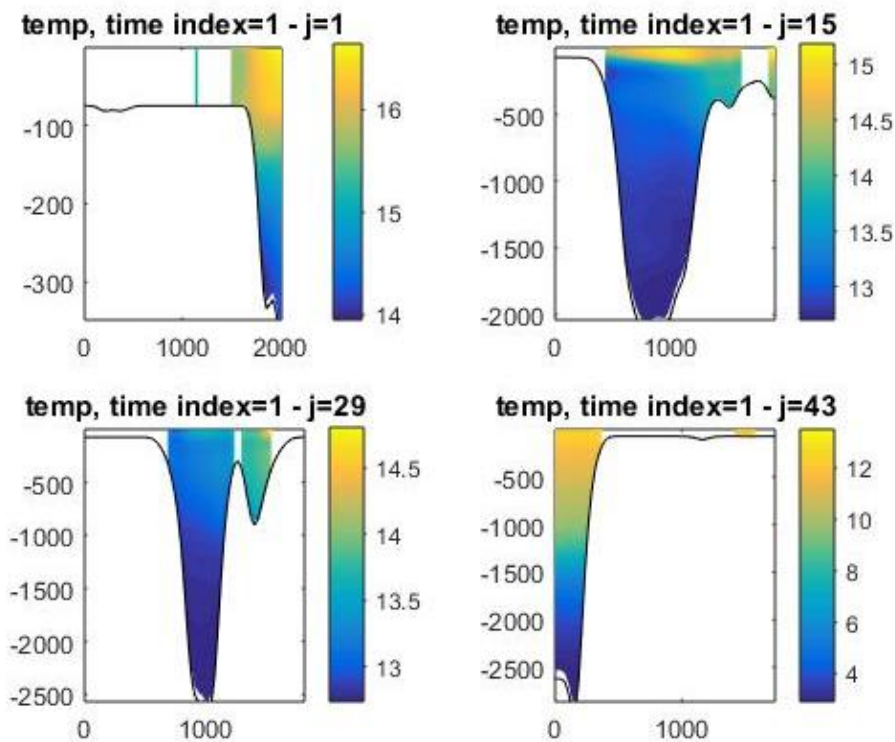


Figure 21 : Profils de température dans le domaine d'étude réalisé par CROCO

La mer Méditerranée joue un rôle important dans le système climatique et océanique planétaire. En effet, les mouvements des océans sont substantiels et les courants marins jouent un rôle important pour le climat terrestre. Dans cette étude, le modèle numérique CROCO sera utilisé pour modéliser les variables physiques, chimiques et biologiques de cette zone.

Dans la figure 21, on observe une variation de température importante à 0 m jusqu'à presque de 100m qu'elle augmente de 14.9° jusqu'à 15 °. Ensuite, il y'a une forte diminution de Température à partir de 100m jusqu'à 500m de 15° jusqu'à 13.1°.Enfin, on a une stabilité de Température vers le fond jusqu'à 2000m et on conclure que la Température va diminuer en fonction de profondeur (de surface vers le fond).

La colonne d'eau est divisée en trois couches, celle de surface d'eau chaude (15°C), de 500m à 2000m les températures sont de l'ordre de 13°C à 13.5°C. Les eaux froides se situent au-delà de 2000m.

➤ **Salinité :**

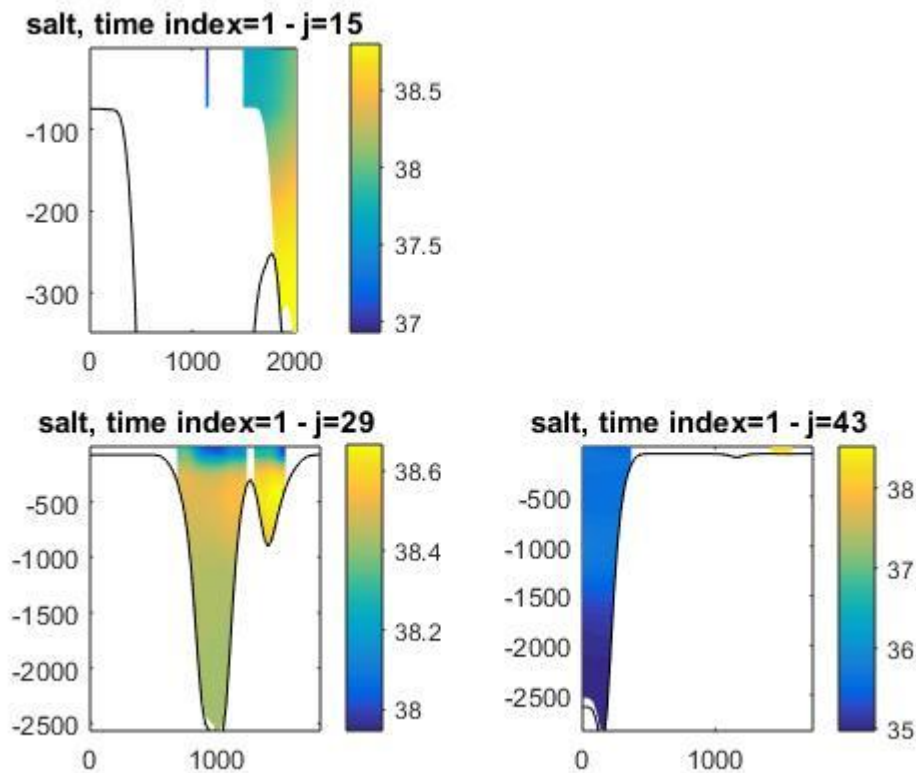


FIGURE 22 : QUELQUES PROFILS DU PARAMETRE DU SEL (SALINITE) DANS LA MEDITERRANEE EFFECTUE PAR CROCO.

D'après la figure 22, nous constatons que les valeurs enregistrées de la salinité de la surface de la mer Méditerranée sont généralement très élevées (de 36,5 PSU à 38 PSU) et plus particulièrement dans le bassin Liguro-Provençal et le bassin Tyrrhénien (+38 PSU). En revanche, des valeurs faibles sont relevées à la surface du bassin algérien (de 36,5 PSU à 37,5 PSU). La salinité des eaux est de l'ordre de 36.5 jusqu'à +38 PSU, sur la verticale les eaux de surface sont moins salées que les eaux profondes.

➤ La Contrainte de vent :

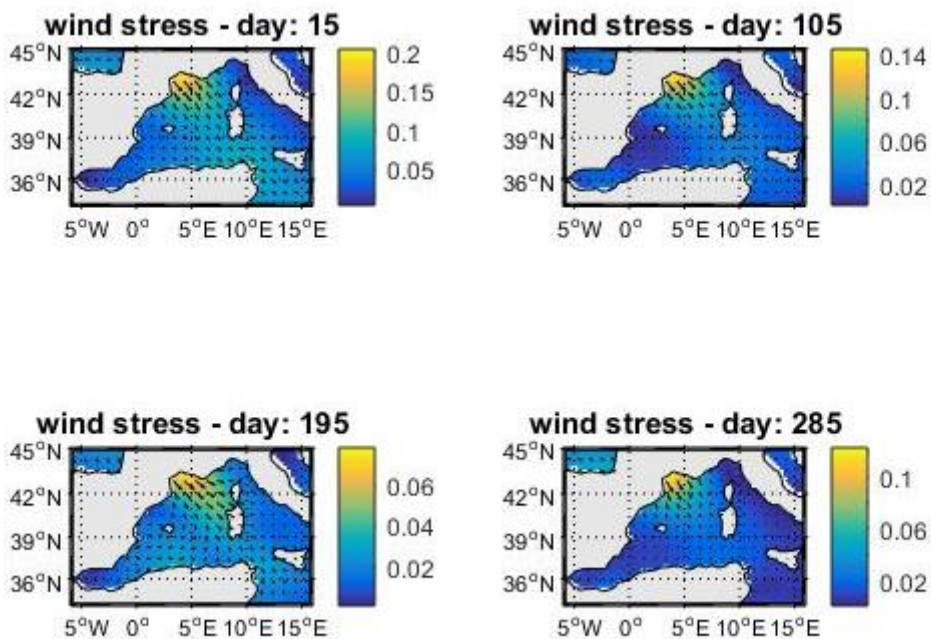


FIGURE 23 : DES CARTES SUR LA CONTRAINTE DE VENT DANS LA MER MEDITERRANEE MODELISEE PAR CROCO

Résultats aux limites du domaine de calcul :

Nous présentons dans les figures suivantes, quelques résultats des vitesses horizontales et verticales, la température, la salinité, le flux de chaleur.

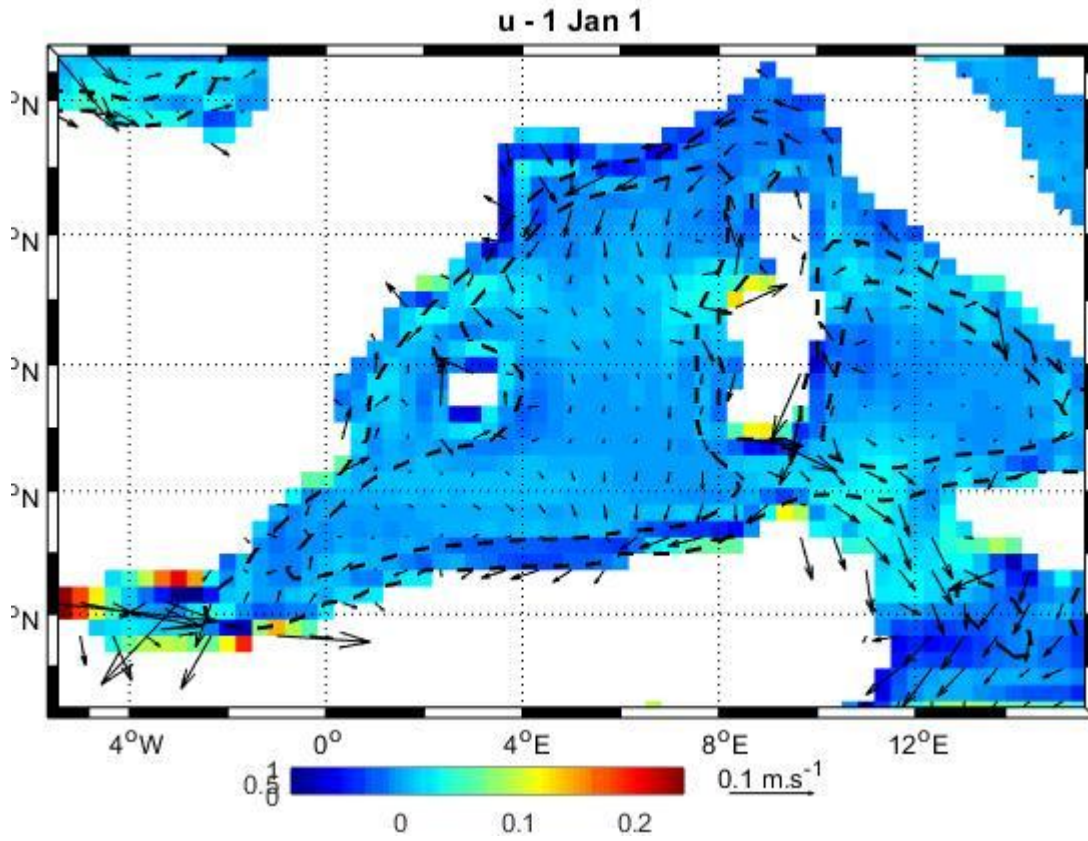


FIGURE 24: LA VITESSE HORIZONTALE U DANS LA MER MEDITERRANEE - 10 JOURS - PAR CROCO.

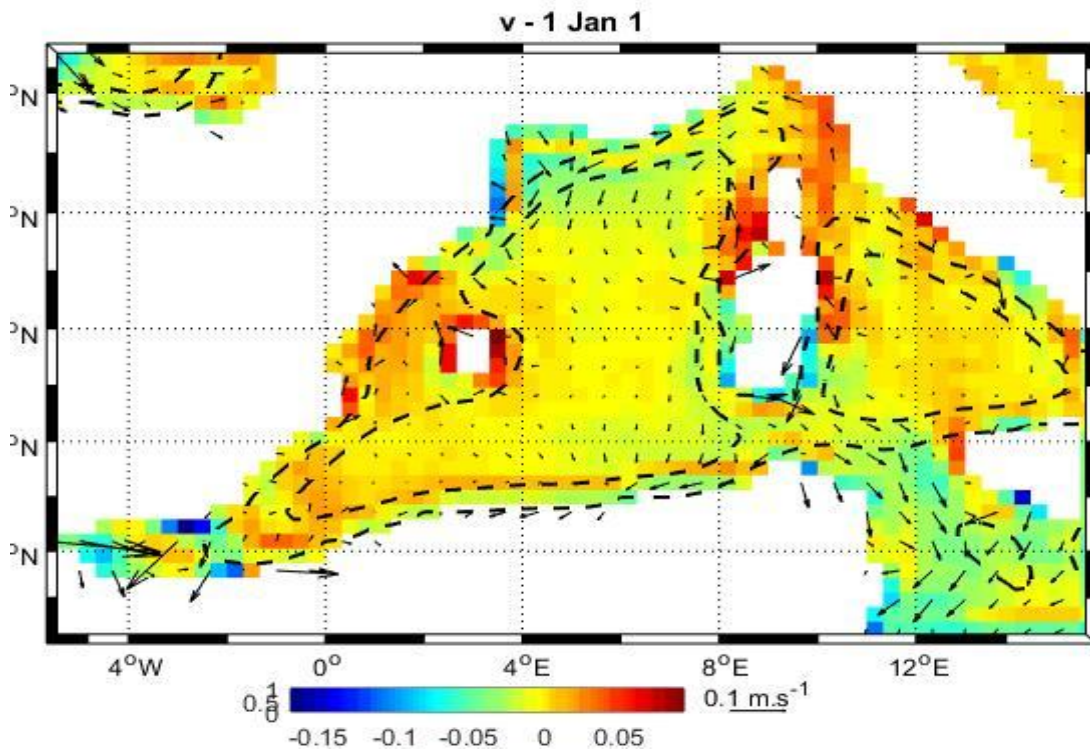


FIGURE 25 : LA VITESSE HORIZONTALE V DANS LA MER MEDITERRANEE - 10 JOURS - PAR CROCO.

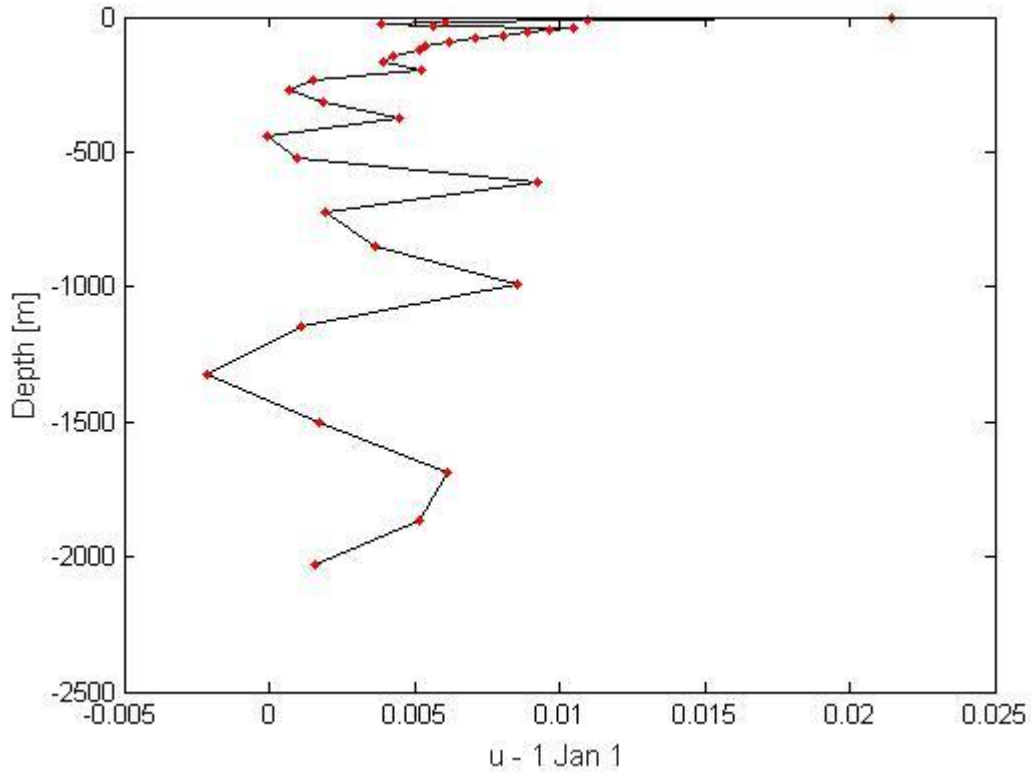


Figure 26 : Le profil vertical de la vitesse verticale W pendant les 10 premiers jours de mois dans la mer Méditerranée

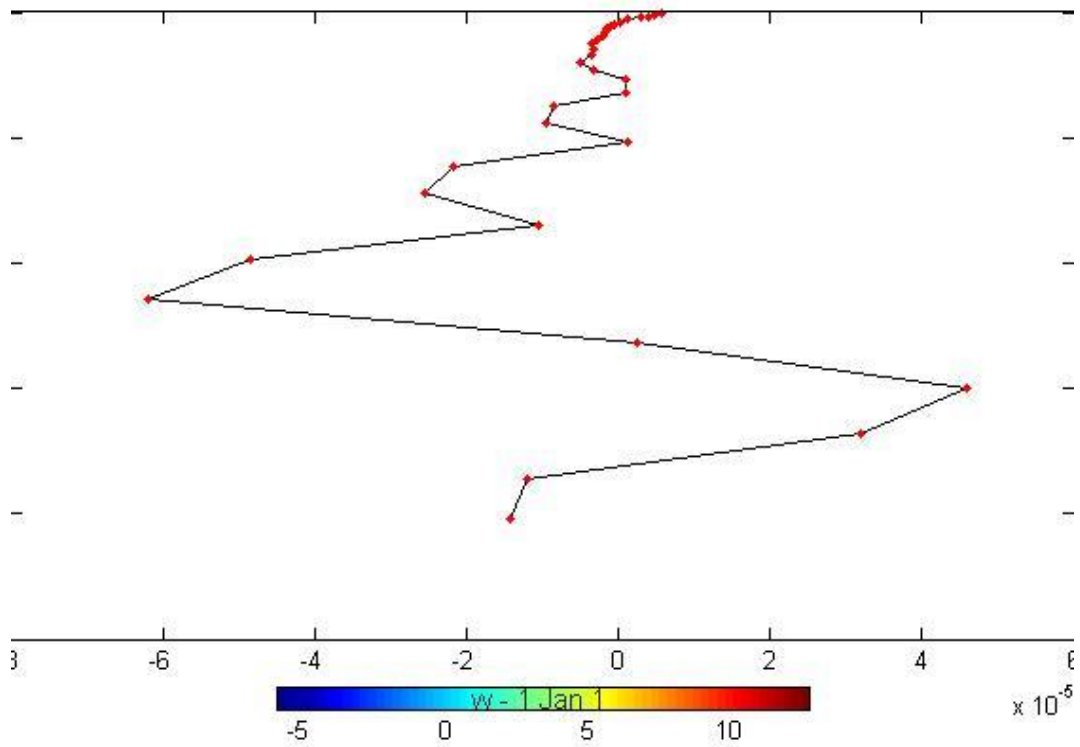


Figure 27 : Le profil vertical de la vitesse W pendant 10 jours de mois dans la mer Méditerranée

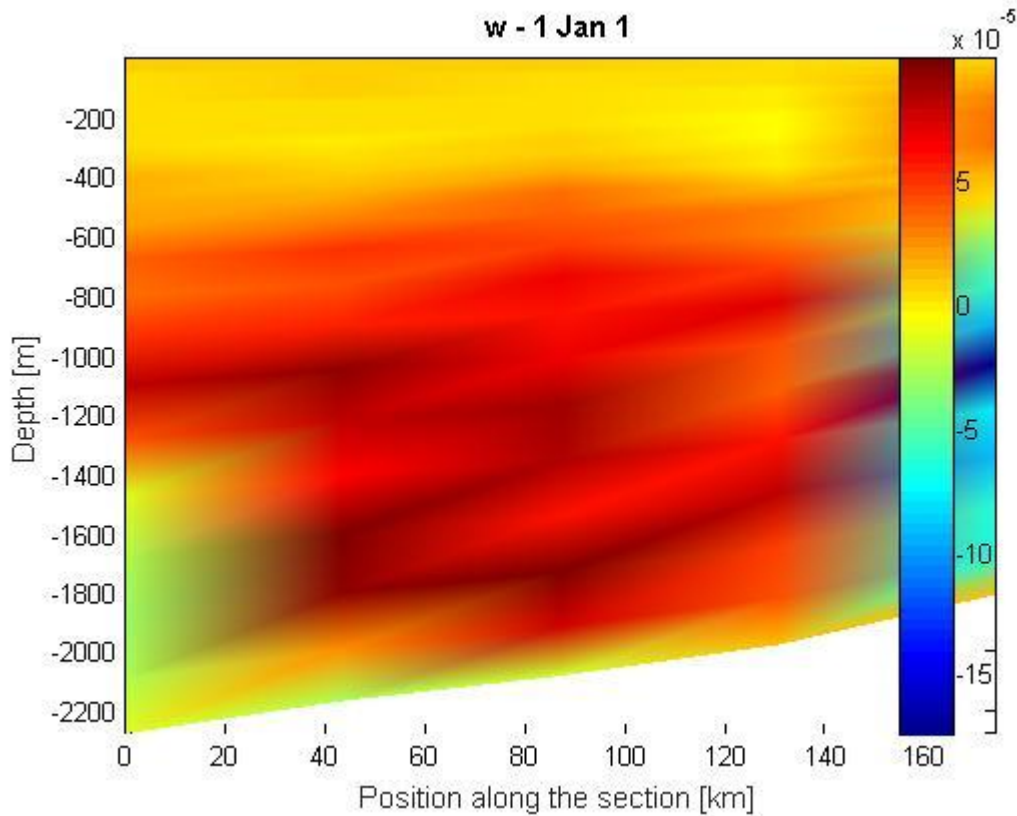


Figure 28 : Section verticale de la vitesse W dans la mer Méditerranée

D'après les figures 25, 26, 27 et 28 qui représente la vitesse horizontale et verticale des courants U et W avec le modèle CROCO. visiblement avec ce modèle les courants sont indiqués. Les courants arrivent de détroit de Gibraltar et sont dirigés vers la cote du bassin algérien, ces courants sont instables et due probablement au transport du surface au détroit (Gibraltar et scissile), l'action mécanique des vents et le flux thermo-haline.

La force de Coriolis due à la rotation de la terre influence de la trajectoire d'une parcelle d'eau d'air.

Le vent met en mouvement l'eau en surface. Si la Terre ne tournait pas, une tranche d'eau surfacique se déplacerait sous l'action du vent avec la même direction que celui-ci. Cette tranche entrainera ainsi le déplacement de la tranche d'eau qui se situe juste en dessous avec une vitesse plus petite ; et ainsi de suite jusqu'à atteindre une vitesse quasi-nulle.

Or l'océan, en mouvement, subit l'effet de la force de Coriolis due à la rotation de la Terre. Les courants sont alors déviés dans le sens des aiguilles d'une montre (vent anticyclonique) dans la partie nord, dans le sens anti-horaire (vent cyclonique) dans la partie sud.

CHAPITRE 3: RESULTATS ET DISCUSSION

- Lorsqu'on a un vent d'origine anticyclonique (tournant dans le sens des aiguilles d'une montre dans la partie nord), l'eau s'accumule (convergence) au centre. Alors pour compenser l'élévation de la surface, la thermocline plonge en profondeur.
- Lors des vents cycloniques (tournant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre dans la partie nord) le phénomène s'inverse, ce qui provoque un mouvement ascendant de l'eau de mer et une remontée de la thermocline.

Remarque : Fréquemment des remontées d'eaux (upwelling) près des côtes Portugal ... ont lieu pour renouveler l'eau de la surface qui est chassée au large par les vents.

Les vitesses du vent sont réparties sur une gamme d'échelle allant de **2m/s à 20m/s** ; les valeurs sont notables presque à l'Est, décroissant au fur et à mesure qu'on s'éloigne vers le Sud-Ouest. Le vent est plus violent en saison hivernale.

➤ **Le Flux de chaleur :**

La répartition des flux de chaleur est concordante avec celle de la vitesse du vent, comme c'est la circulation qui transfère la chaleur dans le domaine ; pour cela, le flux est plus important au Sud-Ouest, notamment en été.

Nous avons remarqué dans la figure 29- page 55 que les principales régions d'influence se situent en Méditerranée occidentale et centrale. Dans ces régions, **les flux de chaleur** peuvent réduire la variance inexplicite de la pluviométrie de 25 %, en moyenne, avec un minimum de 19 % et un maximum de 36 %.

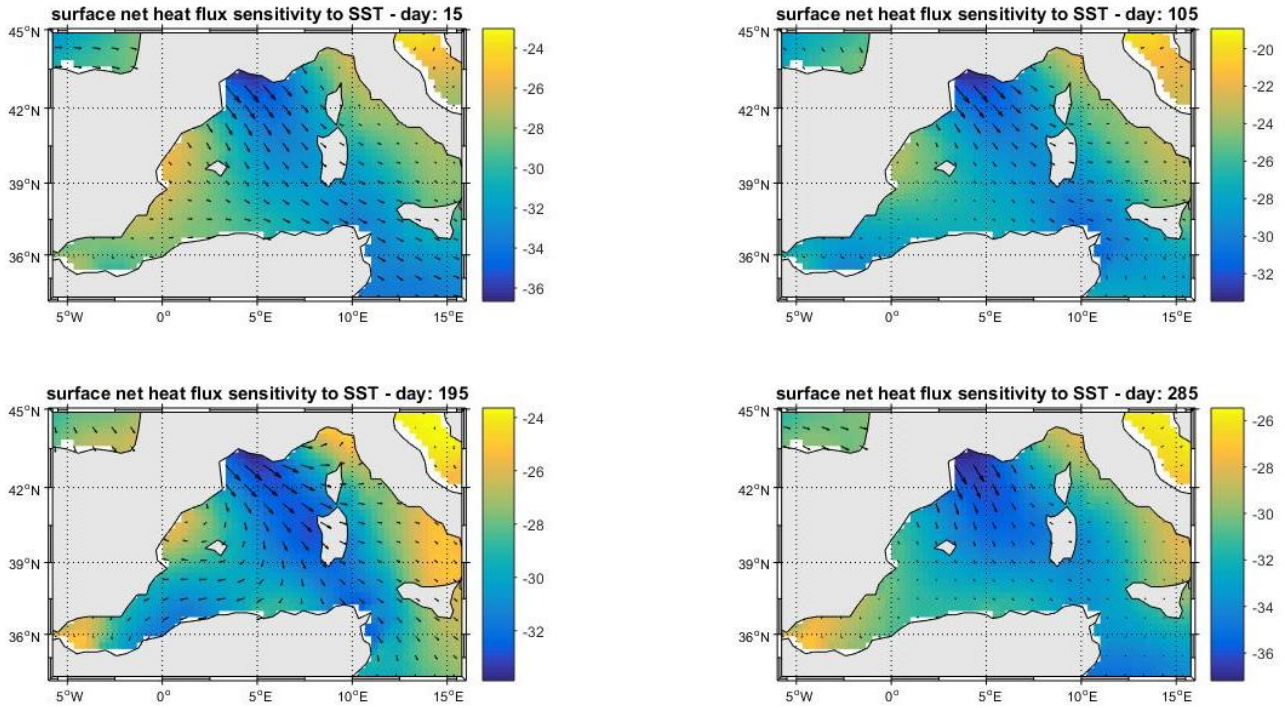


FIGURE 29 : CARTES DE FLUX DE CHALEUR A SST (SEA SURFACE TEMPERATURE) DANS LA MER MEDITERRANEE PAR LE MODELE CROCO.

Remarque : Pour les conditions aux limite de domaine de calcul, nous avons des conditions tels que les radiations solaires ...etc pour fermer le système d'équations :

➤ **Les radiations solaires émises par la mer :**

D'après Les cartes de la figure 30- page 56, nous avons observé que les radiations émises par la mer sont plus marquées au Sud – Ouest avec des valeurs presque à partir de 70 à 340 J/m², exception faite en période estivale où les valeurs sont maximales, considérablement émises à l'Est du domaine.

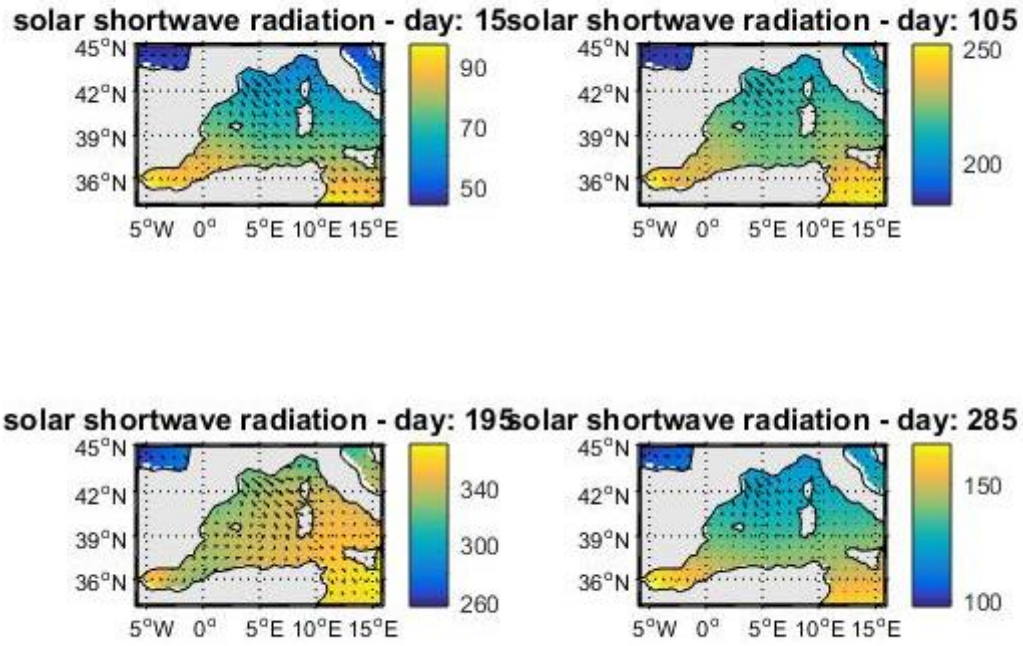


FIGURE 30 : CARTES REALISE PAR CROCO QUI EXPRIME LES RADIATIONS SOLAIRES EMISE PAR LA MER DANS LE DOMAINE DE LA MEDITERRANEE.

➤ Température :

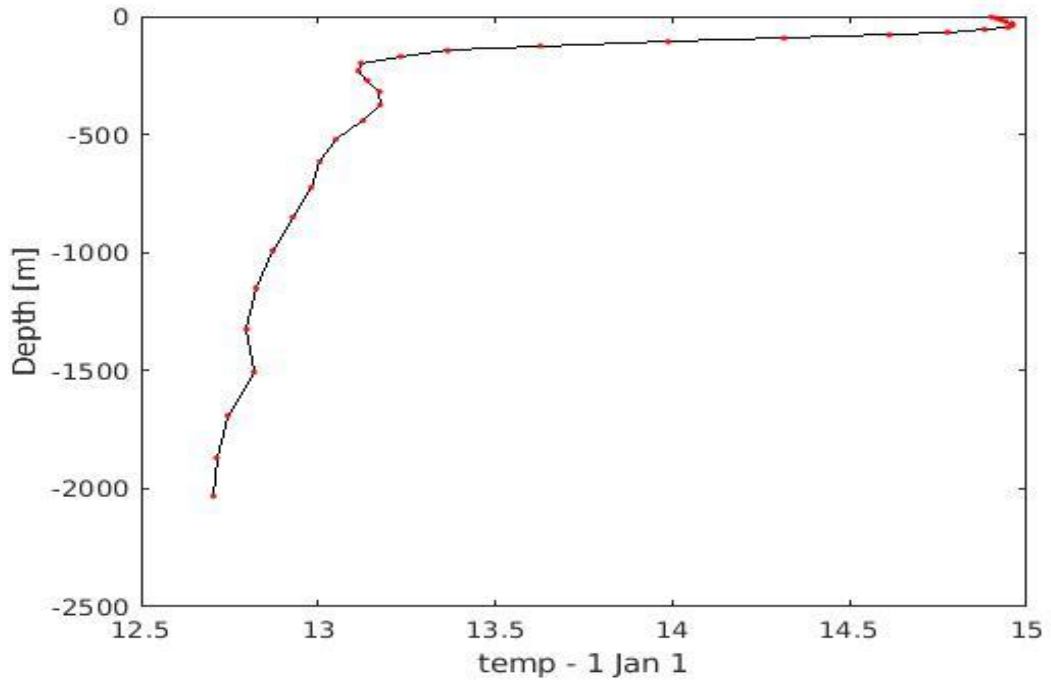


FIGURE 31 : LE PROFIL VERTICAL DE TEMPERATURE EN MER MEDITERRANEE (OCCIDENTAL) - PENDANT 10 JOURS DE MOIS JANVIER PAR CROCO.

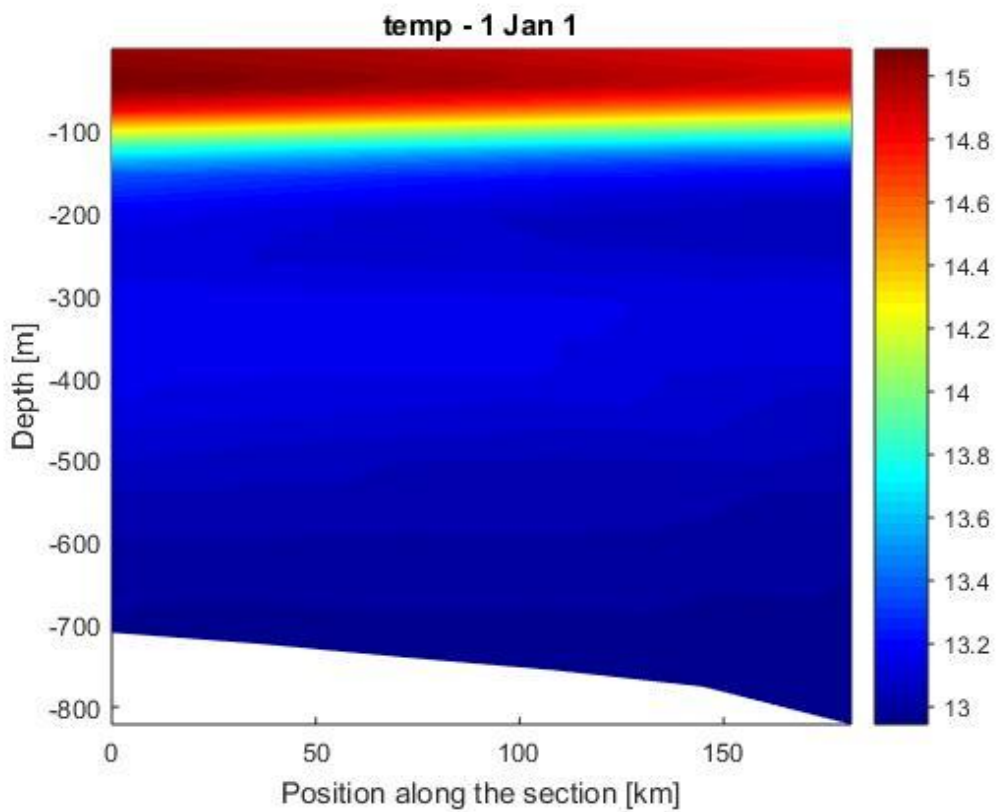


FIGURE 32 : SECTION VERTICALE DE TEMPERATURE EN BASSIN ALGERIEN – 37°N 2°E ET 37°N 4°E – PAR CROCO.

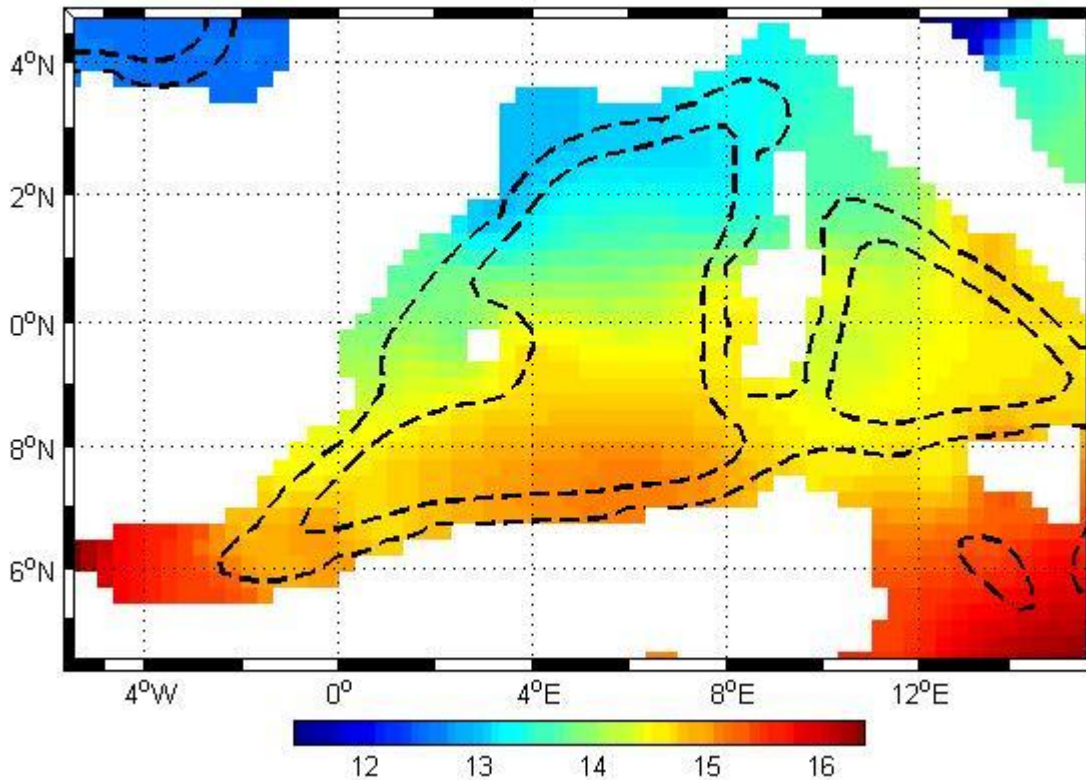


Figure 33 : Une Carte de la température dans le bassin occidental

Les températures sont comprise entre [8 – 16] °c, les valeurs maximales caractérisent les eaux centrales du bassin, seule la saison printanière présente une décroissance de température de l'Est au Sud-Ouest.

La figure ci-dessus représente une coupe verticale de Température en 02 points (37°N2°E Et 37°N4°E) de notre domaine, nous remarquons la trace du courant Nord plus chaude entre 14.8° et 15°, qui s'étend plus en profondeur (= 0-100m) en se rapprochant des côtes, on peut voir sur cette coupe verticale la stratification de la colonne d'eau. Le gradient vertical montre une diminution importante de la température vers le fond (surtout à la figure 33 précédente). La stratification observée peut être due au différent courant et contre-courant qui se trouve dans cette zone d'étude.

➤ Rapport (Évaporation / Précipitation) :

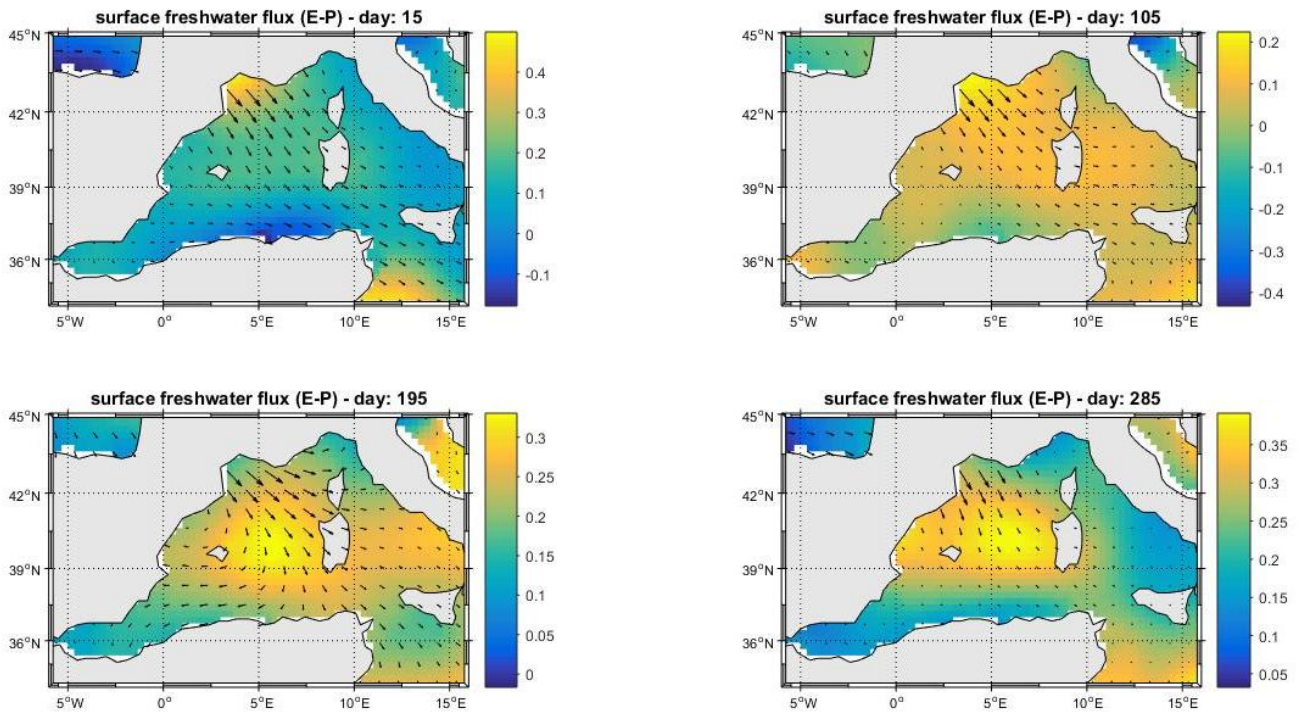


FIGURE 34 : BILAN (EVAPORATION / PRECIPITATION) DANS LA MEDITERRANEE PAR CROCO.

La figure 34 représente un bilan (E-P) allant de [0.1, 0.35], ce bilan est plus marqué en saison estivale et automnale, l'évaporation excède la précipitation.

- ✓ Pour la salinité : la variation de la salinité en surface c'est par rapport le cycle ce que signifie la précipitation et l'évaporation

➤ Salinité :

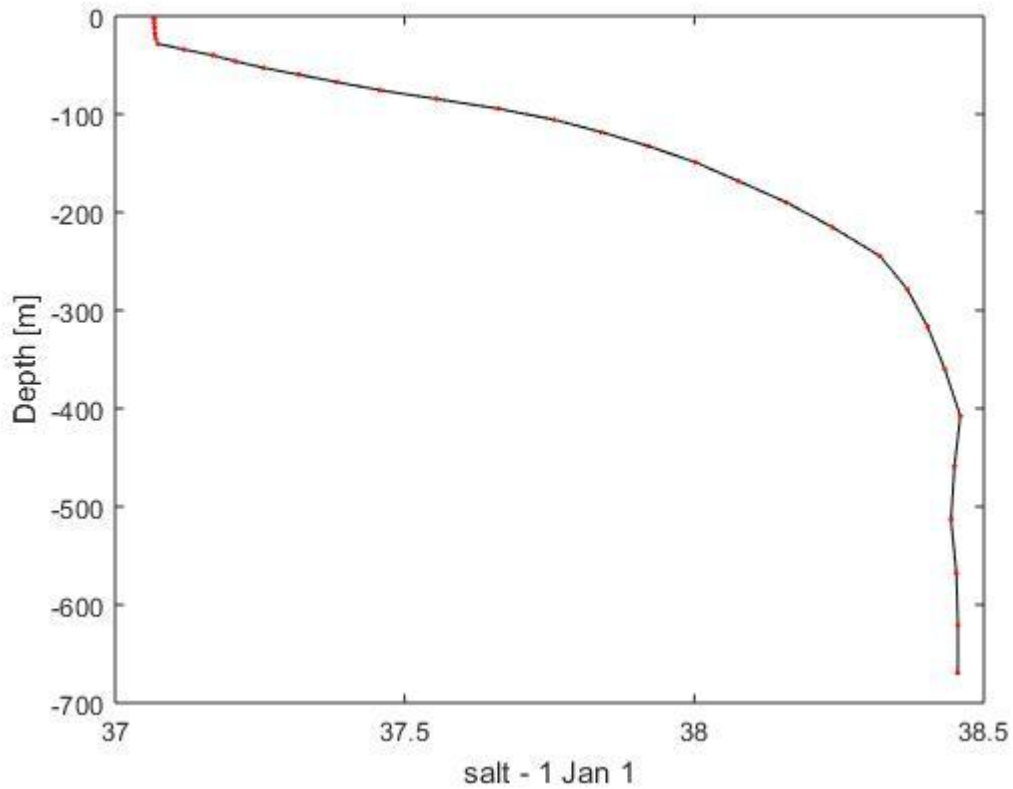


FIGURE 35 : PROFIL VERTICALE DE LA SALINITE DANS LE BASSIN ALGERIEN D'UN POINT 37°N ET 4°E

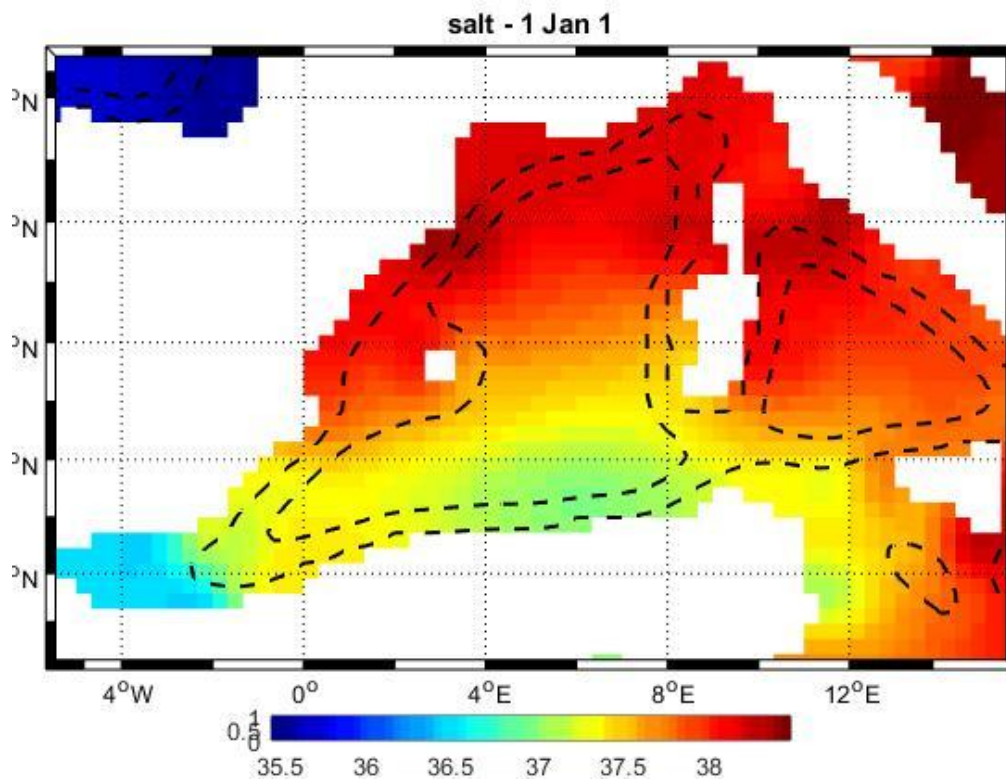


FIGURE 36 : CARTE DE LA SALINITE DE LA SURFACE DANS LA MER MEDITERRANEE PAR CROCO.

salt - 1 Jan 1

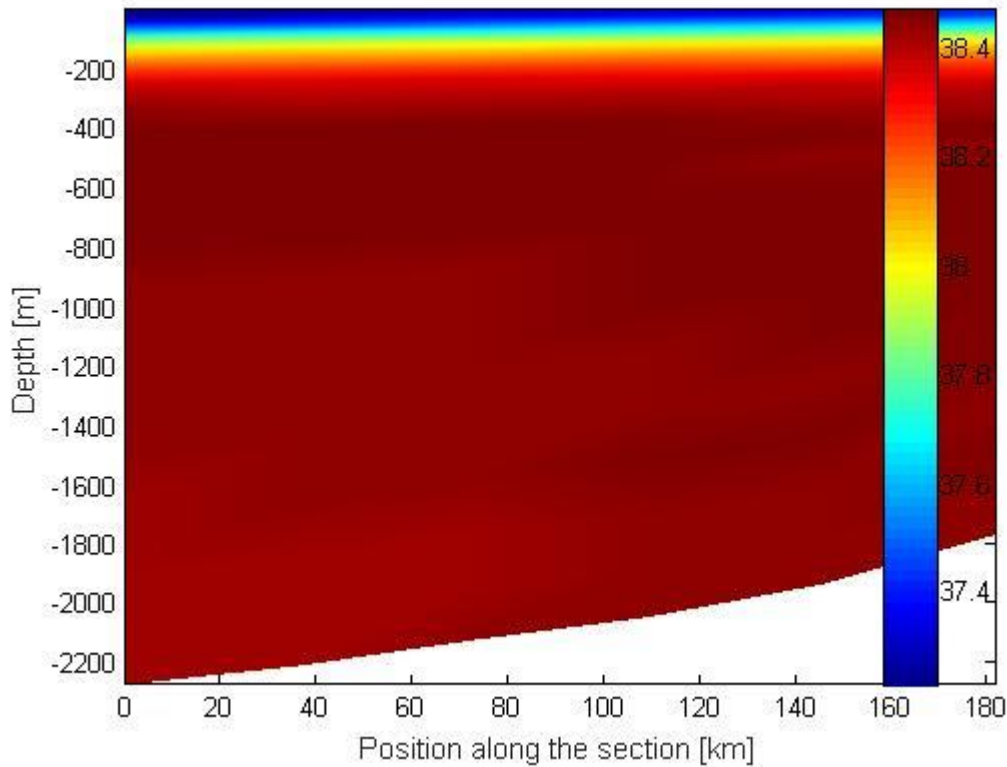


Figure 37 : Section verticale de la salinité dans le point de 37°N et 4°E

D'après les figures 35,36 et 37 qui représente la carte et la section verticale de la salinité, nous avons remarqués que La salinité des eaux est de l'ordre de 36.5 jusqu'à +38 PSU, sur la verticale les eaux de surface sont moins salées que les eaux profondes.

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 permet de mettre en évidence le caractère instable du courant algérien. Dans ces images prise le 22 juillet 1980 (Figure 38- page 62) nous pouvons observer clairement la formation des tourbillons qui tourne dans les deux sens de circulation, avec un développement plus clair des tourbillons anticyclonique dans la partie est du bassin algérien, par contre les tourbillons cycloniques se concentre beaucoup plus à l'ouest.

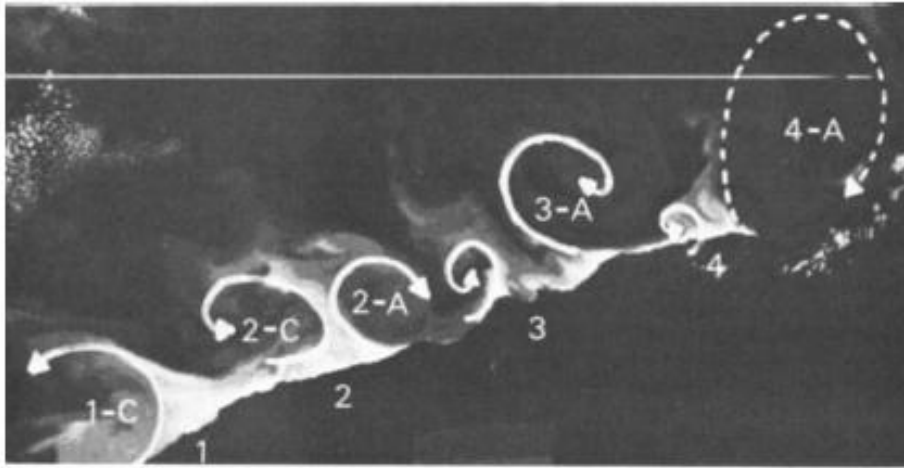


FIGURE 38 : IMAGE DE SATELLITE AVHRR THERMOGRAPHIE (PHILIPPE ET HARANG, 1982).

Pour vérifier nos résultats nous avons comparé les simulations de la circulation obtenues par le modèle CROCO avec les images infrarouge.

CROCO nous a permis 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). Nos résultats pour la circulation en juillet montrent 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 39- page 63 (année 5^e par l'image A et la 10^e année par B).

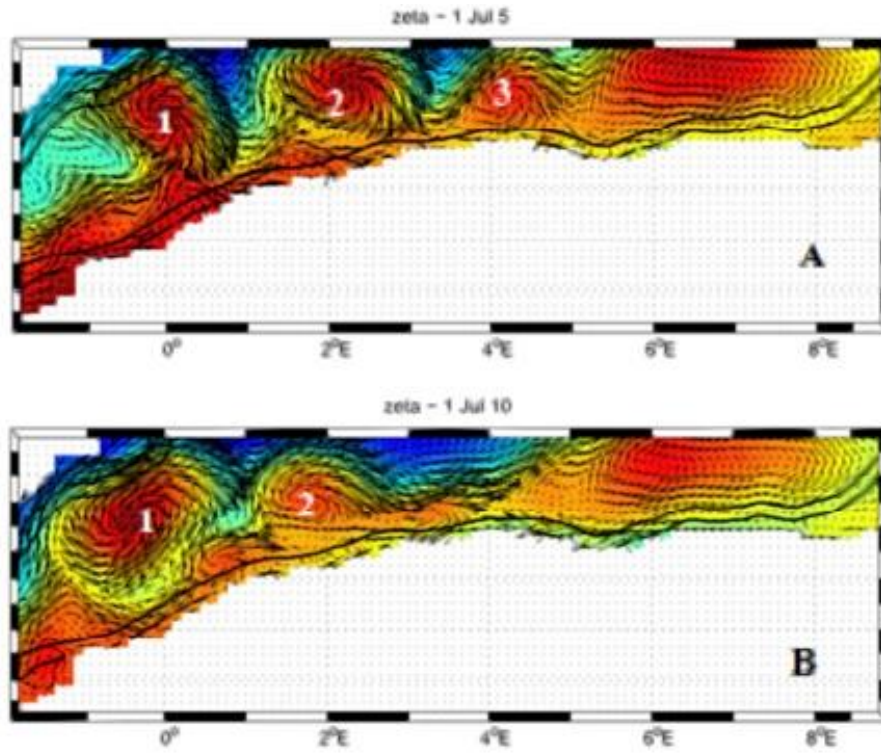


FIGURE 39 : RESULTATS DE LA SIMULATION DE LA CIRCULATION DANS LE BASSIN ALGERIEN PAR CROCO POUR LE MOIS DE JUILLET POUR L'ANNEE 2005 (A) ET L'ANNEE 2010 (B) RESPECTIVEMENT (AYACHE, 2012)

IV. Conclusion

Conclusion :

Le modèle CROCO nous a permis de réaliser une étude à haute résolution de la circulation Méditerranéenne au sud du bassin Occidentale et d'observer la formation des structures tourbillonnaires de méso-échelle communément appelées Eddies. Le modèle CROCO s'est avéré performant dans la résolution des équations primitives qui sont à la base des processus de simulation océanique.

Néanmoins, comme tout modèle, les résultats obtenus ne peuvent être interprétés sans une comparaison avec des données de campagne et/ou de mesures satellites. Notre zone d'étude est une bonne candidate pour l'utilisation de CROCO, qui a été notamment optimisé pour la résolution côtière. Il est important de noter que CROCO doit être utilisé avec précaution dans certaines régions, par exemple celles susceptibles d'être impactées par des apports d'eau continentale. La difficulté de différencier et de positionner les tourbillons anticycloniques identifiés dans cette étude porte cependant atteinte à la validation complète du modèle.

A travers ce mémoire, nous avons présenté quelques résultats réalisées avec le modèle CROCO. Les résultats obtenus sont qualitativement très bons et pour certains cas sont en bon rapport avec les résultats de la mesure. Le modèle CROCO montre des capacités d'applications très larges dans différentes zones d'étude. La quantité des résultats à travers les différents paramètres hydrodynamiques fait du modèle un outil très important dans le domaine d'étude des phénomènes hydrodynamiques.

Le climat méditerranéen est un climat de transition entre un climat tempéré et un climat subtropical sec. Elle se caractérise par son été chaud et sec et ses hivers humides et doux. En été, les températures dépassent les 22° sur les côtes et les 30° à l'intérieur, et approchent parfois les 40°.

Les conditions climatiques sont telles que les deux bassins de la mer Méditerranée semi-fermée sont caractérisés par un excès d'évaporation par rapport aux précipitations et au ruissellement fluvial. Ce n'est pas parce que le niveau de la mer est ainsi abaissé que l'eau arrive de l'Atlantique pour compenser le déficit. En raison de ces conditions climatiques, l'eau de surface entrante est essentiellement rendue plus salée. , donc plus dense, tout au long de son parcours dans la mer. En hiver, des masses d'air frais (et sec) transportées par des vents du nord soufflant fortement dans quelques zones spécifiques rendent la surface plus salée et donc plus dense. Cette eau est finalement densifiée au point de couler dans ces zones spécifiques. Parce qu'elle a été continuellement transformée, en raison des conditions climatiques et du mélange avec les eaux environnantes, cette eau de surface s'enfonce avec

des caractéristiques qui dépendent de la zone et sont relativement typiques, ce qui conduit à un ensemble d'eaux méditerranéennes plus ou moins denses. Ces eaux circulent ensuite dans les différents sous-bassins, et se mélangent plus ou moins jusqu'à une certaine quantité avant de s'écouler. Jusqu'à un certain point avant de s'écouler par le détroit de Gibraltar (le mélange s'achève lors de l'écoulement et des sillages consécutifs). (Le mélange s'achève lors de l'écoulement et de l'enfoncement consécutif). Fondamentalement, la mer est donc une machine qui transforme l'eau de surface de l'Atlantique rencontrée à l'ouest de Gibraltar en une eau plus dense (essentiellement plus salée et en plus froide) qui est reconnue à 1000-2000 m dans la majeure partie de l'Atlantique Nord.

V. Références bibliographiques

Références bibliographiques:

Alberola, C., Millot, C. et al. (1985). On the Seasonal and Mesoscale Variabilities of the Northern Current during the PRIMO-O Experiment in the Western Mediterranean-Sea. *OceanologicaActa*, 18(2). P.P. 163–192.

Benzohra, M. Millot, C. (1985). Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 42(10). P. 180.

Beuvier, J., Beranger, K. et al. (2012). Spreading of the Western Mediterranean Deep Water after winter 2005: Time scales and deep cyclone transport. *Journal of Geophysical Research-Oceans*.P. 117.

Bouzinac, C., Font, J. et al.(1999). Hydrology and currents observed in the channel of Sardinia during the PRIMO-1 experiment from November 1993 to October 1994. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4). P.P. 333–355.

Bryden, H., Candela, J. et al. (1994). Exchange through the strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, 33(3). P.P. 201–248.

Chen, C, Beardsley, R.C. et al. (2011). Community Ocean Model FVCOM User Manual (3rd edition). P.P. 110-122.

Chen, C., Beardsley, R. C.et al. (2006). An unstructured-grid, finite-volume coastal ocean. P.P. 230-236.

Durrieu de Madron, X., Guieu, C., et al. (2011). Marine ecosystems' responses to climatic and anthropogenic forcings in the Mediterranean. *Progress in Oceanography*, 91(2). P.P. 97–166.

Font, J. (1987). The Path of the Levantine Intermediate Water to the Alboran Sea. *Deep-Sea*. P.P. 86-101.

Fuda, J., Etiope, G., et al. (2002). War-ming, salting and origin of the Tyrrhenian Deep Water. *Geophysical Research Letters*, 29(19).P.P. 78-86.

Fuda, J., Millot, C., et al. (2000). XBT monitoring of a meridian section across the western Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 47(11). P.P. 2191–2218.

- Gascard, J. (1978).** Mediterranean deep water formation, baroclinic eddies and ocean eddies. *OceanologicaActa*, 1. P.P. 311–315.
- Gasparini, G., Zodiatis, G., et al. (1999).** Winter intermediate water lenses in the Ligurian Sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4). P.P. 319–332.
- Juza, M., Renault, L., et al. (2013).** Origin and pathways of Winter Intermediate Water in the Northwestern Mediterranean Sea using observations and numerical simulation. *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 118(12). P.P. 6621–6633.
- Lacombe, H., Gascard, J., et al. (1981).** Response of the Mediterranean to the Water and Energy Fluxes across its Surface, on Seasonal AndInterannual Scales. *OceanologicaActa*, 4(2). P.P. 247–255.
- Lacombe, H., Tchernia, P., et al. (1985).** Variable Bottom Water in the Western Mediterranean Basin. *Progress in Oceanography*, 14(1-4). P.P. 319–338.
- Lascaratos, A. (1993).** Estimation of Deep and Intermediate Water Mass Formation Rates in the Mediterranean-Sea. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 40(6). P.P. 1327–1332.
- Lopez Garcia, M., Millot, C., et al. (1994).** Surface Circulation Variability in the Balearic Basin. *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 99(C2). P.P. 3285–3296.
- Millot, C. (1987).** Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4). P.P. 423–442.
- Millot, C. (2009).** Another description of the Mediterranean Sea outflow. *Progress in Oceanogra-phy*, 82(2). P.P. 101–124
- Millot, C. (2013).** Levantine Intermediate Water characteristics: an astounding general misunderstanding! *Scientia Marina*, 77(2). P.P. 217–232.
- Millot, C.,Taupier-Letage, I. (2005).** Additional evidence of LIW entrainment across the Algeriansubbasin by mesoscale eddies and not by a permanent westward flow. *Progress in Oceanography*, 66(2-4). P.P. 231–250.
- Millot, C.,Taupier-Letage, I. (2005).** Circulation in TheMediterranean Sea. *The handbook of environmentalchemistry*. P.P. 29–66.

- Millot, C., Benzohra, M. (1997).** Circulation off Algeria inferred from the Mediproduct-5 current meters. Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers, 44(9-10). P.P. 1467–1474.
- Millot, C., Parrilla, K.(1984).** Circulation in the Western Mediterranean Sea, 10, 2. P.P. 143-149.
- Millot, C., Doblar.(1982).** Circulation in the Western Mediterranean Sea, 10, 2. P.P. 143-149.
- Nittis, K., Lascaratos, A. (1998).** Diagnostic and prognostic numerical studies of LIW formation. Journal of Marine Systems, 18(1-3). P.P. 179–195.
- Ovchinnicov, I.,Plakhin, E. (1984).** Formation of Mediterranean Intermediate Water in the Rhodes Cyclonical Gyre. Okeanologiya, 24(3). P.P. 417–420.
- Perkins, H., Pistek, P. (1990).** Circulation in the Algerian Basin during June 1986. Journal Of Geophysical Research - Oceans, 95(C2). P.P. 1577–1585.
- Pinardi, N.,Masetti, E. (2000).** Variability of the large-scale general circulation of the mediterranean sea from observations and modelling: a review. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 158. P. P. 153–173.
- Pinot, J., Ganachaud, A. (1999).** The role of winter intermediate waters in the spring-summer circulation of the Balearic Sea - 1. Hydrography and inverse box modeling. Journal OfGeophysical Research - Oceans, 104(C12). P.P. 2984–2986.
- Pinot, J.M., Tintore, J., et al. (1995).** Multivariate analysis of the surface circulation in the Balearic Sea. Progress in Oceanography, 36(4). P.P. 343–376.
- Preller,A.(1986).** Circulation in the Western Mediterranean Sea, 10, 2,: 143-149.
Research Part I-Oceanographic Research Papers, 34(10). P.P. 1745–1755.
- Sammari, C., Millot, C., et al. (1995).** Aspects of Time Seasonal and Mesoscale Variabilities of the Northern Current in the Western Mediterranean-Sea inferred from the PROLIG-2 and PROS-S Experiments. Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers, 42(6). P.P. 893–917.
- Sammari, C., Millot, C., et al. (1999).** Hydrological characteristics in the Tunisia-Sardinia-Sicily area during spring 1995. Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers, 46(10). P.P. 1671–1703.

Schott, F., Visbeck, M., et al. (1996). Observations of deep convection in the Gulf of Lions, northern Mediterranean, during the winter of 1991/92. *Journal of Physical Oceanography*, 26(4). P.P. 505–524.

Sparnocchia, S., Picco, P., et al. (1995). Inter-mediate Water Formation in the Ligurian Sea. *OceanologicaActa*, 18(2). P.P. 151–162.

Taupier-Letage, I., Millot, C. (1988). General Hydrodynamical Features in the Ligurian Sea Inferred from the DYOME Experiment. *OceanologicaActa*, 9(2). P.P. 119–131.

Testor, P., Gascard, J. (2003). Large-scale spreading of deep waters in the Western Mediterranean sea by submesoscale coherent eddies. *Journal Of Physical Oceanography*, 33(1). P.P. 75–87.

Testor, P., Gascard, J. (2006). Post-convection spreading phase in the Northwestern Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 53(5). P.P. 869–893.

Theocharis, A., Georgopoulos, D., et al. (1993). Water Masses and Circulation in the Central Region of the Eastern Mediterranean - Eastern Ionian, South Aegean and Northwest Levantine, 1986-1987. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 40(6). P.P.1121–1142.

Haines, K., et al. (1996). Modeling the dispersal of Levantine Intermediate Water and its role in Mediterranean deep-water formation. *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 101(C3). P.P. 6591–6607.

Zavatarelli, M., Mellor, G. (1995). A Numerical Study of the Mediterranean-Sea Circulation. *Journal Of Physical Oceanography*, 25(6, 2). P.P. 1384–1414.

VI. ANNEXES

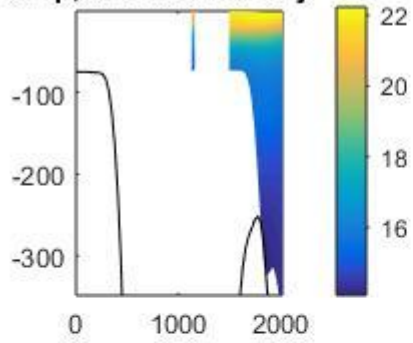
ANNEXE1 :**Définition des différents répertoires de CROCO :****CROCOTOOLS :**

- **Aforc_NCEP:** Scripts pour la récupération des données de forçage de surface pour les simulations inter-annuelles.
- **Aforc_QuikSCAT:** Scripts pour la récupération de la contrainte du vent à partir des données de diffusiomètre satellitaire (QuickSCAT).
- **Diagnostic_tools:** Quelques scripts Matlab pour les animations et l'analyse statistique de base
- **Forecast_tools:** Scripts pour la génération d'un système de prévision océanique opérationnel
- **Nesting_tools:** outils de prétraitement utilisés pour préparer les modèles imbriqués
- **Oforc_OGCM:** Scripts pour la récupération des conditions aux limites initiales et latérales des OGCM (Oceanic General Circulation Model) globales pour des simulations inter-annuelles
- **Preprocessing_tools:** Pré-traitement des scripts Matlab (make_grid.m, make_forcing, etc ...).
- **Rivières:** Scripts pour préparer le fichier forçant le ruissellement variant dans le temps et calculer l'emplacement du ruissellement.
- **Marées:** routines Matlab pour préparer des simulations de marées CROCO.
- **Visualization_tools:** Scripts Matlab pour l'interface utilisateur graphique de visualisation CROCO.

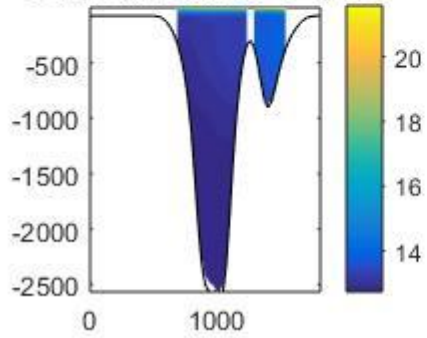
UTILITIES :

- **mask:** Boîte à outils d'édition de masque terrestre
- **mex60:** Interface NetCDF Matlab pour architectures Linux 32 et 64 bits et ancienne version matlab: 6 et avant.
- **mexcdf / mexnc:** Interface NetCDF de Matlab pour les architectures Linux 32 et 64 bits
- **mexcdf / netcdf_toolbox:** La boîte à outils NetCDF de Matlab disponible dans le même paquet mexcdf.
- **m_map:** la boîte à outils de mappage Matlab
- **netcdf_x86_64:** La bibliothèque NetCDF Fortran pour Linux, compilée avec ifort sur une architecture 64 bits.

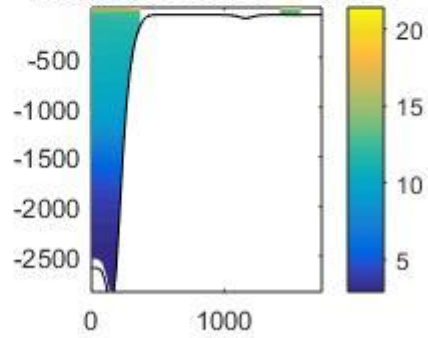
temp, time index=6 - j=15



temp, time index=6 - j=29

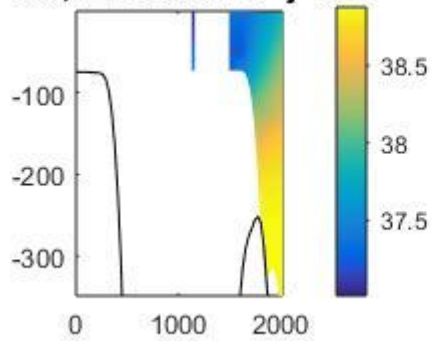


temp, time index=6 - j=43

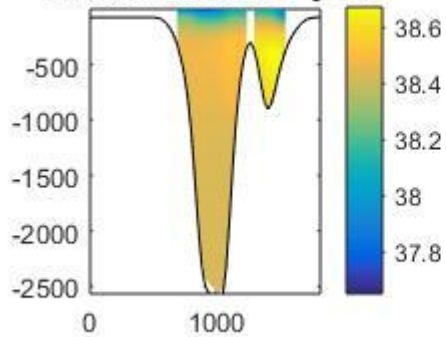


ANNEXE 01 : Profils de température par CROCO

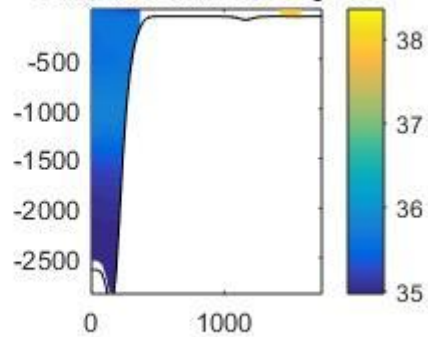
salt, time index=6 - j=15



salt, time index=6 - j=29



salt, time index=6 - j=43



ANNEXE 02 : Quelques profils de Salinité par CROCO

Résumé

La mer Méditerranée est caractérisée par une perte de masse due à une grande évaporation compensée par un flot entrant d'eau Atlantique à travers le détroit de Gibraltar. L'équilibre en sel est réalisé grâce un flot sortant d'eau Méditerranéenne salée au même endroit. L'eau Atlantique de faible densité entre en mer Méditerranée et se répand dans les eaux locales plus denses. Au fur et à mesure que l'eau d'origine Atlantique se propage dans la couche de surface de la mer Méditerranée, elle perd peu à peu ses propriétés originales formant l'eau Atlantique modifiée (MAW). Alors que dans la partie sud du bassin Méditerranéen occidental, le long de la côte Africaine, de la récente MAW est observée avec une claire signature de faible salinité, au nord, dans le bassin Ligurien, sa salinité et sa densité sont plus élevées. Millot (1987a) décrit comment l'ancienne MAW entre en mer Baléare par le nord après plusieurs mois de résidence, avec une circulation dans le sens contraire des aiguilles d'une montre tout autour du bassin Méditerranéen occidental. Dans la partie sud du bassin Algérien, une forte activité de mésoéchelle peut cependant déformer le flot énergétique de récente MAW et le dévier momentanément vers le nord (TAUPIER- LETAGE MILLOT, 1988).

Le modèle de simulation de la circulation océanique côtière et régionale CROCO est implémenté pour la région Sud-Occidentale de Méditerranée. L'objectif de cette étude est d'observer les processus de déformation de structures tourbillonnaires de méso-échelles communément appelés eddies. Le modèle se montre performant pour une fine résolution de la dynamique côtière. Les gradients de température spécifiques de cette région et les conditions limites du domaine de calcul sont correctement représentés par le modèle.

Abstract

The Mediterranean Sea is characterized by a loss of mass due to high evaporation compensated by an inflow of Atlantic water through the Strait of Gibraltar. Salt balance is achieved by an outflow of salty Mediterranean water at the same point. The low-density Atlantic water enters the Mediterranean Sea and spreads into the denser local waters. As the original Atlantic water spreads through the surface layer of the Mediterranean Sea, it gradually loses its original properties forming Modified Atlantic Water (MAW). While in the southern part of the western Mediterranean basin, along the African coast, recent MAW is observed with a clear low salinity signature, to the north, in the Ligurian basin, its salinity and density are higher. Millot (1987a) describes how the ancient MAW enters the Balearic Sea from the north after several months of residence, with a counter-clockwise circulation around the western Mediterranean basin. In the southern part of the Algerian basin, however, strong

mesoscale activity can distort the recent MAW energy flow and divert it momentarily to the north (Taupier- LetageMillot, 1988).

The coastal and regional ocean circulation simulation model CROCO is implemented for the south-western Mediterranean region. The objective of this study is to observe the deformation processes of mesoscale eddy structures commonly called eddies. The model is shown to be efficient for a fine resolution of the coastal dynamics. The specific temperature gradients in this region and the transport of water masses by eddies are well represented by the model.

المخلص

يتميز البحر الأبيض المتوسط بفقدان الكتلة بسبب التبخر الكبير الذي يعوضه تدفق مياه المحيط الأطلسي عبر مضيق جبل طارق. يتم تحقيق توازن الملح من خلال تدفق مياه البحر الأبيض المتوسط المالحة الخارجة من نفس المكان. تدخل مياه المحيط الأطلسي منخفضة الكثافة إلى البحر الأبيض المتوسط وتتدفق إلى المياه المحلية الأكثر كثافة. عندما تنتشر المياه ذات الأصل الأطلسي عبر الطبقة السطحية للبحر الأبيض المتوسط ، فإنها تفقد تدريجياً خصائصها الأصلية التي تشكل مياه المحيط الأطلسي المعدل. (MAW) بينما في الجزء الجنوبي من حوض البحر الأبيض المتوسط الغربي ، على طول الساحل الأفريقي ، لوحظ مؤخرًا MAW مع إشارة واضحة على انخفاض الملوحة ، في الشمال ، في حوض Ligurian ، تكون ملوحته وكثافته أعلى. يصف Millot (1987a) كيف دخلت MAW القديمة بحر البليار من الشمال بعد عدة أشهر من الإقامة ، مع دورانها في عكس اتجاه عقارب الساعة في جميع أنحاء حوض البحر الأبيض المتوسط الغربي. في الجزء الجنوبي من الحوض الجزائري، يمكن أن يؤدي النشاط المتوسط الحجم إلى تشويبه تدفق الطاقة من MAW الأخير وتحويله مؤقتًا نحو الشمال. (TAUPIER-LETAGE MILLOT,1988)

تم تنفيذ نموذج محاكاة دوران المحيطات الساحلية والإقليمية CROCO لمنطقة جنوب غرب البحر الأبيض المتوسط. الهدف من هذه الدراسة هو مراقبة عمليات تشوه الهياكل الدوامة المتوسطة الحجم والتي تسمى عادة الدوامات. النموذج فعال للحصول على دقة دقيقة للديناميكيات الساحلية. يتم تمثيل تدرجات درجة الحرارة المحددة لهذه المنطقة والظروف الحدودية للمجال الحسابي بشكل صحيح بواسطة النموذج