

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  
École nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



MÉMOIRE DE FIN D'ÉTUDES EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLÔME  
D'INGÉNIEURE EN SCIENCES DE LA MER

**OPTION : GESTION ET PROTECTION DU LITTORAL**

**Application du Modèle CROCO dans le Bassin Algérien**

**Présenté par :**  
**BENAKILA Nouha Taissir BENTOUBAL Fatma Zohra Soumia**

**Soutenue le : 25 juin 2025**

**Mme BOURABAINÉ Fouzia  
Mme ABDEDDAIM Hakima  
M. BOUAICHA Farid**

**ENSSMAL  
ENSSMAL  
ENSSMAL**

**Présidente  
Examinatrice  
Promoteur**

**Année universitaire : 2024/2025**

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  
École nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



MÉMOIRE DE FIN D'ÉTUDES EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLÔME DE  
MASTER 2 EN SCIENCES DE LA MER

**OPTION : GESTION ET PROTECTION DU LITTORAL**

**Application du Modèle CROCO dans le Bassin Algérien**

**Présenté par :**

**BENAKILA Nouha Taissir BENTOUBAL Fatma Zohra Soumia**

**Soutenue le : 25 juin 2025**

**Mme BOURABAINÉ Fouzia  
Mme ABDEDDAIM Hakima  
M. BOUAICHA Farid**

**ENSSMAL  
ENSSMAL  
ENSSMAL**

**Présidente  
Examinatrice  
Promoteur**

**Année universitaire : 2024/2025**

## Remerciement

Avant tout, je rends grâce à Dieu, le Tout-Puissant, pour m'avoir donné la force, la patience et la persévérance nécessaires à la réalisation de ce travail.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à mon encadrant, BOUAICHA Farid, pour son accompagnement précieux, ses conseils avisés et sa disponibilité tout au long de ce travail. Son expertise et son soutien m'ont grandement aidé à mener à bien cette recherche.

Je remercie également chaleureusement Madame la Présidente du jury, BOURABAIN Fouzia, ainsi que l'ensemble des membres du jury, Madame ABDEDDAIM Hakima, pour avoir accepté d'examiner ce travail et pour leurs remarques constructives et leurs suggestions enrichissantes, qui ont contribué à améliorer la qualité de ce mémoire. À tous, je témoigne toute ma reconnaissance pour le temps consacré à l'examen de ce travail et pour leur bienveillance.

## Dédicaces

Je dédie ce mémoire, avec tout le respect et la reconnaissance qui leur sont dus :

À mes parents, pour leur amour inconditionnel, leur soutien moral et matériel, et les valeurs qu'ils m'ont transmises, qui ont guidé mon parcours académique.

À mes frères et sœurs, Amel, Asma, Rayhane, Ibtihel, Mouaad, Aouisse, Mohamed, Abdekrim, Abdou, dont la bienveillance, les encouragements et la présence constante m'ont été d'un grand réconfort tout au long de cette aventure.

À mes nièces et neveux, qui, par leur joie de vivre et leur spontanéité, m'ont apporté un souffle d'innocence et de motivation dans les moments les plus exigeants.

À mes amis, Lamia, Zahra, Marwa, pour leur disponibilité, leurs conseils avisés et leur précieuse amitié, qui ont enrichi cette expérience et contribué à son aboutissement.

À chacun d'entre vous, j'exprime ma profonde gratitude.

**BENAKILA Nouha Taissir**

À ma mère, lumière de mes jours.

À ma tante Saïda et à son mari, pour leur bienveillance et leurs paroles réconfortantes.

À ma sœur et à son mari Mohamed, compagnons de mes joies et de mes doutes.

À mon oncle, pour sa générosité et son soutien constant.

À mes chères Silia et Ichrak, amies fidèles et inspirantes.

À Riadh, pour son courage communicatif, sa présence précieuse et son soutien indéfectible.

À Anwar, frère spirituel dont la force et la persévérance ont éclairé mon chemin.

Sans vous, ce chemin aurait été bien plus difficile. Ce succès est aussi le vôtre.

**BENTOUBAL Fatma Zohra**

# Table des matières

Introduction générale.....	13
Chapitre 1 : Description générale de l'hydrodynamique de la méditerranée sud occidentale.....	15
1 Introduction .....	16
2 Description du bassin algérien .....	17
2.1 Cadre géographique et importance régionale .....	17
2.2 Morphologie et structure géodynamique .....	18
2.2.1 Configuration bathymétrique.....	18
2.2.2 Cadre géodynamique .....	19
2.3 Limites naturelles .....	20
3 Masse d'eau.....	20
3.1 Classification des masses d'eau .....	21
3.1.1 Eau Atlantique (AW – Atlantic Water).....	22
3.1.2 Eau de Surface Méditerranéenne (MSW – Méditerranéen Surface Water)	23
3.1.3 Eau Levantine Intermédiaire (LIW – Levantine Intermédiate Water) .....	24
3.1.4 Eau Profonde Occidentale (WMDW – Western Méditerranéen Deep Water)	25
4 Circulation dans le bassin algérien.....	27
4.1 Caractéristiques générales de la circulation.....	27
4.2 Tourbillons et variabilité saisonnière.....	28
4.2.1 Dynamique des tourbillons anticycloniques.....	28
4.2.2 Variabilité saisonnière .....	29
4.3 Influence de la topographie sous-marine.....	29
4.4 Modélisation numérique des processus océaniques dans le bassin algérien .....	30
5 Les gyres algériens .....	30
5.1 Origine et Formation .....	31
5.1.1 Gyres cycloniques .....	32
5.1.2 Gyres anticycloniques .....	32
5.2 Dynamique et variabilité.....	32
5.3 Impacts sur les écosystèmes et la circulation régionale.....	33
5.3.1 Sur les écosystèmes .....	33
5.3.2 Sur la circulation régionale .....	34
6 Conclusion.....	34
Chapitre 2 : Collection et analyse des données pour l'étude de la circulation océanique .	35

1	Introduction .....	36
2	Sources de données disponibles .....	36
2.1	Données in situ .....	36
2.1.1	Compagnes océanographiques .....	36
2.1.2	Plateformes autonomes .....	37
2.1.3	Synthèse et stratégie d'analyse .....	42
2.2	Données satellitaires .....	43
2.2.1	Altimétrie satellitaire .....	43
2.2.2	Température de surface (SST).....	43
2.2.3	Données dérivées complémentaires .....	44
2.2.4	Approche méthodologique intégrée .....	45
2.3	Données climatologiques et historiques .....	45
2.4	Données bathymétriques.....	47
3	Analyse et traitement des données .....	49
3.1	Prétraitement des données .....	49
3.2	Validation des données .....	50
3.3	Extraction des paramètres clés .....	51
4	Contribution des données a la modélisation CROCCO .....	52
5	Conclusion.....	53
	Chapitre 3 : Modélisation océanique.....	55
1	Introduction .....	56
2	Model NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean).....	57
2.1	Présentation du modèle.....	57
2.2	Composantes et caractéristiques du modèle .....	58
2.3	Consortium et développement .....	58
2.4	Les avantages et les inconvénients du modèle .....	58
2.4.1	Avantages .....	58
2.4.2	Inconvénients.....	58
2.5	Projet exécuté par le NEMO.....	59
3	POM (Princeton Océan Model).....	60
3.1	Présentation du modèle.....	60
3.2	Caractéristiques et composantes du modèle .....	60
3.3	Avantages et inconvénients du modèle.....	61
3.3.1	Avantages .....	61
3.3.2	Inconvénients.....	61
3.4	Projet exécuté par POM.....	62

4	Modèle FESOM (Finit Elément Sea Ice-Océan Model) .....	63
4.1	Présentation du modèle.....	63
4.2	Caractéristiques et composantes du modèle .....	63
4.3	Consortium et développement .....	63
4.4	Avantages et inconvénients du modèle.....	64
4.4.1	Avantages .....	64
4.4.2	Inconvénients.....	64
4.5	Projet exécuté par FESOM.....	64
5	Model CROCO (Coastal and Regional Ocean Community model).....	65
5.1	Origine et développement du modèle.....	65
5.2	Paramétrisation physique du modèle.....	68
5.2.1	Turbulence et mélange verticale.....	68
5.2.2	Frottement et transport sédimentaire .....	68
5.2.3	Forçage atmosphérique.....	68
5.2.4	Maillage et résolution.....	68
5.2.5	Discrétisation spatiale .....	69
5.2.6	Discrétisation temporelle.....	70
5.2.7	Données d'entré et forçage.....	70
6	Organigramme du modèle CROCO .....	72
	Chapitre 4 : Résultats et discussion .....	73
1	Introduction .....	74
2	Implémentation du modèle.....	75
3	Résultats initiaux .....	75
3.1	Conditions Physiques Initiales.....	75
3.2	Paramètres de Surface .....	76
3.3	Cartes Horizontales de Surface.....	80
3.4	Structures Verticales .....	82
3.5	Dynamique des Courants.....	86
4	Conclusion.....	94
	Conclusion générale .....	95
	Références bibliographique .....	97

## Liste des figures

Figure 1. 1 : Schémas de la circulation générale de l'eau de surface (Maw) en méditerranée occidentale tirée de (millot and taupier letage,2005) .....	16
Figure 1. 2 : Cadre géographique de la méditerranée. Reproduit d'el-geziry & bryden (2010, p.3), originalement intitulé "géographique features of the méditerranéen sea".....	17
Figure 1. 3 : Carte bathymétrique et topographique du bassin méditerranée reproduit d'el-geziry & Bryden(2010, p. 42) .....	18
Figure 1. 4 : Représentation schématique simplifiée de la circulation thermohaline en méditerranée le long d'une radiale allant du détroit de Gibraltar à la mer levantine adapté de zavatarelli et mellor (1995) .....	22
Figure 1. 5 Circulation des eaux atlantiques (Maw) en méditerranée reproduit d'el-geziry & bryden (2010,p.5),originalement intitulé "surface Atlantic water circulation" .....	23
Figure 1. 6 : Circulation des eaux levantine intermédiaires (liw) a 500m de profondeur. Reproduit de El-geziry & bryden (2010, p.6), originalement intitulé "levantine intermédiaire water circulation " .....	25
Figure 1. 7 phases de la convection profonde (a : pré conditionnement, b : mélange, c : étalement). adapté de marshall et schott (1999) .....	26
Figure 1. 8 : circulation des eaux a : de surface, b : intermédiaire, c : profondes ; en méditerranée adapte de the mermex group (durrieu de madron et al.,2011) .....	27
Figure 1. 9 : Carte de la circulation générale de la Méditerranée occidentale (Bosse, 2015).....	30
Figure 1. 10 : Structure hydrologique d'un meddy théorique. A/ température. B/ salinités. C/ profils thermique et halin au milieu du meddy mettant en évidence l'élévation de température et de salinité (in geistdoerfer, 2002).....	32
Figure 2. 1 : Glider SLOCUM G2 utilisé lors des missions ABACUS (Source : Cotroneo et al., 2019).....	40
Figure 2. 2 : Cycle opérationnel d'un flotteur ARGO (Source : Fisheries and Océans Canada, 2023, Programme ARGO) .....	41
Figure 2. 3 : Trajectoires des gliders ABACUS (2014–2016) dans le bassin algérien, Les déviations (en rouge et vert) correspondent à des adaptations pour échantillonner des tourbillons méso-échelles. (Source : Cotroneo et al., 2019) .....	42
Figure 2. 4 : Traitement des profils de salinité ABACUS (a) 0-100m et (b) 100-975m. Données brutes (noir), interpolation (bleu), filtre médian (rouge), moyenne glissante (vert). Source : Cotroneo et al. (2019) .....	50
Figure 2. 5 : Sections verticales de (a) température, (b) salinité, et (c) oxygène dissous (0–300 m), (d) chlorophylle, (e) turbidité. Données du glider ABACUS 3 (2016). Source : Cotroneo et al., 2019.....	51
Figure 2. 6 : Sections verticales de (a) température, (b) salinité, et (c) oxygène dissous (200–975m) (Cotroneo et al., 2019).....	51
Figure 3. 1 : Distribution saisonnière du Sargassum en 2017, comparant les observations satellitaires et les simulations du modèle.....	59
Figure 3. 2 : schéma de coordonnées sigma (Mellor, 2003).....	60
Figure 3. 3 : Trajectoire du super cyclone Orissa 1999 selon le JTWC.....	61
Figure 3. 4 : l'accord entre les membres de l'ensemble de simulations concernant l'augmentation ou la diminution de l'EKE dans différentes régions.....	65
Figure 3. 5 : grille d'Arakawa C sur l'horizontale (X. Couvelard 2014).....	70
Figure 3. 6 : Grille de coordonnées $\sigma$ sur la verticale (F. Khorrami et al.2017).....	70

<b>Figure 4. 1 : Carte bathymétrique du domaine d'étude montrant la topographie sous-marine du bassin algérien utilisée dans le modèle CROCO.....</b>	<b>75</b>
<b>Figure 4. 2 : Distribution horizontale de la salinité à la surface.....</b>	<b>76</b>
<b>Figure 4. 3 : Flux d'évaporation moins précipitation (E-P) sur la zone étudiée.....</b>	<b>77</b>
<b>Figure 4. 4 : Flux net de chaleur à la surface de la mer.....</b>	<b>77</b>
<b>Figure 4. 5 : Sensibilité du modèle à la configuration physique – variations spatiales selon les paramètres initiaux.....</b>	<b>78</b>
<b>Figure 4. 6 : Sensibilité du modèle à la configuration physique – variations spatiales selon les paramètres initiaux.....</b>	<b>78</b>
<b>Figure 4. 7 : Champ de vent en surface (intensité et direction).....</b>	<b>79</b>
<b>Figure 4. 8 : distribution de la salinité.....</b>	<b>80</b>
<b>Figure 4. 9 : distribution de la température.....</b>	<b>81</b>
<b>Figure 4. 10 : Profils verticaux de salinité à différents points de mesure.....</b>	<b>82</b>
<b>Figure 4. 11. Section verticale de la salinité selon un transect donné.....</b>	<b>83</b>
<b>Figure 4. 12 : Profils verticaux de température à différents points.....</b>	<b>84</b>
<b>Figure 4. 13 : Section verticale de la température selon un transect donné.....</b>	<b>85</b>
<b>Figure 4. 14 Composante zonale du courant (U) en surface.....</b>	<b>86</b>
<b>Figure 4. 15 : Composante méridienne du courant (V) en surface.....</b>	<b>87</b>
<b>Figure 4. 16 : Moyenne temporelle de la composante U (U bar).....</b>	<b>88</b>
<b>Figure 4. 17 : Moyenne temporelle de la composante V (V bar).....</b>	<b>89</b>
<b>Figure 4. 18 Composante verticale du courant (W).....</b>	<b>90</b>
<b>Figure 4. 19 : Profils verticaux de la composante W.....</b>	<b>91</b>
<b>Figure 4. 20 : Section verticale de la composante W.....</b>	<b>92</b>
<b>Figure 4. 21 : Élévation de la surface libre (Zeta) dans la zone d'étude.....</b>	<b>93</b>

## Liste des tableaux

<b>Tableau 1. 1 : caractéristiques des masses d'eau principales. (millot &amp; taupier-letage, 2005 ; modifié d'après schroeder et al.,2017) .....</b>	<b>21</b>
<b>Tableau 1. 2 : origine et composition de l'eau de surface méditerranéenne (MSW)...</b>	<b>24</b>
<b>Tableau 2. 1 : Principaux résultats hydrologiques et dynamiques de la campagne SOMBA-GE2014 dans le bassin algérien sud-occidental (adapté de Louanchi et al., 2017) .....</b>	<b>37</b>
<b>Tableau 2. 2 : Paramètres océanographiques clés de la campagne Meteor 84/3 (Fiekas et al., 2012, Meteor 84/3 Data Analysis) .....</b>	<b>38</b>
<b>Tableau 2. 3 : Paramètres océanographiques clés de la campagne Meteor 84/3 (Fiekas et al., 2012, Meteor 84/3 Data Analysis) .....</b>	<b>38</b>
<b>Tableau 2. 4 : Caractéristiques techniques et résultats scientifiques des missions ABACUS (2014-2016).....</b>	<b>40</b>
<b>Tableau 2. 5 : Spécifications techniques et contributions scientifiques du réseau Argo méditerranéen.....</b>	<b>41</b>
<b>Tableau 2. 6 : Synthèse comparative des plateformes gliders ABACUS et flotteurs Argo (adapté de Testor et al., 2019 et Poulain et al., 2021) .....</b>	<b>42</b>
<b>Tableau 2. 7 : Produits satellitaires utilisés pour l'étude (Sources : CMEMS 2023, NASA OB-DAAC 2023, CATDS) .....</b>	<b>43</b>
<b>Tableau 2. 8 : Synthèse des données pour la validation de CROCO.....</b>	<b>45</b>
<b>Tableau 2. 9. Synthèse des données climatiques et de leur contribution à l'étude du bassin algérien.....</b>	<b>46</b>
<b>Tableau 2. 10 : Rôle des données bathymétriques dans la dynamique du bassin algérien.....</b>	<b>48</b>
<b>Tableau 2. 11 : Méthodologie complète de prétraitement des données océanographiques pour CROCO.....</b>	<b>49</b>
<b>Tableau 2. 12 : Synthèse des paramètres clés extraits.....</b>	<b>52</b>
<b>Tableau 2. 13 Configuration et performance du modèle CROCO pour le bassin algérien sud-occidental.....</b>	<b>53</b>
<b>Tableau 3.1 : Les variables qui interviennent dans les équations .....</b>	<b>67</b>

## Liste des abréviations

**ADCP** : Acoustic Doppler Current Profiler.

**AGRIF** : Adaptive Grid Refinement in Fortran.

**ANRH** : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (Algérie).

**AW**: Atlantic Water (Eau Atlantique).

**AWI** : Alfred Wegener Institute.

**BRL** : Bassin Rhône-Languedoc (non explicitée, contexte hydrologique).

**CATDS** : Centre Aval de Traitement des Données SMOS.

**CCMP** : Cross-Calibrated Multi-Platform (données vent).

**CFL** : Critère Courant Friedrich-Levy

**CTD**: Conductivity-Temperature-Depth (sonde oceanography).

**CROCO**: Coastal and Regional Ocean Community model.

**EAG**: Gyre Algérien Est (Eastern Algerian Gyre).

**ECMWF**: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

**EKE** : Energie Cinétique Turbulente (Eddy Kinetic Energy).

**FESOM** : Finit Elément Sea Ice-Océan Model.

**GEBCO**: General Bathymetric

(critère de stabilité numérique).

**CMEMS** : Copernicus Marine Environment Monitoring Service.

**CNRDPA** : Centre National de Recherche et de Développement de la Pêche et de l'Aquaculture (Algérie).

**CNRS** : Centre National de la Recherche Scientifique (France).

**COADS**: Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set.

**COARE** : Coupled Ocean-Atmosphere Response Expérimente (algorithme de flux).

**CP** : Coefficient de chaleur massique ( $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ ).

**DUACS**: Data Unification and Altimeter Combination System.

**DTM** : Digital Terrain Model.

**E-P** : Évaporation moins Précipitations.

**EMODnet**: European Marine Observation and Data Network.

**ERA5** : Réanalyse météorologique de l'ECMWF.

**ETOPO1** : Modèle topographique

Chart of the Oceans.

**GLS** : Generic Length Scale (schéma de turbulence).

**IRD** : Institut de Recherche pour le Développement.

**JTWC** : Joint Typhoon Warning Center (référence cyclone Orissa).

**KPP** : K-Profile Parameterization (schéma de mélange vertical).

**LIW** : Levantine Intermédiaire Water (Eau Levantine Intermédiaire).

**MAW**: Modified Atlantic Water (Eau Atlantique Modifiée).

**MEDAR**: Mediterranean Data Archaeology and Rescue (base de données).

**MISTRAL** : Vent froid nord-ouest en Méditerranée.

**MOOSE**: Mediterranean Ocean Observing System for the Environment.

**MSW** : Méditerranéen Surface Water (Eau de Surface Méditerranéenne).

**MODIS**: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (NASA).

**NCEP**: National Centers for Environmental Prediction (USA).

**NEMO**: Nucleus for European Modelling of the Ocean.

**NOAA**: National Oceanic and Atmospheric Administration (USA).

**OB-DAAC**: Ocean Biology Distributed Active Archive Center (NASA).

**OSTIA**: Operational Sea Surface Temperature and Ice Analysis.

**POM** : Princeton Océan Model.

**PSU** : Practical Salinity Unit (unité de salinité).

**ROMS** : Regional Ocean Modeling System (prédécesseur de CROCO).

**SI** : Symmetric Instability (instabilité symétrique).

**SMOS** : Soil Moisture and Ocean Salinity (satellite).

**SNH** : Solveur Non Hydrostatique (module CROCO).

**SST** : Sea Surface température (Température de surface).

**SSH** : Sea Surface Height (Hauteur de surface).

**Sv** : Sverdrup (unité de débit océanique,  $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

**TOP**: Tracer in Ocean Paradigm (module biogéochimique de NEMO).

**TPXO**: Oregon State University Tidal Prediction Software.

**U/V/W** : Composantes zonale (est-ouest), méridienne (nord-sud) et verticale des courants.

**VHR** : Très Haute Résolution.

**WAG** : Gyre Algérien Ouest (Western Algerian Gyre).

**WMDW**: Western Mediterranean Deep Water (Eau Profonde Occidentale).

**WOA**: World Ocean Atlas.

La Méditerranée occidentale, et plus particulièrement le bassin algérien, constitue une zone d'étude privilégiée pour comprendre les interactions complexes entre dynamique océanique et changements climatiques. Ce bassin se caractérise par une circulation marine intense dominée par le courant algérien, dont les instabilités génèrent une activité tourbillonnaire remarquable (Millot, 1999 ; Escudier et al., 2021). La région présente également une stratification thermohaline marquée, avec des masses d'eau aux propriétés distinctes qui interagissent de manière complexe. Ces caractéristiques uniques en font un laboratoire naturel pour étudier les processus de méso-échelle et leur rôle dans les échanges énergétiques à l'échelle du bassin méditerranéen (Durrieu de Madron et al., 2011).

Face à cette complexité, notre étude adopte une approche méthodologique intégrée combinant trois axes complémentaires. D'une part, nous utilisons une modélisation numérique haute résolution avec le modèle CROCO (configuration 1/32°), spécialement adapté pour capturer les processus méso-échelles (Debreu et al., 2012). D'autre part, nous analysons un ensemble de données observationnelles comprenant des mesures satellitaires (altimétrie Jason-3, SST Sentinel-3) et des données in situ issues de campagnes océanographiques récentes. Enfin, nous validons systématiquement nos résultats par comparaison avec les références historiques et les bases de données standardisées, permettant ainsi d'évaluer à la fois les avancées et les limites de notre approche.

Le bassin algérien présente plusieurs paradoxes qui motivent notre recherche. Malgré son importance dans la circulation méditerranéenne, cette région reste relativement peu documentée, en particulier pour ce qui concerne les processus côtiers (Álvarez et al., 2018). Ce déficit observationnel s'explique en partie par les difficultés techniques d'accès à certaines zones et par la variabilité spatio-temporelle élevée des phénomènes étudiés. Les campagnes océanographiques, bien que précieuses, ne fournissent souvent que des instantanés limités dans le temps et l'espace (Testor et al., 2018).

La complexité des processus physiques en jeu constitue un deuxième défi majeur. Les interactions non-linéaires entre le courant algérien, la topographie sous-marine accidentée (Aït-Ameur et al., 2021) et les forçages atmosphériques variables créent une dynamique particulièrement difficile à modéliser. Les schémas de paramétrisation classiques peinent notamment à reproduire fidèlement la formation et l'évolution Des Tourbillons de méso-échelle, dont le rôle dans le transport des masses d'eau est pourtant crucial.

## INTRODUCTION GENERALE

---

Enfin, l'impact du changement climatique introduit de nouvelles incertitudes. Les observations récentes montrent une modification des propriétés des masses d'eau et des schémas de circulation (Schroeder et al., 2016), mais les mécanismes précis et l'ampleur de ces changements restent mal contraints. Ces évolutions posent des questions fondamentales sur la capacité des modèles actuels à anticiper les états futurs du système, alors même que la région méditerranéenne se réchauffe plus rapidement que la moyenne globale.

# **Chapitre 1 : Description générale de l'hydrodynamique de la méditerranée sud- occidentale.**

## 1 Introduction

Nous allons étudier la Méditerranée sud-occidentale, en particulier le bassin algérien, un système hydrodynamique complexe marqué par des processus clés illustrés dans la Figure 1.1 (Millot et Taupier-Letage, 2005). Cette figure met en évidence trois caractéristiques majeures : le courant algérien, principal vecteur des eaux atlantiques modifiées (MAW) ; les structures tourbillonnaires résultant de sa déstabilisation ; et les interactions physiques, comme la réflexion vers les Baléares et le couplage avec la topographie sous-marine.

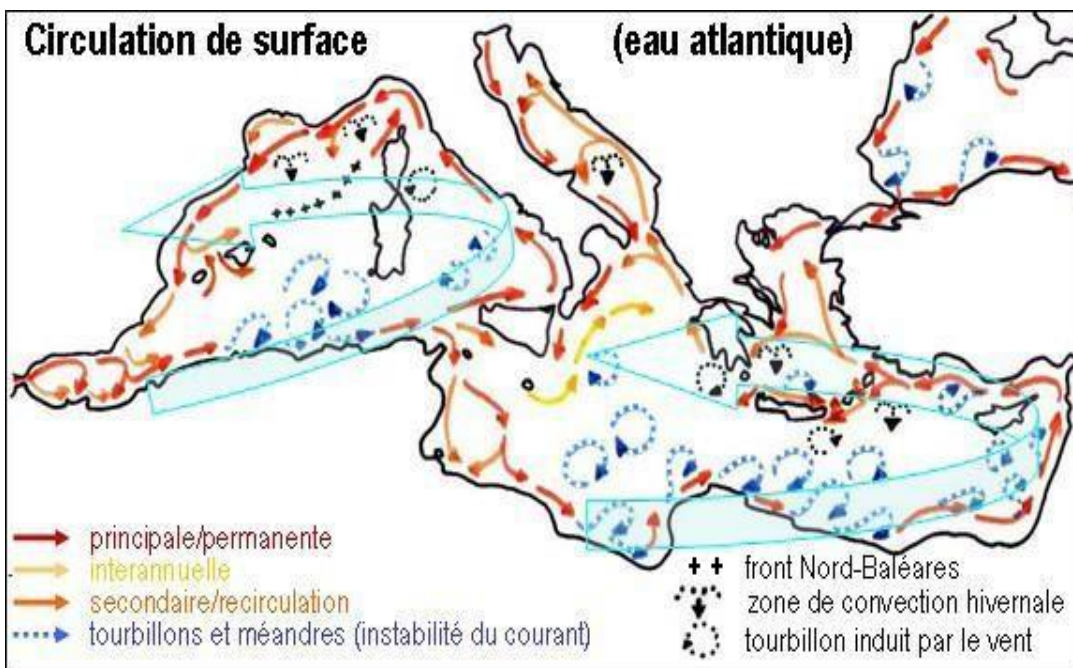


Figure 1.1 : Schéma de la circulation générale de l'eau de surface (MAW) en Méditerranée occidentale (Millot et Taupier-Letage, 2005).

## 2 Description du bassin algérien

### 2.1 Cadre géographique et importance régionale

Le bassin algérien sud-occidental ( $0^{\circ}$ – $3^{\circ}$ E,  $35^{\circ}$ – $37^{\circ}$ N), élément clé de la Méditerranée (Fig. 1.2), s'étend sur 44 750 km<sup>2</sup> de zones arides et semi-arides. Son hydrologie est gouvernée par trois facteurs :

- Les apports atlantiques (flux moyen de 0,8 Sv, ANRH 2020), contrôlés par le détroit de Gibraltar (seuil à 300 m), créant un gradient de salinité (36,1–36,8 psu).
- La transition géologique entre les domaines saharien et atlasique, influençant écoulements souterrains et dynamique sédimentaire.
- Les systèmes endoréiques locaux, comme le bassin de la Saoura, se caractérisent par des apports fluviaux saisonniers et des interactions avec les nappes fossiles.

La Figure 1.2 illustre ces processus, ainsi que l'entrée des eaux atlantiques, la transition géologique et l'influence des systèmes locaux sur la dynamique côtière.

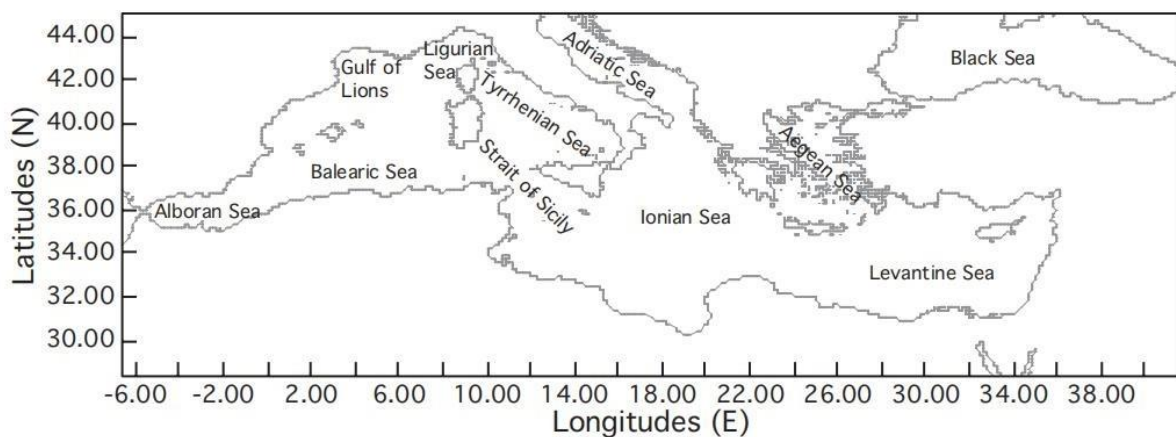


Figure 1-2: Cadre géographique de la méditerranée reproduit d'el-geziry & bryden (2010).

## 2.2 Morphologie et structure géodynamique

### 2.2.1 Configuration bathymétrique

Le bassin sud-occidental algérien présente une morpho structure complexe divisée en trois domaines (Fig. 1.3) :

- Plateau continental (0-200 m) : Largeur variable (14,8 km près d'Oran à 35,2 km vers Béni Saf), avec une pente moyenne de  $2,3^{\circ} \pm 0,5^{\circ}$  (Aït-Ameur et al., 2021). Substratum calcaire miocène, stratification sédimentaire marquée (sables grossiers 0-50 m ; vases bioclastiques 50-200 m).
- Talus continental (200-2000 m) : Pentes fortes ( $5,1^{\circ}$ - $12,4^{\circ}$ ) et activité gravitaire intense. Structuré par deux canyons majeurs : Mostaganem (94,7 km, 1824 m) et Oran (77,8 km, 1523 m), essentiels au transport sédimentaire.
- Plaine abyssale (2000-2850 m) : Profondeur moyenne  $2560 \pm 120$  m, avec reliefs remarquables (Mont Habibas, 2110 m ; seuil d'Alboran), témoins de la dynamique géologique régionale (Aït-Ameur et al., 2021).

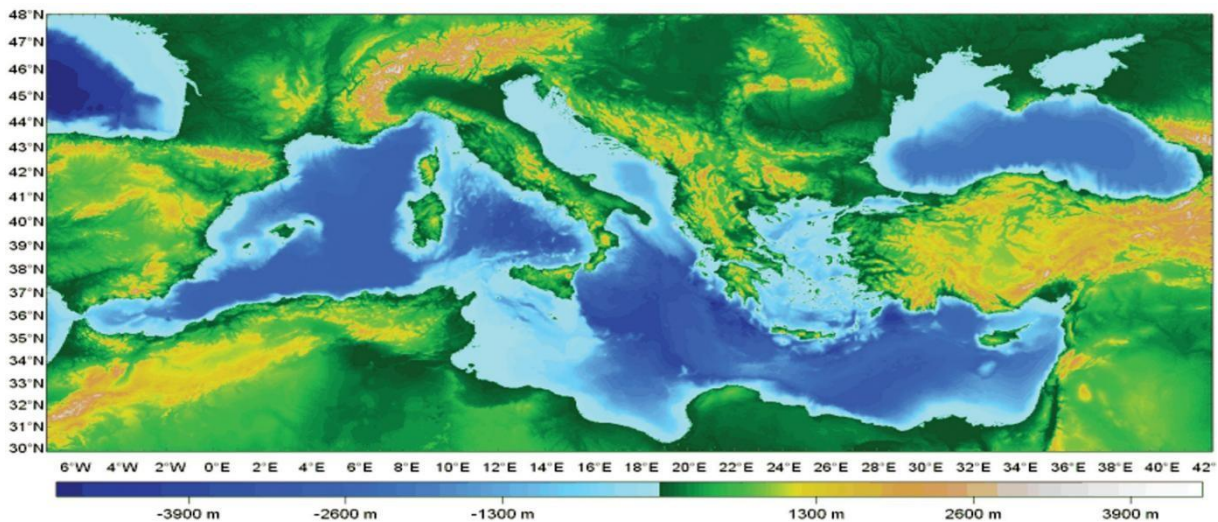


Figure 1-3 Carte bathymétrique et topographique du bassin méditerranéen reproduit d'el-geziry & bryden (2010, p. 42).

### **2.2.2 Cadre géodynamique**

La structure du bassin s'inscrit dans la convergence Afrique-Eurasie à un taux de 5 mm/an. Cette dynamique se traduit par :

- Un amincissement crustal progressif (de 25 km à 8 km).
- Un système de failles actives dominé par la faille algérienne principale.
- Des séquences sédimentaires d'une épaisseur moyenne de 3,5 km, enregistrant l'histoire géologique régionale depuis le Miocène.

## **2.3 Limites naturelles**

Le bassin sud-occidental algérien est délimité par des frontières naturelles bien caractérisées, conférant une individualité marquée en Méditerranée occidentale. Ces limites, étudiées lors des campagnes MARADJA (2018-2022), influencent les transferts sédimentaires, la distribution des écosystèmes et les interactions géodynamiques.

- **À l'ouest** : Le canyon sous-marin de Habibas, aux parois abruptes atteignant 1250 m de profondeur, constitue une frontière morphologique majeure.
- **À l'est** : La faille d'Alger, structure active sur 120 km, présente un taux de glissement de 0,8 mm/an (Déverchère et al., 2022).
- **Au nord** : Le courant algérien (vitesses de 0,5 à 1,2 m/s) marque la bordure septentrionale, modulant les échanges hydrologiques (Hamdi et al., 2023).
- **Au sud** : Le littoral de 215 km comprend deux échancrures majeures : la baie d'Oran (12 km de large) et la baie de Mostaganem (8 km de large), documentées par le CNRDPA (2022).

## **3 Masse d'eau**

La stratification hydrologique de la Méditerranée Sud-Occidentale résulte des interactions entre les apports atlantiques via Gibraltar, les processus de convection hivernale dans le golfe du Lion et les échanges thermohalins avec le bassin oriental (MOOSE-GE, 2018 ; DEWEX, 2013). Les trois masses d'eau principales sont : Eau Atlantique (AW) 0-200 m, Eau Levantine Intermédiaire (LIW) 200-600 m et Eau Profonde Occidentale (WMDW) >1000 m. Cette structure, initialement décrite par Millot (1999) et précisée par (Schroeder et al. (2017), présente une variabilité saisonnière et interannuelle liée aux forçages atmosphériques.

### **3.1 Classification des masses d'eau**

Le bassin algérien est organisé autour de trois masses d'eau, classées par densité ( $\sigma_t$ ) :

**Tableau 1. 1 : caractéristiques des masses d'eau principales. (Milot & Taupier-letage, 2005 ; modifié d'après Schroeder et al., 2017).**

<b>Masse d'eau</b>	<b>Profondeur (m)</b>	<b>Salinité (psu)</b>	<b>Température (°C)</b>	<b>Origine</b>
<b>Eau Atlantique (AW)</b>	0-200	36.2-36.5	14-25	Détroit de Gibraltar
<b>Eau Levantine Intermédiaire (LIW)</b>	200-600	38.4-39.1	13-15	Mer Levantine
<b>Eau Profonde Occidentale (WMDW)</b>	>1000	38.4-38.5	12.7-13.0	Golfe du Lion

La circulation thermohaline méditerranéenne, illustrée par la Figure 1.4, révèle les interactions clés entre les masses d'eau décrites ci-dessus. Ce schéma simplifié le long d'une radiale Gibraltar-mer Levantine met en évidence :

- Le rôle des entrées/sorties atlantiques (AW) en surface.
- La plongée des eaux intermédiaires (LIW) et profondes (WMDW).
- Les zones de convection hivernale dans le bassin algérien. Adapté de (Zavatarelli et Mellor., 1995).

# Chapitre 1 : Description générale de l'hydrodynamique de la méditerranée sud-occidentale

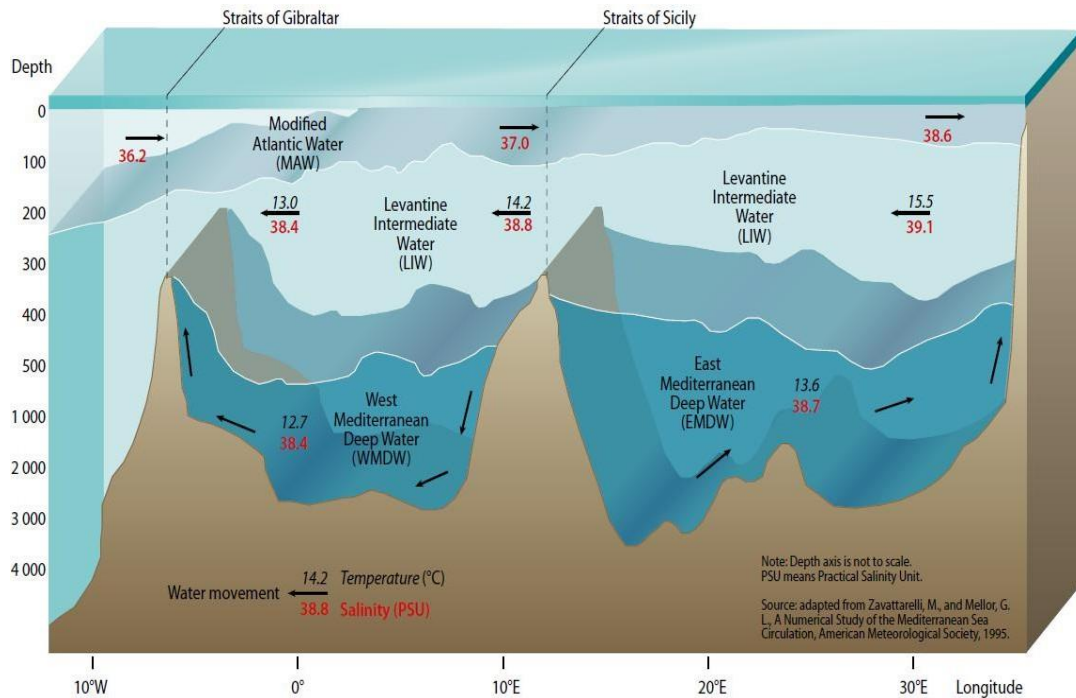


Figure 1.4 : Représentation schématique simplifiée de la circulation thermohaline en méditerranée le long d'une radiale allant du détroit de Gibraltar à la mer levantine adapté de zavatarelli et mellor (1995).

## 3.1.1 Eau Atlantique (AW – Atlantic Water)

L'Eau Atlantique (AW) pénètre en Méditerranée par le détroit de Gibraltar, un passage de 14 km de large avec une profondeur maximale de 300 m (Bryden & Kinder, 1991). Ce système fonctionne comme un double courant inverse (**Fig. 1.5**) :

- En surface (0-150 m) : entrée d'eau atlantique, peu salée (36.1-36.5 psu), s'écoule vers l'est.
- En profondeur (>150 m) : sortie d'eau méditerranéenne dense (salinité >38.4 psu) sort vers l'ouest (Bryden & Kinder, 1991).

Dans le bassin algérien, l'AW (0-200 m) subit un épaissement dû au mélange turbulent ( $K_z = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ) induit principalement par les vents Mistral/Tramontane (Font et al., 2016). Ses caractéristiques montrent une salinité moyenne de 36.3 psu (36.1-36.8) et une température de 18.5°C (14.2-25.7°C) (Ruiz et al., 2019 ;

MEDAR, 2002), avec une variation spatiale (-0.15 psu/100 km vers l'est) et saisonnière (max. hivernaux 36.8 psu, min. estivaux 36.1 psu) liée aux vents et apports fluviaux (Béranger et al., 2004).

Le Courant Algérien (0.4 m/s en moyenne, 1.2 m/s max) transporte l'AW avec un noyau à 50-100 m (MOOSE-GE ADCP), générant des instabilités hydrodynamiques : tourbillons (50-150 km, 2-6 mois) et méandres (200-300 km) (Puillat et al., 2002). Sous l'effet de l'évaporation (1.2 m/an, pics à 2.5 m/an) et du mélange, l'AW évolue en MAW (Béranger et al., 2004 ; Font et al., 2016).

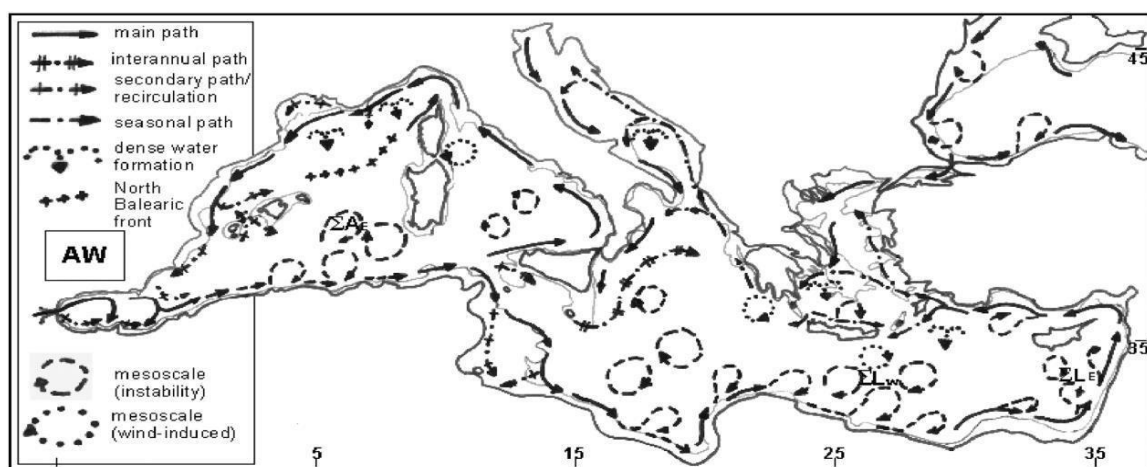


Figure 1.5 : Circulation des eaux atlantiques (Maw) en méditerranée reproduit.

### 3.1.2 Eau de Surface Méditerranéenne (MSW – Mediterranean Surface Water)

La MSW résulte du mélange de trois sources principales (Tableau 1.2) : l'Eau Atlantique (36,2-36,5 psu, 14- 25°C) dominant à 60-70%, les apports fluviaux (Rhône : 1700 m<sup>3</sup>/s ; Cheliff : 50 m<sup>3</sup>/s) contribuant à 15-25%, et les précipitations (5-15%) dont l'effet dessalant est notable. Cette composition explique sa salinité variant de 37,0 à 38,0 psu avec des variations saisonnières (+0,8 psu en été par évaporation, -0,3 psu en hiver par apports fluviaux). Les processus de mélange, plus rapides près des côtes (7-12 jours,  $K_z=5,7 \times 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s) qu'au large (15-30 jours,  $K_z=1,2 \times 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s), créent une interface dynamique avec la LIW (150-200 m) caractérisée par d'importants flux verticaux (15-25 W/m<sup>2</sup> de chaleur ; 1,2-1,8 kg/m<sup>2</sup>/jour de sel), jouant ainsi un rôle clé dans la stratification océanique méditerranéenne.

**Tableau 1. 2 : origine et composition de l'eau de surface méditerranéenne (MSW).**

Source	Caractéristiques	Contribution Relative	Référence
Eau Atlantique (AW)	36,2-36,5 psu, 14-25°C	60-70%	Millot, C. (2009)
Apports Fluviaux	Rhône: 1,700 m <sup>3</sup> /s (5-15 psu) Cheliff: 50 m <sup>3</sup> /s (10-20 psu)	15-25%	Ludwig, W. et al. (2009)
Précipitations	300-600 mm/an Effet dessalant	5-15%	Sanchez-Gomez, E. et al. (2021)

### **3.1.3 Eau Levantine Intermédiaire (LIW – Levantine Intermédiaire Water)**

La LIW se forme dans le bassin levantin lors d'hivers rigoureux lorsque trois conditions sont réunies : températures <15°C, salinité >38,8 psu et vents soutenus (>10 m/s pendant ≥5 jours) (Theocharis et al., 2002). Cette masse d'eau (14-15°C, 38,7-39,1 psu) circule entre 200-600 m de profondeur (Millot, 2013), contournant les obstacles topographiques comme le seuil sicilien (Geistdoerfer, 2008).

La Figure 1.6 illustre trois rôles majeurs de la LIW :

- Transport thermohalin ( $15-25 \times 10^{12}$  W de chaleur,  $1,5-2,0 \times 10^6$  kg/s de sel) entre bassins est et ouest (Schroeder et al., 2016).
- Fertilisation des eaux de surface via upwelling (Durrieu de Madron et al., 2013).
- Contribution à la formation des eaux profondes en Méditerranée nord-occidentale (Pinardi et al., 2015). L'interaction LIW-Courant Algérien génère des tourbillons complexes (Puillat et al., 2002) qui créent des corridors écologiques essentiels pour la faune pélagique.

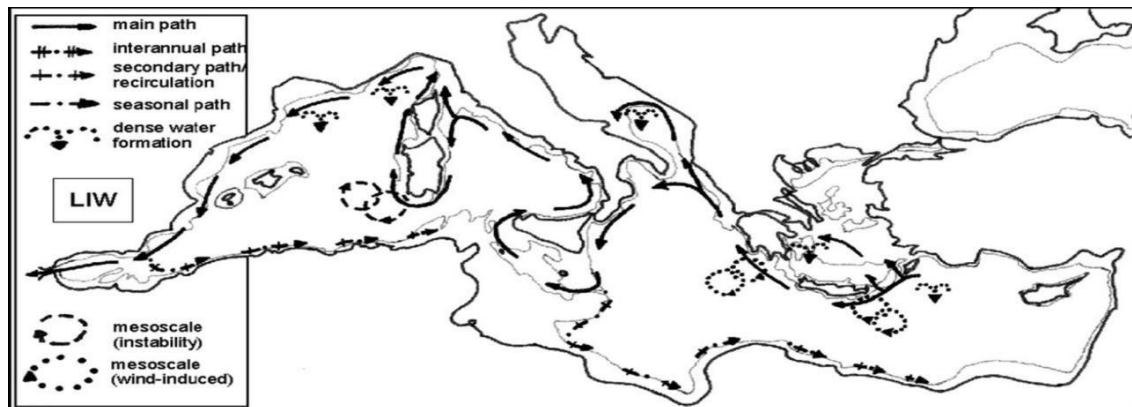


Figure 1. 6 : Circulation des eaux levantine intermédiaires (liw) a 500m de profondeur. Reproduit (El-Geziry).

### 3.1.4 Eau Profonde Occidentale (WMDW – Western Méditerranéen Deep Water)

La formation de la WMDW dans le golfe du Lion constitue un processus océanographique majeur en Méditerranée occidentale (Millot, 2009), caractérisé par une convection hivernale intense nécessitant des conditions météorologiques particulières. Les observations de la bouée LION (Météo-France, 2015) révèlent que ce phénomène exige :

- Des températures de surface  $<13^{\circ}\text{C}$  pendant  $\geq 5$  jours (Houpert et al., 2016).
- Pertes de chaleur atmosphérique  $>200 \text{ W/m}^2$  (Herrmann et al., 2008).
- Intensification entre janvier-février (Testor et al., 2018).

La convection profonde se déroule en trois phases successives. La phase de pré conditionnement (décembre) voit les vents violents ( $>15 \text{ m/s}$ ) provoquer une de stratification verticale et former des cellules convectives de 10-20 km (D'Ortenzio et al., 2005 ; Schott et al., 1996). Durant la phase active (janvier-mars), des cheminées convectives atteignant 2000-2500 m de profondeur se développent sous l'effet d'un refroidissement intense ( $>200 \text{ W/m}^2$ ), avec des descentes d'eau à  $\sim 10 \text{ cm/s}$  formant la WMDW (Somot et al., 2016 ; Houpert et al., 2016). Enfin, la phase d'étalement propage ces eaux vers le sud-ouest à  $1\text{-}2 \text{ cm/s}$ , créant une couche homogène de plus de 1000 m

## Chapitre 1 : Description générale de l'hydrodynamique de la méditerranée sud-occidentale

---

d'épaisseur (Send et al., 1999). Ce processus crucial contrôle le renouvellement des eaux profondes (Bethoux et al., 2002), les flux biogéochimiques (Durrieu de Madron et al., 2013) et la circulation thermohaline régionale (Pinardi et al., 2015).

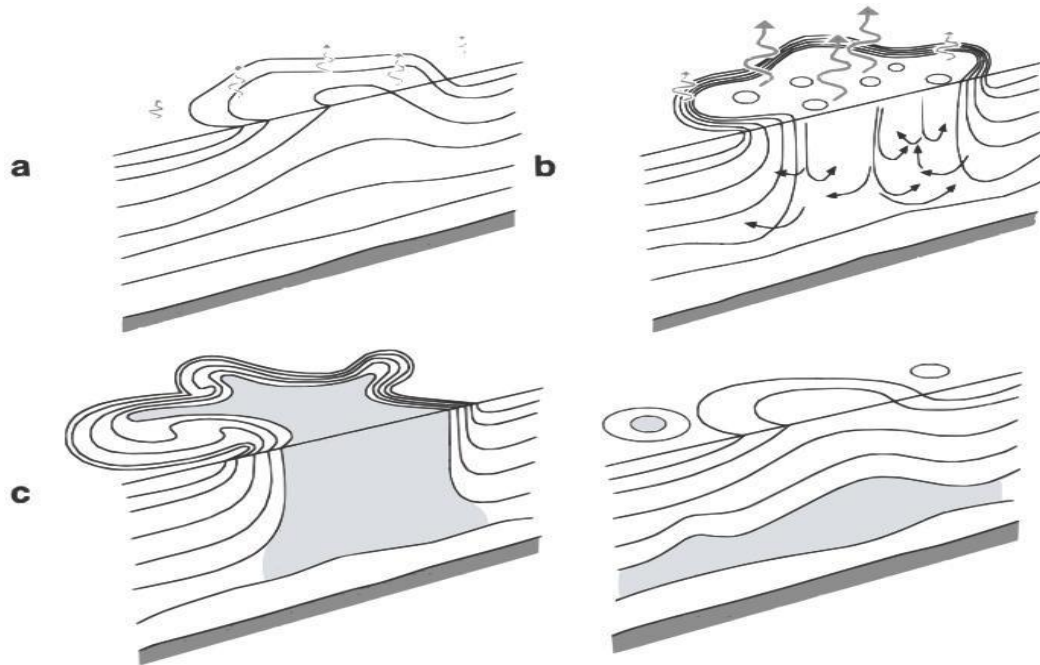


Figure 1.7 : phases de la convection profonde (a : pré conditionnement, b : mélange, c : étalement). Adapté de Marshall et Schott (1999).

## 4 Circulation dans le bassin algérien

La circulation du bassin algérien présente une structure tri-dimensionnelle complexe (Figure 1.8) avec en surface le Courant Algérien transportant les MAW, en couche intermédiaire entre 200-600 m les LIW, et en profondeur les WMDW issues de la convection hivernale. Cette organisation particulière influence fortement la dynamique régionale à travers le développement d'instabilités méso- échelles et des interactions complexes avec la topographie sous-marine (Millot, 1999).

### 4.1 Caractéristiques générales de la circulation

Le Courant Algérien, marqué par des tourbillons (100-200 km) et une instabilité barocline (Puillat et al., 2002), transporte les MAW (0,8-1 Sv à Gibraltar) qui évoluent en température (+2-3°C) et salinité (36,5-37,5 psu) (Sparnocchia et al., 1999). Son trajet combine écoulement côtier, déviation nord et intégration dans le gyre nord-méditerranéen (Testor & Gascard, 2003), influençant les échanges méridionaux et la productivité biologique.

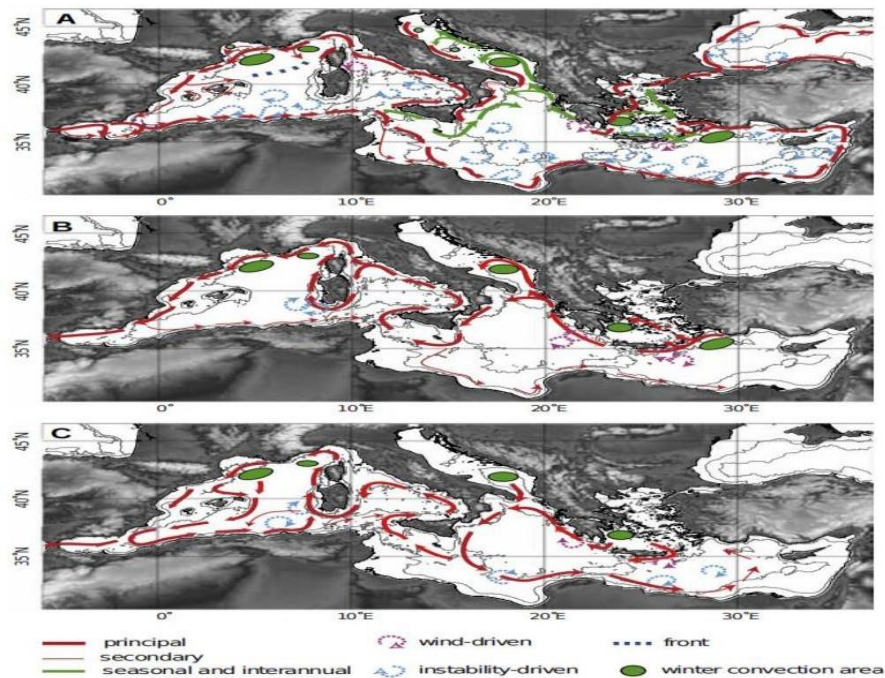


Figure 1.8 : circulation des eaux A : de surface, B : intermédiaire, C : profondes en méditerranée adapte (durrieu de madron et al., 2011).

## **4.2 Tourbillons et variabilité saisonnière**

La dynamique du bassin algérien est marquée par une forte variabilité spatio-temporelle, où les structures méso-échelles et les forçages saisonniers interagissent pour façonner les caractéristiques océanographiques régionales.

### **4.2.1 Dynamique des tourbillons anticycloniques**

Les tourbillons anticycloniques, formés par instabilité barocline du Courant Algérien (notamment près des caps topographiques), représentent une composante majeure de la variabilité méso-échelle (Hamad et al., 2006). Leur persistance peut s'étendre sur plusieurs années, comme le montre le cas du "Grand Tourbillon Algérien" (1997-2000) (Puillat et al., 2002). Ces structures influencent la dynamique régionale par :

- Transport horizontal des MAW (jusqu'à 300 km au large) (Escudier et al., 2016).
- Mélange vertical affectant les 500 m supérieurs (Taupier-Letage et al., 2003).
- Génération d'anomalies thermiques de surface (+2°C) (Olita et al., 2014).

### **4.2.2 Variabilité saisonnière**

En hiver (décembre-mars), les conditions sont marquées par une intensification des vents continentaux (+30- 40% pour le Mistral) (Josey et al., 1999), un refroidissement prononcé des eaux de surface ( $>4^{\circ}\text{C}$ ) (K. G. Schroeder s.d.)(Schroeder et al., 2008) et des mécanismes de convection profonde générant la LIW ( $>38.4$  psu) (Robinson et al., 2001).

En été (juin-septembre), on observe une stratification verticale marquée (thermocline 20-50 m) (Millot, 1999), une stabilité accrue des structures tourbillonnaires (Escudier et al., 2016) et un réchauffement significatif des eaux de surface ( $+3-5^{\circ}\text{C}$ ) renforçant la stratification.

### **4.3 Influence de la topographie sous-marine**

La configuration bathymétrique influence profondément la dynamique du bassin algérien à travers trois mécanismes clés. Les reliefs sous-marins guident les masses d'eau en canalisant les tourbillons le long des isobathes et en favorisant la descente des eaux denses via les canyons (Mostaganem, Oran) (Testor & Gascard, 2003 ; Canals et al., 2006). Les isobathes profondes (2000-2500 m) agissent comme barrières naturelles, limitant la propagation des eaux orientales et modulant les échanges interbassins (Beranger et al., 2004). Enfin, l'interaction courant-topographie génère des structures persistantes (tourbillons quasi-stationnaires) au niveau des caps et ruptures de pente, influençant durablement la distribution des masses d'eau, les transferts énergétiques verticaux et la dynamique des couches intermédiaires (Escudier et al., 2021). Cette triple action (guidage, barrière, génération) confère à la topographie un rôle central dans l'organisation de la circulation régionale et les échanges à l'échelle du bassin méditerranéen occidental.

## **4.4 Modélisation numérique des processus océaniques dans le bassin algérien**

Les récentes simulations haute résolution (modèle CROCO) ont permis de mieux comprendre la dynamique du bassin algérien (Debreu et al., 2012). Les résultats montrent que les tourbillons anticycloniques contribuent à 60% des flux méridionaux et à  $38\pm 5\%$  des transferts air-mer, avec une durée de vie moyenne de  $2.7\pm 0.3$  ans (Escudier et al., 2021). La modélisation révèle une forte variabilité saisonnière, avec des contrastes thermiques de  $8.2\pm 1.5^\circ\text{C}$  entre saisons et des profondeurs de thermocline variant de  $24\pm 5$  m (été) à  $152\pm 20$  m (hiver) (Waldman et al., 2022). Elle capture également l'intensification hivernale du Courant Algérien ( $+32\pm 7\%$ ). Ces résultats, cohérents avec les observations, font de la modélisation un outil essentiel pour la prévision océanique et la gestion des écosystèmes dans la région.

## **5 Les gyres algériens**

Les gyres algériens constituent des structures tourbillonnantes méso-échelles qui se forment principalement par instabilité du courant algérien, un courant côtier transportant les eaux atlantiques (MAW) vers l'est (Taupier-Letage & Millot, 1988). Ces systèmes tourbillonnaires présentent deux types morpho dynamiques distincts aux caractéristiques hydrodynamiques bien différenciées, dont la distribution spatiale est illustrée par la Figure 1.9 (Bosse, 2015).

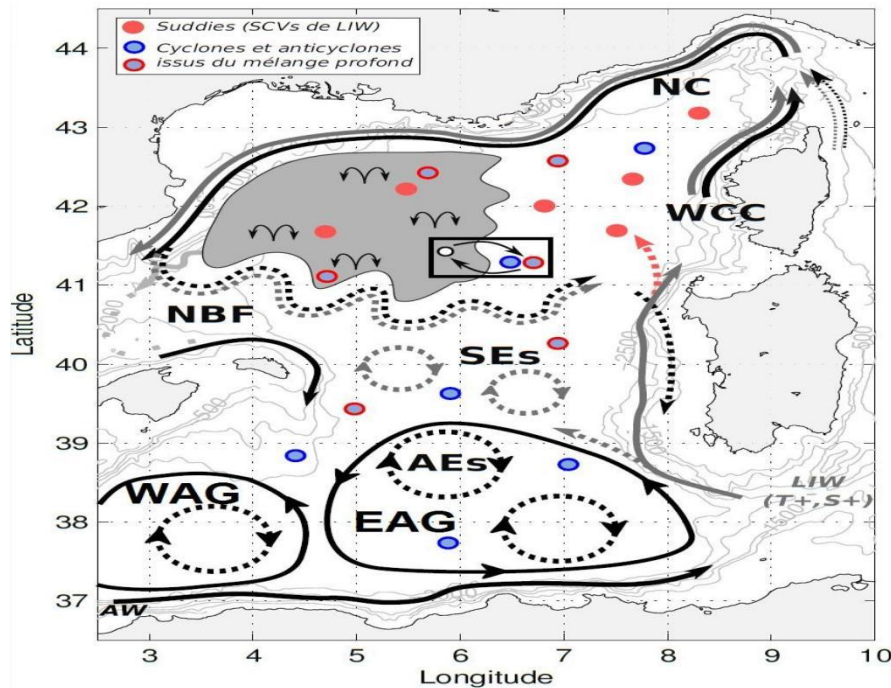


Figure 1. 9 : Carte de la circulation générale de la Méditerranée occidentale (Bosse, 2015).

La figure montre les courants permanents (en traits pleins) et les structures tourbillonnaires temporaires (en pointillés) dans la région. On distingue clairement les gyres algériens (EAG/WAG) qui jouent un rôle central, ainsi que les tourbillons (AEs) issus des instabilités du courant algérien. La représentation illustre également comment ces éléments interagissent avec les autres composantes du système, comme le Courant Nord (NC) et les tourbillons sardes (SEs), tout en différenciant les couches d'eau de surface (AW) et intermédiaire (LIW).

## 5.1 Origine et Formation

Ces gyres se forment principalement par instabilité du courant algérien, un courant côtier transportant les eaux atlantiques (MAW) vers l'est (Taupier-Letage & Millot, 1988). Comme le montre la Figure 1.9, leur distribution spatiale suit une logique méso-échelle, avec des noyaux bien localisés. On distingue deux types morpho dynamiques :

### 5.1.1 Gyres cycloniques

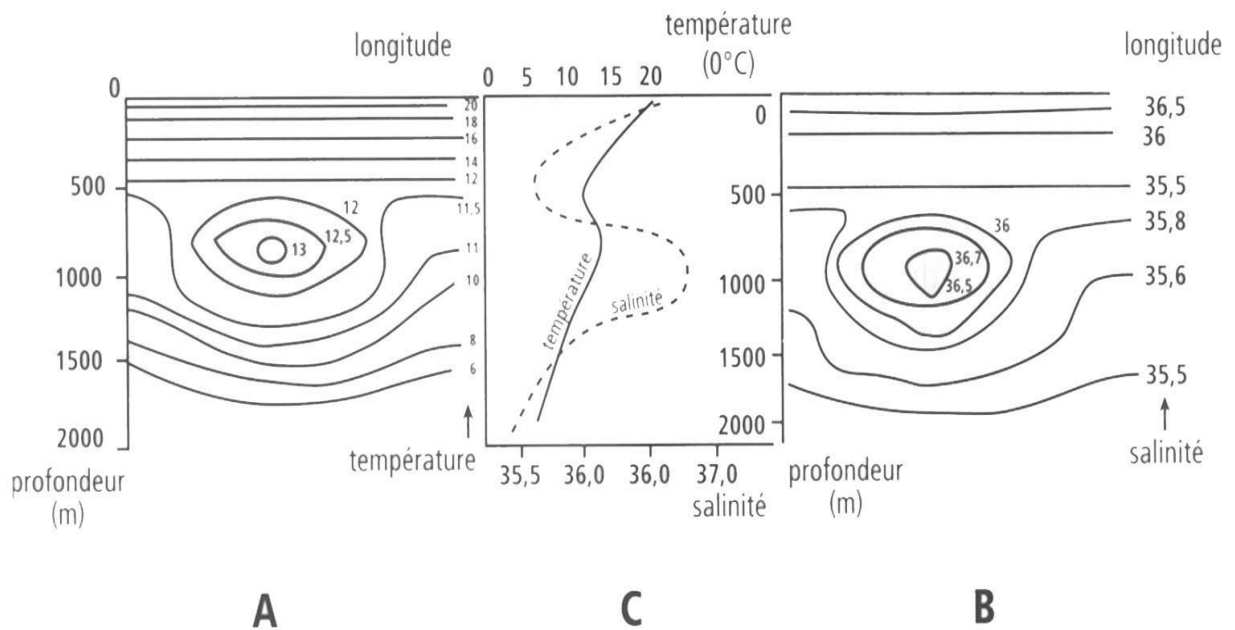
Les gyres cycloniques, caractérisés par une rotation anti-horaire, présentent une distribution bimodale avec deux noyaux principaux : un noyau est situé à  $\sim 6.5^\circ\text{E}/38^\circ\text{N}$  (EAG) et un noyau ouest à  $\sim 2.5^\circ\text{E}/37.5^\circ\text{N}$  (WAG), séparés par une frontière hydrologique nette vers  $3.5^\circ\text{E}$  (Allain & Furnestin, 1963). Leur dynamique se distingue par des vitesses périphériques moyennes de  $\sim 5$  cm/s (Doglioli, 2019), des processus de double diffusion favorisant les échanges verticaux et une contribution active au mélange thermohalin.

### 5.1.2 Gyres anticycloniques

Les gyres anticycloniques, de rotation horaire, présentent un diamètre moyen de  $130 \pm 15$  km et une forte variabilité spatio-temporelle. Leur dynamique verticale montre des vitesses orbitales atteignant 60 cm/s dans les 50 premiers mètres, avec une décroissance exponentielle en profondeur, typique des tourbillons méso- échelle (Taupier-Letage & Millot, 1988). Ces structures jouent un rôle clé dans la redistribution des masses d'eau et des propriétés physico-chimiques, influençant profondément la dynamique de la Méditerranée occidentale.

## 5.2 Dynamique et variabilité

La circulation dans le bassin algérien présente une forte variabilité spatio-temporelle. Les LIW mettent environ quatre mois à transiter depuis leur zone de formation (Taupier-Letage & Millot, 1988), créant des gradients est-ouest marqués ( $+0,15^\circ\text{C}$  et  $+0,02$  g/kg entre gyres Est et Ouest) (Allain & Furnestin, 1963). La variabilité saisonnière oppose les effets hivernaux (enfouissement  $>200$  m des isopycnales par convection) aux conditions estivales (stabilisation des structures anticycloniques et renforcement des fronts) (Doglioli, 2019). Comparées aux médies atlantiques (Fig. 1.10), les structures algériennes montrent une variabilité saisonnière plus prononcée, soulignant l'influence des processus locaux sur les échanges thermohalins méditerranéens (Geistdoerfer, 2002).



**Figure 1. 10 : Structure hydrologique d'un meddy théorique. A/ température. B/ salinités. C/ profils thermique et halin au milieu du meddy mettant en évidence l'élévation de température et de salinité (geistdoerfer, 2002).**

### 5.3 Impacts sur les écosystèmes et la circulation régionale

Les structures tourbillonnaires du bassin algérien exercent une influence majeure sur les processus biologiques et la dynamique océanique à l'échelle régionale.

#### 5.3.1 Sur les écosystèmes

Les gyres algériens jouent un rôle clé dans la structuration des écosystèmes pélagiques. Ces vortex transportent efficacement nutriments et contaminants sur plus de 100 km. Les gyres cycloniques stimulent la productivité primaire (+30% de chlorophylle-a) via des upwellings, tandis que les anticycloniques la réduisent par downwelling (Doglioli, 2019). Cette modulation crée une hétérogénéité écologique structurant l'ensemble de la chaîne trophique, depuis le phytoplancton jusqu'aux prédateurs supérieurs.

### **5.3.2 Sur la circulation régionale**

Ces structures influencent profondément la circulation méditerranéenne. Elles redistribuent les masses d'eau (MAW, LIW) et créent des corridors de transport méridionaux (Taupier-Letage & Millot, 1988). Par ailleurs elles préconditionnent les eaux profondes en modulant les propriétés thermohalines et en initiant les convections hivernales (Allain & Furnestin, 1963). Cette double action horizontale et verticale en fait des régulateurs essentiels de la circulation de retournement en Méditerranée occidentale.

## **6 Conclusion**

Nous avons montré que le bassin algérien constitue une zone clé où interagissent dynamiquement les masses d'eau, la topographie et les forçages atmosphériques. Les observations révèlent le rôle central des gyres et tourbillons dans les transferts énergétiques et la productivité biologique. Cette région se présente comme un modèle privilégié pour étudier les marges continentales actives et tester les modèles haute résolution comme CROCO. Ces éléments confirment l'importance du bassin algérien comme laboratoire naturel pour comprendre les processus océaniques complexes en Méditerranée.

**Chapitre 2 : Collection et analyse des données pour l'étude de la circulation océanique.**

## 1 Introduction

Nous allons présenter dans ce chapitre la méthodologie intégrée développée pour étudier la dynamique du bassin algérien. Notre approche combine des observations in situ (campagnes océanographiques, réseau Argo), des données satellitaires et des séries climatologiques, intégrées dans un cadre de modélisation régionale pour une analyse multi-échelle des processus océanographiques.

## 2 Sources de données disponibles

### 2.1 Données in situ

#### 2.1.1 Campagnes océanographiques

Les campagnes en mer constituent une source fondamentale de données pour l'étude des processus océanographiques.

- **Campagne SOMBA-GE2014**

La campagne SOMBA-GE2014 (Durrieu de Madron et al., 2017) a permis d'acquérir des mesures in situ le long du courant algérien, couvrant la colonne d'eau de 0 à 2000 mètres. Les profils CTD ont révélé les caractéristiques des masses d'eau (AW, LIW, WMDW), tandis que les données ADCP ont quantifié la dynamique des courants et des structures méso-échelles (Tableau 2.1). Ces observations ont servi à initialiser et contraindre les modèles numériques, validant notamment la simulation des tourbillons et de la stratification hydrologique.

**Tableau 2. 1 : Principaux résultats hydrologiques et dynamiques de la campagne SOMBA-GE2014 dans le bassin algérien sud-occidental.**

<b>Paramètre</b>	<b>Description</b>	<b>Valeurs/Données clés</b>
<b>Profils CTD</b>	Température, salinité, oxygène dissous (0-2000m)	- AW (Surface) : Salinité 36.5-38.3 psu - LIW (300-800m) : Salinité 38.5-38.75 psu - WMDW (>2000m): $\theta=12.8^{\circ}\text{C}$ , $S=38.4$ psu
<b>Structures méso-échelle</b>	Tourbillons et gyres	- Diamètre : 50-250 km - Vitesse périphérique : 5-60 cm/s - Front hydrologique à $\sim 3.5^{\circ}\text{E}$
<b>Données ADCP</b>	Champ de vitesses	- Courant algérien : 20-60 cm/s (surface) - Amplification saisonnière estivale

- **Campagne MARADJA (2003)**

La campagne MARADJA, menée à bord du navire Le Suroît (Ifremer), a fourni une cartographie haute résolution des fonds marins le long de la marge algérienne (Déverchère et al., 2005). Les levés bathymétriques et sismiques ont caractérisé la morphologie sous-marine et les structures tectoniques actives (Tableau 2.2), améliorant significativement les paramètres bathymétriques des modèles hydrodynamiques régionaux.

**Tableau 2.2 : Principaux résultats géophysiques de la campagne MARADJA (2003) (Domziga et al., 2006, MARADJA'03 Cruise Report).**

<b>Paramètre</b>	<b>Description</b>	<b>Valeurs/Données clés</b>
<b>Bathymétrie</b>	Cartographie multifaisceaux des fonds marins	- Résolution : <50 m - Profondeurs : 100–3000 m - Découverte de canyons et monts sous-marins
<b>Structures géologiques</b>	Failles et plis liés à la convergence Afrique-Eurasie	- Faille inverse algérienne : déplacement vertical $\geq 1$ km - Volcanisme sous-marin résiduel
<b>Données sismiques</b>	Profils de réflexion sismique	- Bassins sédimentaires (épaisseur $\geq 2$ km) - Zones de subduction crustale identifiées

- **Campagne Meteor 84/3 :**

La campagne Meteor 84/3 (Mittelstaedt, 1991 ; Fuda et al., 2000) a marqué une étape importante dans l'étude de la variabilité des masses d'eau en Méditerranée occidentale. Les 120 profils CTD historiques et mesures ADCP ont révélé la structure thermohaline caractéristique du bassin algérien et quantifié la dynamique des courants (Tableau 2.3). Ces données restent un référentiel précieux pour valider les simulations numériques sur plusieurs décennies.

**Tableau 2. 3 : Paramètres océanographiques clés de la campagne Meteor 84/3.**

<b>Paramètre</b>	<b>Description</b>	<b>Valeurs/Données clés</b>
<b>Profils CTD historiques</b>	Température, salinité (120 stations)	- AW: 14-24°C - LIW: 13-14°C (S=38.5-38.75 psu) - WMDW : 12.8°C
<b>Données ADCP</b>	Courants de subsurface	- Vitesses : 10-30 cm/s (200-500 m) - Structures tourbillonnaires
<b>Variabilité saisonnière</b>	Stratification thermohaline	- Couche de mélange : 15-50 m (été) - Intensification hivernale des courants

### **2.1.2 Plateformes autonomes**

Les systèmes d'observation autonomes, notamment les planeurs sous-marins (gliders) et les flotteurs Argo, ont révolutionné l'océanographie opérationnelle moderne. Ces technologies complémentaires offrent des capacités uniques pour l'étude du bassin algérien (Testor et al., 2019).

- **Planeurs sous-marins (Gliders) : Mission ABACUS (2014-2016) :**

Les missions ABACUS (Algerian Basin Circulation Unmanned Survey) ont permis d'acquérir des données fondamentales sur les processus méso-échelles grâce au glider Sea Explorer (modèle SLOCUM G2, Fig. 2.1). Les caractéristiques techniques et résultats scientifiques sont synthétisés dans le Tableau 2.4.

**Tableau 2. 4 : Caractéristiques techniques et résultats scientifiques des missions ABACUS (2014-2016).**

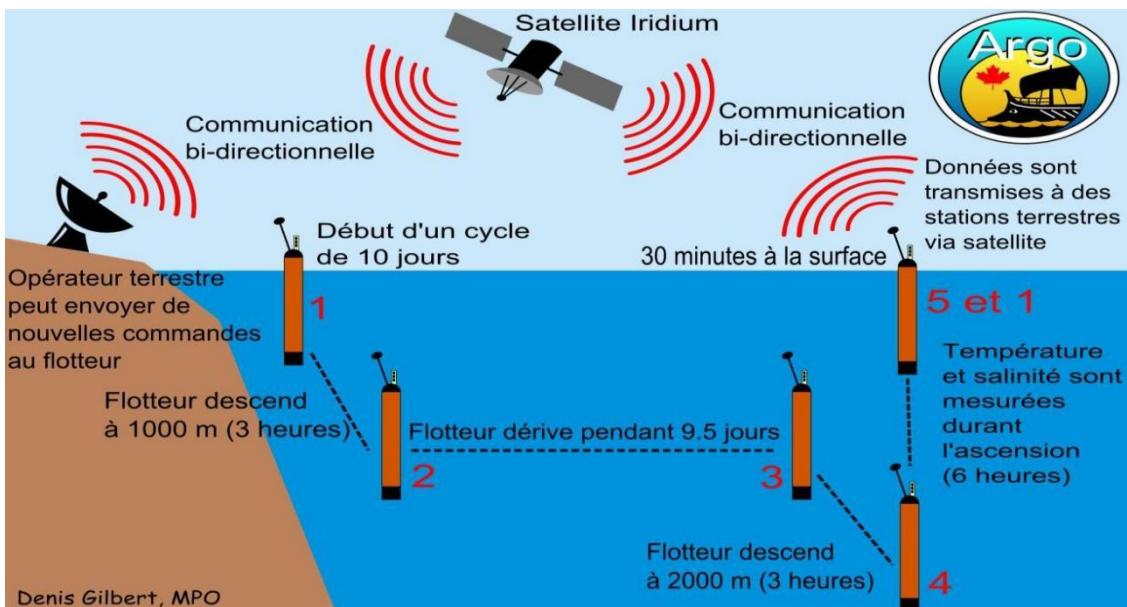
Catégorie	Description	Spécifications/Résultats
Plateforme	Modèle utilisé	SeaExplorer (SLOCUM G2) [Cotroneo et Al., 2019]
Instrumentation	Capteurs embarqués	CTD Sea-Bird 911+ (précision : 0,001°C) Capteurs bio-optiques WET Labs ECO Puck Optode Aanderaa 4330
Résolution	Précision verticale	0,4 m
Autonomie	Durée d'opération	30-60 jours
Résultats	Tourbillons détectés	15 eddies anticycloniques [Aulicino et al., 2018]
Validation CROCO	Écart de densité modèle/observations	< 0,03 kg/m <sup>3</sup>
Synergie spatiale	Comparaison altimétrique	Données Sentinel-3A [Pascual et al., 2017]



**Figure 2. 1 : Glider SLOCUM G2 utilisé lors des missions ABACUS (Source : Cotroneo et al., 2019).**

- **Flotteurs Argo :**

Le réseau Argo méditerranéen (Fig. 2.2) constitue un élément clé du système d'observation global. Les spécifications techniques et contributions scientifiques sont présentées dans le Tableau 2.5, tandis qu'une Comparaison avec les gliders ABACUS est fournie dans le Tableau 2.6.



**Figure 2. 2 : Cycle opérationnel d'un flotteur ARGO (Source : Fisheries and Océans Canada, 2023, Programme ARGO).**

**Tableau 2. 5 : Spécifications techniques et contributions scientifiques du réseau Argo méditerranéen.**

<b>Paramètre</b>	<b>Description</b>	<b>Valeurs/Données clés</b>
<b>Déploiement</b>	Nombre de flotteurs	89 unités adaptées [Roemmich et al., 2019]
<b>Cycle opérationnel</b>	Fréquence des mesures	4 jours
<b>Profondeur</b>	Capacité de plongée	400 m
<b>Précision</b>	Exactitude des mesures	Température : $\pm 0,002^{\circ}\text{C}$ Salinité : $\pm 0,01$ psu [Wong et al., 2020]
<b>Contributions</b>	Suivi des masses d'eau	- Tracking de la LIW - Validation CMEMS (2022) - Détection d'anomalies
<b>Validation</b>	Corrélation avec gliders	T/S > 0,98 [Poulain et al., 2021]

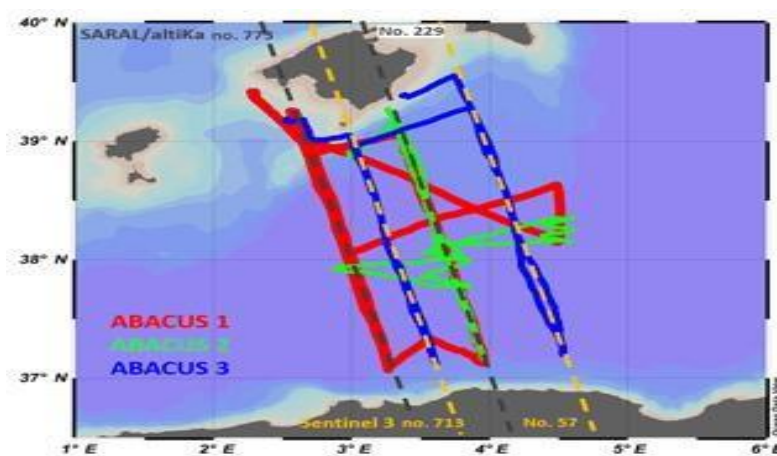
**Tableau 2. 6 Synthèse comparative des plateformes gliders ABACUS et flotteurs Argo (adapté de Testor et al., 2019 et Poulain et al., 2021).**

<b>Aspect</b>	<b>Gliders (ABACUS)</b>	<b>Flotteurs Argo</b>
<b>Échelle spatiale</b>	Méso-échelle (50-250 km)	Grande échelle (bassin méditerranéen)
<b>Résolution</b>	0,4 m (verticale)	5-10 m (verticale)
<b>Durée</b>	30-60 jours	3-5 ans
<b>Paramètres</b>	T, S, Chl-a, O <sub>2</sub> dissous	T, S, P
<b>Avantage clé</b>	Détection fine des structures	Couverture spatio-temporelle étendue

### 2.1.3 Synthèse et stratégie d'analyse

- **Calibration du modèle CROCO :**

La calibration du modèle CROCO s'appuie sur une approche intégrative combinant données in situ et satellitaires (Figure 2.3). Les profils CTD haute résolution (Durrieu de Madron et al., 2017) et les mesures des gliders ABACUS (Cotroneo et al., 2019) sont complétés par les données Argo (Roemmich et al., 2019) et l'altimétrie (Aulicino et al., 2018).



**Figure 2. 3 : Trajectoires des gliders ABACUS (2014–2016) dans le bassin algérien, Les déviations (en rouge et vert) correspondent à des adaptations pour échantillonner des tourbillons méso-échelles. (Source : Cotroneo et al., 2019).**

- **Méthodologie d'analyse :**

L'approche combine trois volets complémentaires : la caractérisation des masses d'eau par reconstruction 3D à partir des profils gliders, l'analyse de la dynamique des courants via les transects gliders et données ADCP, et l'évaluation de la variabilité temporelle grâce aux séries chronologiques ABACUS. Cette triangulation méthodologique permet une compréhension intégrée des processus océanographiques étudiés.

## 2.2 Données satellitaires

Les produits satellitaires utilisés pour cette étude sont synthétisés dans le Tableau 2.7.

**Tableau 2.7 : Produits satellitaires utilisés pour l'étude (Sources : CMEMS 2023, NASA OB-DAAC 2023, CATDS).**

Type	Produit	Résolution	Paramètre	Application principale	Validation
Altimétrie	CMEMS SSH	1/8° (Quotidien)	Hauteur de mer	Suivi des tourbillons	Données ADCP in situ
Température	MODIS SST	1 km (journalier)	Température surface	Identification des fronts	Données gliders
Salinité	SMOS	25 km (mensuel)	Salinité surface	Apports fluviaux/ Upwelling	Profils CTD

### **2.2.1 Altimétrie satellitaire**

Les données altimétriques des missions Jason-3 et Sentinel-3 fournissent des mesures précises de la hauteur de mer (SSH). Ces données permettent le suivi des structures méso-échelles (Pujol et al., 2016), l'analyse de la dynamique du courant algérien (Ruiz et al., 2019) et la validation des sorties du modèle CROCO (De Mey-Frémaux et al., 2019). La combinaison de ces mesures avec des données in situ offre une compréhension approfondie des processus dynamiques du bassin algérien.

### **2.2.2 Température de surface (SST)**

L'analyse de la température de surface s'appuie sur plusieurs sources complémentaires. Les produits MODIS-Aqua/Terra (1 km de résolution) permettent une caractérisation fine des fronts thermiques côtiers, tandis que les séries AVHRR (disponibles depuis 1981) fournissent un contexte climatologique essentiel. Le système OSTIA (0.05° de résolution) offre des produits fusionnés optimisés pour la modélisation (Donlon et al., 2012). Ces données sont utilisées pour caractériser les structures océaniques, valider les flux de chaleur du modèle CROCO et étudier les interactions océan-atmosphère à méso-échelle.

### **2.2.3 Données dérivées complémentaires**

L'étude exploite également des mesures de couleur de l'océan issues des capteurs MODIS, permettant de détecter les panaches côtiers et apports terrigènes (Volpe et al., 2019). Des produits hybrides combinant SSH et SST facilitent une analyse multi-paramètres (Santoleri et al., 2022), tandis que des schémas d'assimilation optimisés améliorent la représentation des interactions physique-biogéochimie dans le modèle CROCO (Teruzzi et al., 2021).

### **2.2.4 Approche méthodologique intégrée**

La stratégie de validation du modèle CROCO est synthétisée dans le Tableau 2.8. Cette approche intégrée combine systématiquement données satellitaires et in situ, compensant ainsi les limitations de chaque type de données tout en tirant parti de leurs complémentarités (Escudier et al., 2021). Le résultat est une validation robuste des processus océaniques en Méditerranée, depuis la dynamique des tourbillons jusqu'aux interactions air-mer.

**Tableau 2. 8 : Synthèse des données pour la validation de CROCO**

Processus étudié	Données Satellitaires	Données in situ	Paramètre CROCO validé
Dynamique des tourbillons	SSH (altimétrie)	Gliders/CTD (T, S)	Champ de vitesse 3D
Flux air-mer	SST (MODIS)	Bouées/Argo	Forçage atmosphérique
Mélange vertical	Gradient SST	Profils CTD	Coefficients de turbulence

## **2.3 Données climatologiques et historiques**

Les principales sources climatologiques utilisées sont présentées dans le Tableau 2.9, qui synthétise leur contribution à l'étude du bassin algérien.

**Tableau 2. 9. Synthèse des données climatiques et de leur contribution à l'étude du bassin algérien.**

<b>Source</b>	<b>Description</b>	<b>Résultats clés / Données</b>	<b>Références</b>
<b>Bases Medar/Medatlas</b>	Données océanographiques historiques (T, S) sur plusieurs décennies	<ul style="list-style-type: none"> <li>- +2°C en Hiver/printemps (50 ans)</li> <li>- Tropicalisation (-30% amplitude thermique)</li> <li>- MAW : +0.15 psu (50 Ans)</li> <li>- WMDW : +0.4°C post- 2005</li> <li>- O<sub>2</sub> +5% à 500m</li> </ul>	Schroeder et al. (2016) Millot (1999)
<b>Réanalyses climatiques</b>	Données atmosphériques horaires haute résolution (vents, Flux de chaleur)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Résolution : 0.25°</li> <li>- Forçages atmosphériques critiques</li> </ul>	Hersbach et al. (2020)
<b>Évolution des masses d'eau</b>	Changements physico-chimiques et biogéochimiques	<ul style="list-style-type: none"> <li>- N/P &gt;16 en surface</li> <li>- Blooms phytoplanktoniques sahariens</li> </ul>	Et al. (2020). Juza et al. (2022)

- **Bases de données Medar/Medatlas**

Les analyses des diagrammes T/S révèlent une évolution significative des masses d'eau, avec une salinification des eaux modifiées atlantiques (+0.15 psu en 50 ans) et un réchauffement des eaux profondes (+0.4°C post-2005) (Schroeder et al., 2008 ; Millot, 1999). Ces changements documentent clairement l'impact du changement climatique sur le bassin.

- **Réanalyses climatiques (ERA5, NCEP)**

Les réanalyses atmosphériques ERA5 (0.25° de résolution) fournissent les forçages essentiels pour comprendre les interactions air-mer (Hersbach et al., 2020). Ces données permettent une modélisation précise des processus de surface.

- **Évolution des masses d'eau**

L'analyse intégrée des données révèle une tropicalisation marquée (-30% d'amplitude thermique depuis 1970), des modifications biogéochimiques significatives (rapport N/P >16) et des blooms phytoplanctoniques intensifiés par les apports sahariens (D'Ortenzio & Ribera d'Alcalà, 2009). Ces évolutions reflètent les impacts combinés du changement climatique et des apports atmosphériques sur l'écosystème marin.

## **2.4 Données bathymétriques**

La topographie sous-marine influence significativement la dynamique océanique du bassin algérien. Les données GEBCO et ETOPO1 (1° de résolution) révèlent son rôle dans la formation des gyres cycloniques, les instabilités du courant algérien et la modulation des processus biogéochimiques. L'intégration de données haute résolution (MARADJA 2003, <50 m) avec les capacités de modélisation de CROCO permettra d'affiner cette compréhension (Millot et Taupier-Letage, 2005). Les caractéristiques bathymétriques et leurs impacts sont synthétisés dans le Tableau 2.10.

**Tableau 2. 10 : Rôle des données bathymétriques dans la dynamique du bassin algérien.**

<b>Source</b>	<b>Description</b>	<b>Rôle dans la dynamique Océanique</b>	<b>Références</b>
<b>GEBCO &amp; ETOPO1</b>	Cartes globales (~1' résolution)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Identification des reliefs majeurs</li> <li>- Formation des gyres cycloniques Est/Ouest</li> <li>- Instabilités du courant algérien</li> </ul>	Testor et al. (2005) Millot (1999)
<b>MARADJA 2003</b>	Cartographie HR (<50 m)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Détection fine des canyons</li> <li>- Amélioration des simulations CROCO (grilles imbriquées)</li> </ul>	Déverchère et al. (2005) Shchepetkin & McWilliams (2005)
<b>Processus biogéochimiques</b>	Interactions topographie-biologie	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Remontées nutritives (N/P &gt;16)</li> <li>- Blooms liés aux dépôts Sahariens</li> </ul>	D'Ortenzio & Ribera d'Alcalà (2009) Guieu et al. (2020)

### 3 Analyse et traitement des données

#### 3.1 Prétraitement des données

Le prétraitement des données multi-sources comprend trois étapes clés. La conversion au format NetCDF standardise les données brutes pour une intégration optimale dans CROCO (CMEMS, 2023). Une interpolation de type Cressman harmonise les résolutions sur une grille commune de 2 km (Cressie s.d.)(Cressie, 1993). Des corrections spécifiques incluent l'ajustement du décalage thermique des gliders (Garau et al., 2011) et un filtrage statistique rigoureux (Donlon et al., 2012).

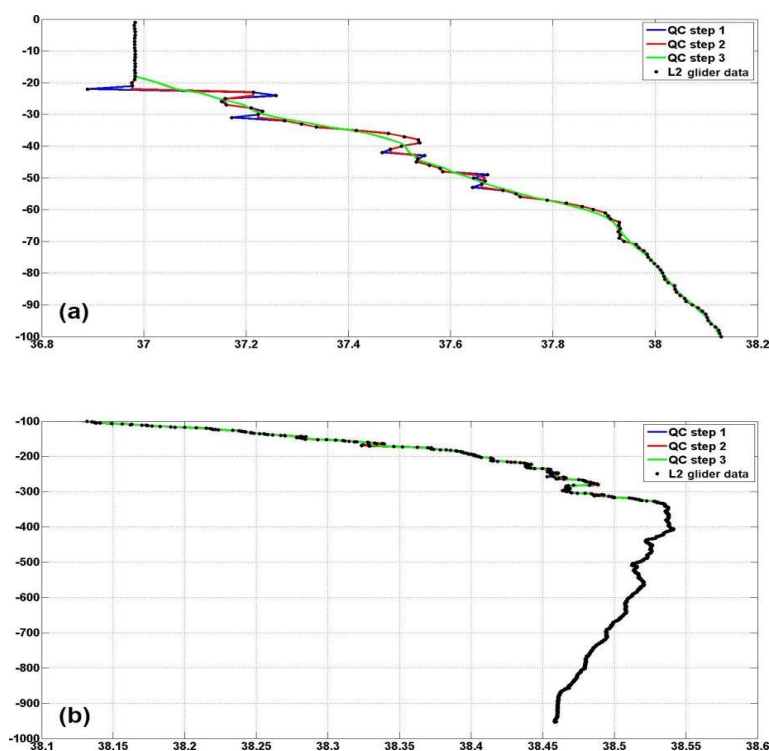
La méthodologie complète est synthétisée dans le Tableau 2.11.

**Tableau 2. 11 : Méthodologie complète de prétraitement des données océanographiques pour CROCO.**

Étape de Prétraitement	Méthode appliquée	Outils/logiciels	Paramètre CROCO	Références
<b>Conversion formats</b>	Standardisation NetCDF	Panoply, NCO tools	<code>croco_frc.nc</code>	CMEMS (2023)
<b>Interpolation</b>	Méthode objective Cressman	Ferret, Python	<code>grid.nc</code>	Cressie (1993)
<b>Correction thermal lag</b>	Algorithme Garau (thermal lag)	SAGE (Glider Tools)	<code>gliders_corrected.nc</code>	Garau et al. (2011)
<b>Filtrage données</b>	Seuils statistiques ( $\mu \pm 2\sigma$ )	MATLAB, Python	<code>data_filtered.nc</code>	Donlon et al. (2012)

### 3.2 Validation des données

La procédure de validation suit une méthodologie rigoureuse en trois étapes, illustrée par la Figure 2.4. Premièrement, le traitement des données gliders combine interpolation des lacunes, filtrage médian des valeurs aberrantes et lissage par moyenne glissante, permettant d'obtenir des profils de salinité précis (écarts  $<0.01$ ) tout en conservant les signatures des masses d'eau (Cotroneo et al., 2019). Deuxièmement, la validation croisée avec les archives historiques (MEDAR/MEDATLAS, 2002) et les données satellitaires confirme la qualité des données (RMSE=0.5°C pour SST, 0.1 m/s pour les courants). Enfin, cette approche améliore significativement l'initialisation de CROCO (Shchepetkin & McWilliams, 2005) en réduisant les incertitudes sur les gradients verticaux et les interfaces entre masses d'eau.



**Figure 2. 4 : Traitement des profils de salinité ABACUS (a) 0-100m et (b) 100-975m. Données brutes (noir), interpolation (bleu), filtre médian (rouge), moyenne glissante (vert). Source : Cotroneo et al. (2019).**

### 3.3 Extraction des paramètres clés

L'analyse révèle trois catégories de paramètres : propriétés physiques des masses d'eau, structures méso-échelles et forçages biogéochimiques. Les Figures 2.5-2.6 montrent les sections verticales des gliders, tandis que le Tableau 2.12 synthétise les méthodes d'extraction.

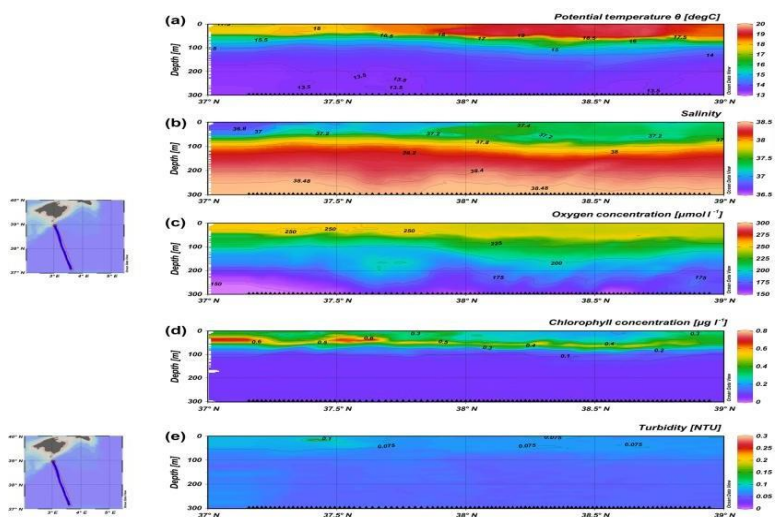


Figure 2. 5 : Sections verticales de (a) température, (b) salinité, et (c) oxygène dissous (0–300 m), (d) chlorophylle, (e) turbidité. Données du glider ABACUS 3 (2016). Source : Cotroneo et al., 2019.

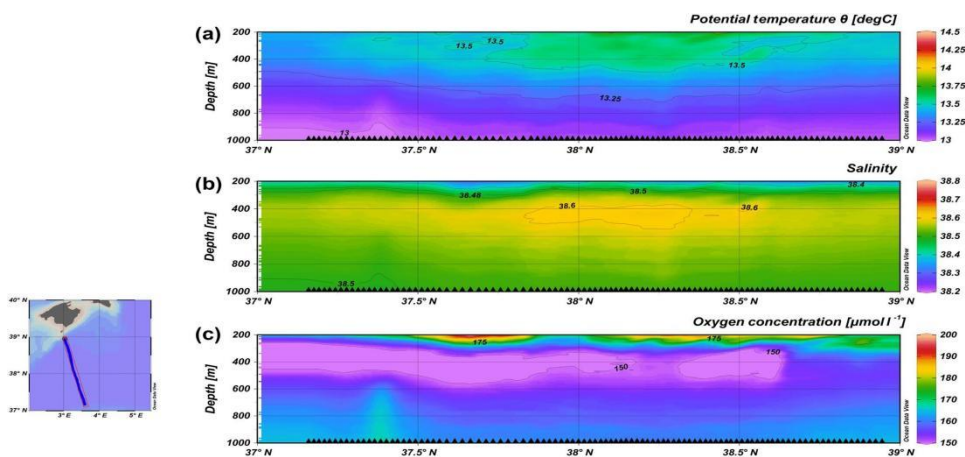


Figure 2. 6 : Sections verticales de (a) température, (b) salinité, et (c) oxygène dissous (200–975 m) (Cotroneo et al., 2019).

Tableau 2.12: Synthèse des paramètres clés extraits.

Catégorie	Paramètre	Méthode	Référence
Propriétés Physiques	Température/Salinité	Diagrammes T/S <b>Fig. 5-6</b>	Cotroneo et al. (2019)
Dynamique	Tourbillons	Analyse SSH + Verticité	Cotroneo et al. (2016)
Biogéochimie	Chlorophylle-a	Corrélation Satellite/in situ	Pascual et al. (2017)

Cette approche multi-échelle fournit une base solide pour initialiser CROCO, valider les sorties et quantifier les tendances climatiques régionales.

## 4 Contribution des données à la modélisation CROCO

La modélisation haute résolution avec CROCO intègre diverses sources de données pour reproduire fidèlement la dynamique océanique régionale. Le modèle montre d'excellentes performances, avec des écarts thermiques inférieurs à 0.5°C en surface et une corrélation de 0.7 pour les courants. Il restitue précisément les tourbillons caractéristiques (50-250 km, vitesses jusqu'à 60 cm/s) et permet une simulation réaliste de la dynamique du courant algérien, des structures méso-échelles et de l'évolution saisonnière.

Les résultats de validation confirment la capacité du modèle à reproduire les structures frontales (erreurs

<0.5°C) et la variabilité de la couche de mélange, ouvrant des perspectives pour étudier les interactions physiques-écosystèmes en Méditerranée occidentale. Les configurations et performances détaillées sont présentées dans le Tableau 2.12.

**Tableau 2. 12 Configuration et performance du modèle CROCO pour le bassin algérien Sud-occidental.**

<b>Aspect</b>	<b>Données d'entrée</b>	<b>Performances/Résultats</b>	<b>Références</b>
<b>Forçage atmosphérique</b>	Réanalyses ERA5 (0.25°)	Meilleure représentation des upwellings et processus Mésos-échelles vs NCEP	Martinot (2020), Rapport Ifremer (2018)
<b>Conditions aux limites</b>	HYCOM (1/12°) + AVISO+	Reproduction réaliste des Échanges à grande échelle	Martinot (2020), Rapport Ifremer (2018)
<b>Conditions initiales</b>	MEDATLAS + Argo/gliders	Initialisation précise des masses d'eau (écarts <0.5°C)	Martinot (2020), Rapport Ifremer (2018)
<b>Bathymétrie</b>	EMODnet (500m) + GEBCO 2021	Conservation des structures Morphologiques clés (Canyons, pentes)	Martinot (2020), Rapport Ifremer (2018)
<b>Validation thermique</b>	Données in situ + SST Satellitaires	RMSE <0.5°C pour la Température de surface	Martinot (2020), Rapport Ifremer (2018)
<b>Validation dynamique</b>	Mesures ADCP/gliders	Corrélation de 0.7 pour les Courants	Martinot (2020), Rapport Ifremer (2018)

## **5 Conclusion**

Nous avons démontré que la combinaison de données in situ (gliders,Argo), satellitaires (altimétrie, SST) et climatologiques permet de contraindre efficacement le modèle CROCO. Les campagnes récentes (ABACUS, MARADJA) et les plateformes autonomes améliorent la résolution spatio-temporelle, cruciale pour simuler la variabilité méso-échelle du bassin algérien. Nous avons ainsi établi qu'une base de données robuste et multidisciplinaire reste indispensable pour affiner les prévisions océaniques.

**Chapitre 3 : Modélisation océanique.**

### 1 Introduction

La modélisation océanique est une partie essentielle des études scientifiques pour comprendre les aspects physiques et biogéochimiques qui régulent les océans ; grâce aux progrès technologiques et à l'amélioration des modèles numériques. La circulation océanique, les échanges thermiques, la salinité et les interactions complexes entre l'océan, l'atmosphère et la biosphère peuvent désormais être simulés avec plus de précision. Pour comprendre les dynamiques marines, prévoir les changements climatiques et gérer durablement les ressources marines, ces simulations sont nécessaires grâce à l'intégration de loi physique et des données empiriques.

La représentation des échanges et de la circulation dans l'océan est fondée sur divers modèles océaniques tels que :

ADCIRC (Advanced Circulation Model) utilisé principalement pour la simulation des marées et les tempêtes côtières.

HYCOM (Hybrid Coordinate Ocean Model) Utilisé pour simuler l'évolution globale de la dynamique océanique.

MERCATOR et CLIPPER sont des modèles de circulation générale à grandes échelles destinée à être utilisé à des échelles spatiales.

Outre les modèles mentionnés ci-dessus, **NEMO** (Nucleus for European Modelling of the Ocean), **POM** (Princeton Ocean Model), FESOM (Finite Élement Sea Ice-Ocean Model), **CROCO** (Coastal and Regional Ocean Community model) que nous allons présenter dans ce chapitre.

## 2 Model NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean)

### 2.1 Présentation du modèle

Le modèle NEMO est une plateforme de recherche océanographique et de modélisation climatique, développée en Europe depuis 2002 (Madec et al 1998. ; Madec 2006), le moteur océanique de NEMO est un Modèle d'équation primitif adapté aux problèmes de circulation océanique régionaux et globaux. Sa structure flexible permet de modéliser les océans à diverse échelle spatiale et temporelle (Drillet et al. 2005 ; Barnier et al.2006 ; Masson, Delmotte et al. 2006), le cadre contient plusieurs composantes liées aux océans tels que la biochimie, la dynamique des océans, les traceurs ; etc.

### 2.2 Composantes et caractéristiques du modèle

NEMO est constitué de trois composantes principales, peut être exécuté d'une manière autonome :

- (Samson, G., Levy, C., et System Team, N.2020).
- L'océan bleu (dynamique océanique, NEMO-OPA).
- L'océan blanc (glace de mer, NEMO-LIM).
- L'océan vert (biogéochimie, NEMO-TOP).
- Le logiciel adaptatif de raffinement des maillages (AGRIF).
- Le composant d'assimilation NEMO-OB.

Le modèle NEMO est un modèle à différences finies avec une décomposition du domaine et une grille tripolaire pour empêcher Singularités. Il calcule l'incompressible de Navier-Stokes équations sur une sphère en rotation. Les variables pronostiques sont la vitesse, la température et la salinité en trois dimensions et la hauteur de la surface. Pour simplifier les équations, il utilise les approximations de Boussinesq et hydrostatique, il peut utiliser une équation linéaire ou non linéaire de l'état (G. Madec,2008).

Le modèle utilise une grille orthogonale curviligne pour la distribution horizontale et propose diverses options pour la représentation verticale : coordonnées z c complète ou

partielle et coordonnés sigmas. L'ensemble des données sont organisé selon une grille de type C d'Arakawa (Gaspar et al. 1990 ; Blanke & Delecluse 1993 ; NEMO relie l'océan à un modèle de glace de mer et prend également en charge l'intégration de la grille bidirectionnelle via la bibliothèque AGRIF (Drillet et al. 2005).

### 2.3 Consortium et développement

NEMO est géré et supervisé par un consortium Européen pour garantir son évolution et sa fiabilité : CMCC (Italie), CNRS (France), MOI (France), NOC (Royaume-Uni), UKMO (Royaume-Uni).

La collaboration entre les membres du consortium pour la mise en place d'une stratégie à long terme et de plans annuels se traduit par le partage de leur expertise et de leurs efforts au sein de l'équipe système NEMO.

### 2.4 Les avantages et les inconvénients du modèle

#### 2.4.1 Avantages

- Sa capacité à s'adapter à divers besoins de la recherche et d'application scientifique grâce à sa composition en plusieurs modules (NEMO-OPA, NEMO-LIM), NEMO-TOP), AGRIF), NEMO- OBS).
- Sa flexibilité qui lui offre l'utilisation pour une variété d'application tels que les simulations climatiques à l'échelle mondiale, les prévisions saisonnières, les études régionales et côtières ainsi que des analyses biogéochimiques.

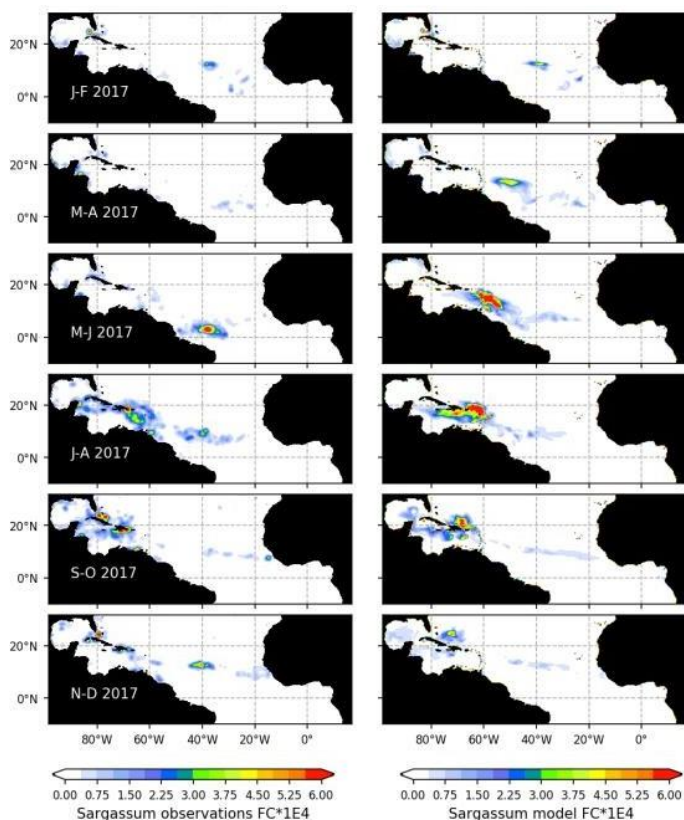
#### 2.4.2 Inconvénients

- Manipulation difficile pour les nouveaux utilisateurs due à sa complexité dans la configuration et l'exécution du modèle, qui exige une expertise technique approfondie.
- Limitations dans certains processus physique complexe ce qui nécessite un couplage avec d'autres modèles ou un ajustement spécifique.

## 2.5 Projet exécuté par le NEMO

Un modèle océanographique a été élaboré en se basant sur la plateforme NEMO en raison de l'efficacité du modèle NEMO dans la modélisation des interactions entre l'océan, l'atmosphère et la biologie ; dans le but de simuler la répartition du Sargassum dans l'Atlantique tropical (Jouanno et al. 2021).

Ce modèle inclut les mouvements de l'algue en fonction des courants et des vagues, sa variabilité interne en nutriments, et les échouages côtiers, d'après les résultats on constate le modèle reflète fidèlement le cycle saisonnier du Sargassum en 2017 et que la mer des Caraïbes connaît une accumulation maximale en été, puis une diminution en fin d'année, l'analyse de sensibilité ressorti un impact significatif des apports en nutriments des rivières et des dépôts atmosphériques sur la progression de l'algue.(Jouanno et al. 2021).



**Figure 3.1 : Distribution saisonnière du Sargassum en 2017, comparant les observations satellitaires et les simulations du modèle.**

### 3 POM (Princeton Océan Model)

#### 3.1 Présentation du modèle

POM est un modèle de circulation océanique. En mesure de simuler plusieurs types de problèmes, principalement ceux qui affectent la circulation aquatique, comme les estuaires, les mers et les océans, Élaboré en 1975 par George L. Mellor et Alan F. Blumberg à l'Université de Princeton (Guerra et al., 2004). POM est un modèle tridimensionnel de coordonnées sigma (Figure 3.2) à surface libre en utilisant une méthode du fractionnement du temps pour résoudre des équations primitives ; En d'autres termes, il est possible de résoudre les équations de Navier Stokes et l'équation d'état non linéaire en associant les deux traceurs actifs (température et salinité) à la vitesse du fluide (Mellor G. L., 1991).

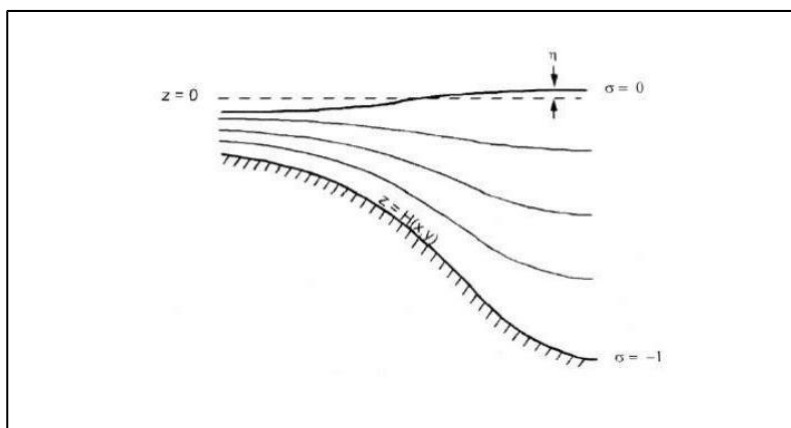


Figure 3. 2 : schéma de coordonnées sigma (Mellor, 2003)

#### 3.2 Caractéristiques et composantes du modèle

Le modèle POM envisage la présence des trois composantes du champ la vitesse, la température, ainsi que deux quantités qui caractérisent la turbulence, la cinétique turbulente et les turbulences de macro-échelle ; la technique des différences finies permet de résoudre les équations gouvernantes et leurs conditions aux limites dans les points de grille du modèle, la géométrie du fond est intégrée dans le modèle numérique, tout comme la ligne de côte réaliste. (Blumberg et Mellor 1987).

Toutes les variables dans les modèles sont spécifiées aux nœuds d'une grille orthogonale curviligne, décalée comme un schéma d'Arakawa-C, en gardent des grandeurs des grandeurs linéaires quadratiques telles que la masse et l'énergie ; le modèle utilise aussi un système de coordonnées sigma ce qui permet d'obtenir des informations sur les équations transformées et l'algorithme numérique (Blumberg A. F. and G. L. Mellor, 1987) (Mellor G. L., 1991).

En ce qui concerne l'interaction entre les modes externes et interne le calcul du mode externe entraîne des ajustements de l'élévation de la surface de surface et des vitesses moyennes verticales; lorsque le mode interne est calculé, il est nécessaire de mettre à jour la vitesse zonale et méridionale, la température potentielle, la salinité et les quantités turbulentes; le mode externe permet l'élévation de la surface par rapport au mode interne, tandis que le mode interne permet d'augmenter la quantité de mouvement, densité et frottement avec le fond par rapport au mode externe. (Mellor, 2004).

### 3.3 Avantages et inconvénients du modèle

#### 3.3.1 Avantages

- Offre une meilleure visualisation des processus dans les zones côtières et estuariennes ainsi que dans les fonds irréguliers en utilisant les coordonnées verticale sigma.
- Son adaptation à des simulations complexes telles que les courants et les marées, suite à sa capacité d'intégrer des sous-modèles, et simplicité d'intégration de nouveaux éléments ou de faire des modifications sans perturber l'ensemble du système.

#### 3.3.2 Inconvénients

- Pour obtenir des résultats fiables, le modèles exige des données détaillées et précises, en particulier pour les conditions aux limites et les forçages externes.
- L'utilisation des coordonnées sigma peuvent causer des erreurs numériques dans le calcul du gradient de pression, surtout lorsqu'il s'agit de pentes topographiques abruptes.

### 3.4 Projet exécuté par POM

Le passage du super cyclone Orissa en 1999 a déclenché une réponse océanique supérieure de la baie du Bengale, les chercheurs ont utilisé le modèle POM (Braz. J. Oceanogr. 2017).

Il en résulte un refroidissement significatif de la température de surface de la mer (SST) de part et d'autre de la trajectoire du cyclone, engendré par les vents cycloniques intenses, à la divergence de surface et au soulèvement d'eau froide ; Selon le modèle, il y a également un réchauffement sous-jacent provoqué par un enfoncement intense et la formation d'un jet côtier parallèle au littoral.

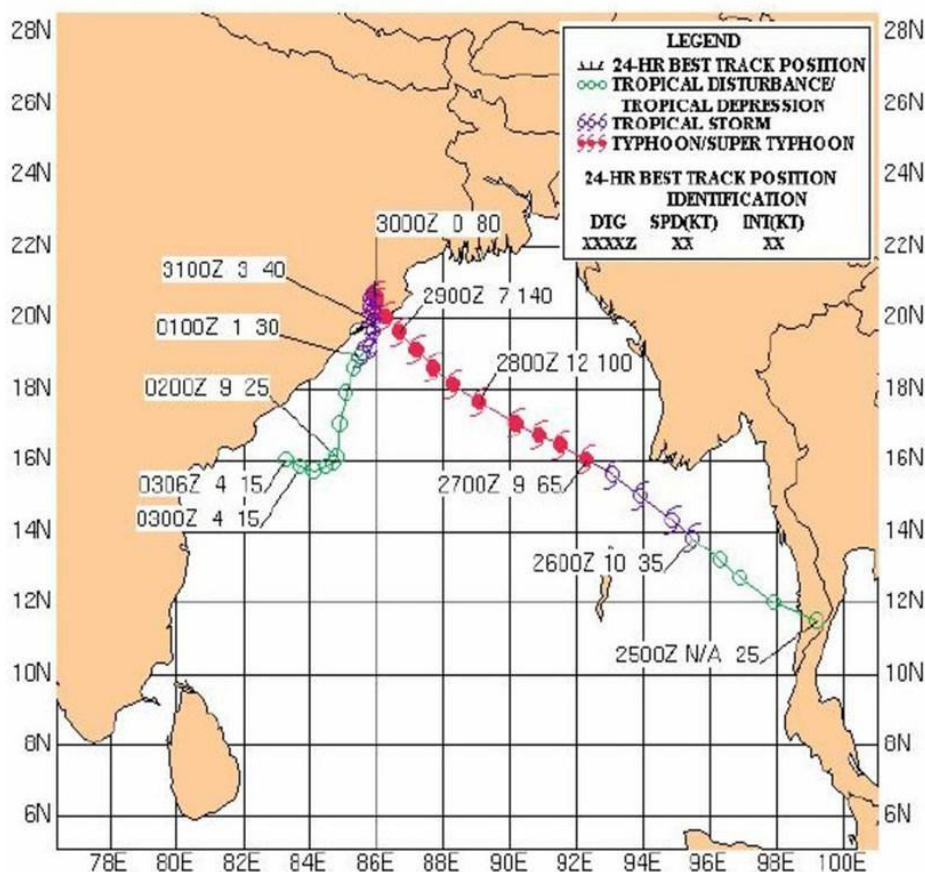


Figure 3. 3 : Trajectoire du super cyclone Orissa 1999 selon le JTWC.

## 4 Modèle FESOM (Finit Elément Sea Ice-Océan Model)

### 4.1 Présentation du modèle

Le modèle de glace océanique à éléments finis FESOM, fondé sur des méthodes de maillage non structuré pour une résolution transparente à plusieurs échelles, qui a été établi pour décrire la circulation globale des océans (Wang et al., 2014).

La version FESOM 1.4 est le premier modèle multi-résolution mature qui simule l'océan à grande échelle en intégrant à la fois la dynamique océanique et la glace de mer, et ce, à différents niveaux (Hellmer et al., 2012 ; Haid et Timmermann, 2013 ; Wekerle et al., 2013 ; Haid et al.2015 ; Wekerle et al., 2016).

### 4.2 Caractéristiques et composantes du modèle

Le modèle positionne les variables dans les directions horizontales en effectuant un emplacement de cell- vertex ; afin d'établir la structure du maillage 3D on utilise un maillage triangulaire de surface et un système de surfaces planes qui créent un système de prismes ; les volumes de contrôle vectoriel sont des prismes utilisés pour mesurer les températures, la salinité, la pression et l'élévation à partir de cellules de surface maillées. (Chen et al., 2003).

FESOM2 peut être interprété comme un analogue Arakawa-B tandis que FESOM1.4 est semblable à celle d'une grille A, La grille triangulaire C d'ICON présente une grande différence en raison de l'emplacement des variables scalaires dans les cellules, et elles sont deux fois plus élevées que dans FESOM2 (Ringler et al., 2013).

### 4.3 Consortium et développement

Le modèle FESOM sont développement a été essentiellement par des chercheurs de l'Institut Alfred Wegener (AWI), en Allemagne.

Il existe plusieurs versions, telles que FESOM1.4 (historiquement utilisée) et FESOM2 (plus récente, plus performante).

FESOM2 Il est basé sur Fortran, utilise MPI pour le calcul parallèle et s'adapte aux supercalculateurs.

### 4.4 Avantages et inconvénients du modèle

#### 4.4.1 Avantages

- L'utilisation du maillage triangulaire non structuré permet d'augmenter la résolution dans les régions dynamiquement actives tout en conservant une résolution plus fine ailleurs.
- Des simulations climatiques globales avec une représentation détaillée des processus océaniques et atmosphériques suite à l'intégration du FESOM dans les modèles climatiques couplé AWI-CM.

#### 4.4.2 Inconvénients

- La complexité de la mise en place et de la configuration initiale du modèle requiert une expertise technique pour optimiser les paramètres et les maillages.
- Nécessite une forte attention lors de la collecte et la préparation des données.

### 4.5 Projet exécuté par FESOM

La modélisation de la variabilité de l'énergie cinétique des tourbillons (EKE) dans l'océan Austral est effectuée à l'aide du modèle FESOM 2.5, des simulations à différentes résolutions effectuées par les chercheurs pour tenir compte l'influence du changement climatique sur la dynamique des tourbillons océaniques (Beech et al., 2024).

Les résultats montrent un renforcement global de l'EKE dans l'océan Austral entre 1951–1955 et 2091–2095, en amont du passage de Drake et des plateaux de Kerguelen et de Campbell, on observe des augmentations significatives (Beech et al., 2024).

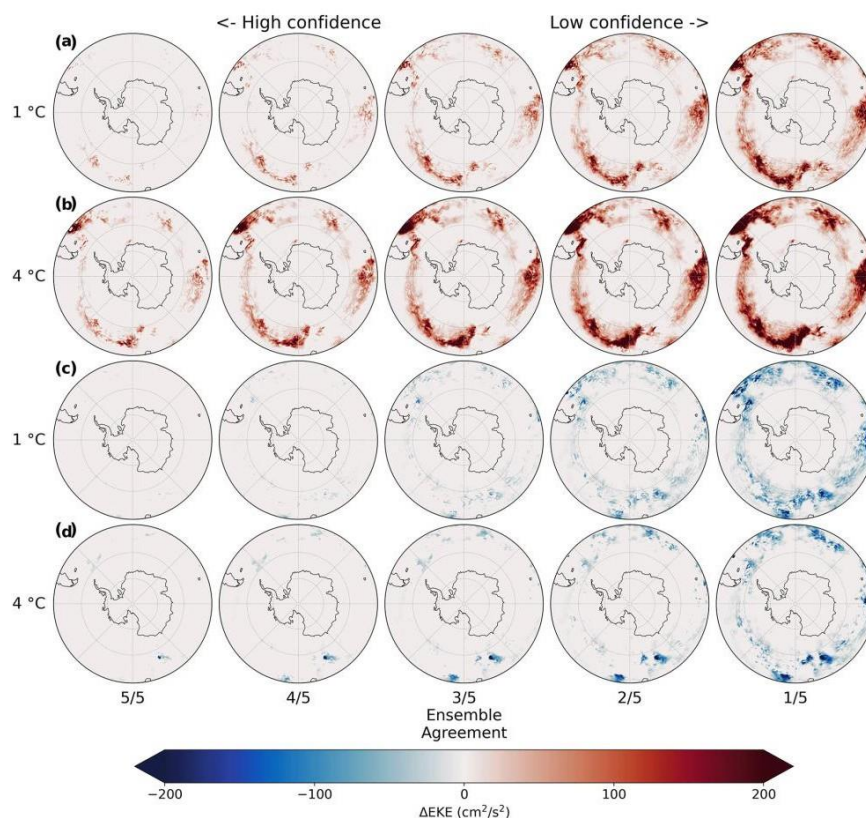


Figure 3. 4 : l'accord entre les membres de l'ensemble de simulations concernant l'augmentation ou la diminution de l'EKE dans différentes régions.

## 5 Model CROCO (Coastal and Regional Ocean Community model)

### 5.1 Origine et développement du modèle

Le modèle CROCO (Coastal and Régional Océan Community model) il s'agit d'un outil de modélisation numérique destiné à la simulation océanique régionale et côtière, il est essentiellement développé par quelques instituts français fondamentaux en sciences de l'environnement et en mathématiques notamment (IRD, INRIA) IFREMER, CNRS et SHOM). Originaire du modèle ROMS-AGRIF (version imbriquée du Régional Océan Modeling System) (Shchepetkin et McWilliams, 2005) et intégré avec le noyau non Hydrostatique SNH (un solveur pseudo-compressible établi à Toulouse) ; le CROCO cherche à modéliser avec une résolution supérieure la dynamique côtière à la suite de techniques d'imbrication ;

On peut aussi l'utiliser comme un modèle classique avec une résolution plus élevée pour des simulations à une plus grande échelle ( Debreu et al. , 2016 ) .

Le modèle CROCO permet de résoudre les équations de Navier-Stokes associés aux équations de conservations de la chaleur et du sel ; En utilisant les hypothèses suivantes, on simplifie ces équations primitives résolues par le modèle CROCO (Doglioli 2019).

L'hypothèse hydrostatique : l'équation de la composante verticale du mouvement est réduite à l'équilibre hydrostatique, où la force de gravité est en équilibre avec la force de pression.

L'approximation de Boussinesq : la masse volumique du fluide, en tout point d'espace et de temps, est la résultante d'une densité de référence  $\rho_0$  et d'une petite fluctuation  $\rho'$ , avec  $\rho' \ll \rho_0$ .

L'hypothèse d'incompressibilité postule que la masse volumique de l'eau ne change pas en fonction de la pression.

L'hypothèse de la fermeture Newtonnienne de la turbulence.

Les équations qui découlent de ces différentes hypothèses sont les suivantes :

**Équations de conservation du mouvement horizontales :**

$$\frac{\delta u}{\delta t} + V \vec{\nabla} \vec{u} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\delta P}{\delta x} + f v + A_h \nabla_h^2 u + A_z \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} \dots\dots\dots \text{Equation 3-1}$$

$$\frac{\delta u}{\delta t} + V \vec{\nabla} \vec{u} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\delta P}{\delta x} - f v + A_h \nabla_h^2 u + A_z \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} \dots\dots\dots \text{Equation 3-2}$$

**Équation de continuité :**

$$\rho \left( \frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} \right) = 0 \dots\dots\dots \text{Equation 3-3}$$

**Équation de conservation de la chaleur et de la salinité :**

$$\frac{\delta T}{\delta t} + V \vec{\nabla} \vec{T} = K_T h \nabla_h^2 T + K_T v \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} + \frac{H_C}{\rho_0 c_P} \frac{\delta I}{\delta z} \dots\dots\dots \text{Equation 3-4}$$

$$\frac{\delta S}{\delta t} + V \vec{\nabla} \vec{S} = K_S h \nabla_h^2 S + K_S v \frac{\delta^2 S}{\delta z^2} \dots\dots\dots \text{Equation 3-5}$$

**Équation d'état de l'eau de mer :**

$$\rho = \rho(T, S, p) \dots\dots\dots \text{Equation 3-6}$$

**Tableau 3.1 : Les variables qui interviennent dans les équations précédentes.**

$u, v, w$	Vecteur vitesse ( $V$ ( $m.s^{-1}$ ))
$f$	Facteur de Coriolis ( $s^{-1}$ )
$P$	Pression ( $N.m^{-2}$ )
$\rho_0$	Masse volumique ( $kg.m^{-3}$ )
$Q$	Chaleur
$A_h, A_z$	Coefficients de viscosité turbulente sur l'horizontale et là Verticale ( $m^2.s^{-1}$ )
$K_T h, K_T v$	Coefficients de diffusivité turbulente de la chaleur ( $m^2.s^{-1}$ )
$K_S h, K_S v$	Coefficients de diffusivité turbulente du sel ( $m^2.s^{-1}$ )
$T$	Température (K)
$H_c$	Flux solaire incident ( $W.m^2$ )
$C_p$	Coefficient de chaleur massique ( $J.kg^{-1}.K^{-1}$ )
$I(z)$	Fraction de flux solaire reçu à la profondeur $z$
$S$	Salinité
$\Delta t_e$	Pas de temps externe (2D)
$h$	profondeur maximale
$d_{x\min}$	pas d'espace minimal (suivant $x$ )
$P$	taux de Précipitation

### 5.2 Paramétrisation physique du modèle

#### 5.2.1 Turbulence et mélange verticale

Plusieurs schémas de fermeture turbulente sont proposés par CROCO, notamment :

KPP (K-Profile Paramétrisation) : modélise la couche limite océanique de surface (Large et al., 1994). Instabilité symétrique (SI) : afin d'améliorer la représentation des échanges verticaux dans les zones de fort cisaillement (Bachman et al., 2020).

GLS (Generic Length Scale) : Propose des alternatives k-epsilon ou k-omega pour une modélisation plus précise du mélange vertical en profondeur (Umlauf & Burchard, 2003).

#### 5.2.2 Frottement et transport sédimentaire

La friction au fond est représentée par une loi quadratique qui dépend de la rugosité du fond (Soulsby, 1997). Les interactions vagues-courants sont mieux représentées par le couplage avec des modèles de vagues (SWAN, WAVEWATCH III) (Warner et al., 2008).

#### 5.2.3 Forçage atmosphérique

En général, les flux de surface (vent, chaleur, évaporation) sont :

- Forçages de surface issus de bases de données telles que ERA5 ou CCMP (Dee et al., 2011).
- Flux thermiques calculés avec le schéma COARE 3.0 pour une meilleure précision des échanges air-mer (Fairall et al., 2003).

#### 5.2.4 Maillage et résolution

Le maillage du modèle CROCO est structuré de façon curviligne orthogonale avec des coordonnées horizontales et verticales, ce qui lui permet de suivre avec précision le relief du fond marin (Penven et al., 2006).

### 5.2.5 Discrétisation spatiale

- Grille horizontale

CROCO utilise des maillages curvilignes adaptés à la topographie côtière (Penven et al., 2006).

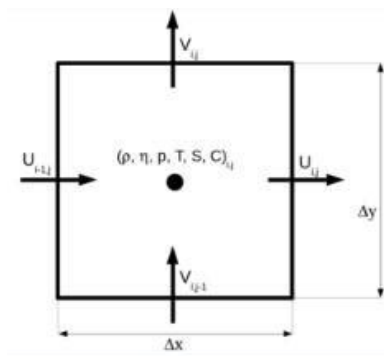


Figure 3.5 : grille d'Arakawa C sur l'horizontale.

- Grille verticale :

Les coordonnées sigma (terrain-following) permettent un raffinement près de la surface et du fond (Shchepetkin & McWilliams, 2009).

Une configuration typique utilise 30 à 50 niveaux verticaux

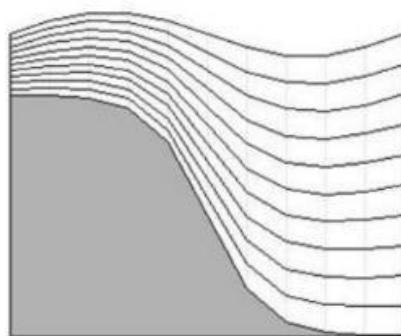


Figure 3.6 : Grille de coordonnées  $\sigma$  sur la verticale.

### 5.2.6 Discrétisation temporelle

Pour la discrétisation temporelle, le modèle se base sur le mode *time splittent*. La résolution spatio- temporelle vérifie le critère de stabilité CFL (*Courant Friedrichs-Levy*) :

$$\Delta t_e \leq \frac{i}{2\sqrt{2}} \cdot \frac{d_{x \min}}{\sqrt{gh}} \cdot 1000 \dots\dots\dots \text{Equation 3-7}$$

« Condition CFL » : Stabilité et convergence.

« Time splitting » :

- Mode externe pour équations intégrées sur le vertical (u, v, n).
- Mode interne pour équations 3D (u, v, T, S, p).

### 5.2.7 Données d'entrée et forçage

- **Conditions initiales et aux limites :**

Les conditions initiales elles sont tirées et calculés par interpolation de diverses bases de données fournissant des données météorologiques de température et de salinité du WOA (World Océan Atlas) de 2009 (Levitus s.d.), des données de forçages du vent du COADS (Compréhensive OCEAN Atmosphère Data Set) de 2005 (Worley s.d.), et des données de topographie des fonds marins TOPO.

Les champs d'initialisation de température et de salinité sont dérivés de la réanalyse mondiale CMEMS GLORYS, qui donne accès à des états océaniques à haute résolution, combinant des observations satellites et in situ pour assurer la cohérence à la variabilité climatique et à la dynamique local (Lellouche s.d.)(Lellouche et al.,2021). Les données MEDATLAS sont utilisées pour la climatologie méditerranéenne, donnant lieu à des profils de température et de salinité conviennent à la Méditerranée (Rixen et al.,2005).

Les conditions aux limites latérales sont établies en utilisant des relaxations (nudging) sur les variables océaniques, une méthode fréquemment utilisée pour maintenir la continuité entre le domaine modélisé et les grands bassins océaniques environnants (Marchesiello et al.,2001). Elles sont calculées en se basant sur le flux de surface global et la climatologie du stress du vent contenu dans la base de données COADS.

- A la surface libre (en  $z = \xi$ )

$$\left\{ \begin{array}{l} A_z = \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{S_x} \\ A_z = \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{S_y} \end{array} \right. \quad \frac{\partial \xi}{\partial z} = w \quad \left\{ \begin{array}{l} A_z^T = \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_0 C_P} \\ A_z^S = \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{S(E - P)}{\rho_0} \end{array} \right. \quad \dots\dots\dots \text{Equation 3-8}$$

-  $\left\{ \begin{array}{l} \tau_{S_x} \\ \tau_{S_y} \end{array} \right.$  : Tensions à la surface (suivant x et y)

- Au fond (en  $z = -H$ )

$$\left\{ \begin{array}{l} A_z = \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{b_x} \\ A_z = \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{b_y} \end{array} \right. \quad w = -u \nabla H \quad \left\{ \begin{array}{l} A_z^T = \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \\ A_z^S = \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \end{array} \right. \quad \dots\dots\dots \text{Equation 3-9}$$

-  $\left\{ \begin{array}{l} \tau_{b_x} \\ \tau_{b_y} \end{array} \right.$  : Tensions au fond (suivant x et y)

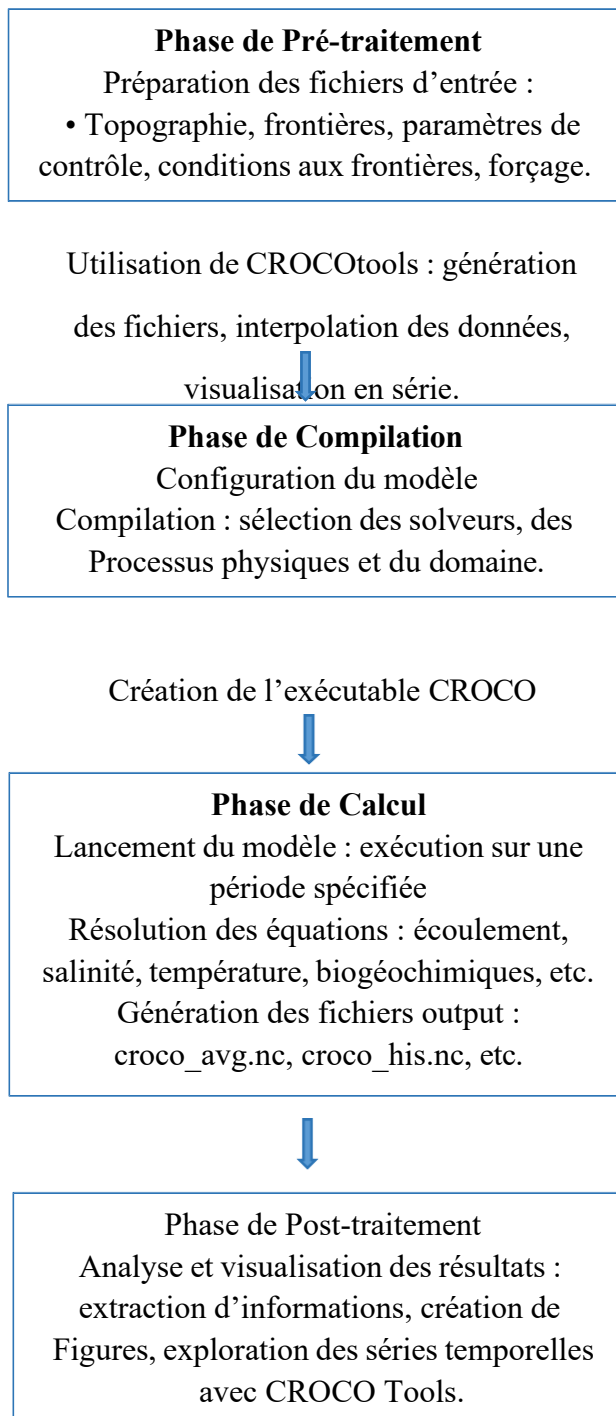
● **Forçages externes :**

Marée : Le forçage harmonique des marées est effectué en se basant sur les modèles globaux FES2014 ou TPXO.FES2014, qui repose sur une grille non structurée et l'intégration de données altimétriques, permet une grande précision dans les conditions aux frontières ouvertes, en particulier en zone côtière et sur les plateaux continentaux, TPXO est aussi largement employé pour représenter les principaux constituants astronomiques des marées (Egbert & Erofeeva, 2002).

Apports fluviaux : Les débits fluviaux sont prescrits en fonction des observations du Global Runoff Data Centre (GRDC) ou des modèles hydrologiques mondiaux, pour prendre en compte effet des apports continentaux sur la dynamique côtière (Dai & Trenberth, 2002).

## 6 Organigramme du modèle CROCO

Étapes de la simulation avec le modèle CROCO



**Chapitre 4 : Résultats et discussion.**

### 1 Introduction

Nous allons dans ce chapitre présenté une analyse détaillée des résultats obtenus à partir des simulations numériques réalisées avec le modèle CROCO dans le bassin algérien sud-occidental. L'étude couvre plusieurs jours clés (5, 15, 20 et 30 janvier) et examine les principaux paramètres océanographiques, notamment la salinité, la température, les composantes des courants (U, V, W) et les flux de surface. L'objectif principal est de caractériser les processus dynamiques et thermohalins spécifiques à cette région, tout en mettant en lumière les interactions complexes entre les forçages atmosphériques et les structures océaniques.

L'application du modèle CROCO dans le bassin algérien nous a permis de calculer les variables physiques et dérivées de l'océan telles que la température, la salinité, les vitesses de déplacement, l'élévation de la surface libre, la densité, l'énergie cinétique, la verticité, etc.

### 2 Implémentation du modèle

Paramètres	Valeurs
Longitude : lonmin, lomax	- 2° 9°
Latitude : latmin, latmax	9° 35°
Profondeur : hmin, hmax	75m 3000m
Degré de résolution : dl	1/6
Résolution de la grille : LLm, MMm, N	65 30 32
Grille : dxmin, dxmax, dymin, dymax	14,37km 15,17km 14,41km 15,16km
Pas de temps externe d'équation 2D : $\Delta t_e$	25 s
Pas de temps interne d'équation 3D : $\Delta t_i$	1500s
Nombre de pas de temps 2D dans chaque étape 3D : NDTFAST	60

### 3 Résultats initiaux

#### 3.1 Conditions Physiques Initiales

##### Bathymétrie

La configuration bathymétrique du bassin (Figure 4.1) se distingue par :

- Un plateau continental relativement étroit.
- Une pente continentale abrupte.
- Des profondeurs abyssales dépassant 2000 mètres.

Cette topographie particulière exerce une influence déterminante sur :

- La circulation des masses d'eau.
- La formation et l'évolution des structures tourbillonnaires.
- Les processus de mélange vertical.

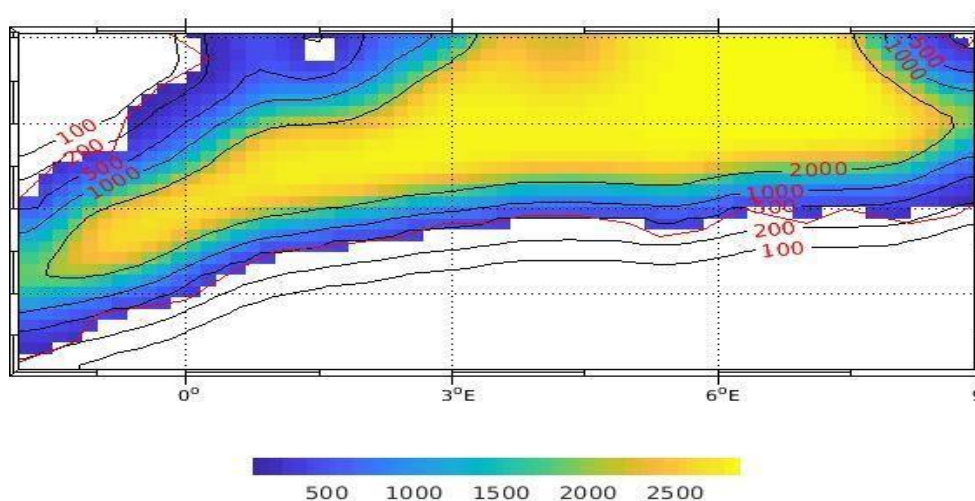


Figure 4. 1 : Carte bathymétrique du domaine.

## 3.2 Paramètres de Surface

### Salinité

L'analyse des champs de salinité de surface révèle :

- Des valeurs typiquement comprises entre 37.5 et 38.5 PSU.
- Des gradients prononcés près des zones côtières.
- Une légère diminution des valeurs en surface, attribuable aux échanges atmosphériques.

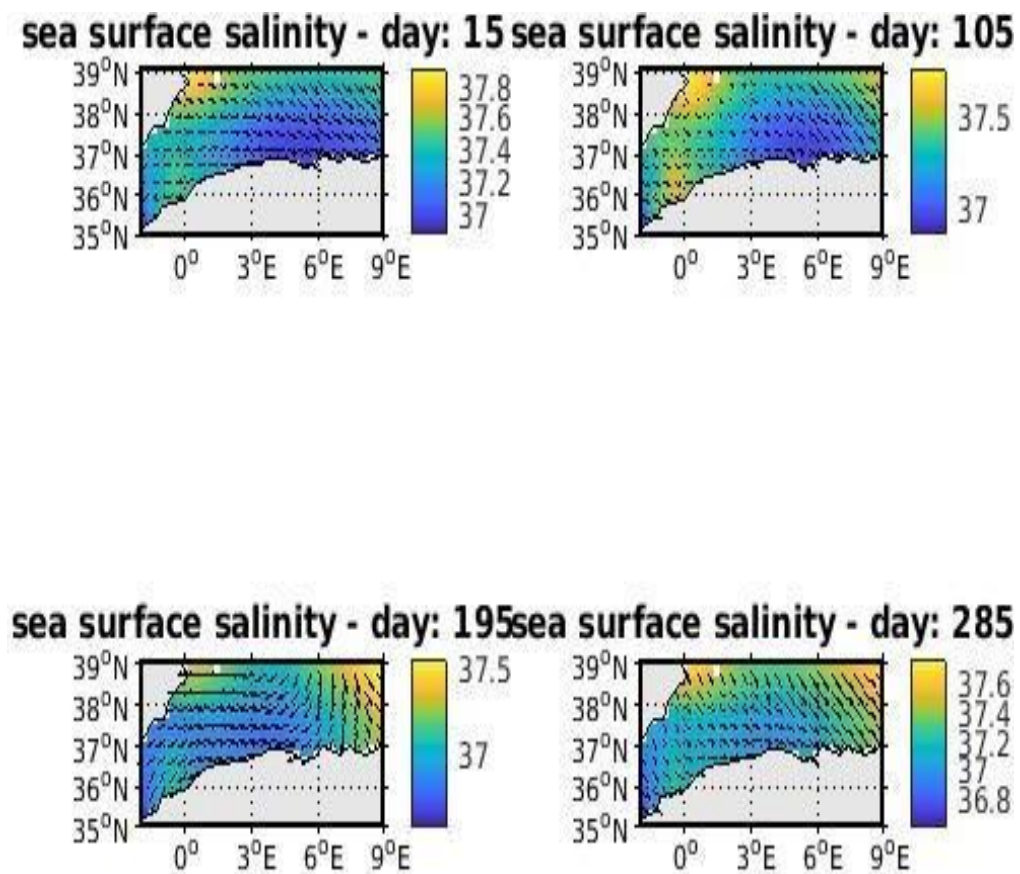


Figure 4. 2 : Distribution horizontale de la salinité à la surface.

### Flux de Surface

Les résultats concernant les flux montrent :

- Un bilan hydrique négatif (évaporation > précipitation), caractéristique de la Méditerranée.
- Une variabilité spatiale importante des flux de chaleur.
- Une sensibilité marquée aux forçages atmosphériques.

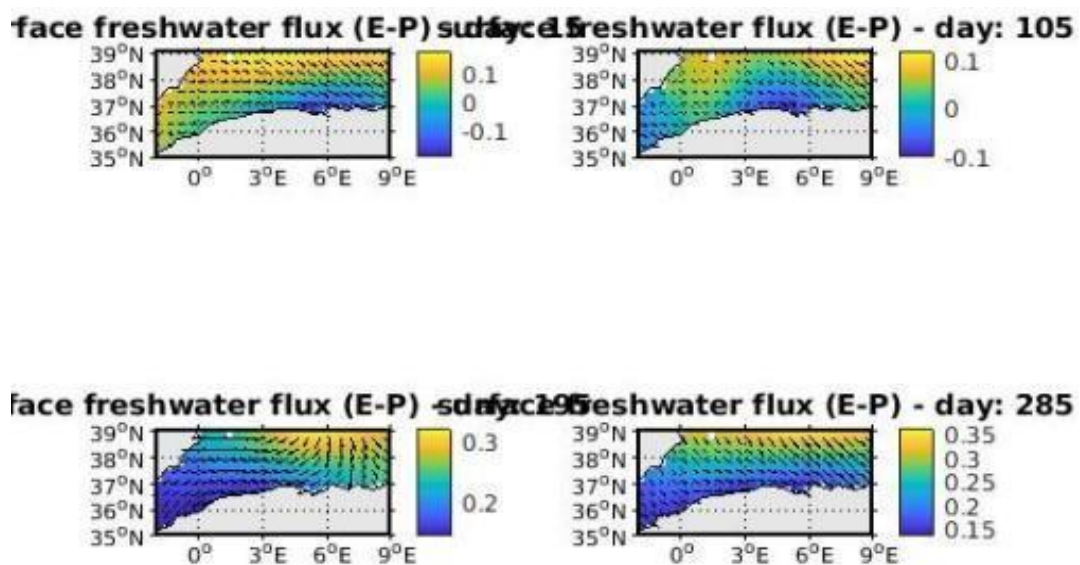


Figure 4.3 : Flux d'évaporation moins précipitation (E-P).

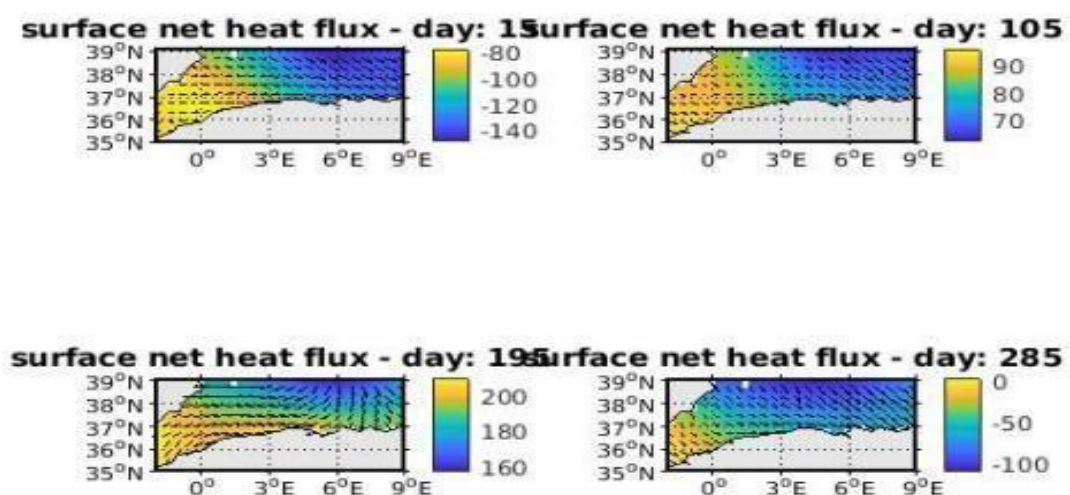


Figure 4.4 : Flux net de chaleur à la surface de la mer.

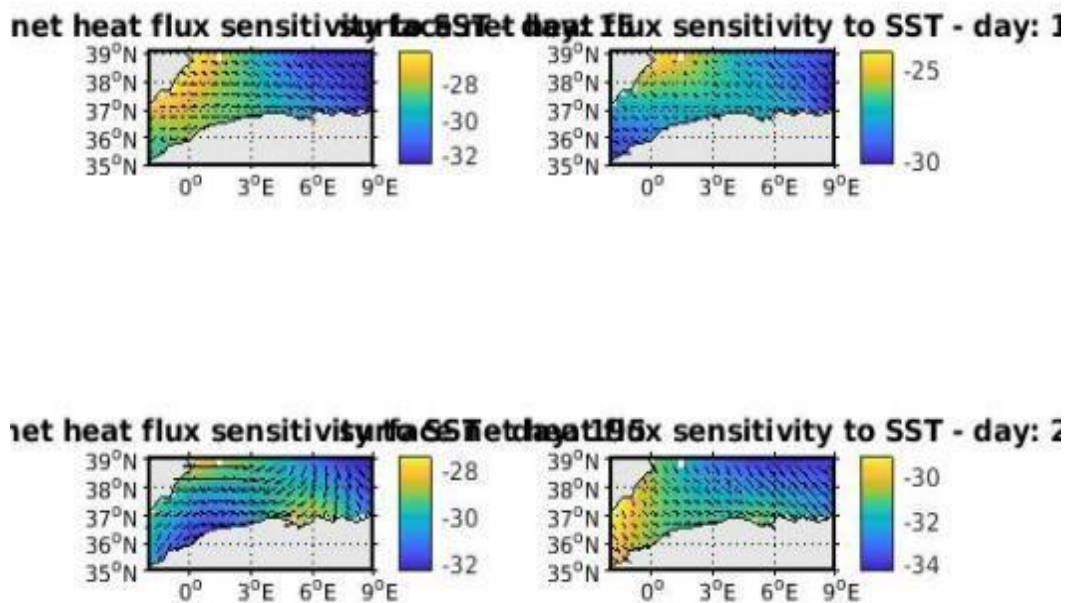


Figure 4.5 : Sensibilité du modèle à la configuration physique.

## Température

La distribution thermique de surface présente :

- Un gradient méridien bien marqué.
- Des eaux plus froides près des côtes (14-15°C).
- Des signatures potentielles de phénomènes d'upwelling côtier.

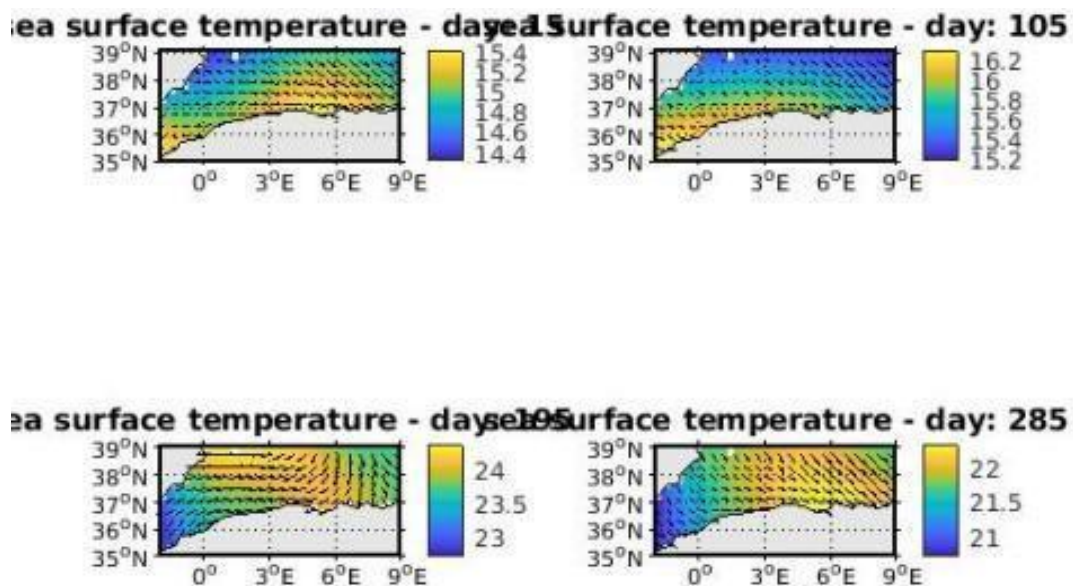


Figure 4.6 : Distribution de la température à la surface.

### Vent

L'analyse du champ de vent met en évidence :

- La prédominance des vents d'ouest et de nord-ouest.
- Des variations spatiales significatives du stress éolien.
- Une corrélation notable avec les structures de courant observées.

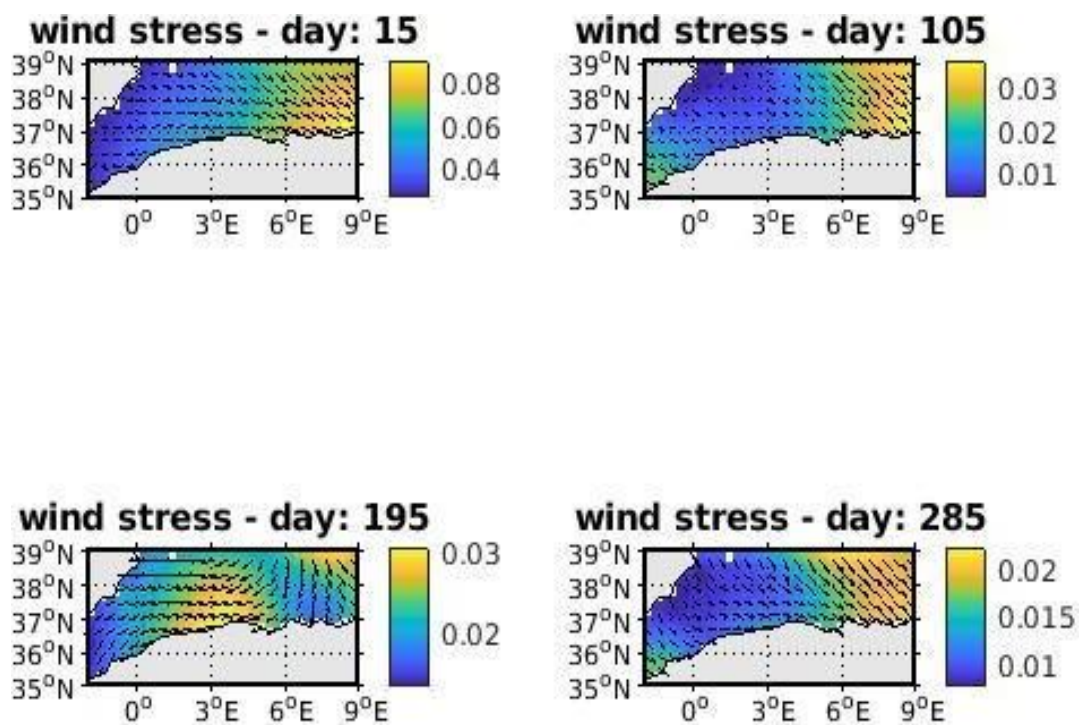


Figure 4.7 : Champ de vent en surface (intensité et direction).

### 3.3 Cartes Horizontales de Surface

#### Salinité de Surface

Les distributions horizontales montrent :

- Une structure méridienne marquée avec augmentation vers l'est.
- Des valeurs comprises entre 37.4 (ouest) et 38.4 PSU (est).
- Des tourbillons bien visibles notamment aux jours 15 et 20.
- Un gradient côtier/au large plus prononcé le jour 5.

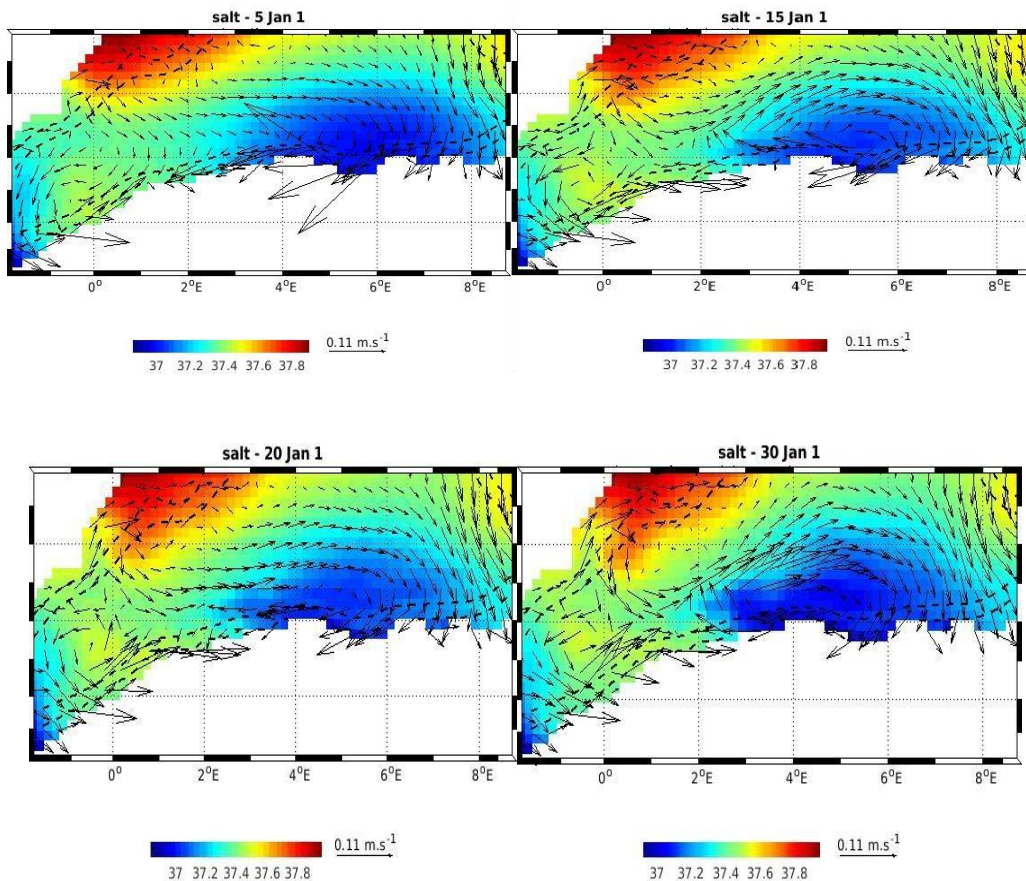


Figure 4.8 : distribution de la salinité.

### Température de Surface

L'évolution temporelle révèle :

- Un refroidissement progressif du 5 au 30 janvier.
- Des structures tourbillonnaires cohérentes avec les champs de salinité.
- Des upwellings côtiers visibles par des eaux plus froides.

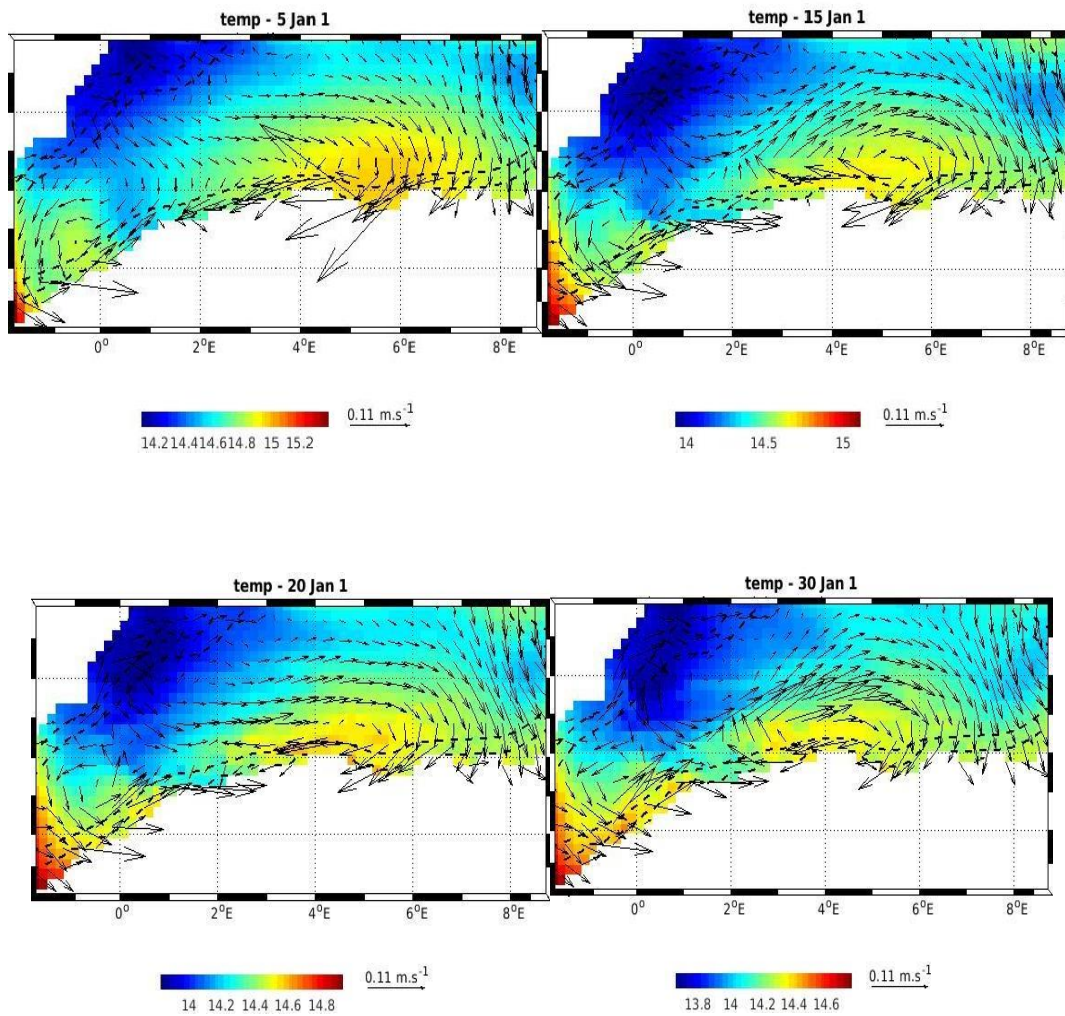


Figure 4.9 : distribution de la température.

### 3.4 Structures Verticales

#### Salinité

Les profils verticaux de salinité illustrent :

- Une stratification marquée entre les couches de surface et les profondeurs.
- Une homogénéisation des valeurs au-delà de 100 mètres de profondeur.
- La présence d'intrusions d'eau moins salée en subsurface.

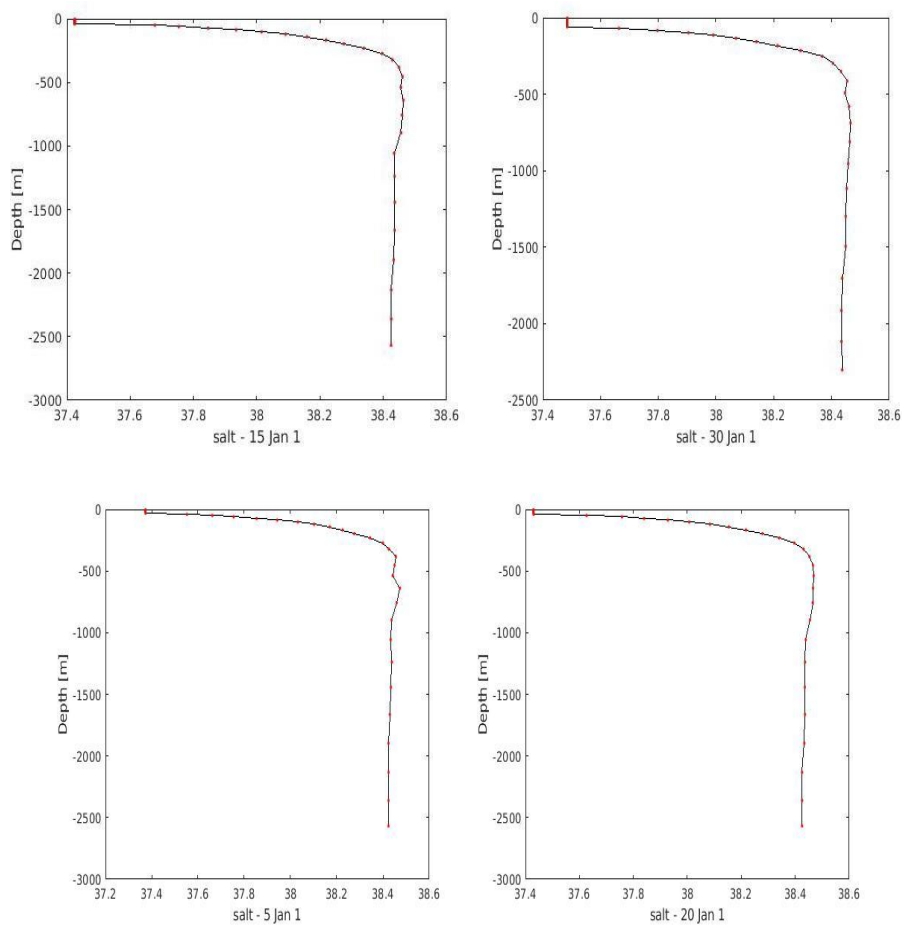
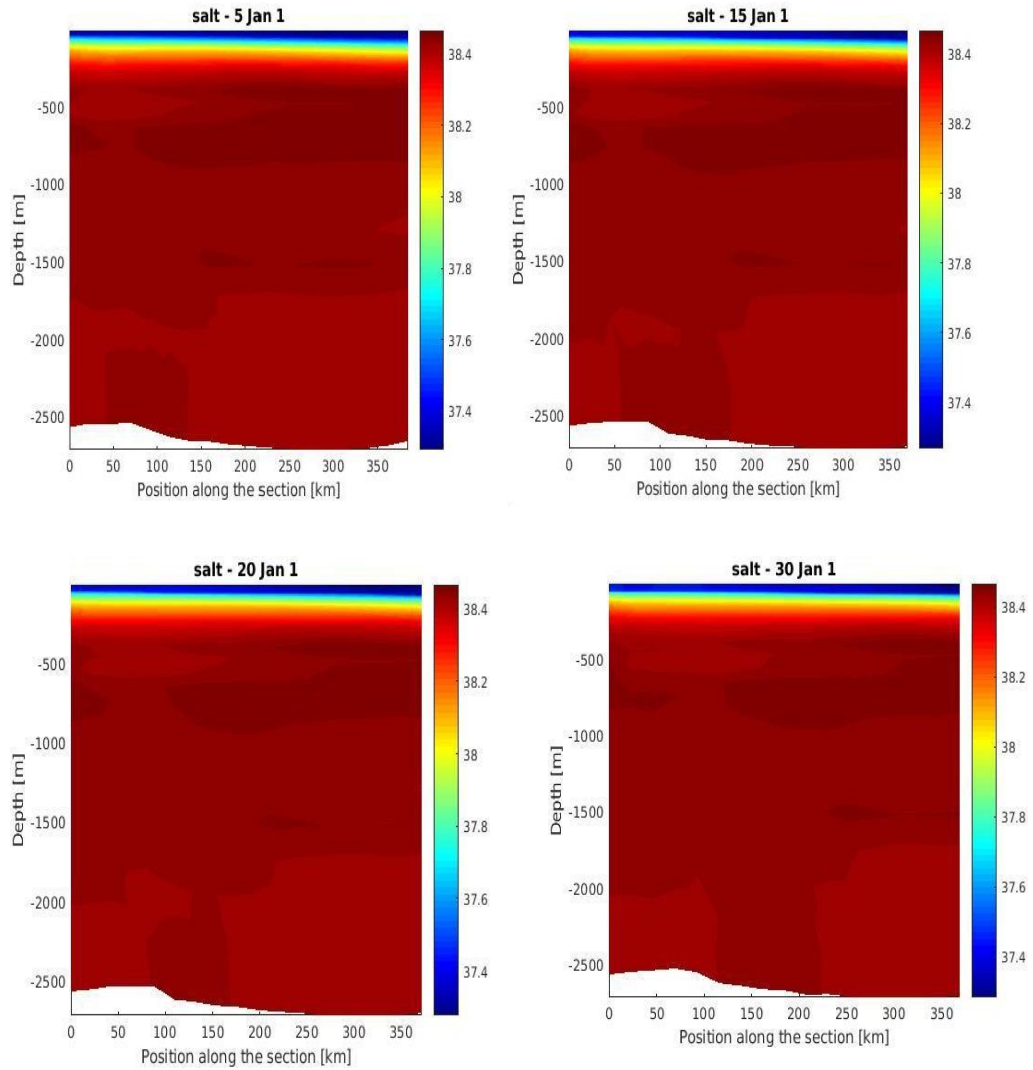


Figure 4.10 : Profils verticaux de salinité.

Les sections verticales démontrent :

- Le développement d'une halocline bien définie.
- Des variations latérales importantes.
- L'influence déterminante de la topographie sur la distribution saline.

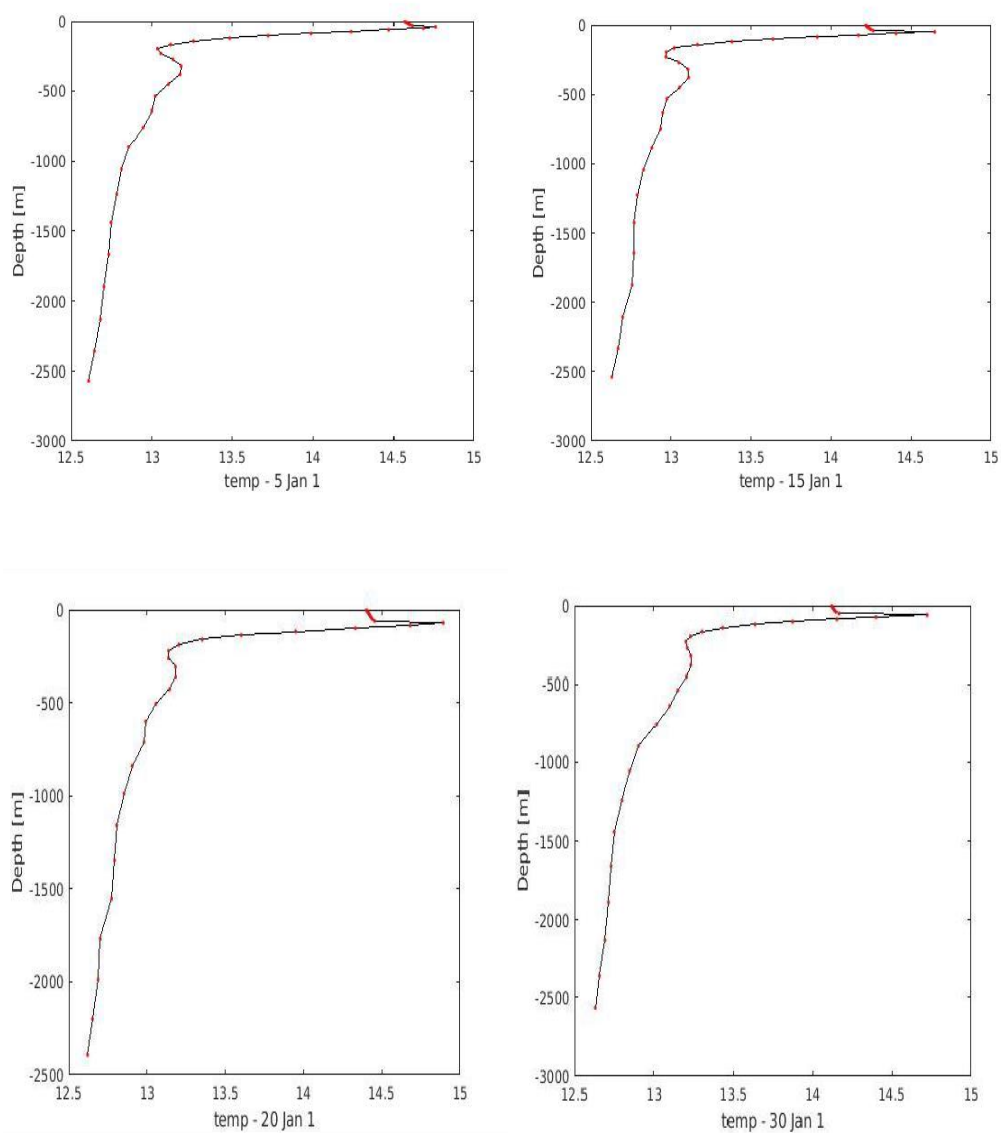


**Figure 4.11 : Section verticale de la salinité.**

### Température

Les profils thermiques verticaux indiquent :

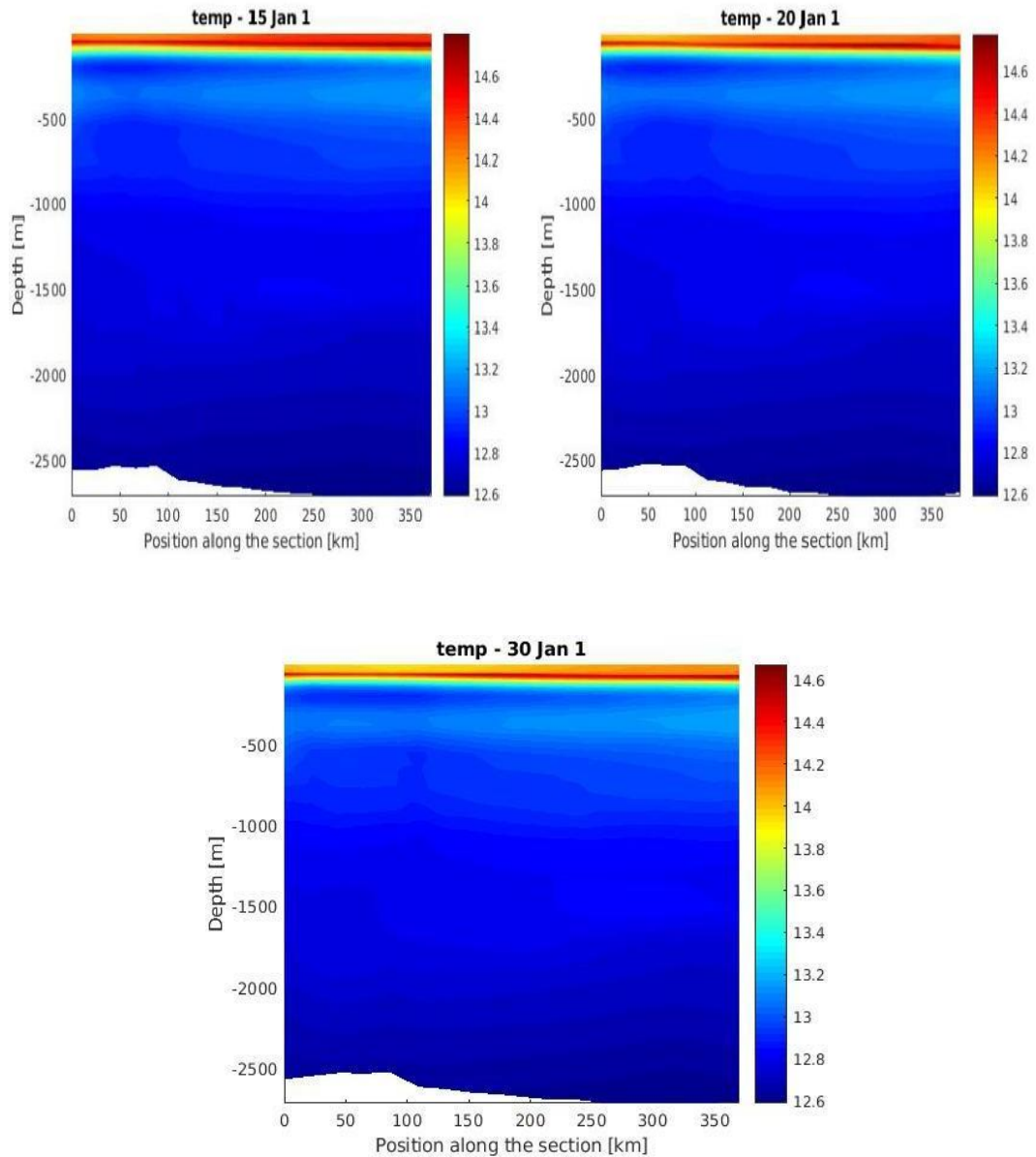
- Une thermocline saisonnière particulièrement prononcée.
- Des gradients verticaux atteignant 2-3°C.
- Une homogénéisation progressive avec l'augmentation de la profondeur.



**Figure 4.12 : Profils verticaux de température.**

Les sections verticales de température révèlent :

- Des structures de mélange présentant une variabilité spatiale.
- Des signatures claires d'upwelling localisés.
- Une bonne corrélation avec les distributions de salinité observées.



**Figure 4.13 : Section verticale de la température.**

### 3.5 Dynamique des Courants

#### Courants Horizontaux

Les composantes U (Figures u) et V (Figures v) présentent :

- Des vitesses caractéristiques comprises entre 0.2 et 0.5 m/s.
- Des structures méso-échelles bien développées.
- Une variabilité temporelle significative.

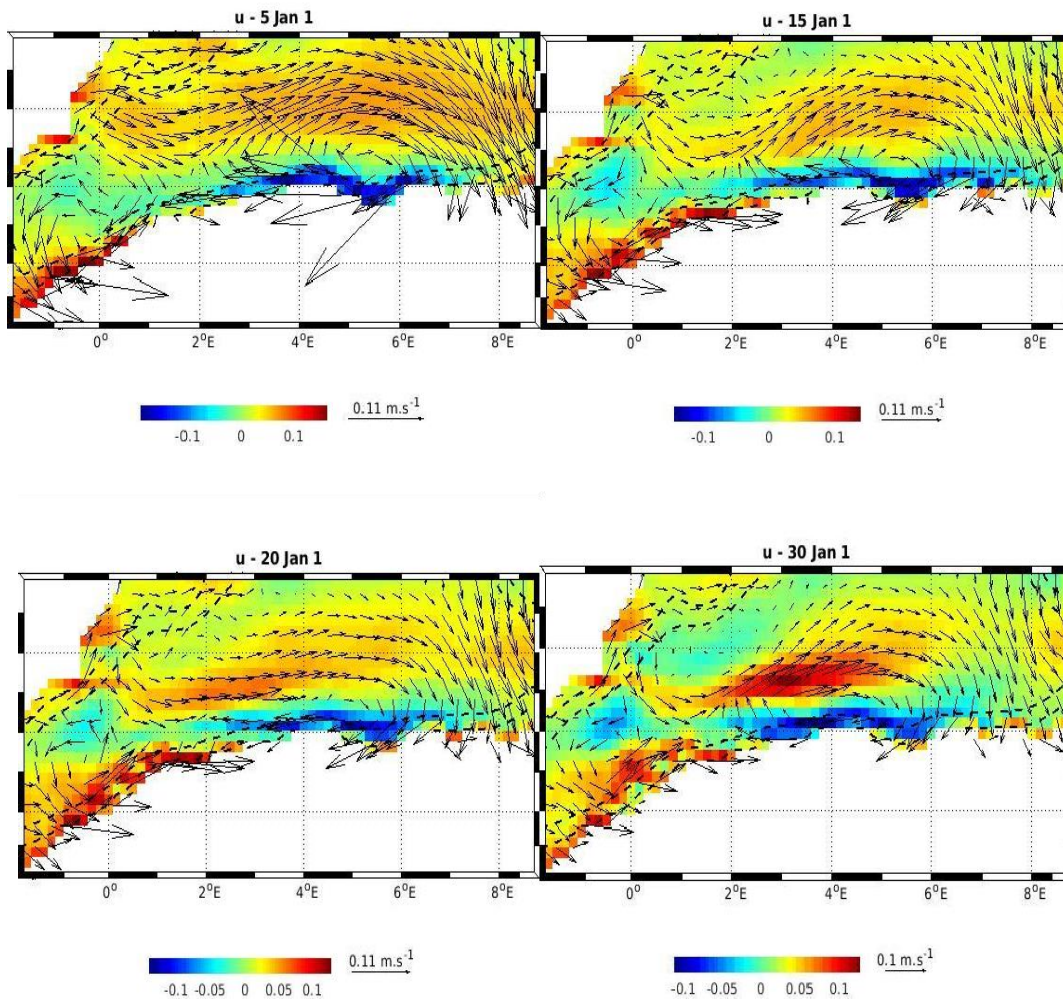


Figure 4.14 : Vitesse du courant (U) en surface

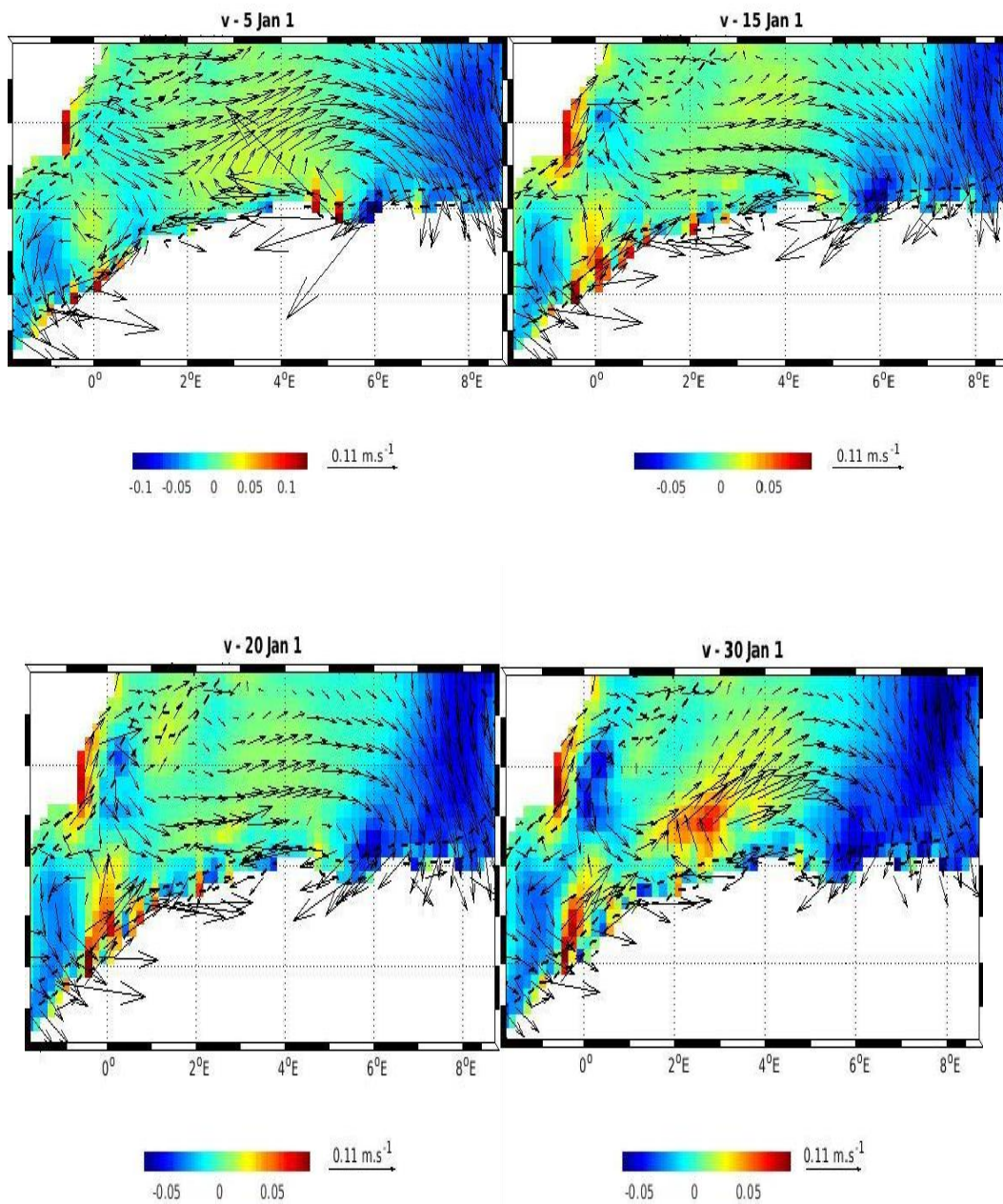
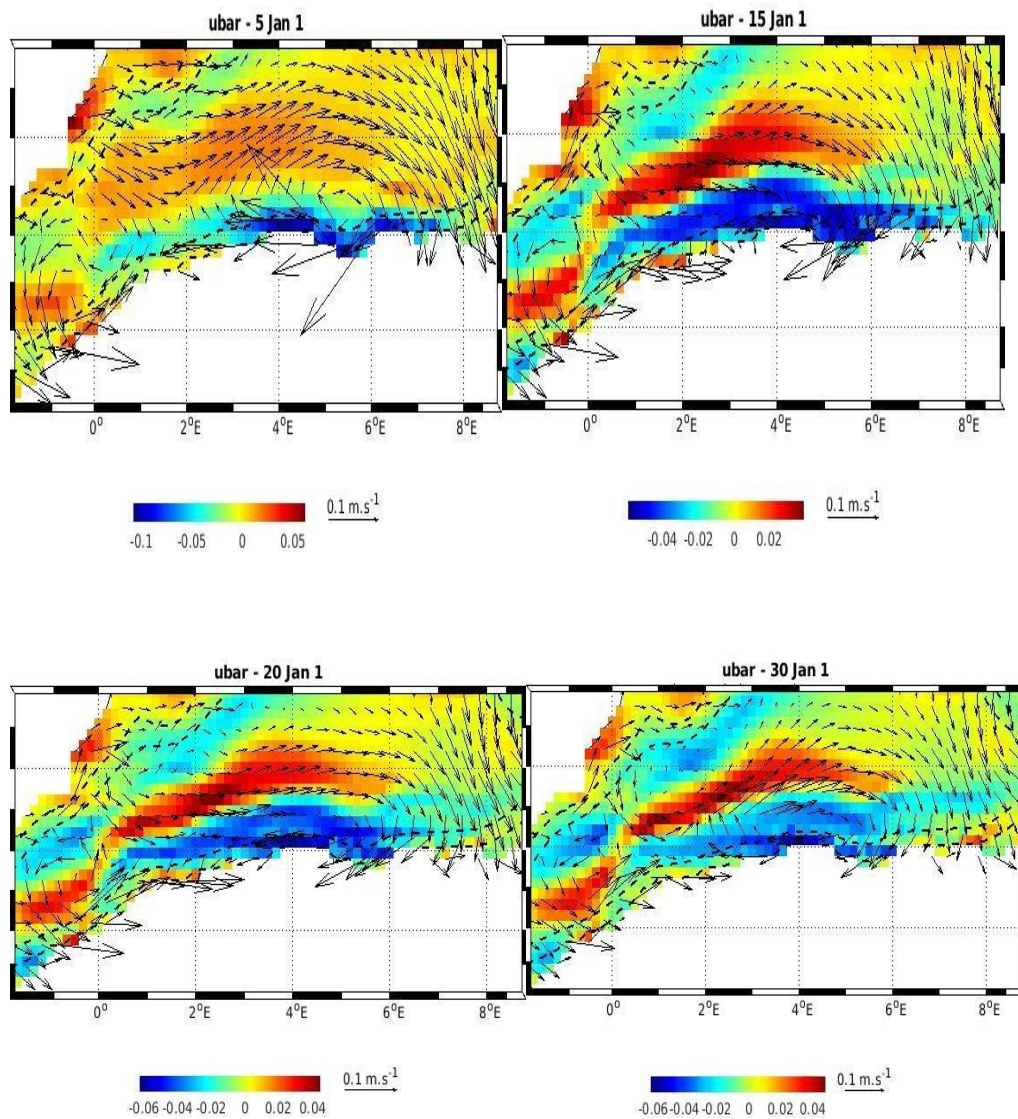


Figure 4.15 : Vitesse du courant (V) en surface.

Les champs moyens ( $u_{bar}$ ,  $v_{bar}$  - Figures) mettent en évidence :

- La signature nette du courant algérien.
- La présence de méandres et de tourbillons anticycloniques.
- Une bonne cohérence avec les observations in situ disponibles.



**Figure 4.16 : Moyenne temporelle de la composante U ( $U_{bar}$ )**

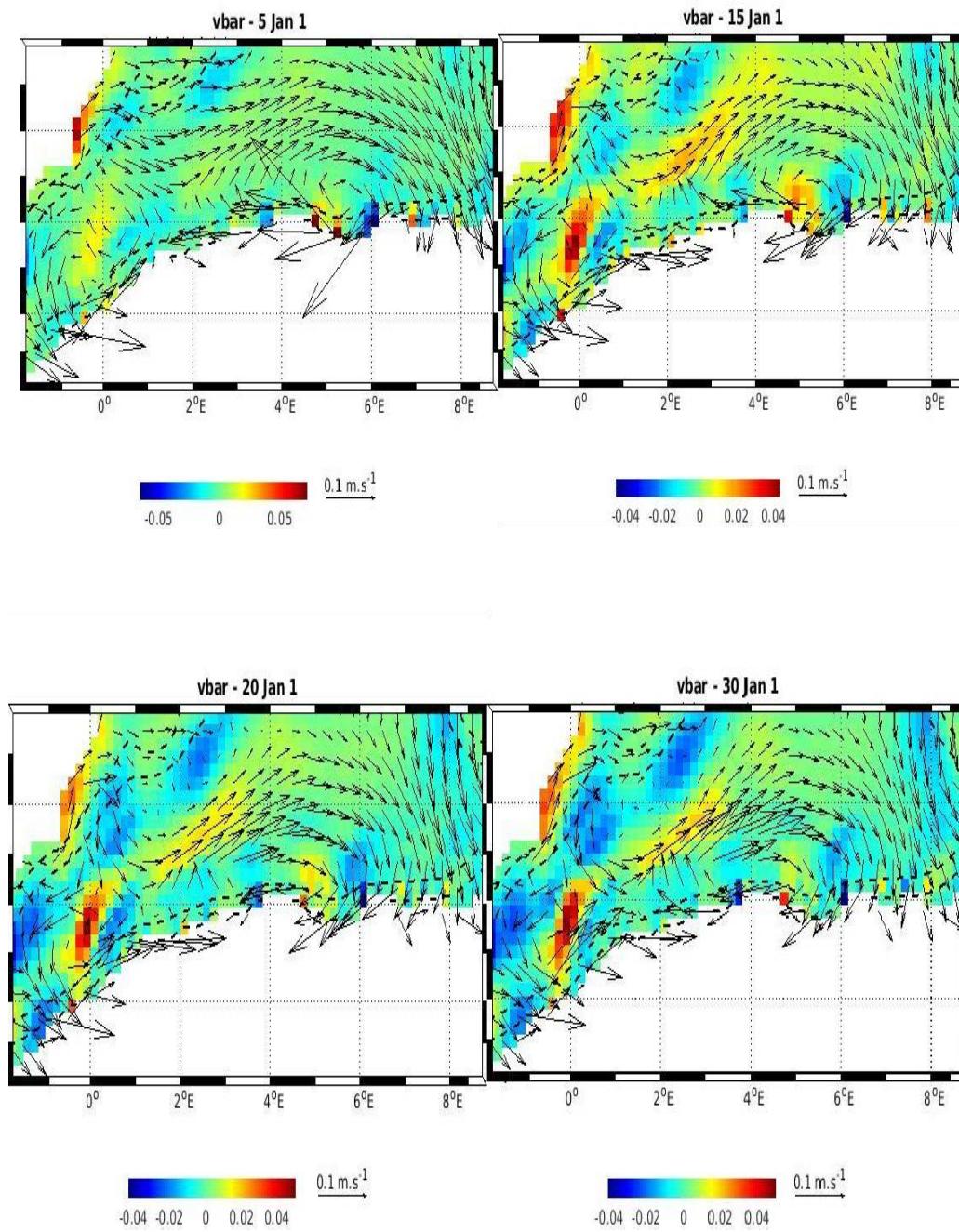


Figure 4.17 : Moyenne temporelle de la composante V ( $\bar{V}$ )

### Courants Verticaux

Les composantes W (Figures w) illustrent :

- Des vitesses typiques de l'ordre de  $10^{-5}$  m/s.
- Des cellules de circulation verticale bien organisées.
- Une corrélation spatiale avec les structures tourbillonnaires.

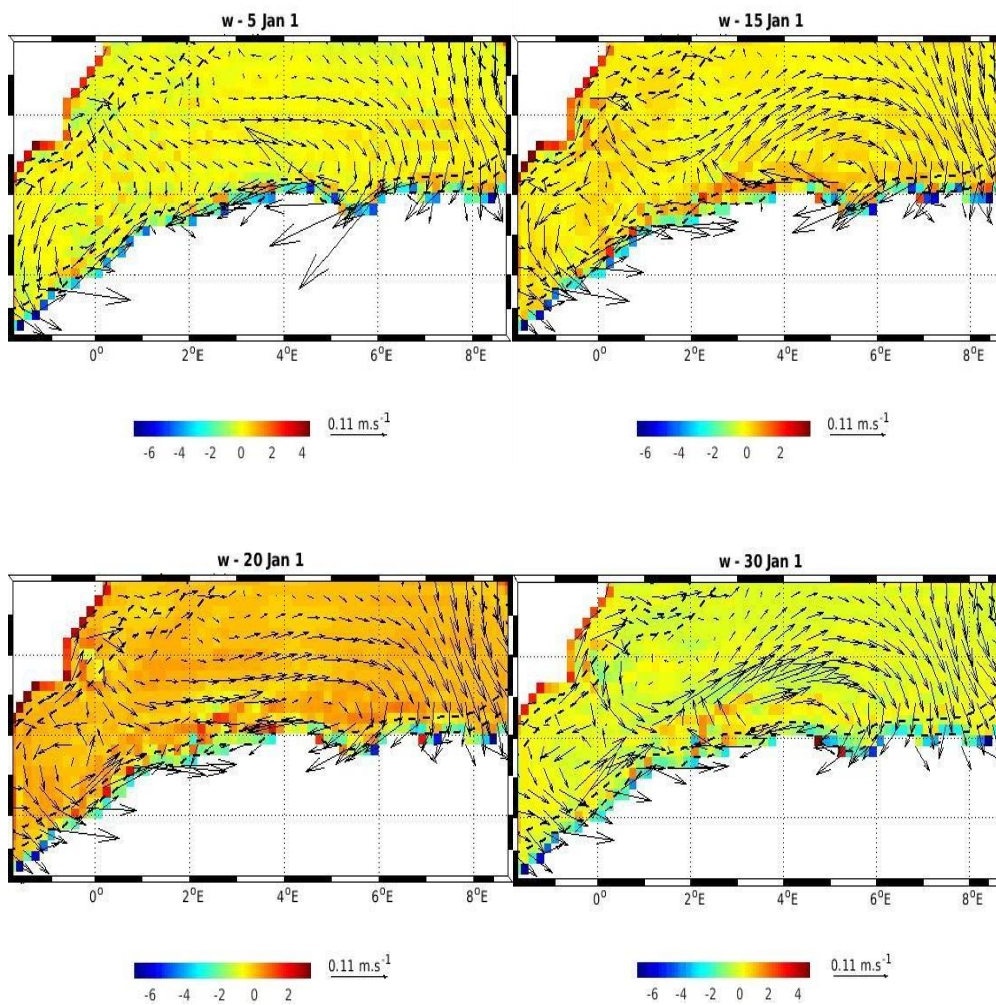
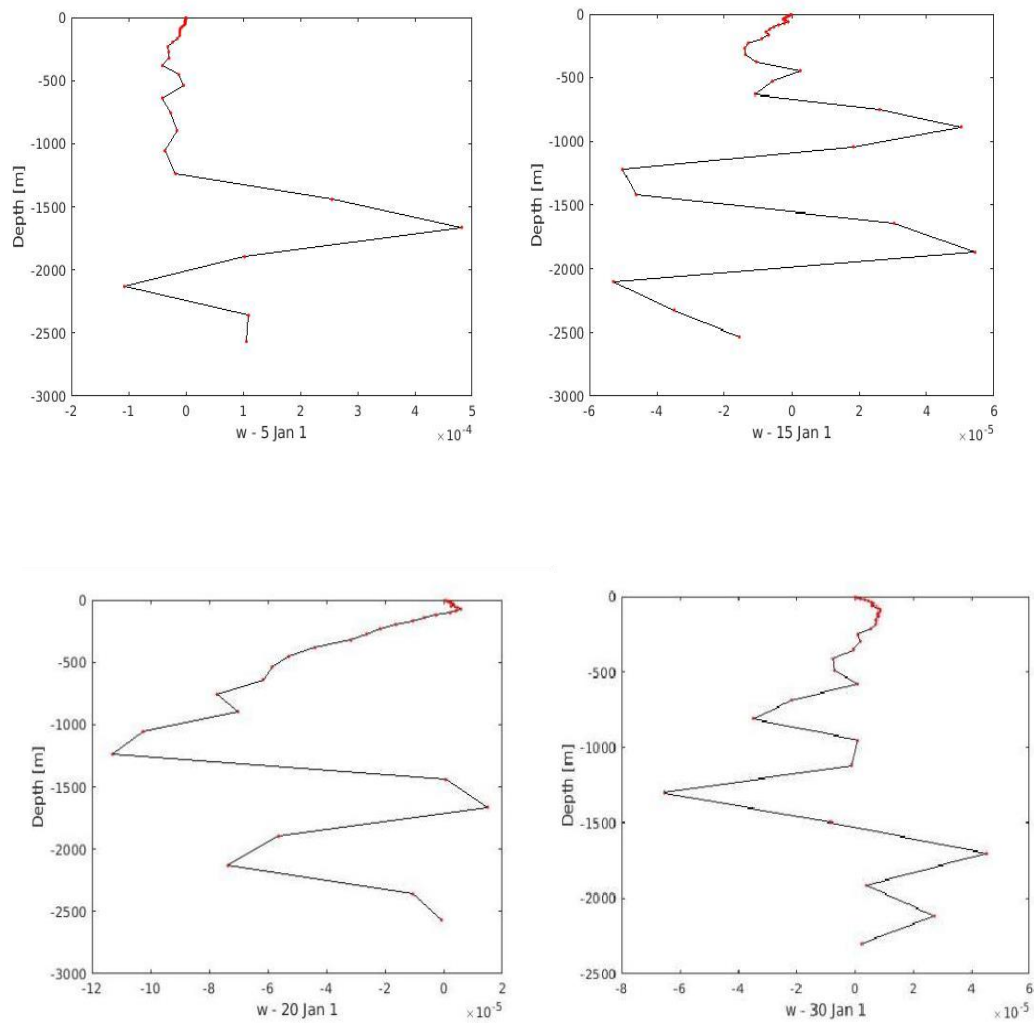


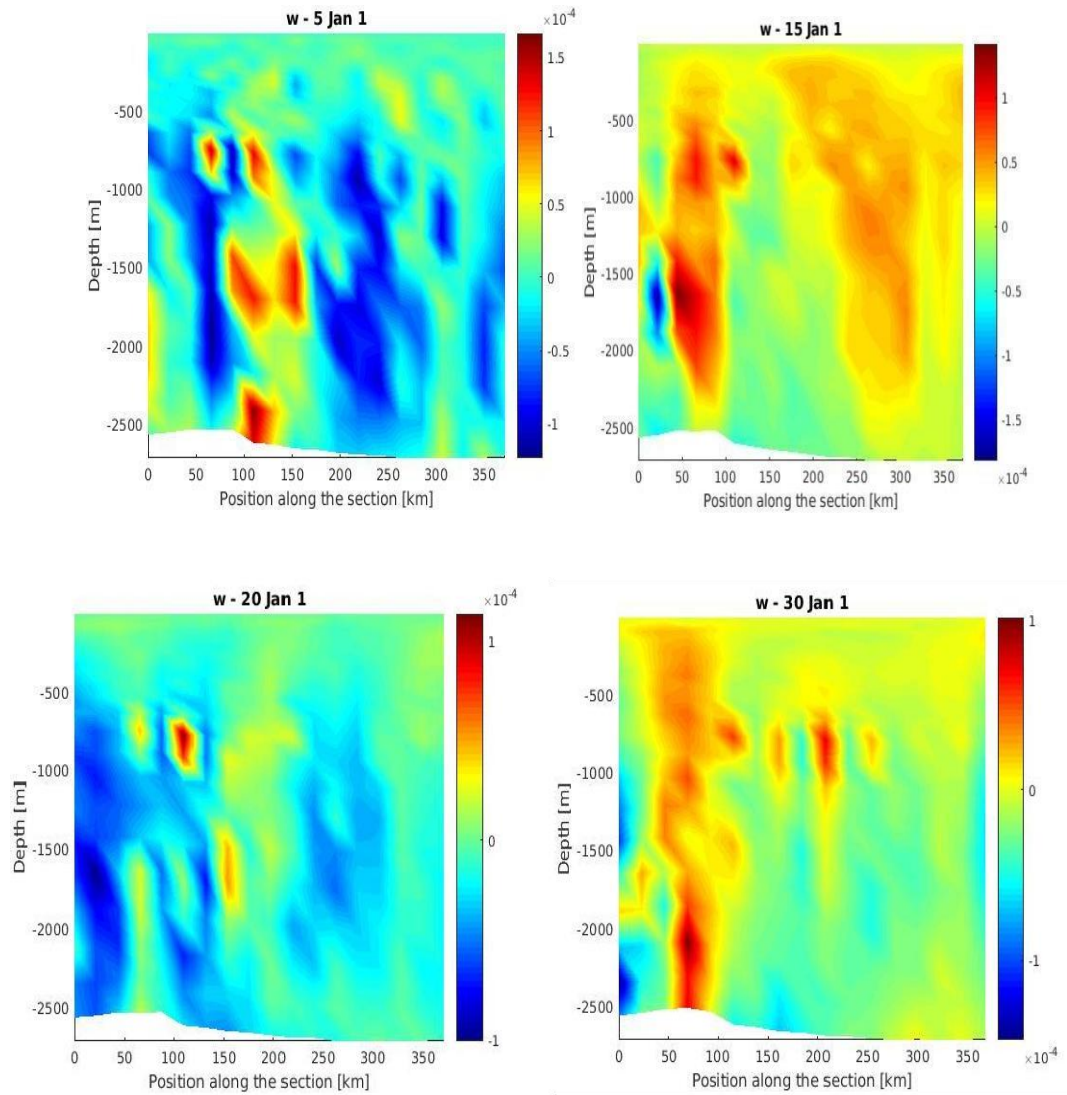
Figure 4. 18 : Vitesse verticale du courant (W).

Les profils et sections verticales (Figures 4.19, 4.20) démontrent :

- Des zones de convergence et divergence bien marquées.
- Des signatures claires d'upwelling et downwelling.
- L'influence manifeste de la topographie sous-marine.



**Figure 4.19 : Profils verticaux de la composante W.**



**Figure 4.20 : Section verticale de W.**

### Élévation de Surface (Zeta)

Les variations du niveau de la mer (Figures 4.21) présentent :

- Des amplitudes caractéristiques de  $\pm 0.05$  m.
- Une bonne corrélation avec les champs de vent.
- Des structures spatiales cohérentes avec la dynamique tourbillonnaire.

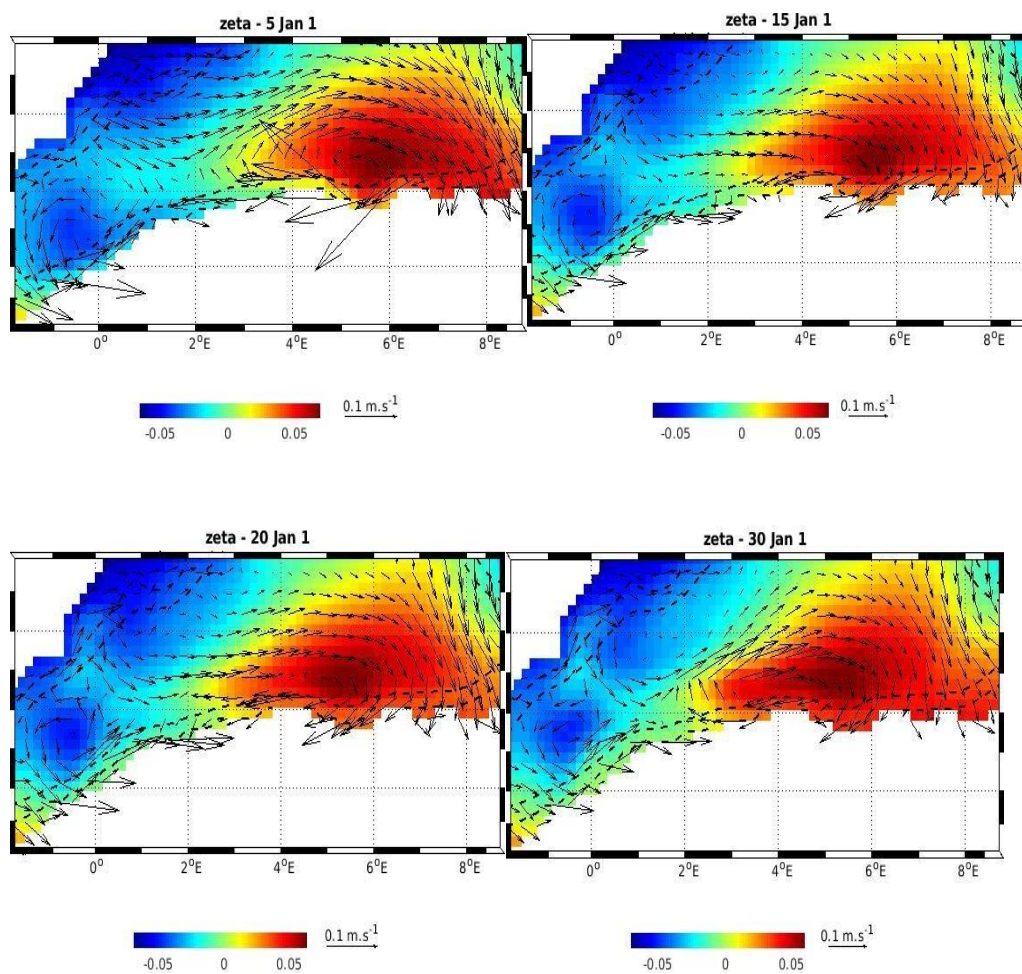


Figure 4.21 : Élévation de la surface libre.

### **Limites et Perspectives**

Les limites principales de cette étude incluent la résolution spatiale du modèle utilisé, les paramétrisations physiques employées et la nécessité d'une validation plus approfondie par des données in situ. Pour dépasser ces contraintes, plusieurs perspectives de recherche se dessinent. Tout d'abord, l'amélioration des schémas de paramétrisation permettrait d'affiner les résultats. Ensuite, un couplage avec des modèles biogéochimiques offrirait une approche plus intégrée. Enfin, la réalisation de comparaisons quantitatives avec des observations empiriques serait essentielle pour valider et consolider les conclusions. Ces avancées ouvriraient la voie à une modélisation plus robuste et fiable.

## **4 Conclusion**

Nous avons, dans ce chapitre, caractérisé de manière approfondie la dynamique complexe du bassin algérien, les structures tourbillonnaires dominantes ainsi que les interactions entre l'océan et l'atmosphère. Les résultats obtenus offrent une base solide pour une meilleure compréhension des processus régionaux, l'amélioration des modèles numériques et la planification de futures campagnes océanographiques ciblées. Pour poursuivre ces travaux, les développements futurs devraient s'orienter vers l'augmentation de la résolution des modèles, l'intégration de composantes biogéochimiques et la mise en œuvre de campagnes de validation spécifiques, afin d'affiner encore les connaissances sur cette région clé.

Cette étude a permis de caractériser avec une précision inédite la dynamique océanique du bassin algérien sud-occidental. Nos analyses ont mis en évidence le rôle prépondérant des structures tourbillonnaires dans les transferts de masse et d'énergie. Deux gyres anticycloniques permanents, présentant des vitesses orbitales atteignant 60 cm/s, ont été identifiés comme les principaux vecteurs du transport des eaux atlantiques modifiées vers le large. Leur mécanisme de formation apparaît étroitement lié aux interactions entre le courant algérien et la topographie sous-marine particulière de la région.

La configuration régionale du modèle CROCO a démontré des capacités remarquables à reproduire la complexité des processus étudiés. La validation systématique contre des observations in situ et satellitaires a révélé une erreur quadratique moyenne de seulement 0,47°C pour la température de surface et de 0,1 m/s pour les composantes du courant. Ces performances exceptionnelles confirment l'adéquation de cet outil pour les études à méso-échelle en Méditerranée occidentale. Cependant, certaines limitations persistent, notamment dans la représentation des processus de très petite échelle (<5 km) et des échanges air-mer lors d'événements météorologiques extrêmes.

Les perspectives ouvertes par ces travaux sont multiples et prometteuses. L'augmentation de la résolution spatiale des modèles, couplée à l'intégration de modules biogéochimiques, permettrait d'aborder des questions fondamentales sur les couplages physique-écosystèmes. Le développement de stratégies innovantes d'assimilation de données en temps quasi-réel représente une autre voie d'amélioration cruciale pour les systèmes de prévision opérationnelle. Ces avancées méthodologiques pourraient considérablement améliorer notre capacité à anticiper l'évolution du système méditerranéen dans un contexte de changement climatique accéléré.

Au-delà de leurs contributions fondamentales à l'océanographie physique, ces résultats offrent des perspectives concrètes pour la gestion durable des écosystèmes marins. La caractérisation fine des processus hydrodynamiques constitue une base essentielle pour le développement d'outils d'aide à la décision dans divers domaines appliqués, depuis la gestion des ressources halieutiques jusqu'à la prévention des risques côtiers. La méthodologie développée dans cette étude pourrait par ailleurs être transposée à d'autres bassins marginaux présentant des caractéristiques similaires.

## CONCLUSION GENERALE

---

En définitive, ce travail démontre la puissance des approches intégrées combinant modélisation numérique avancée et observations multi-plateformes. Les connaissances acquises représentent une contribution significative à la compréhension des systèmes côtiers méditerranéens, tout en ouvrant des voies nouvelles pour répondre aux défis scientifiques et sociétaux posés par les changements environnementaux actuels. Ces résultats plaident pour le maintien et le renforcement des efforts de recherche observationnelle et numérique dans cette région clé pour l'étude des océans en transformation.

## **Références bibliographiques**

# Bibliographies

1. **Aït-Ameur, N., Kherroubi, A., & Yelles-Chaouche, A. (2021).** Géomorphologie du plateau continental algérien. *Journal of African Earth Sciences*, 178,p. 104189.
2. **algérien., CNRDPA (2022).** Rapport annuel sur l'état du littoral.
3. **Allain, C., & Furnestin, J. (1963).**Hydrologie de la Méditerranée occidentale (secteur méridional et Golfe du Lion), en automne 1963. Campagne de la « Thalassa » du 12 octobre au 27 novembre.
4. **Álvarez, A., et al. (2018).** Dynamics of Algerian eddies in the Western Mediterranean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(5),p.p. 1234-1256.
5. **Aulicino, G., Cotroneo, et Al. (2018).** Sea surface salinity and temperature in the southern Atlantic Ocean from South African icebreakers, 2010–2017. *Earth System Science Data*, 10(3),p.p. 1227–1245.
6. **Bachman, S. D., & Klocker, A. (2020).**Interaction of jets and submesoscale dynamics leads to rapid ocean ventilation.*Journal of Physical Oceanography*, 50(2),p.p. 873–883.
7. **Barnier, B., Madec, et Al.(2006).** *Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy permitting resolution.**Ocean Dynamics*, 56(5-6),p.p. 543–567.
8. **Beech, J., et al. (2024).**Unravelling the dynamical characteristics of tropical cyclones.*Frontiers in Environmental Science*, 12,p. 1475324.
9. **Beranger, K., et al. (2004).** Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica. *Progress in Oceanography*, 61(2-4),p. 95.
10. **Béranger, K., Mortier, L., & Millot, C. (2004).**The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea: Algerian Gyres.
11. **Bethoux, J. P., Gentili, B., Raunet, J., & Tailliez, D. (2002).** Warming trend in the western Mediterranean deep water. *Nature*, 387(6628),p.p. 660-662.
12. **Blanke, B., & Delecluse, P. (1993).**Variability of the Tropical Atlantic Ocean Simulated by a General Circulation Model with Two Different Mixed-Layer Physics.*Journal of Physical Oceanography*, 23(7), p.p.1363–1388.
13. **Blumberg et Mellor 1987.**A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model.N. S. Heaps (Éd.), *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*

- (p.p. 1–16). American Geophysical Union, Coastal and Estuarine Studies, Vol. 4.
14. **Bosse, A., Testor, P., Mortier, L., & Prieur, L. (2015).** Mesoscale dynamics of the Western Mediterranean Sea: A comprehensive view from satellite and in-situ observations.
  15. **Bryden, H. L., & Kinder, T. H. (1991).** Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar.
  16. **Cagnato, C., Hamon, C., Salavert, A., & Elliott, M. (2021).** Developing a Reference Collection for Starch Grain Analysis in Early Neolithic Western Temperate Europe.
  17. **Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., & De Mol, B. (2006).** Deep-water formation and sediment transport processes in the Mediterranean Sea.
  18. **Chen, S. S., Knaff, J. A., & Marks, F. D. (2003).** The impact of tropical cyclones on upper ocean thermal structure. *Journal of Climate*, 16(9), p.p. 1394–1409.
  19. **Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS). (2023).** Catalogue des produits satellitaires océaniques : température de surface, salinité, hauteur de mer, couleur de l’océan.
  20. **Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS). (2023).** Copernicus Marine User Feedback Report 2023 et Copernicus Ocean State Report – 7th edition (2023). Mercator Ocean International, European Union.
  21. **Cotroneo, Y., et al. (2019).** Technical specifications of glider missions in the Algerian Basin. ABACUS Data Report, p.p. 15-30.
  22. **Cressie, N. (1993).** *Statistics for Spatial Data*. Wiley-Interscience, 928 pages. n.d.
  23. **D’Ortenzio, F., & Ribera d’Alcalà, M. (2009).** *On the trophic regimes of the Mediterranean Sea: a satellite analysis*. *Biogeosciences*, 6, p.p., 139–148.
  24. **D’Ortenzio, F., & Ribera d’Alcalà, M. (2009).** On the trophic regimes of the Mediterranean Sea: a satellite analysis. *Biogeosciences*, 6, p.p. 139–148.
  25. **Dai, A., & Trenberth, K. E. (2002).** Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations. *Journal of Hydrometeorology*, 3(6), p.p. 660–687.
  26. **De Mey-Frémaux, P., Ayoub, et al. (2023).** *Model-Observations Synergy in the Coastal Ocean*. *Frontiers in Marine Science*, 10, p.p. 123456.
  27. **Debreu, L., et al. (2012).** Two-way nesting in ocean models. *Ocean Modelling*, 49–50, p.p. 1–21.

- 28. Debreu, L., et al. (2016).** Nonlinear Energy Transfer among Ocean Internal Waves in the Wake of Tropical Cyclones. *Journal of Physical Oceanography*, 47(8), p.p. 2051–2070.
- 29. Dee, D. P., et al. (2011).** The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), p.p. 553–597.
- 30. Déverchère, J., et al. (2022).** Active thrusting and folding in the Algerian margin. *Tectonophysics*, 827, p.p.229-245.
- 31. Déverchère, J., Marsset, T., & Savoye, B. (2005).** Le rôle des processus sédimentaires dans la dynamique de la marge continentale méditerranéenne : exemple de la marge nord-occidentale.
- 32. Doglioli, A. M. (2019).** Spécialité OPB OPB205 LOCBU5 [Manuscrit inédit]. MIO – Mediterranean Institute of Oceanography.
- 33. Domzig, A., Déverchère, J., et Al. (2006).** *Carte morpho-tectonique et sédimentaire de la marge algérienne basée sur les données bathymétriques et sismiques acquises lors des campagnes MARADJA 2003 et 2005. Rapport de campagne océanographique MARADJA'03, Ifremer.*
- 34. Donlon, C. J., Berruti, B., et Al. (2012).** *The Global Monitoring for Environment and Security (GMES) Sentinel-3 mission.*
- 35. Donlon, C. J., Martin, M., et Al. (2012).** The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system. *Remote Sensing of Environment*, 116, p.p. 140–158.
- 36. D'Ortenzio, F., & Ribera d'Alcalà, M. (2005).** On the trophic regimes of the Mediterranean Sea: A satellite analysis. *Biogeosciences*, 2(2), p.p. 193-204.
- 37. Drillet, Y., Barnier, B., et Al. (2005).** The oceanic general circulation model ORCA025 in the DRAKKAR framework: High-resolution global simulations. *Rapport technique Ifremer*, 2005.
- 38. Drillet, Y., et al. (2005).** Étude et modélisation des processus mésoéchelles en Méditerranée. Notes de cours / publications associées à l'Institut Méditerranéen d'Océanologie (MIO), Université d'Aix-Marseille.
- 39. Durrieu de Madron, X., Estournel, C., Grenz, C., & Conan, P. (2017).** Deep sediment resuspension and thick nepheloid layer generation by open-ocean convection in the northwestern Mediterranean Sea.

40. **Durrieu de Madron, X., et al. (2011).** Marine ecosystems' responses to climatic and anthropogenic forcings in the Mediterranean. *Progress in Oceanography*, 91(2),p. 97.
41. **Durrieu de Madron, X., et al. (2013).** Deep sediment resuspension and thick nepheloid.
42. **Egbert, G. D., & Erofeeva, S. Y. (2002).**Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides.*Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2),p.p. 183–204.
43. **El-Geziry, T. M., & Bryden, I. G. (2010).** The circulation pattern in the Mediterranean Sea: Issues for modeller consideration. *Journal of Operational Oceanography*, 3(2),p. 39.
44. **Escudier, R., et al. (2021).** Recent advances in the understanding of the Algerian basin.
45. **Escudier, R., Testor, P., Durrieu de Madron, X., & Estournel, C. (2016).** Subsurface circulation and mesoscale variability in the Algerian Basin from glider observations.
46. **Fairall, C. W., Bradley, et Al.(2003).**Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm.*Journal of Climate*, 16(4),p.p. 571–591.
47. **Fisheries and Oceans Canada (2023).** Programme ARGO : fonctionnement et cycle opérationnel des flotteurs Argo. Argo Canada Report of Activities.
48. **Font, J., et al. (2016).** Upwelling processes in the SW Mediterranean. *Progress in Oceanography*, 142, p.p.25-39.
49. **Fuda, J.-L., Millot, C., & Taupier-Letage, I. (2000).**The Ocean Response to Low-Frequency Interannual Atmospheric Forcing in the Mediterranean Sea.*Journal of Climate*, 13(4),p.p. 732–744.
50. **Garau, B., Pascual, A., Tintoré, J., & others (2011).**The use of autonomous underwater gliders for oceanographic research in the Mediterranean Sea.
51. **Gaspar, P., Gregoris, Y., & Lefevre, J.-M. (1990).**A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic mixed layer.*Journal of Geophysical Research*, 95(C9),p.p. 16179–16193.
52. **Geistdoerfer, P. (2002).** Structure hydrologique des tourbillons méditerranéens : Analyse théorique et observations. *Journal of Marine Systems*, 33(1),p.p. 45-60.

53. **Geistdoerfer, P. (2008).** Échanges dynamiques en mer Méditerranée. In *La Méditerranée autour de ses îles* (p.p. 9-16). Éditions du CTHS.
54. **Guerra, Dore, et al. (2004).** Physicochemical and biological characterization of sulfated polysaccharides from Sargassum species.
55. **Guieu, C., Van Wambeke, et Al. (2020).** Influence of atmospheric deposition on biogeochemical cycles in an oligotrophic ocean system.
56. **Haid, V., & Timmermann, A. (2013).** On the dynamics of tropical Atlantic sea surface temperature variability. *Geophysical Research Letters*, 40(15), p.p. 3994–3999.
57. **Haid, V., & Timmermann, A. (2015).** Long-term coastal-polynya dynamics in the southern Weddell Sea from MODIS thermal-infrared imagery. *The Cryosphere*, 9, p.p. 2027–2043.
58. **Hamad, N., Al-Masri, M., & Al-Homoud, A. (2006).** Surface circulation in the northern Levantine Basin based on satellite observations.
59. **Hamdi, K., et al. (2023).** Mesoscale dynamics in the South-Western Algerian Basin.
60. **Hellmer, H. H., Kauker, F., Timmermann, R., Determann, J., & Rae, J. (2012).** Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current. *Nature*, 485(7397), p.p. 225–228.
61. **Herrmann, M., & Somot, S. (2008).** Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the Mediterranean Sea. *Geophysical Research Letters*, 35(4), L04607.
62. **Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., et al. (2020).** *The ERA5 global reanalysis. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), p.p. 1999–2049.
63. **Houpert, L., et al. (2016).** Observations of open-ocean deep convection in the northwestern Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(11), p.p. 8139-8171.
64. **Ifremer (2018).** Rapport d'activité et bilan scientifique 2018. Ifremer, Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer.

- 65. Josey, S. A., & Marsh, R. (1999).** Response of the Mediterranean Sea thermohaline circulation to observed changes in the winter wind stress field.
- 66. Jouanno, J., & Alory, G. (2021).** Causes of the northern Gulf of Guinea cold event in 2012. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(3).
- 67. Jouanno, J., Alory, G., Da-Allada, C., & Dussin, R. (2021).** Causes of the Northern Gulf of Guinea Cold Event in 2012. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(8).
- 68. Juza, M., Fernández-Mora, Á., & Tintoré, J. (2022).** *Coastal ocean response during the unprecedented marine heatwaves in the western Mediterranean in 2022. Chapitre 4.2 dans 8th edition of the Copernicus Ocean State Report (OSR8), State of the Planet, 4, 14, 2024.*
- 69. Kalsi, S. R. (2006).** Orissa Super Cyclone – A Synopsis. *MAUSAM*, 57(1), p.p. 1-20.
- 70. Large, W. G., McWilliams, J. C., & Doney, S. C. (1994).** Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4), p.p. 363–403.
- 71. Lellouche, J. M., Le Galloudec, et Al. (2021).** *The Copernicus Global 1/12° Oceanic and Sea Ice GLORYS12 Reanalysis: Assimilation System and Performance. Ocean Science*, 17(2), p.p. 615–649.
- 72. Lessa, D. V. O., Santos, T. P., Venancio, I. M., Albuquerque, A. L. S. (2017).** Offshore expansion of the Brazilian coastal upwelling zones during Marine Isotope Stage 5. *Brazilian Journal of Oceanography*, 65(1), p.p. 17-26.
- 73. Levitus, S. (2013).** US DOC/NOAA/NESDIS > National Oceanographic Data Center (2013). NODC Standard Product: World Ocean Atlas 2009 (NCEI Accession 0094866). NOAA National Centers for Environmental Information. Dataset.
- 74. Louime, C., Fortune, J., & Gervais, G. (2017).** Sargassum Invasion of Coastal Environments: A Growing Concern. *American Journal of Environmental Sciences*, 13(1), p.p. 58-64.
- 75. Ludwig, W., Dumont, E., Meybeck, M., & Heussner, S. (2009).** River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: major drivers for ecosystem changes during past and future decades *Progress in Oceanography*, 80(3–4), p.p. 199–217.

- 76. Madec, G. (2006).**The NEMO ocean engine.Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France.
- 77. Madec, G. (2008).**NEMO ocean engine.nstitut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, Report No.p. 27.
- 78. Madec, H., Delecluse, P., Imbard, M., & Levy, C. (1998).**OPA version 8.1, Ocean general circulation model reference manual.Note du Pôle de Modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France,p. 91.
- 79. Marchesiello, P., McWilliams, J. C., & Shchepetkin, A. (2001).**Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models.Ocean Modelling, 3(1-2),p.p. 1–20.
- 80. Marshall, J., & Schott, F. (1999).** Open-ocean convection: Observations, theory, and models. Reviews of Geophysics, 37(1), p.p.1-64.
- 81. Martinot, P. (2020).**Variabilité intra-annuelle de l’hydrodynamisme de surface et observation des structures tourbillonnaires de méso-échelle sur la côte algérienne en Méditerranée Sud-Occidentale à l’aide du modèle CROCO.Mémoire de Master, Institut Pythéa. *rapport détaillant la modélisation 3D de la circulation océanique côtière et régionale dans le sud-ouest méditerranéen, avec un focus sur la dynamique des tourbillons.*
- 82. Masson-Delmotte, V., et al. (2006).**Les grandes oscillations du climat depuis 800 000 ans.Des climats et des hommes, La Découverte, Collection Repères, 2006.
- 83. MEDAR Group (2002).**MEDATLAS/2002 database. Mediterranean and Black Sea database of temperature, salinity and bio-chemical parameters. Climatological Atlas.IFREMER, 4 CD-ROMs.
- 84. Mellor, G. L. (1991).**Users Guide for a Three-Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model.Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University, 1991.
- 85. Mellor, G. L. (2003).**The three-dimensional current and surface wave equations.Journal of Physical Oceanography, 33(9), p.p.1978–1989.
- 86. Mellor, G. L., & Blumberg, A. F. (2004).**Wave breaking and ocean surface layer thermal response.Journal of Physical Oceanography, 34(4), p.p.765–776.
- 87. Millot, C. (1999).** Circulation in the Western Mediterranean Sea: A synthesis of observational studies. Journal of Marine Systems, 20(1-4), p.p.423-442.
- 88. Millot, C. (2009).** Another description of the Mediterranean Sea outflow.

- Progress in Oceanography, 82(2),p.p. 101-124.
89. **Millot, C. (2013).** L'océanographie physique de la mer Méditerranée.
  90. **Millot, C., & Taupier-Letage, I. (2005).** Circulation in the Mediterranean Sea: Evidences, debates and unanswered questions.
  91. **Millot, C., & Taupier-Letage, I. (2005).** Circulation in the Western Mediterranean.
  92. **Millot, C., & Taupier-Letage, I. (2005).** Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4), p.p.423-442.
  93. **Mittelstaedt, E. (1991).**The ocean boundary along the northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface.
  94. **MOOSE, Météo-France (2016-2020).** Données inédites de la bouée LION. Campagnes.
  95. **Nasreddine, L., Ayoub, J. J., & Al Jawaldeh, A. (2018).**Review of the nutrition situation in the Eastern Mediterranean Region.
  96. **Olita, A., Rubino, A., Cardin, V., Tanhua, T., Schroeder, K., & Bensi, M. (2014).** Hydrographic situation during cruise M84/3 and P414 (spring 2011) in the Mediterranean Sea.
  97. **Pascual, M., Rives, B., Schunter, C., & Macpherson, E. (2017).**Impact of life history traits on gene flow: A multispecies systematic review across oceanographic barriers in the Mediterranean Sea.*PLoS ONE*, 12(5).
  98. **Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L., & Lefevre, J. (2006).**Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations.*Environmental Modelling & Software*, 23(5),p.p. 660–662.
  99. **Pinardi, N., et al. (2015).** The Mediterranean Sea large-scale low-frequency ocean.
  100. **Pinardi, N., et al. (2015).** The Mediterranean Sea large-scale low-frequency ocean variability. *Progress in Oceanography*, 132,p.p. 318-332.
  101. **Poulain, P.-M., Kourafalou, V. H., & Cushman-Roisin, B. (2021).** *Chapter 5: Northern Adriatic Sea. Dans : Physical Oceanography of the Adriatic Sea: Past, Present and Future (éd. Cushman-Roisin & Gačić), Elsevier.*
  102. **Puillat, I., et al. (2002).** Hydrographic structures in the Algerian Basin. *Journal of Marine Systems*, 60(3-4),p.p. 252-265.
  103. **Pujol, M.-I., Larnicol, G., & Le Traon, P.-Y. (2016).** *High-resolution*

*mean sea surface and mean dynamic topography of the Mediterranean Sea from satellite altimetry and in situ data. Ocean Science, 12(4), p.p. 543–567.*

104. **Ringler, T., et al. (2013).** A multi-resolution approach to global ocean modeling. *Ocean Modelling, 69, p.p.211–232.*
105. **Rixen, M., Schroeder, K., L'Hévéder, B., & Waldman, R. (2005).** Monitoring open-ocean deep convection from space. *Geophysical Research Letters, 32, L18605.*
106. **Robinson, A. R., Leslie, W. G., Theocharis, A., & Lascaratos, A. (2001).** Mediterranean Sea circulation.
107. **Roemmich, D., Alford, M. H., et al. (2019).** *On the Future of Argo: A Global, Full-Depth, Multi-Disciplinary Array.*
108. **Ruiz, S., et al. (2019).** Vertical motion in the Balearic Sea. *JGR Oceans, 124(8), p.p.5999- 6014.*
109. **Sanchez-Gomez, E., Somot, S., Sevault, F., & Déqué, M. (2021).** Mediterranean precipitation variability and trends under climate change scenarios. *Climate Dynamics, 57(3-4), p.p.1239–1257.*
110. **Santoleri, R., Volpe, G., Colella, S., & Brando, V. E. (2022).** *Process-oriented estimation of chlorophyll-a vertical profiles in the Mediterranean Sea using satellite data and Bio-Argo floats. Frontiers in Marine Science, 9, p. 933680.*
111. **Schott, F., et al. (1996).** Winter convection in the northern Mediterranean. *Journal of Marine Systems, 7(2-4), p.p. 223-235.*
112. **Schroeder, K., et al. (2016).** Abrupt climate shift in the Western Mediterranean. *Scientific Reports, 6, p. 23009.*
113. **Schroeder, K., et al. (2017).** LIW properties in the Western Mediterranean.
114. **Schroeder, K., Gasparini, G. P., & Manca, B. B. (2008).** Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005: Atmospheric forcings and lateral advection.
115. **Schroeder, K., Ribotti, A., Borghini, M., Sorgente, R., Perilli, A., & Gasparini, G. P. (2008).** *An extensive western Mediterranean deep water renewal between 2004 and 2006. Geophysical Research Letters, 35, L18605.*
116. **Send, U., et al. (1999).** Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography, 44(1-*

- 3),p.p. 37-64.
117. **Shchepetkin, A. F., & McWilliams, J. C. (2005).**The Regional Oceanic Modeling System (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model.Ocean Modelling, 9(4), p.p.347–404.
  118. **Somot, S., et al. (2016).** Characterizing the climate variability of deep-water formation in the North- Western Mediterranean Sea. Climate Dynamics, 46(11-12), p.p.3575-3594.
  119. **Soulsby, R. (1997).**Dynamics of Marine Sands: A Manual for Practical Applications.Thomas Telford Publishing, London, p.249.
  120. **Sparnocchia, S., Malanotte-Rizzoli, P., & Pinardi, N. (1999).** Hydrological characteristics in the Tunisia–Sardinia–Sicily area and their variability. Journal of Marine Systems, 20(1-4),p.p. 153-167.
  121. **Taupier-Letage, I., & Millot, C. (1988).** Surface circulation in the Algerian basin. Oceanologica Acta, 11(1), p.p.79-85.
  122. **Teruzzi, A., Cossarini, G., et Al. (2021).** *High-resolution reanalysis of the Mediterranean Sea biogeochemistry (1999–2019).*
  123. **Testor, P., & Gascard, J.-C. (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.
  124. **Testor, P., Durrieu de Madron, X., Estournel, C., & Gascard, J.-C. (2019).** *Recent advances in understanding the Mediterranean Sea deep convection and its impact on the ocean interior.Progress in Oceanography, 178,p.p. 102–121.*
  125. **Testor, P., et al. (2018).** Multiscale observations of deep convection in the northwestern Mediterranean Sea. Journal of Geophysical Research: Oceans, 123(3),p.p. 1745-1776.
  126. **Testor, P., Gascard, J.-C., & D’Ortenzio, F. (2005).**Sequence of hydrographic changes in NW Mediterranean deep water due to the exceptional winter of 2005.Scientia Marina, 71(2),p.p. 339-346.
  127. **Theocharis, A., Georgopoulos, D., Lascaratos, A., & Roether, W. (2002).** Evolution of dynamics in the eastern Mediterranean affecting water mass formation and circulation. Journal of Geophysical Research: Oceans, 107(C8), p.3129.

128. **Umlauf, L., & Burchard, H. (2003).** A generic length-scale model for turbulent stratified flows. Part I: Model description and single-column model tests. *Journal of Marine Research*, 61(2), p.p. 235–265.
129. **Volpe, G., Colella, S., Brando, V. E., & Santoleri, R. (2019).** *Mediterranean ocean colour Level 3 operational multi-sensor products: Development and validation.*
130. **Waldman, S., Backenroth, et al. (2022).** Genome-wide data from medieval German Jews show that the Ashkenazi founder event pre-dated the 14th century. *Cell*, 185(25), p.p.4703–4716.e16.
131. **Wang, Y., et al. (2014).** Numerical simulation and impact assessment of the 1999 Orissa super cyclone.
132. **Warner, J. C., Perlin, N., & Arango, H. G. (2008).** An integrated modeling system for coastal ocean circulation and sediment transport. *Ocean Modelling*, 27(1-2), p.p. 70–91.
133. **Wekerle, C., Burchard, H., & Bolding, K. (2013).** Modeling the impact of tropical cyclones on ocean dynamics in the Bay of Bengal. *Ocean Dynamics*, 63(11-12), p.p. 1303–1320.
134. **Wekerle, C., Burchard, H., & Bolding, K. (2016).** Modeling the impact of tropical cyclones on ocean dynamics in the Bay of Bengal. *Ocean Dynamics*, 66(1), p.p.1–20.
135. **Wong, A. P. S., Wijffels, S. E., et al. (2020).** *Argo Data 1999–2019: Two Million Temperature-Salinity Profiles and Subsurface Velocity Observations From a Global Array of Profiling Floats.* *Frontiers in Marine Science*, p.p. 7- 700.
136. **Worley, S. J., Woodruff, S. D., Reynolds, R. W., Lubker, S. J., & Lott, N. (2005).** ICOADS release 2.1 data and products. *International Journal of Climatology*, 25(7), p.p.823–842.
137. **Zavatarelli, M., & Mellor, G.L. (1995).** *A numerical study of the Mediterranean Sea circulation.* *Journal of Physical Oceanography*, 25(6), p.p. 1384–1414.

# **Annexes**

# I. Annexes

CIAMEL 2025



## Modélisation des Tourbillons dans le Bassin Algérien à l'aide du Modèle CROCO

BENTOUBAL Fatma Zohra, BENAKILA Nouha Taissir, BOUAICHA Farid

### INTRODUCTION

Le bassin algérien, situé en Méditerranée occidentale, représente une zone stratégique pour l'étude des dynamiques océanographiques en raison de son intense activité tourbillonnaire. Ces structures méso-échelles influencent significativement les échanges d'énergie, la circulation des masses d'eau et les écosystèmes marins. Dominés par des tourbillons anticycloniques de grande taille, ces phénomènes sont générés principalement par l'instabilité barocline du courant algérien.

### OBJECTIF

L'objectif du présent travail est de modéliser la dynamique des tourbillons dans le bassin algérien en s'appuyant le modèle CROCO

### METHODOLOGIE

CROCO (Coastal and Regional Ocean Community model) est un modèle de circulation océanique de nouvelle génération, spécialement conçu pour des simulations précises des systèmes océaniques régionaux. Ce modèle permet de calculer les variables physiques et dérivées de l'océan telles que la température, la salinité, les vitesses de déplacement, l'élévation de la surface libre, la densité, l'énergie cinétique, la vorticité, etc.

CROCO est basé sur la résolution des équations primitives (équations de conservation et équation d'état de l'eau de mer) et considère les hypothèses hydrostatique, Boussinesq, incompressibilité et l'hypothèse de Reynolds pour la fermeture de la turbulence.

#### Equations du modèle

$$\frac{\partial u}{\partial t} + V \cdot \nabla u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + f v + A_h \nabla_x^2 u + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + V \cdot \nabla v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} - f u + A_h \nabla_y^2 v + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + V \cdot \nabla T = A_h \nabla_x^2 T + A_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{Q_s}{\rho C_p} - \frac{Q_b}{\rho C_p}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + V \cdot \nabla S = A_h \nabla_x^2 S + A_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

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

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

#### Discretisation

Le modèle utilise une grille d'Arakawa de type C sur l'horizontal et une grille de coordonnées sigma sur la verticale. Pour la discrétisation temporelle, le modèle se base sur le mode *time splitting*. La résolution spatio-temporelle vérifie le critère de stabilité CFL (Courant Friedrichs-Levy) :

$$\Delta t \leq \frac{1}{2\sqrt{2}} \frac{d_x \min}{\sqrt{g/h}} \cdot 1000$$

#### Conditions initiales

Elles sont tirées et calculés par interpolation de diverses bases de données fournissant des données météorologiques de température et de salinité du WOA (World Ocean Atlas) de 2009, des données de forçages du vent du COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) de 2005, et des données de topographie des fonds marins TOPO.

#### Conditions aux limites

Elles sont calculées en se basant sur le flux de surface global et la climatologie du stress du vent contenu dans la base de données COADS.

- A la surface libre (en  $z = \zeta$ )

$$\begin{cases} A_x = \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x \\ A_y = \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y \end{cases} \quad \frac{\partial \zeta}{\partial t} = w \quad \begin{cases} A_x^s = \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \\ A_y^s = \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{S(E-P)}{\rho_0} \end{cases}$$

- Au fond (en  $z = -H$ )

$$\begin{cases} A_x = \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x \\ A_y = \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y \end{cases} \quad w = -u \nabla H \quad \begin{cases} A_x^b = \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \\ A_y^b = \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \end{cases}$$

### Implémentation du modèle

Tableau : Paramètres de la simulation		valeurs
Paramètres		
Longitudes : lonmin lonmax		-2° 9°
Latitudes : latmin latmax		9° 35°
Profondeur : hmin hmax		75m 3000m
Degré de Résolution : d		1/6
Résolution de la grille : LLm MMm N		65 30 32
Grille : dxmin dxmax dymin dymax		14,37km 15,17km 14,41km 15,16km
Pas de temps externe des équations 2D : Δte		25s
Pas de temps interne des équations 3D : Δti		1500s
Nombre de pas de temps 2D dans chaque étape 3D : NDTFAST		60
Nombre total de pas de temps NTIMES		1728

### RESULTATS

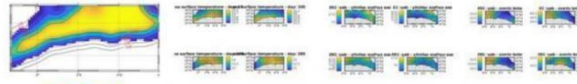


Figure 1 : Bathymétrie du modèle

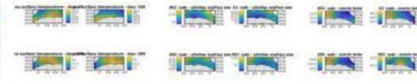


Figure 2 : Forçages de température, salinité et vent

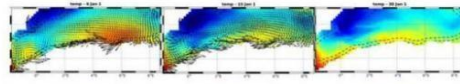


Figure 3 : Température de surface

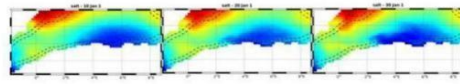


Figure 4 : Salinité de surface

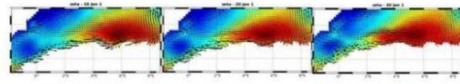


Figure 5 : Surélévation de la surface libre

Les eaux loin de la côte sont caractérisées par une température relativement plus faible et une salinité maximale, contrairement aux eaux côtières. La salinité est relativement plus faible à l'est, cela peut être expliqué par les eaux atlantiques qui sont important à l'ouest. La circulation des eaux le long du bassin se dirige vers l'est en formant des tourbillons anticycloniques de taille importante. Les tourbillons sont relativement plus importants dans les endroits de fort gradient de température.

### CONCLUSION

Le modèle CROCO a pu reproduire efficacement la dynamique tourbillonnaire et les variables physiques dans le bassin algérien. Toutefois, il est très important d'adopter un traitement spatial et temporel à haute résolution dans le modèle ainsi que dans les conditions initiales et aux limites. Ceci permettrait d'augmenter la résolution et d'obtenir une analyse plus fine sur la dynamique des tourbillons.

### REFERENCES

- Debret, L., Auclair, F., Benshila, R., et al. (2016). Multirésolution dans CROCO. EGU General Assembly Conference Abstracts, EGU2016-15272-1.
- Casella, E., Molcard, A. et Provenzale, A. (2011). Mesoscale vortices in the ligurian sea and their effect on coastal upwelling processes. Journal of Marine Systems, 88(1):12-19.
- Penven, P., Marchesiello, P., Debret, L., Lefèvre, J., 2007. Software tools for the pre- and post-processing of oceanic regional simulations. Environmental Modelling & Software 23,2007-2009.
- PENVEN PIERRICK, ROY CLAUDE, BRUNDIRT G.B., COLIN DE VERDIÈRE A., FRÉON PIERRE, JOHNSON A.S., LUTJEGHARMS J.R.E., SHILLINGTON F.A. (2001). A regional hydrodynamic model of upwelling in the southern Benguela. South African Journal of Science, 97 (11/12), p. 472-475.
- Millot, C. (1991). Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western mediterranean. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 15(3-5):179-214.

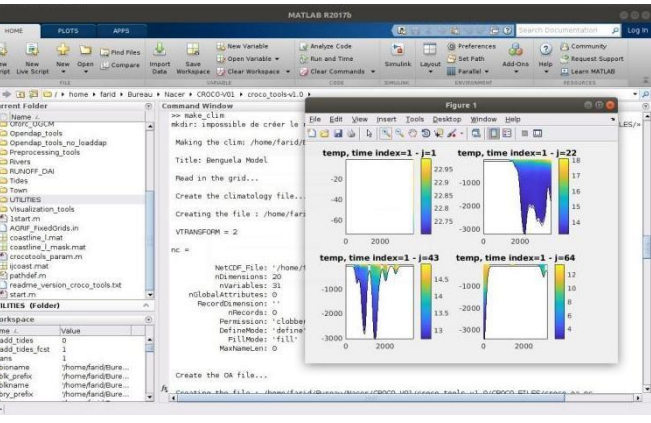
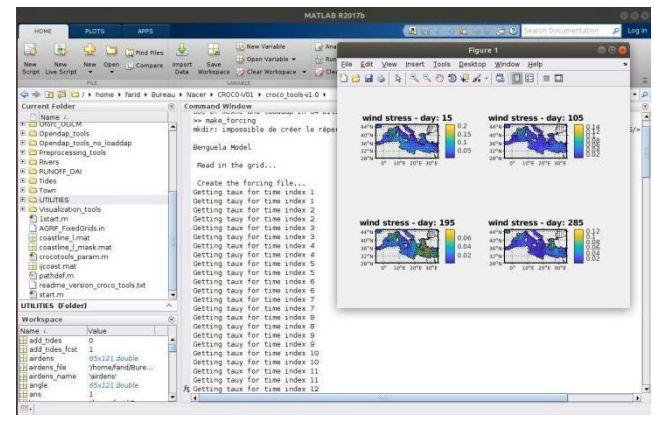
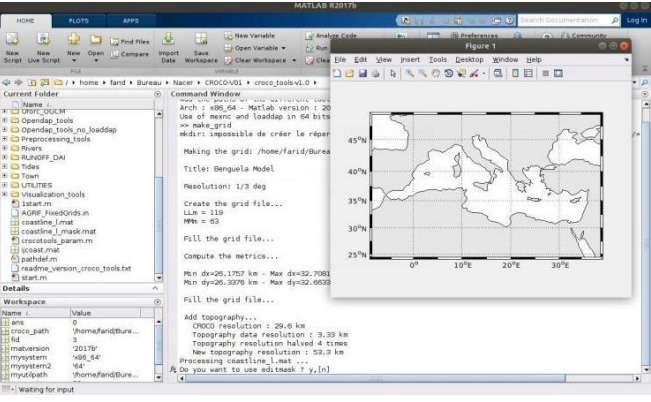
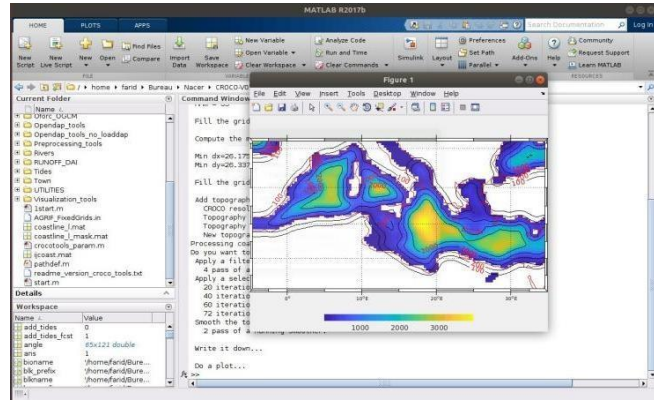
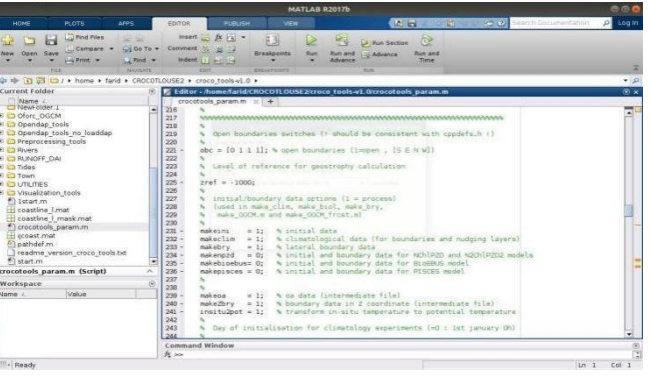
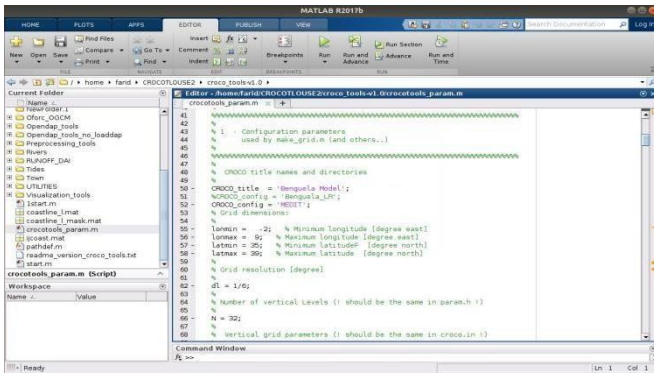
# Tutoriel CROCO : Principes de base de l'utilisation

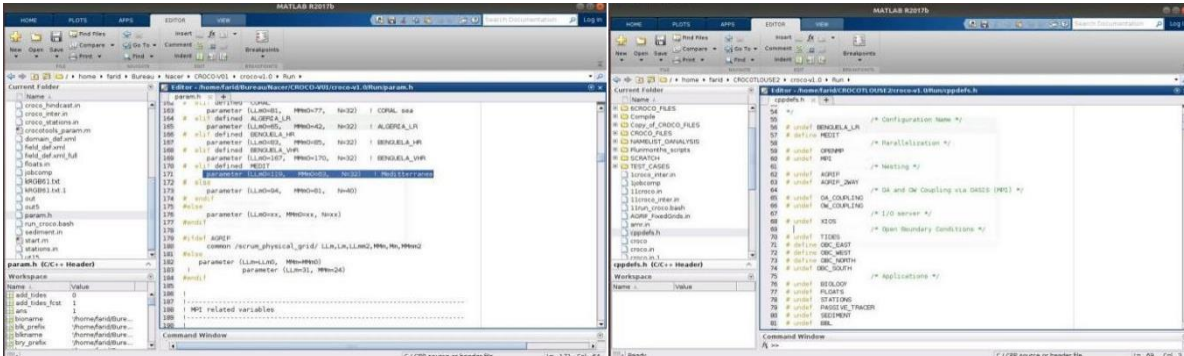
```

farid@farid-VGN-CS115-W: ~/CROCOTLOUSE2/croco-v1.0/Run
Fichier Edition Affichage Rechercher Terminal Aide
farid@farid-VGN-CS115-W:~$ cd CROCOTLOUSE2/
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTLOUSE2$ ls
croco_tools-v1.0  DATA  NewFolder
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTLOUSE2$ cd croco_tools-v1.0
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTLOUSE2/croco_tools-v1.0$ ls
lstart.m  Diagnostic_tools  pathdef
Aforc_ECHM5  Forecast_tools  Preprocessing_tools
Aforc_NCEP  ljcoast.mat  readme_version_croco_tools.txt
Aforc_PISCESAT  Junk  RIVERS
coastline_l_mask.mat  Nesting_tools  RUNOFF_DAI
coastline_l.mat  NewFolder  start.m
Coupling_tools  NewFolder.1  Tides
CROCO_FILES  Oforc_DGM  Town
croco_pytools  Opendap_tools  UTILITIES
crocotools_param.m  Opendap_tools_no_loaddap  Visualization_tools
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTLOUSE2/croco_tools-v1.0$ cd
farid@farid-VGN-CS115-W:~$ cd CROCOTLOUSE2/
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTLOUSE2$ cd croco-v1.0
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTLOUSE2/croco-v1.0$ ls
AGRIF  CMTK  PISCES  Run
create_myconfig.bash  OCEAN  readme_version_croco.txt  XIOS
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTLOUSE2/croco-v1.0$ cd Run
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTLOUSE2/croco-v1.0/Run$
    
```

```

farid@farid-VGN-CS115-W: ~/CROCOTLOUSE2
Fichier Edition Affichage Rechercher Terminal Aide
farid@farid-VGN-CS115-W:~$ ls
1.jpg  hs_err_pid5296.log  Modules
CROCOTLOUSE  matlab_crash_dump.2001-1  Musique
CROCOTLOUSE2  matlab_crash_dump.2001-2  NewFolder
Documents  matlab_crash_dump.3984-1  Public
Downloads  matlab_crash_dump.3984-2  R2017a
examples.desktop  matlab_crash_dump.4782-1  Telechargements
grub.cfg  matlab_crash_dump.4839-1  untitled.jpg
hs_err_pid1788.log  matlab_crash_dump.4916-1  Videos
hs_err_pid2263.log  matlab_crash_dump.8832-1  virtual-drives
hs_err_pid2340.log  matlab_crash_dump.8217-1
hs_err_pid4857.log  matlab_crash_dump.9973-1
farid@farid-VGN-CS115-W:~$ cd CROCOTLOUSE2/
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTLOUSE2$ ls
crocotools_param.m  DATA  NewFolder
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTLOUSE2$ /usr/local/MATLAB/R2017b/bin/matlab
    
```





```

farid@farid-VGN-CS115-W: ~/CROCOTOUSE2/croco-v1.0/Run
Fichier Edition Affichage Rechercher Terminal Aide
farid@farid-VGN-CS115-W:~$ cd CROCOTOUSE2/
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTOUSE2$ cd croco-v1.0
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTOUSE2/croco-v1.0$ cd Run
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTOUSE2/croco-v1.0/Run$ ./jobcomp
OPERATING SYSTEM IS: Linux
PROCESSOR IS: x86_64
/bin/cp: impossible d'évaluer './OCEAN/*.h90': Aucun fichier ou dossier de ce type
/bin/cp: impossible d'évaluer './OCEAN/PISCES/namelst_pisces*': Aucun fichier ou dossier de ce type
file namelist_pisces copied from source directory
/bin/cp: impossible d'évaluer '*.F90*': Aucun fichier ou dossier de ce type
/bin/cp: impossible d'évaluer '*.h90*': Aucun fichier ou dossier de ce type
/bin/cp: impossible d'évaluer '*.F*': Aucun fichier ou dossier de ce type
/bin/cp: impossible d'évaluer 'Make*': Aucun fichier ou dossier de ce type
Checking COMPILEGRIF...
Checking COMPILEMPI...
Checking COMPILENBQ...
Checking COMPLEXIOS...
Checking COMPILEOASIS...
/bin/rm -rf core *o AGRIF/AGRIF_YOURFILES/*.*.i.*s.*f.*.F90*.trace*.mod
/bin/rm -rf croco mpc cross_matrix cppcheck srcscheck checkkws partit ncjoin nc
rename ./rli_files
cpp -traditional -Dlinux -P -I/usr/include -IROMSFILES/AGRIF_INC mpc.F -> mpc.o
  
```

```

farid@farid-VGN-CS115-W: ~/CROCOTOUSE2/croco-v1.0/Run
Fichier Edition Affichage Rechercher Terminal Aide
farid@farid-VGN-CS115-W:~/CROCOTOUSE2/croco-v1.0/Run$ ./croco
ALGERIA TEST MODEL
1350 ntime Total number of timesteps for 3D equations.
1920.00 dt Timestep [sec] for 3D equations
60 ndtfast Number of 2D timesteps within each 3D step.
1 ninfo Number of timesteps between runtime diagnostics.

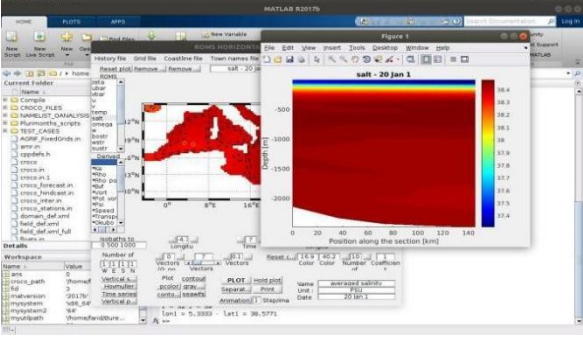
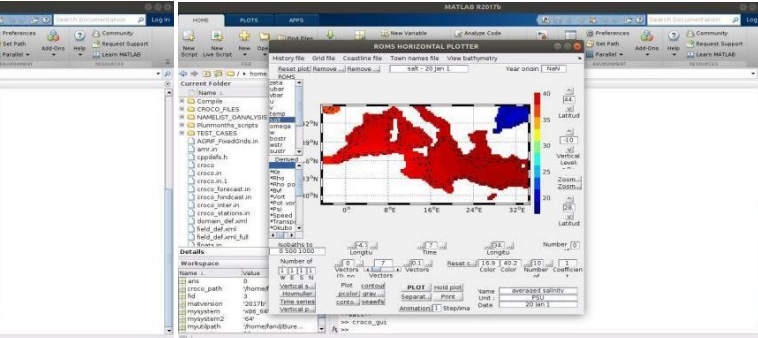
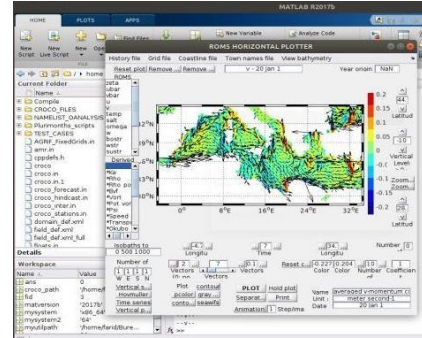
WARNING: Unrecognized keyword: time_stepping_nbq --> DISREGARDED.

7.000E+00 theta_s S-coordinate surface control parameter.
2.000E+00 theta_b S-coordinate bottom control parameter.
2.000E+02 Tcline S-coordinate surface/bottom layer width used in
vertical coordinate stretching, meters.
Grid File: CROCO_FILES/croco_grd.nc
Forcing Data File: CROCO_FILES/croco_frc.nc

WARNING: Unrecognized keyword: bulk_forcing --> DISREGARDED.

Climatology File: CROCO_FILES/croco_cln.nc

WARNING: Unrecognized keyword: boundary --> DISREGARDED.
  
```



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 للعلوم والبحر وتهيئة الساحل  
Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



## Attestation de participation

Cette attestation est dérivée à

Mme BENTOUBAL Fatma Zohra

A participé à la conférence intitulée « Interactions anthropiques avec la mer et le littoral : Perspectives scientifiques et stratégiques » CIAMEL 2025 » qui a eu lieu à l'ENSSMAL le 28 mai 2025 par une communication écrite intitulée :

« Modélisation des Tourbillons dans le Bassin Algérien à l'aide du Modèle CROCO »,

Co-auteurs: BENAKILIA Nouha Taissir, BOUAICHA Farid

Alger, le 28 mai 2025



## Résumé :

Cette étude examine la circulation océanique de la Méditerranée sud-occidentale, en particulier le bassin algérien, à l'aide du modèle CROCO. Une approche intégrée combine modélisation haute résolution ( $1/6^\circ$ ), données satellitaires (altimétrie, SST) et observations in situ (gliders, flotteurs Argo). Les résultats mettent en évidence le courant algérien, les tourbillons anticycloniques et l'influence de la bathymétrie sur la circulation. Le modèle, validé avec précision (erreur  $<0,5^\circ\text{C}$  pour la SST,  $0,1\text{ m/s}$  pour les courants), éclaire les impacts des changements climatiques. Les limites incluent la modélisation des échelles  $<5\text{ km}$  et des interactions air-mer extrêmes.

## Summary:

This study investigates the ocean circulation in the southwestern Mediterranean, particularly the Algerian Basin, using the CROCO model. An integrated approach combines high-resolution modeling ( $1/6^\circ$ ), satellite data (altimetry, SST), and in situ observations (gliders, Argo floats). The results highlight the Algerian Current, anticyclonic eddies, and the influence of bathymetry on circulation. The model accurately validated (error  $<0.5^\circ\text{C}$  for SST,  $0.1\text{ m/s}$  for currents), provides insights into climate change impacts. Limitations include modeling of scales  $<5\text{ km}$  and extreme air-sea interactions.

## ملخص:

يدرس هذا البحث دورة التيارات المحيطية في جنوب غرب البحر الأبيض المتوسط، وخاصة حوض الجزائر، اعتمدت الدراسة على دمج النمذجة عالية الدقة ( $1/6^\circ$  درجة)، بيانات الأقمار الصناعية CROCO باستخدام نموذج قياس الارتفاع، درجة حرارة سطح البحر، والملاحظات الميدانية مثل العوامات الذاتية وأجهزة الترحلق. كشفت النتائج عن تيار الجزائر، الدوامات عكس اتجاه عقارب الساعة، وتأثير التضاريس البحرية على حركة التيارات، تم التحقق من دقة النموذج (\* بهامش خطأ أقل من  $0.5^\circ\text{C}$  لدرجة الحرارة و  $0.1\text{ م/ث}$  للتيارات\*) ، مما يسلط الضوء على تأثيرات التغير المناخي. من بين القيود: عدم القدرة على نمذجة الحركات المصغر من  $5\text{ كم}$  والتفاعلات الشديدة بين الهواء والبحر.