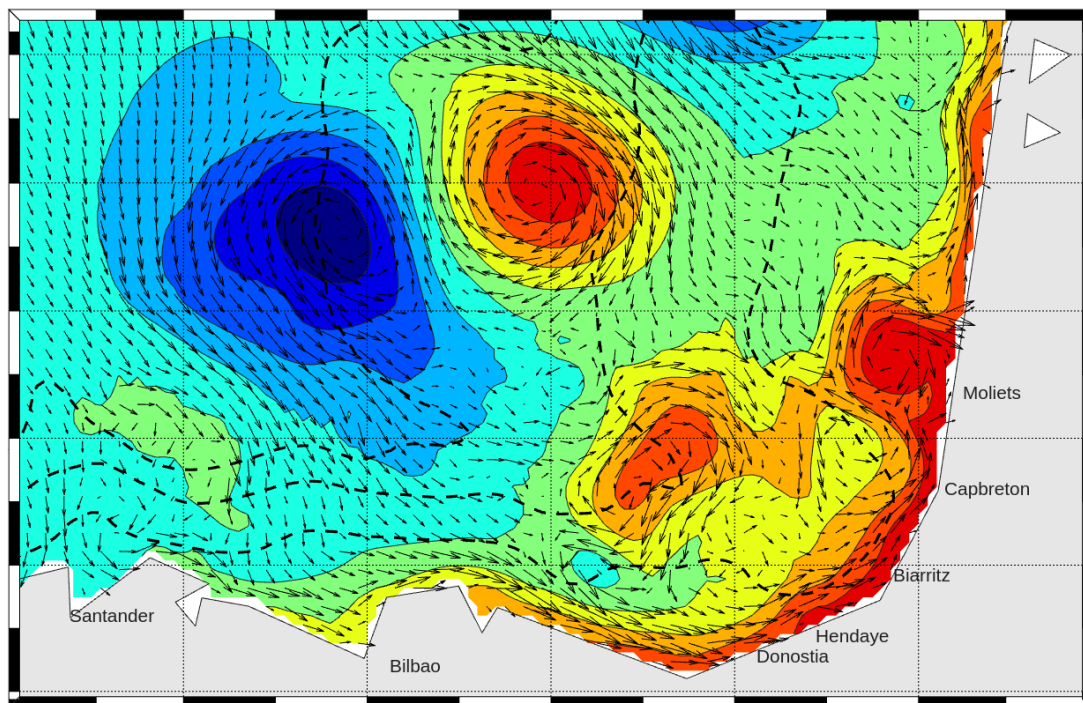


Dynamique saisonnière et structures de méso-échelle dans le sud du Golfe de Gascogne approchées par CROCO.



Niveau de la mer et courants de surface simulés avec CROCO

Dorian Lapeyre

Master 1 Sciences de la Mer à Aix-Marseille Université au sein de l'OSU Pythéas

Parcours Océanographie Physique et Biogéochimique

Année 2025-2026

Rapport de projet, OPB205 : Modélisation 3D Océanique

Date de rendu : 1 mai 2026

Encadré par : **Andrea M. Doglioli**

Structure d'accueil : **M.I.O**

Résumé

Cette étude examine la circulation océanique dans le sud du Golfe de Gascogne à l'aide du modèle CROCO (Coastal and Regional Ocean COmmunity), configuré à haute résolution. La structure hydrologique simulée a été validée via l'étude de diagrammes T-S, de profils de vitesse et d'outils diagnostiques comme le paramètre d'Okubo-Weiss. Les résultats mettent en évidence une forte variabilité saisonnière du courant de pente Iberian Poleward Current (IPC). En hiver, l'IPC se manifeste par un jet stable piégé contre le talus continental. À l'inverse, la période estivale est marquée par la fragmentation de ce courant et la génération de tourbillons anticycloniques de subsurface de méso-échelle, appelés SWODDIES (Slope Water Oceanic Eddies). L'analyse du paramètre d'Okubo-Weiss confirme l'intensification de l'activité tourbillonnaire, notamment aux abords du canyon de Capbreton. Ces résultats appuient le rôle de la dynamique de méso-échelle dans les échanges entre le plateau et le large au sein du Golfe de Gascogne.

Abstract

This study investigates the ocean circulation in the southern Bay of Biscay using CROCO (Coastal and Regional Ocean COmmunity) with a high-resolution configuration. The regional hydrological structure is validated through T-S diagrams, velocity profiles, and diagnostic tools such as the Okubo-Weiss parameter. The results highlight a high seasonal variability of the Iberian Poleward Current (IPC). During winter, the IPC manifests itself as a stable jet stuck to the shelf. On the other hand, the summer season reveals the fragmentation of this current and the generation of subsurface anticyclonic mesoscale eddies, known as SWODDIES (Slope Water Oceanic Eddies). The analysis of the Okubo-Weiss parameter exposes the intensification of eddy activity, particularly near the Capbreton Canyon. These findings emphasize the role of mesoscale dynamics in shelf-ocean exchanges within the Bay of Biscay.

Table des matières

1	Introduction	1
2	Matériels et méthodes	3
2.1	Équations primitives	3
2.1.1	Conservation du moment horizontal	3
2.1.2	Équation de continuité	3
2.1.3	Conservation des traceurs	3
2.1.4	Équation d'état	4
2.2	Cadre d'application et hypothèses	4
2.3	Grille et discrétisation	5
2.3.1	Grille Arakawa-C et coordonnées σ	5
2.3.2	Critère CFL	5
2.4	Paramètres du modèle	6
3	Résultats et discussion	7
3.0.1	Définition du support physique (<code>make_grid</code>)	7
3.0.2	Optimisation de la stabilité numérique (<code>ad_cfl</code>)	7
3.0.3	Mise en mouvement par les forçages (<code>make_forcing</code>)	7
3.0.4	Initialisation et contrôle aux limites (<code>make_ini</code> & <code>make_clim</code>)	7
3.1	Diagnostic	7
3.2	Évaluation du modèle	8
3.2.1	Analyse de la circulation et validation du modèle	8
4	Conclusion et perspectives	11
	Références	13
5	Annexes	14
5.1	Figures et tables supplémentaires	14
5.2	Script Matlab	17
5.2.1	<code>get_TSdiag.m</code>	17

1 Introduction

Le Golfe de Gascogne présente une configuration géométrique unique c'est-à-dire un angle quasi orthogonal marqué, à son extrémité sud-est, par l'incision profonde du canyon de Capbreton. Cela fait presque 3 siècles que cette zone attise la curiosité des plus curieux. De Alexis Rochon (1741-1818) et ses mesures surprenantes de grandes profondeurs au large de Capbreton, au prince Albert Ier de Monaco (1848-1922) en passant par Le Marquis de Folin (1817-1896) qui fut un pionnier de l'exploration du Gouf de Capbreton à bord du *Travailleur*. Nonobstant les travaux de ces derniers, il manquait l'utilisation de modèle numérique pour comprendre finement la dynamique du Golfe. Quels sont les forçages principaux dans la formation des courants et des tourbillons (Pingree and Le Cann, 1989) ? Pourquoi observe-t-on ces configurations saisonnières si particulières (Pingree and Le Cann, 1990) ? Dans quelle mesure le Gouf de Capbreton influence la circulation de l'angle cantabrique ? Les publications historiques de Robin D. Pingree et Bernard Le Cann au début des années 1980 ont lancé une vague de modélisation du Golfe qui ont permis de mettre en évidence des dynamiques validées par observations satellites comme les SWODDIES (Pingree and Le Cann, 1992). Les simulations haute résolution ne sont apparues qu'à la fin des années 1990, début 2000 notamment avec les travaux de Pascal Lazure (Lazure and Jégou, 1998) et de Guillaume Charria (Poppeschi et al., 2022). Les recherches actuelles sur le Golfe de Gascogne s'orientent davantage vers le couplage multiphysique, la biogéochimie et le transport de particules.

La circulation dans le sud du Golfe est soumise à une forte saisonnalité dictée par les vents et les gradients de densité à grandes échelles. En automne et en hiver, un courant de pente mis en évidence par Pingree and Le Cann (1990) remonte la face ouest de la péninsule ibérique en transportant des eaux relativement chaudes et salées d'origine subtropicale vers le nord. Il s'agit de l'Iberian Poleward Current (IPC). Pingree and Le Cann (1989) ont d'ailleurs pu montrer la fragmentation de l'IPC en tourbillons de méso-échelle. Lorsqu'il connecte dans le sud du Golfe de Gascogne en décembre, son flux s'intensifie sous les effets conjoints de : l'effet JEBAR (Joint Effect of Baroclinity and Relief), la dérive d'Ekman due aux vents dominants d'Ouest/Sud-Ouest ainsi que la réduction de la stratification, qui permet au courant de mieux se structurer en hiver. C'est le phénomène "Navidad" énoncé par Pingree (1994). À l'inverse, en été, les vents dominants de secteur Nord/Nord-Est (alizés portugais, (Peliz et al., 2002)) induisent une dérive d'Ekman vers le large provoquant des remontées d'eaux froides (upwellings) le long de la côte ibérique et landaise. Cette dynamique génère une circulation de surface orientée vers le sud.

Trois signatures thermohalines principales sont observées dans les eaux du Golfe.

1. L'ENACW (Eastern North Atlantic Central Water), entre 100 et 450m, elle-même

composée de : l'ENACWst formée au large des Açores (SubTropical, chaude et salée) transportée vers le nord par l'IPC en hiver et l'ENACWsp formée dans le bassin de Porcupine et à l'ouest de l'Irlande (SubPolaire, froide et moins salée) s'écoulant vers le sud le long du talus continental. Ces eaux se rencontrent dans le sud du Golfe de Gascogne. L'hiver favorise l'arrivée de la composante subtropicale (via l'IPC), tandis que le reste de l'année voit une plus forte influence de la composante subpolaire (Friocourt et al., 2007).

2. La MW (Mediterranean Water) entre 800 et 1200m reconnaissable à son maximum de salinité. Elle s'écoule vers le nord le long du talus continental (Iorga and Lozier, 1999) et influence la dynamique du talus par la génération de tourbillons anticycloniques profonds, ou "Meddies (Mediterranean Water Eddies)" (Pingree and Le Cann, 1992), qui peuvent persister plusieurs mois dans le Golfe.
3. La LSW (Labrador Sea Water) au-delà de 1500m (Friocourt et al., 2007) caractérisée par un minimum de salinité vers 1800-2000m.

Les premiers travaux d'envergure, comme ceux de Paillet and Mercier (1997), utilisaient des modèles inverses pour comprendre la circulation générale. Par la suite, Friocourt et al. (2007) ont utilisé le code OPA (ancêtre de NEMO) avec une résolution de 6 km. Leurs travaux ont démontré que pour reproduire fidèlement l'IPC, le modèle doit non seulement intégrer un forçage atmosphérique précis, mais aussi des conditions aux limites ouvertes capables de transmettre l'énergie provenant de l'Atlantique (via le modèle POP de Smith et al. (2010)). Le modèle CROCO utilisé ici se distingue des configurations de Friocourt et al. (2007) par sa gestion des coordonnées verticales (coordonnées sigma suivant le relief) et sa capacité à traiter des résolutions bien plus fines. Là où ils travaillaient à 6 km, une configuration à $1/40^\circ$ ($dx=2km$) permet de résoudre la dynamique de sous-méso-échelle et les interactions topographiques complexes du canyon de Capbreton.

Ce rapport présente les résultats d'une simulation numérique réalisée avec le modèle CROCO sur un domaine régional aux coordonnées $4^\circ W$; $1^\circ W$ et $43^\circ 2' N$; $44^\circ 6' N$, visant à étudier la circulation locale.

2 Matériels et méthodes

Cette section détaille le formalisme mathématique et les paramètres de discrétisation retenus pour simuler la circulation régionale.

2.1 Équations primitives

CROCO résout numériquement différentes équations fondamentales en océanographie en utilisant deux types de variables d'état. Les variables dites pronostiques qui sont calculées via une équation aux dérivées partielles incluant une dérivée par rapport au temps ($\partial/\partial t$). Le modèle "prédit" leur état futur à partir de leur état présent (u , v , T , S et η). Et les variables diagnostiques qui ne possèdent pas d'équation d'évolution propre mais déduite à chaque pas de temps à partir des variables pronostiques grâce à des relations algébriques ou physiques instantanées (w , ρ , P). Le système repose sur quatre piliers fondamentaux :

2.1.1 Conservation du moment horizontal

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla u - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \nabla_h^2 u + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla v + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \nabla_h^2 v + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (3)$$

Les équations 1 et 2 incluent l'advection, la force de Coriolis, les gradients de pression et une expression de la turbulence (il existe plusieurs types de fermetures turbulentes comme la fermeture newtonienne, avec schéma PP ou bien KPP). Ce sont les équations de conservation de la quantité de mouvement horizontal. L'équation 3 est l'équation hydrostatique.

2.1.2 Équation de continuité

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

L'équation 4 exprime l'incompressibilité.

2.1.3 Conservation des traceurs

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla T = K_h \nabla_h^2 T + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{H_C}{\rho_0 C_P} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla S = K_h \nabla_h^2 S + K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (6)$$

Les équations 5 et 6 reflètent l'advection-diffusion de la chaleur et des sels respectivement.

2.1.4 Équation d'état

$$\rho = f(T, S, P) \quad (7)$$

L'équation 7 relie la masse volumique aux traceurs selon une formule non-linéaire explicitée dans TEOS-10.

2.2 Cadre d'application et hypothèses

1. Approximation hydrostatique : Le mouvement vertical est supposé équilibré par la gravité : $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$. Cette hypothèse est valide car l'échelle horizontale de nos processus reste bien supérieure à l'échelle verticale.
2. L'approximation de Boussinesq : On considère que les variations de masse volumique (ρ) sont négligeables devant la masse volumique de référence (ρ_0). Cette hypothèse permet de traiter le fluide comme incompressible, simplifiant l'équation de continuité à une divergence nulle du champ de vitesse.
3. L'approche de Reynolds (RANS) : Afin de séparer les mouvements résolus par la grille des mouvements turbulents de petite échelle, on décompose les variables en une composante moyenne et une composante fluctuante. Cette méthode fait apparaître des termes de tensions de Reynolds dans les équations de quantité de mouvement, transformant les équations de Navier-Stokes en équations RANS (Reynolds-Averaged Navier-Stokes).
4. La proposition de Boussinesq (fermeture turbulente) : Pour fermer le système RANS, on suppose que les tensions de Reynolds sont proportionnelles au gradient des vitesses moyennes. Cette analogie avec la viscosité moléculaire introduit les coefficients d'échange turbulent (A_x, A_y, A_z), aussi appelés viscosités turbulentes (eddy viscosity).
5. L'hypothèse de turbulence horizontale isotrope : Dans le plan horizontal, les processus de mélange sont supposés identiques dans toutes les directions. On pose ainsi $A_x = A_y = A_h$, où A_h est le coefficient de viscosité horizontale, tandis que le coefficient vertical A_z (ou K_m) est traité séparément du fait de la forte stratification de l'océan.

2.3 Grille et discrétisation

2.3.1 Grille Arakawa-C et coordonnées σ

La discrétisation horizontale dans CROCO repose sur une grille décalée, la Grille Arakawa-C, théorisée par Arakawa and Lamb (1977). Contrairement à une grille colocalisée (Grille A) où toutes les variables sont au même point, la grille C distribue les variables de la manière suivante : les variables scalaires sont situées au centre de la maille (ρ , T, S, η), ce sont les points centraux et les composantes de la vitesse sont situées sur les faces des mailles (u est décalée à l'est et l'ouest du centre tandis que v est décalée au nord et au sud), ce sont les points de face. Ce choix permet une discrétisation optimale des opérateurs de gradient et de divergence.

Verticalement le modèle utilise des coordonnées curvilignes suivant le relief (σ). Le domaine est divisé en N niveaux qui épousent la bathymétrie.

2.3.2 Critère CFL

La résolution temporelle est contrainte par le critère de CFL (Courant-Friedrichs-Lewy). Il stipule que l'information ne doit pas traverser plus d'une maille par pas de temps :

$$C = \frac{U \cdot \Delta t}{\Delta x} \leq 1 \quad (8)$$

Le modèle CROCO utilise une technique de mode-splitting pour optimiser les temps de calcul tout en respectant la condition CFL (l'équation 8 en 1D et l'équation 9 en 2D). Il sépare la résolution en un mode externe (2D), gérant les ondes de surface très rapides ($\sqrt{gh}$) avec un pas de temps très court, et un mode interne (3D) pour la structure verticale et les traceurs, plus lents. Concrètement, pour chaque itération 3D, le modèle effectue une sous-boucle de plusieurs dizaines de pas de temps 2D (ex : 60 cycles). Cette méthode permet de stabiliser l'élévation de la surface, plus facile à calculer en 2D, sans imposer un coût numérique excessif à l'ensemble des équations 3D.

On a donc :

1. Mode externe (barotrope) : Pas de temps très court pour résoudre l'élévation de surface.
2. Mode interne (barocline) : Pas de temps plus long pour les courants 3D et les traceurs

Pour une grille à deux dimensions la condition CFL s'écrit :

$$\Delta t_{ext} \leq \frac{1}{\sqrt{gh} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{1/2}} \quad (9)$$

2.4 Paramètres du modèle

Le sud du Golfe de Gascogne présente deux caractéristiques majeures qui ont imposé l'utilisation d'un maillage haute résolution. La première est la bathymétrie très particulière avec un canyon sous-marin allant de Capbreton jusqu'au large de Santander. La deuxième est la zone de rencontre entre les eaux transportées par l'IPC et l'ENACWsp longeant le talus continental. Cette concentration de processus physiques dans une petite zone géographique justifie l'utilisation d'un modèle haute résolution pour essayer d'expliquer leurs fondements. Ci-dessous se trouvent les coordonnées de la zone d'étude ainsi qu'une carte bathymétrique :

TABLE 1 – Coordonnées WGS84 de la zone d'étude.

Lat min (N)	Lat max (N)	Long min (E)	Long max (E)
43.2°	44.6°	-4°	-1°

La configuration spatiale du modèle est donc la suivante :

TABLE 2 – Paramètres spatiaux du modèle. LLm et MMm désignent respectivement le nombre de mailles de la grille selon les axes zonaux (x) et méridiens (y). Dx et Dy représentent la résolution spatiale horizontale associée.

Résolution (°)	Dimension				
	Zonale (LLm)	Dx (km)	Méridienne (MMm)	Dy (km)	Verticale (N)
1/40	119	2,0253	77	2,025	32

Concernant les paramètres temporels ils vérifient l'équation 9 et voici leur valeur dans le modèle haute résolution :

TABLE 3 – Paramètres temporels du modèle. Δt_{ext} et Δt_{int} sont les pas de temps des modes externe et interne. $NDTFAST$ est le rapport entre ces deux modes. $NTIMES$ définit la durée totale du run, tandis que $NAVG$, $NWRT$ et $NRST$ règlent les fréquences de sauvegarde des données.

Δt_{ext} (s)	Δt_{int} (s)	NDTFAST	NTIMES	NAVG	NWRT	NRST
3.6	216	60	12000	1200	1200	3600

La dynamique du modèle repose sur une séparation de modes : le mode interne (barocline) est résolu avec un pas de temps $\Delta t_{\text{int}} = 216$ s. Pour chaque itération interne, le mode externe (barotrope) effectue 60 sous-pas ($NDTFAST$), soit une résolution temporelle de 3,6 s pour les ondes de surface. Pour simuler une période de 30 jours (2 592 000 s), le modèle doit effectuer $NTIMES = 12000$ itérations. La fréquence des sorties est fixée à 3 jours pour les moyennes temporelles ($NAVG = 1200$) et les instantanés ($NWRT = 1200$), permettant un échantillonnage régulier de la zone. Enfin, un point de sauvegarde de sécurité est généré tous les 9 jours ($NRST = 3600$) pour permettre une reprise du calcul en cas d'interruption.

3 Résultats et discussion

La génération des résultats présentés plus loin dans ce rapport repose sur une chaîne de pré-traitement indispensable à mettre en oeuvre. Ces étapes sont interdépendantes, conditionnent la stabilité et la précision de la simulation en vigueur. Elles sont appelées les étapes de pré-processing.

3.0.1 Définition du support physique (`make_grid`)

La première étape consiste en la création de la grille spatiale. Le script `make_grid` génère le squelette horizontal (LLm, MMm) et définit la bathymétrie. C'est ici que l'on délimite la zone d'étude et que l'on discrétise le domaine en mailles sur lesquelles toutes les équations de la dynamique océanique seront résolues.

3.0.2 Optimisation de la stabilité numérique (`ad_cfl`)

Une fois la grille et sa profondeur fixées, il est impératif de déterminer le pas de temps de calcul. Le script `ad_cfl` permet de vérifier la condition de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL). Cette étape garantit que l'information numérique ne se propage pas plus vite qu'une maille par pas de temps, évitant ainsi toute divergence ou "explosion" mathématique du modèle.

3.0.3 Mise en mouvement par les forçages (`make_forcing`)

Le script `make_forcing` prépare les forçages air-mer. En interpolant des données atmosphériques (vent, flux de chaleur) sur la grille, il est fourni au modèle l'énergie nécessaire pour générer des courants de surface et moduler la température de l'eau.

3.0.4 Initialisation et contrôle aux limites (`make_ini` & `make_clim`)

Enfin, la simulation est contextualisée dans le temps et l'espace :

1. `make_ini` définit l'état tridimensionnel de l'océan (T, S, courants) à l'instant initial (t_0).
2. `make_clim` gère les frontières ouvertes du domaine. Ce script prépare les données nécessaires pour que les flux provenant du large (Atlantique) entrent de manière cohérente dans notre grille régionale tout au long de la simulation.

3.1 Diagnostique

Avant toute utilisation des résultats de la simulation il faut s'assurer que le modèle établi n'a pas divergé ou rencontré des problèmes de stabilité. À l'aide des script matlab

croco_diags et plot_diags le graphique des variables de diagnostique moyennées est obtenu :

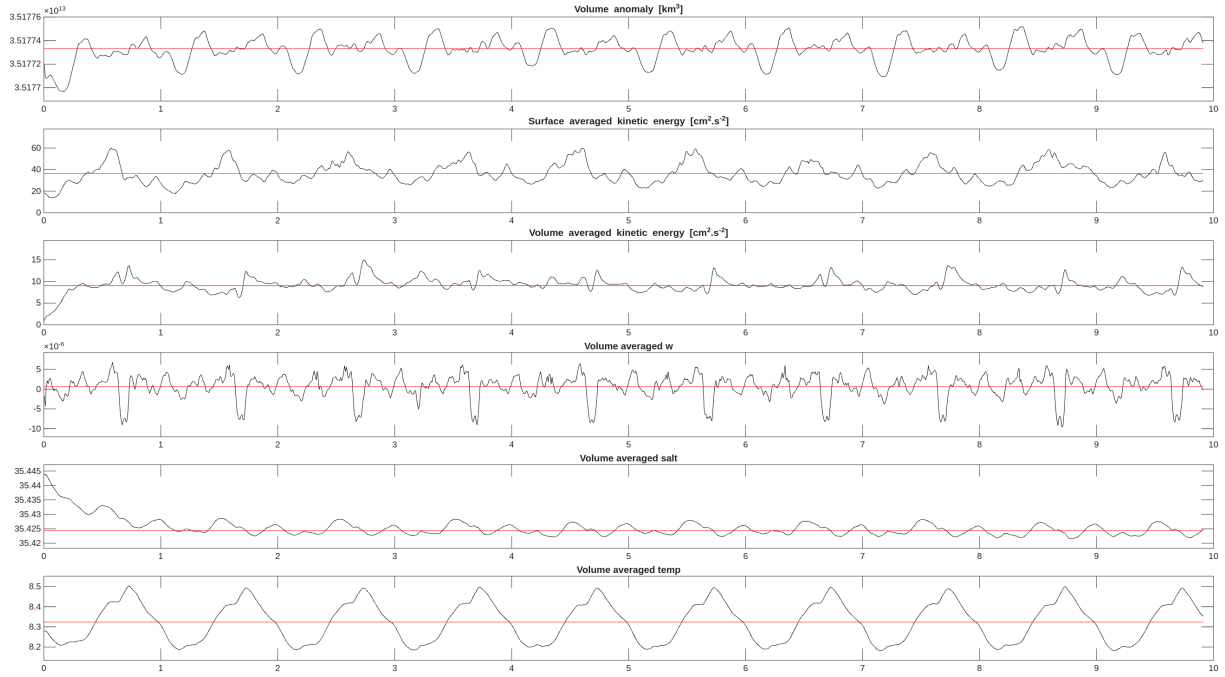


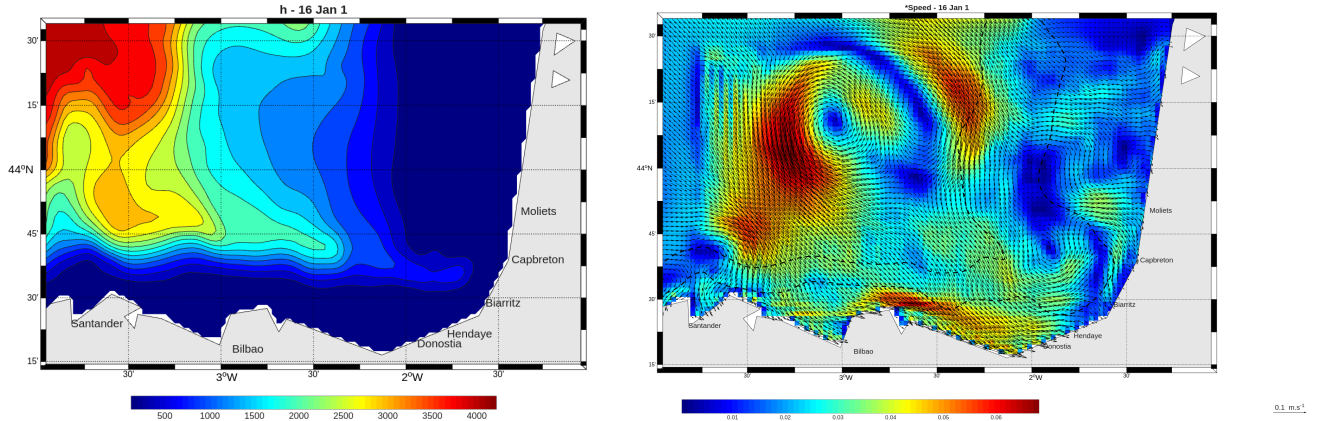
FIGURE 1 – Diagnostique sur la période de simulation (10 ans)

Une oscillation autour d'une valeur moyenne (ligne rouge) est observée pour chaque variable. Cependant on considère que cette oscillation est établie à partir de l'instant où la dernière variable se stabilise autour de sa moyenne, cette durée est appelée la phase de spin-up. Ici elle est légèrement supérieure à 1 an (d'après "volume average salt" de la figure 1). De plus on remarque que la variabilité saisonnière dans l'Hémisphère Nord est représentée. Étonnamment on constate que la vitesse verticale, qui est pourtant négligée dans les équations de conservations de la quantité de mouvement, commence à une valeur non-nulle. Cela est expliqué par l'équation de continuité (équation 4). En effet lorsqu'on lance le modèle on est dans une configuration géostrophique et la vitesse horizontale heurte le talus (ou autres changements bathymétriques) ce qui fait augmenter brusquement la vitesse verticale w .

3.2 Évaluation du modèle

3.2.1 Analyse de la circulation et validation du modèle

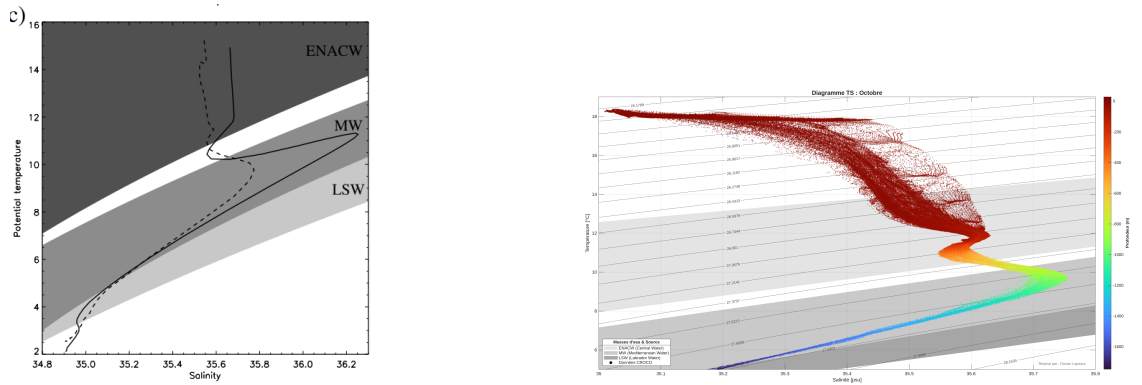
La simulation à haute résolution ($1/40^\circ$) a permis d'obtenir la dynamique de méso-échelle dans le Sud-Est du Golfe de Gascogne ainsi qu'une stabilisation des paramètres thermodynamiques de la colonne d'eau. En effet, la salinité moyenne se stabilise autour de 35,42, une valeur en accord avec les caractéristiques des masses d'eau du Golfe de Gascogne décrites par Friocourt et al. (2007). Cela est également confirmé par l'analyse



(a) Configuration de la bathymétrie régionale (b) Circulation de surface en période hivernale

FIGURE 2 – Caractérisation physique du domaine : bathymétrie du Sud-Est du Golfe de Gascogne (a) et simulation des courants de surface associés (b) après stabilisation du modèle.

des diagrammes Température-Salinité (TS). En comparant nos signatures TS (figure 3) avec celles de référence de Friocourt et al. (2007), on observe que le modèle reproduit fidèlement la présence de l'Eau Centrale de l'Atlantique Nord (ENACW) en surface, la transition vers les eaux intermédiaires méditerranéennes avec son pic de salinité caractéristique et même une partie des eaux profondes LSW (Labrador Sea Water).



(a) Référence (Friocourt et al., 2007)

(b) Simulation CROCO

FIGURE 3 – Validation hydrologique : comparaison entre le diagramme Température-Salinité de référence (a) et celui extrait de la simulation CROCO (b).

Également, les cartes de courants de surface (figure 4) révèlent une transition saisonnière marquée. En période hivernale, le modèle simule l'Iberian Poleward Current (IPC), une veine de courant se propageant vers le nord le long du talus continental ibérique puis vers l'Est le long du plateau cantabrique. Cette structure est parfaitement corrélée aux observations par radar HF présentées par Solabarrieta et al. (2014), qui identifient ce courant de pente comme le moteur principal de la circulation hivernale dans l'angle

Sud-Est du golfe. Par opposition, la circulation estivale simulée montre un affaiblissement de ce courant de pente au profit d'une activité tourbillonnaire de méso-échelle plus diffuse, ce qui corrobore les schémas saisonniers de Solabarrieta et al. (2014) et les travaux de Pingree and Le Cann (1990).

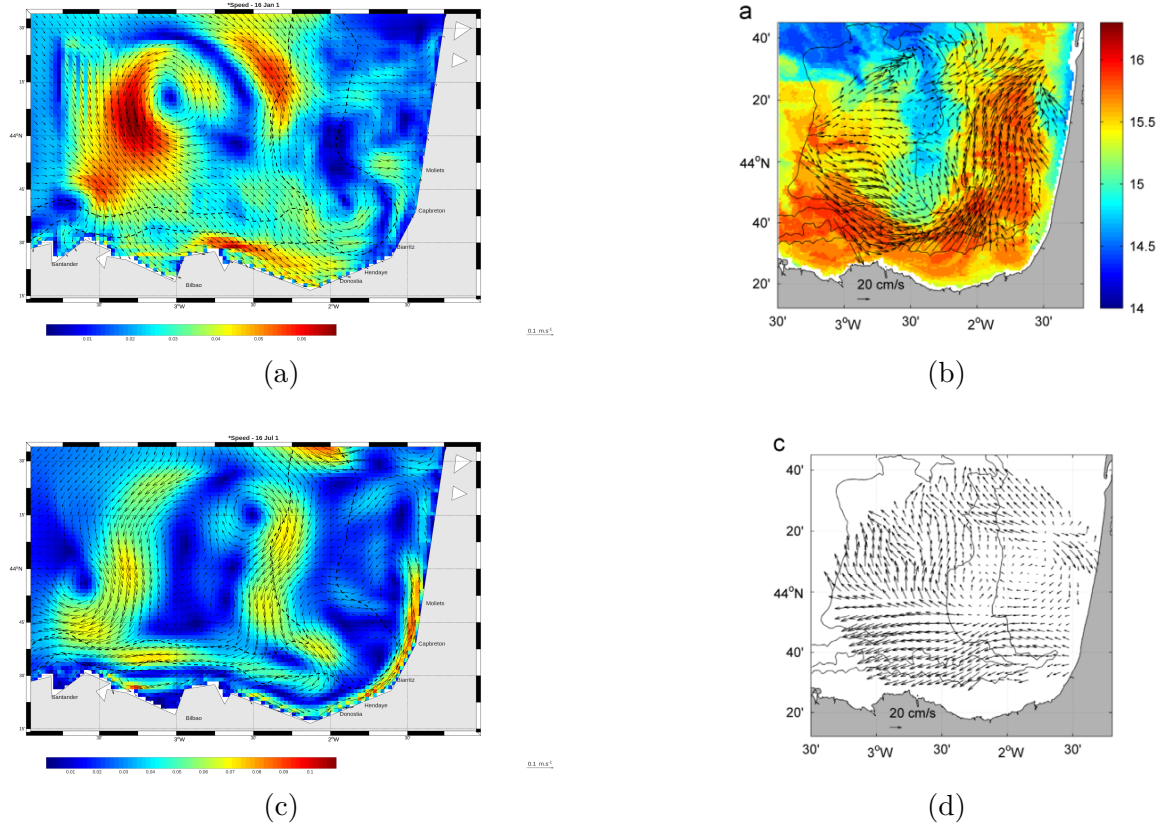


FIGURE 4 – Comparaison de la circulation de surface saisonnière entre les sorties du modèle CROCO (colonne de gauche) et les observations de Solabarrieta et al. (2014) (colonne de droite) : (a, b) période hivernale et (c, d) période estivale.

Les profils verticaux hivernaux (figure 5) mettent en évidence une veine de courant intense, le "core" de l'IPC, qui reste piégé contre le talus jusqu'à environ 400 mètres de profondeur. En été, cette structure verticale se fragmente, laissant apparaître des inversions de flux et des instabilités qui alimentent la formation de tourbillons océaniques de type SWODDIES (Slope Water Oceanic Eddies) (Pingree and Le Cann, 1992). Ces tourbillons anticycloniques de subsurface naissent du mélange des masses d'eau le long du talus continental (mélange diapycnal). La capacité du modèle à reproduire ces contrastes saisonniers, tant en surface qu'en profondeur, valide l'utilisation de la configuration à $1/40^\circ$.

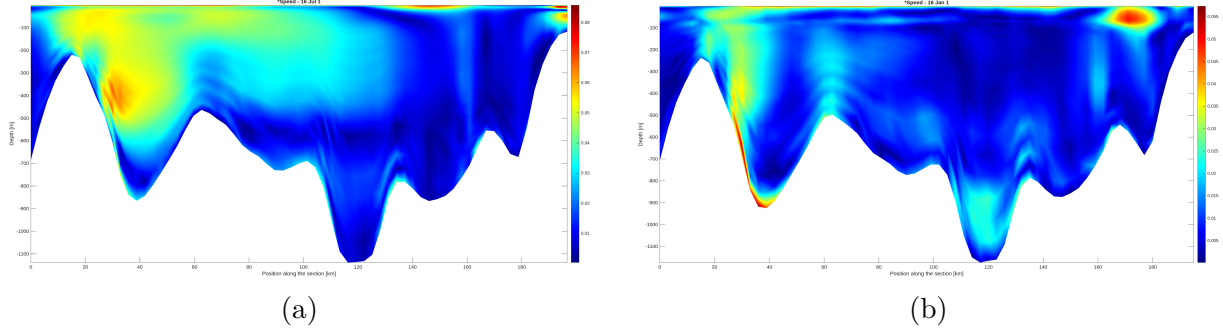


FIGURE 5 – Analyse de la structure verticale des courants au niveau de la section $43^{\circ}40'N$: (a) profil hivernal mettant en évidence le cœur du courant de pente (IPC) et (b) profil estival illustrant la fragmentation du flux.

4 Conclusion et perspectives

Le but de ce projet de modélisation du Golfe de Gascogne avec CROCO était de simuler la dynamique dans une zone assez restreinte avec une résolution assez fine pour intégrer la bathymétrie du Canyon de Capbreton. Cela dans l'idée de voir si la fameuse variabilité saisonnière allait apparaître.

L'étude met en exergue la forte variabilité du courant de pente (IPC). On observe effectivement une transition nette entre un régime hivernal, où le flux est structuré en une veine de courant intense piégée contre le talus continental, et un régime estival marqué par une fragmentation de ce courant. Cette déstabilisation estivale provoque la formation de tourbillons anticycloniques de subsurface, les SWODDIES, confirmés par le paramètre d'Okubo-Weiss (figure 7).

Après lecture des travaux de Desbiolles (2010) sur la "comparaison de deux schémas de fermeture de la turbulence en mer adriatique" lors de son projet en 2010 dans le cadre du même cours, il semble évident que de se poser la question sur l'importance de ce paramètre dans les résultats obtenus. On peut alors naturellement se demander : Est-ce que le degré de complexité d'un schéma de turbulence est un gage de réalisme pour la structure verticale de la colonne d'eau, ou les biais numériques du modèle CROCO finissent-ils par occulter les différences physiques entre ces paramétrisations ?

Références

- Arakawa, A. and Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model.
- Desbiolles, F. (2010). Comparaison entre deux schémas de fermeture de la turbulence avec ROMS en Adriatique. Rapport de projet de master 1 opcb, Université Méditerranée Aix-Marseille II, Centre d’océanologie de Marseille, Marseille, France. Cours OPB205 Modélisation 3D Océanique, encadré par Andrea M. Doglioli. Travaux consultables via : <https://people.mio.osupytheas.fr/doglioli.andrea/>.
- Friocourt, Y., Levier, B., Speich, S., Blanke, B., and Drijfhout, S. (2007). A regional numerical ocean model of the circulation in the bay of biscay. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 112(C9).
- Iorga, M. C. and Lozier, M. S. (1999). Signatures of the mediterranean outflow from a north atlantic climatology : 1. salinity and density fields. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 104(C11) :25985–26009.
- Lazure, P. and Jégou, A.-M. (1998). 3d modelling of seasonal evolution of loire and gironde plumes on biscay bay continental shelf. *Oceanologica acta*, 21(2) :165–177.
- Paillet, J. and Mercier, H. (1997). An inverse model of the eastern north atlantic general circulation and thermocline ventilation. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 44(8) :1293–1328.
- Peliz, Á., Rosa, T. L., Santos, A. M. P., and Pissarra, J. L. (2002). Fronts, jets, and counter-flows in the western iberian upwelling system. *Journal of marine systems*, 35(1-2) :61–77.
- Pingree, R. (1994). Winter warming in the southern bay of biscay and lagrangian eddy kinematics from a deep-drogued argos buoy. *Journal of the marine Biological Association of the United Kingdom*, 74(1) :107–128.
- Pingree, R. and Le Cann, B. (1989). Celtic and armorican slope and shelf residual currents. *Progress in Oceanography*, 23(4) :303–338.
- Pingree, R. and Le Cann, B. (1990). Structure, strength and seasonality of the slope currents in the bay of biscay region. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 70(4) :857–885.
- Pingree, R. and Le Cann, B. (1992). Three anticyclonic slope water oceanic eddies (swod-dies) in the southern bay of biscay in 1990. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(7-8) :1147–1175.

- Poppeschi, C., Charria, G., Daniel, A., Verney, R., Rimmelin-Maury, P., Retho, M., Goberville, E., Grossteffan, E., and Plus, M. (2022). Interannual variability of the initiation of the phytoplankton growing period in two french coastal ecosystems. *Biogeosciences Discussions*, 2022 :1–29.
- Smith, R., Jones, P., Briegleb, B., Bryan, F., Danabasoglu, G., Dennis, J., Dukowicz, J., Eden, C., Fox-Kemper, B., Gent, P., et al. (2010). The parallel ocean program (pop) reference manual : Ocean component of the community climate system model (ccsm). *Rep. LAUR-01853*, 141 :1–141.
- Solabarrieta, L., Rubio, A., Castanedo, S., Medina, R., Charria, G., and Hernandez, C. (2014). Surface water circulation patterns in the southeastern bay of biscay : New evidences from hf radar data. *Continental Shelf Research*, 74 :60–76.

5 Annexes

5.1 Figures et tables supplémentaires

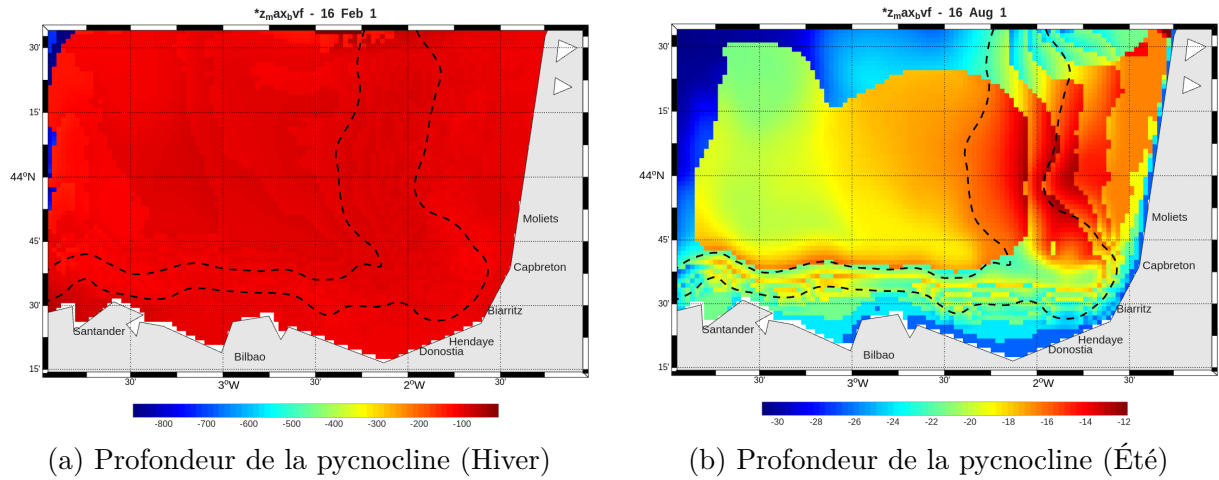


FIGURE 6 – Comparaison saisonnière de la profondeur de la pycnocline, illustrant le renforcement de la stratification en période estivale.

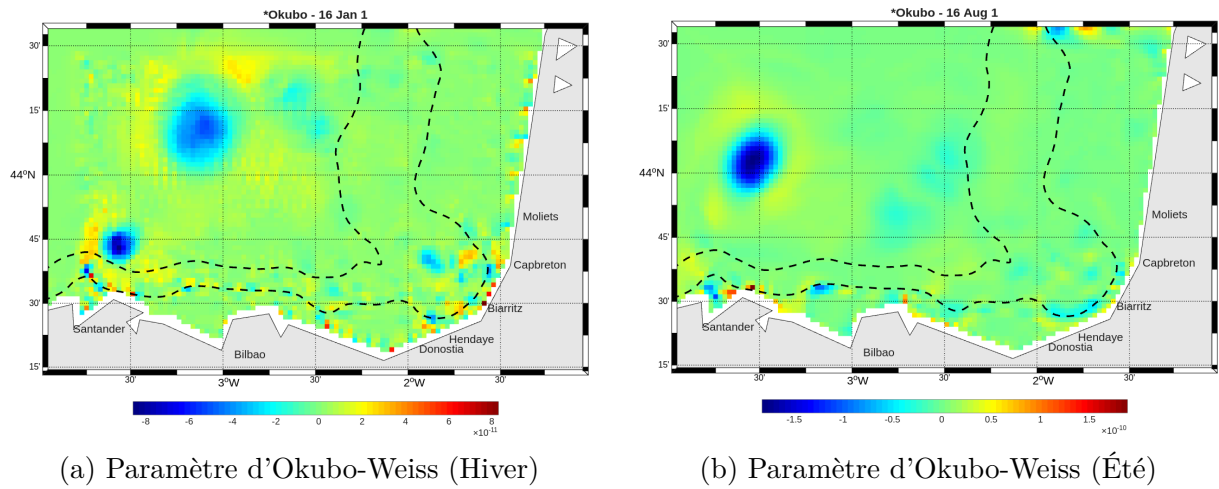
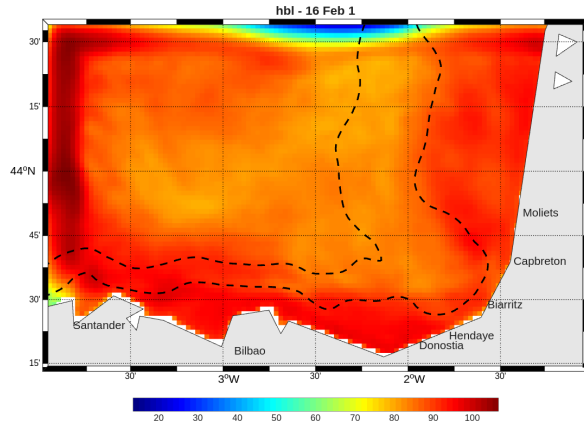
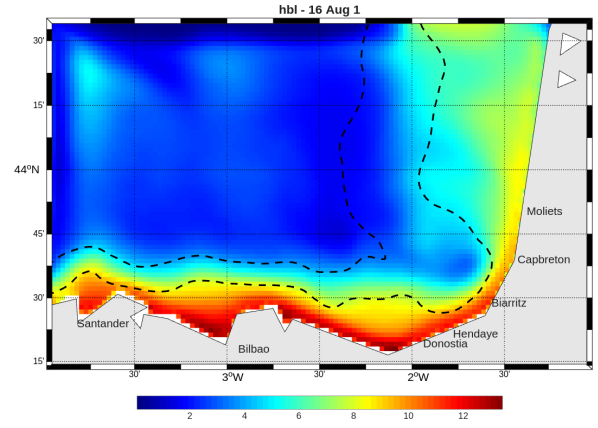


FIGURE 7 – Identification des structures tourbillonnaires via le paramètre d'Okubo-Weiss. Les valeurs négatives mettent en évidence le cœur des tourbillons de méso-échelle.

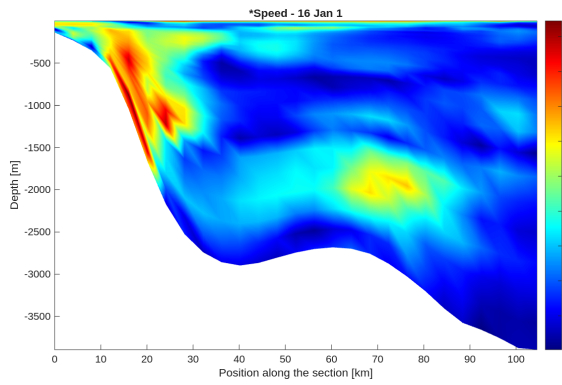


(a) Couche de mélange (Hiver)

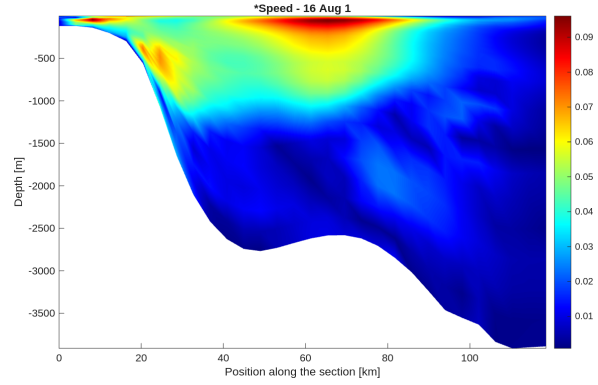


(b) Couche de mélange (Été)

FIGURE 8 – Variabilité saisonnière de la Mixed Layer Depth (MLD) montrant l’approfondissement hivernal dû au mélange par le vent et à la perte de chaleur.



(a) Coupe verticale de vitesse (Hiver)



(b) Coupe verticale de vitesse (Été)

FIGURE 9 – Coupes verticales de la norme de la vitesse du courant ($m.s^{-1}$) le long d’une section traversant le canyon de Capbreton à $3^{\circ}45'$ Ouest. La bathymétrie est représentée en blanc. On observe une intensification des courants de surface en période estivale (b) comparativement à la situation hivernale (a). On observe nettement la signature de l’IPC longeant le talus continental, particulièrement marqué en hiver (a) sur la pente.

TABLE 4 – Variables et opérateurs utilisés dans ce rapport.

Symbole	Description	Unité (SI)/valeur
P	Pression hydrostatique	Pa (N.m^{-2})
$\vec{u}$	Vecteur vitesse tri-dimensionnel (u, v, w)	m.s^{-1}
u, v, w	Composantes de la vitesse (zonal, méridien, vertical)	m.s^{-1}
T	Température	$^{\circ}\text{C}$
S	Salinité	psu
A_h, A_v	Coefficients de viscosité turbulente (horiz., vertic.)	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
K_h, K_v	Coefficients de diffusivité turbulente (horiz., vertic.)	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
∇	Opérateur gradient	-
∇_h^2	Opérateur Laplacien horizontal	-
<i>Grille</i>		
LLm	Nombre de points en X (zonal)	119
MMm	Nombre de points en Y (méridien)	77
<i>Temps</i>		
Δt_{ext}	Pas de temps externe (barotrope)	3.6 s
Δt_{int}	Pas de temps interne (barocline)	216 s
NDTFAST	Nombre de pas externes par pas interne	60
NTIMES	Nombre total de pas de temps (30 jours)	12000
<i>Entrées/Sorties</i>		
NAVG	Fenêtre de calcul des moyennes	1200
NWRT	Fréquence d'écriture (History)	1200
NRST	Fréquence d'écriture (Restart)	3600

5.2 Script Matlab

5.2.1 get_TSdiag.m

```
1 %% get_diagTS.m - Version Corrig e (Dimensions & Profondeur)
2 clear all; close all;
3
4 % --- 1. CONFIGURATION ---
5 file_ts = '../..Run/SCRATCH/croco_Mmean.nc';
6 time_index = 10;
7
8 month_names = {'Janvier', 'F vrier', 'Mars', 'Avril', 'Mai', 'Juin',
9     ...
10     'Juillet', 'Ao t', 'Septembre', 'Octobre', 'Novembre', '
11     D cembre'};
12
13 % --- 2. LECTURE DES DONN ES ---
14 nc = netcdf(file_ts, 'r');
15 temp_3d = nc{'temp'}(time_index, :, :, :);
16 salt_3d = nc{'salt'}(time_index, :, :, :);
17 h = nc{'h'}(:, :);
18 Cs_rho = nc{'Cs_rho'}(:);
19 close(nc);
20
21 % --- 3. ALIGNEMENT DES DIMENSIONS ET CALCUL DE Z ---
22 % On transforme tout en vecteurs colonnes pour ignorer l'ordre des
23 dimensions
24 T_vec = temp_3d(:);
25 S_vec = salt_3d(:);
26
27 % Pour la profondeur, on doit reconstruire la grille 3D manuellement
28 % avant de la transformer en vecteur.
29 [Nlat, Nlon] = size(h);
30 Nlev = length(Cs_rho);
31
32 % On cr e la matrice Z_3d [Profondeur x Latitude x Longitude]
33 z_3d = zeros(size(temp_3d));
34
35 % On boucle sur les niveaux verticaux pour remplir z_3d
36 % On utilise l'indexation lin aire pour tre s r que a matche
37 temp_3d
38
39 for k = 1:Nlev
40     % On calcule la profondeur pour le niveau k sur toute la carte
41     z_layer = h * Cs_rho(k);
42
43     % On ins re cette couche dans la structure 3D
44     % Note : On utilise (:,:,k) ou (k,:,: ) selon comment temp_3d est
```

```

    structur
40     if size(temp_3d, 1) == Nlev
41         z_3d(k, :, :) = z_layer;
42     else
43         z_3d(:, :, k) = z_layer;
44     end
45 end
46 Z_vec = z_3d(:);
47
48 % --- 4. FILTRAGE ---
49 % Maintenant que T, S et Z sont des vecteurs de m me taille, le masque
    marche    100%
50 mask = (T_vec > 5 & T_vec < 25 & S_vec > 30);
51
52 T_plot = T_vec(mask);
53 S_plot = S_vec(mask);
54 Z_plot = Z_vec(mask);
55
56 % --- 5. CALCUL DES LIMITES ---
57 s_min = floor(min(S_plot)*5)/5;
58 s_max = ceil(max(S_plot)*5)/5;
59 t_min = floor(min(T_plot));
60 t_max = ceil(max(T_plot));
61
62 % --- 6. GRAPHIQUE ---
63 figure('Color', 'w', 'Position', [100 100 900 650]);
64 hold on;
65
66 % A. Isopycnes
67 [S_grid, T_grid] = meshgrid(linspace(s_min, s_max, 150), linspace(t_min,
    t_max, 150));
68 dens = rho_eos(T_grid, S_grid, 0) - 1000;
69 [C, hIso] = contour(S_grid, T_grid, dens, 20, 'Color', [0.4 0.4 0.4]);
70 clabel(C, hIso, 'FontSize', 8, 'Color', [0.3 0.3 0.3], 'LabelSpacing',
    10000);
71
72 % B. Masses d'eau (Aires grises)
73 enacw_s = [34.8, 36.2, 36.2, 34.8]; enacw_t = [7.1, 13, 16, 12];
74 mw_s = [34.8, 36.2, 36.2, 34.8];    mw_t = [3, 10.4, 12.6, 6.25];
75 lsw_s = [34.8, 36.2, 36.2, 34.8];    lsw_t = [2.5, 8.5, 10.4, 3];
76 patch(enacw_s, enacw_t, [0.3 0.3 0.3], 'EdgeColor', 'none', 'FaceAlpha',
    0.15);
77 patch(mw_s, mw_t, [0.3 0.3 0.3], 'EdgeColor', 'none', 'FaceAlpha', 0.30)
    ;
78 patch(lsw_s, lsw_t, [0.3 0.3 0.3], 'EdgeColor', 'none', 'FaceAlpha',
    0.50);
79

```

```

80 % C. Points TS color s par Z
81 % On utilise flipud sur la colormap pour que le bleu soit en bas (
    profond)
82 scatter(S_plot, T_plot, 5, Z_plot, 'filled', 'MarkerFaceAlpha', 0.4);
83 colormap(turbo);
84 cb = colorbar;
85 ylabel(cb, 'Profondeur (m)', 'FontWeight', 'bold');
86
87 % --- 7. L GENDE ET HABILLAGE ---
88
89 % Cr ation d'objets invisibles pour la l gende (pour viter d'avoir
    des
90 % symboles transparents ou illisibles dans la bo te de l gende)
91 hENACW = patch(NaN, NaN, [0.3 0.3 0.3], 'FaceAlpha', 0.15, 'EdgeColor',
    'none');
92 hMW      = patch(NaN, NaN, [0.3 0.3 0.3], 'FaceAlpha', 0.30, 'EdgeColor',
    'none');
93 hLSW     = patch(NaN, NaN, [0.3 0.3 0.3], 'FaceAlpha', 0.50, 'EdgeColor',
    'none');
94
95 % On cr e un point noir simple pour repr senter les donn es du
    scatter
96 hData   = scatter(NaN, NaN, 20, 'k', 'filled');
97
98 % Affichage de la l gende
99 % 'Location', 'SouthWest' place la l gende en bas gauche pour ne pas
    g ner
100 lgd = legend([hENACW, hMW, hLSW, hData], ...
101     {'ENACW (Central Water)', 'MW (Mediterranean Water)', 'LSW (Labrador
    Water)', 'Donn es CROCO'}, ...
102     'Location', 'SouthWest', 'FontSize', 9);
103
104 title(lgd, 'Masses d''eau & Source');
105
106 % Ajustement final des axes et titre
107 grid on;
108 box on;
109 xlabel('Salinit [psu]', 'FontSize', 11, 'FontWeight', 'bold');
110 ylabel('Temp rature [ C ]', 'FontSize', 11, 'FontWeight', 'bold');
111 title(['Diagramme T-S - ', month_names{time_index}], 'FontSize', 13);
112
113
114 text(0.98, 0.02, 'R alis par : Dorian Lapeyre', 'Units', 'normalized'
    , ...
115     'HorizontalAlignment', 'right', 'FontSize', 8, 'Color', [0.5 0.5
    0.5]);
116

```

```

117 % Habillage
118 grid on; box on;
119 axis([s_min s_max t_min t_max]);
120 xlabel('Salinité [psu]'); ylabel('Température [ C ]');
121 title(['Diagramme TS : ', month_names{time_index}]);
122
123 disp('Succès : Le graphique a été généré.');
```

Listing 1 – Script pour le calcul des diagrammes TS