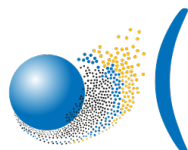


Modélisation des tourbillons méso-échelles dans la mer de Ligure

Présenté par :
Benoit CHAMBON

Enseignant :
Andrea DOGLIOLI

Master Sciences de la mer - Océanographie physique et biogéochimique



Institut Pythéas
Observatoire des Sciences de l'Univers
Aix-Marseille Université

12 avril 2023

Table des matières

1	Introduction	1
2	Matériels et Méthodes	2
2.1	Description des équations du modèle CROCO	2
2.2	Paramètres du modèle : discrétisation, condition CFL (Courant-Friedrichs-Levy)	3
2.3	Paramètres du modèle : définition des frontières, du maillage, des conditions initiales, forçages et calcul du pas de temps	4
2.4	Diagnostic de stabilité du modèle	5
3	Résultats et Discussions	6
3.1	Variation de la surface de la mer SSH au niveau des tourbillons	6
3.2	Paramètres d'Okubo-Weiss : cisaillement du courant et vorticité relative . . .	7
3.3	Étude de la vitesse verticale au niveau des tourbillons anticycloniques	9
4	Conclusion	10
	Bibliographie	11

Abstract

The Ligurian Sea is a geographical region in the northwest Mediterranean basin, featuring a complex pattern of mesoscale anticyclonic eddies, inducing coastal upwellings. The CROCO model shows these eddies from WOA initial conditions and COADS forcing conditions, with a horizontal spatial resolution of $\frac{1}{20}^\circ$ and vertical resolution of 32 levels and a temporal resolution averaged every 3 days. These coastal upwelling events have been demonstrated along the path of an anticyclonic eddy in the coastal zone. However, the results indicate the importance and requirement of high spatial and temporal resolution in the future, both in the simulation model and in the surface forcing.

Résumé

La mer de Ligure est une zone géographique du bassin nord-occidental de la Méditerranée, caractérisée par un schéma complexe de tourbillons méso-échelles anticycloniques, induisant des upwellings côtiers. Le modèle CROCO permet de visualiser ces tourbillons à partir des conditions initiales de la WOA (Word Ocean Atlas), et des conditions de forçages du COADS, avec une résolution spatiale horizontale de $\frac{1}{20}^\circ$ et verticale de 32 niveaux et une résolution temporelle moyennée tous les 3 jours. Il a été démontré ces phénomènes d'upwellings côtiers le long de la trajectoire d'un tourbillon anticyclonique en zone côtière. Cependant, les résultats indiquent l'importance et nécessité, dans le futur, d'adopter une haute résolution spatiale et temporelle, à la fois dans le modèle de simulation, mais également dans le forçage de surface.

Mots clés : *Modèle océanique, Tourbillons méso-échelles, Mer de Ligure, Upwelling côtier*
Keywords : *Ocean model, Mesoscale eddies, Ligurian Sea, Coastal Upwelling*

1 Introduction

Le bassin occidental de la Méditerranée est défini comme une zone d'intérêt pour l'application de modèle sur la circulation océanique (Casella *et al.*, 2011). La compréhension et la représentation de la dynamique des courants dans ce bassin permettent de visualiser et d'interpréter les processus physiques et biogéochimiques, en particulier dans la région nord-est du bassin occidental. La mer de Ligurie est caractérisée par la circulation cyclonique du courant Liguro-Provençal-Catalan, le long de la pente côtière italienne, française et espagnole. Ce courant de surface est affecté par des phénomènes d'instabilité qui génèrent des tourbillons méso-échelles, capables d'induire des mouvements relativement intenses et provoquer une hétérogénéité significative des caractéristiques hydrologiques (Millot, 1991).

Les précédentes études (Molcard *et al.*, 2002) suggèrent que les principales caractéristiques de la circulation océanique dans ce bassin sont induites par les variabilités spatiales du vent et de sa magnitude. De plus, la présence d'instabilités méso-échelles est également bien documentée dans le bassin occidental et particulièrement dans la mer de Ligurie. Des précédents modèles régionaux confirment la présence d'intenses tourbillons méso-échelles et de sous-échelles. Ainsi, dans le cas des tourbillons intenses, leur nature agéostrophique permet de générer des vitesses verticales ascendantes et descendantes importantes. Dans le cas des tourbillons méso-échelles en eaux peu profondes qui agissent sur la pente côtière crée un schéma complexe de fortes vitesses verticales (Sanson et Provenzale, 2009), assurant des upwellings côtiers. C'est pourquoi ces instabilités de méso-échelle et de sous-méso-échelle peuvent jouer un rôle important dans la fertilisation de la couche de surface dans le bassin Ligurien.

Casella *et al.* (2011) applique un modèle LS-ROMS pour étudier numériquement la dynamique des tourbillons anticycloniques de méso-échelles dans la région ligurienne et des upwellings côtiers associés. Ce modèle réaliste est initialisé avec des champs de température, salinité et de vitesse à partir de l'ensemble des données MFS de 2006 (Mediterranean Forecasting System) avec une résolution spatiale horizontale de $\frac{1}{16}^\circ$ et une résolution temporelle journalière. La configuration de forçage utilisée est fournie par le COADS, toutefois le modèle compare également avec les contraintes de vents fournis par le modèle numérique régional de prévision météorologique COSMO-17, avec une résolution spatiale de $\frac{1}{16}^\circ$ et une résolution temporelle de 3 h, calculant la contrainte de vent avec le coefficient de traînée qui dépend de la vitesse du vent. Il permet de tenir compte de l'intensité maximale et la variance spatiale et temporelle du vent. Casella *et al.* (2011) met en évidence avec son modèle la présence de tourbillons anticycloniques intenses aux bords des côtes, à l'aide des paramètres de surélévation η de la surface libre, du paramètre d'Okubo-Weiss et de la visualisation de la remontée d'eau profonde avec une coupe méridienne de la vitesse verticale. Dans le cas de cette étude, un modèle climatologique CROCO est implémenté dans le bassin ligurien pour permettre de visualiser ces tourbillons anticycloniques, de la même manière que Casella *et al.* (2011), sur une période de 10 ans, avec les conditions initiales du WOA (World Ocean Atlas) de 2009, et des conditions de forçages du vent du COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) de 2005.

2 Matériels et Méthodes

Les tourbillons méso-échelles en mer de Ligure sont modélisés à l'aide de l'outil CROCO (Coastal and Regional Ocean COmmunity model). Ce nouveau système de modélisation océanique tridimensionnel régional est basé sur l'ancien système ROMS (Regional Ocean Modelling System), avec un affinage de la grille suivant la méthode AGRIF et inclut également le noyau non-hydrostatique de SYMPHONIE-NH et HYCOM pour les coordonnées verticales. Il permet de résoudre numériquement à des échelles très fines, en particulier au niveau des côtes, et de déterminer leurs interactions avec des échelles plus grandes.

2.1 Description des équations du modèle CROCO

Le système CROCO est basé sur une résolution numérique des équations primitives du mouvement de Navier-Stokes sur les composantes horizontales, de l'équation de continuité, des équations de conservation de chaleur et de la quantité de sel et de l'équation d'état de l'eau de mer d'après TEOS-10 (Thermodynamic Equation of Seawater 2010). Cependant, cette résolution est applicable seulement si des hypothèses et des approximations sont posées. La première hypothèse posée pour le modèle est celle de l'hypothèse d'incompressibilité de l'eau de mer, autrement dit, la masse volumique de l'eau de mer ne varie pas avec la pression. De plus, on émet également l'hypothèse hydrostatique, qui exprime l'équation correspondant à la composante verticale du mouvement réduit à un équilibre hydrostatique. L'hypothèse de Reynolds exprimant la fermeture Newtonienne de la turbulence, à laquelle il est établi dans les équations des termes de vitesses moyennes et des coefficients de viscosité turbulente. En matière d'approximation, le modèle CROCO néglige les contributions baroclines et de la pression de pesanteur, que l'on définit comme une approximation hydrostatique. La seconde approximation est celle de Boussinesq, qui attribue la masse volumique du fluide comme étant la résultante d'une contribution fixe, dite moyenne, et d'une petite fluctuation. Ainsi on obtient à partir des hypothèses et approximations les équations suivantes du mouvement (1) et (2) d'après la formulation de Navier et Stokes, l'équation de continuité (3), l'équation de conservation de chaleur (4) et de la quantité de sel (5), et pour finir l'équation d'état de l'eau de mer (6), d'après TEOS-10 :

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

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

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T = -\frac{\partial \overline{(T'u')}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{(T'v')}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{(T'w')}}{\partial z} + \frac{H_c}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} S = -\frac{\partial \overline{(S'u')}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{(S'v')}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{(S'w')}}{\partial z} \quad (5)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (\text{d'après TEOS-10}) \quad (6)$$

Les variables u , v et w expriment des composantes de la vitesse. La variable ρ_0 exprime la masse volumique moyenne et ρ la masse volumique. La pression est exprimée par p , la température par T et la salinité par S . Le flux solaire incident et la fraction de ce flux sont notés respectivement H_c et I . Le coefficient C_p exprime le coefficient de chaleur massique.

2.2 Paramètres du modèle : discrétisation, condition CFL (Courant-Friedrichs-Levy)

Pour la résolution numérique des équations de ce modèle, une discrétisation est faite sur l'horizontale par la grille horizontale d'Arakawa type C. Elle permet de calculer la vitesse u et v à chaque face de la maille et de calculer les variables au centre de la maille (Fig. 1a). Une discrétisation est également faite par une grille verticale, avec les coordonnées σ (Fig. 1b). Elle permet un affinage de la résolution verticale de la surface au fond marin, tout en conservant le nombre de niveau vertical constant, malgré la topographie variable de la zone d'étude.

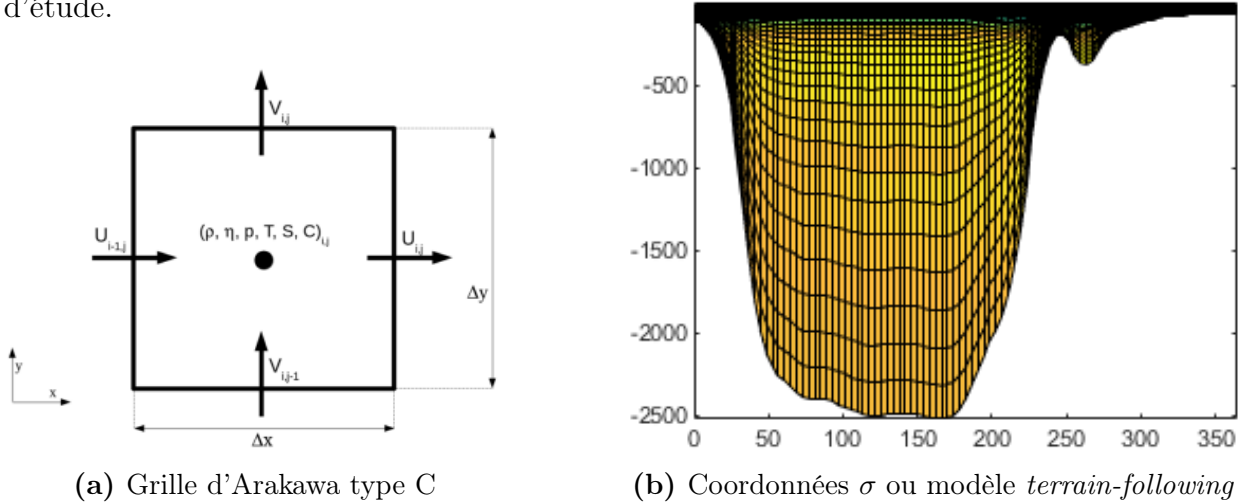


FIG. 1. Méthode maillage horizontal et vertical. **1a** - Grille d'Arakawa type C : masse volumique ρ , déformation de la surface libre η , pression p , température T , salinité S et concentrations de traceurs C au centre de la maille et vitesses u et v à chaque face de la maille. **1b** - Coordonnées σ sur 32 niveaux verticaux de la mer de Ligure.

Dans le cas de la discrétisation temporelle, le modèle se base sur le mode *time splitting*, afin d'obtenir une résolution numérique horizontale en 2D, associée aux processus rapides et aux conditions barotropes, et une résolution verticale en 3D, associée aux processus lents et aux conditions baroclines. Cependant, la différence de temps peut engendrer l'amplification d'erreurs dans le modèle pour chaque pas de temps. Ainsi, les conditions de stabilité de la discrétisation spatiale et temporelle sont données par le critère CFL (Courant Friedrichs-Levy). Dans le modèle tout processus ne doit se propager plus d'une maille à chaque pas de temps. Parmi les processus rapides, les ondes barotropes de gravité sont les ondes se propageant le plus rapidement dans le domaine océanique, avec une célérité de $c_0 = \sqrt{g \cdot h_{max}}$

(h_{max} représentant la profondeur maximale de bathymétrie). La description de ces ondes se fait sur une échelle de temps très faible par rapport aux autres processus, ce qui explique la nécessité d'appliquer un *time splitting*, avec la résolution des équations en mode externe pour des échelles de temps réduites (Δt_E) et en mode interne pour la résolution des équations pour les autres processus (Δt_I). Ainsi suivant la relation ci-dessus (7), on recherche le pas de temps maximum qui respecte la condition CFL.

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{c_0} \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2}} \quad (7)$$

2.3 Paramètres du modèle : définition des frontières, du maillage, des conditions initiales, forçages et calcul du pas de temps

La configuration du modèle est établie dans la région de la mer de Ligure, située entre 42.5°-44.5°N et 6.5-11.0°E, comme référencé dans le tableau ci-dessous (Tab.1). De plus, les frontières ouvertes sont définies également au niveau des bordures sud, ouest et est par la présence des côtes françaises et italiennes. Le maillage du modèle est de $dl = \frac{1}{20}$. Le nombre de niveaux verticaux est défini à 32 avec l'application des coordonnées σ . Ces paramètres de frontières ouvertes et de coordonnées sont rentrés dans le script *crocotools_param.m*, afin d'obtenir le nombre de mailles par rapport à chaque axe x et y (notés respectivement LLm et MMm), à l'aide du script *make_grid.m*. Ainsi le maillage résultant est constitué de LLm = 89, MMm = 55 et N = 32.

TAB. 1. Configuration des caractéristiques spatiales de la mer de Ligure pour le modèle : LLm pour le nombre de maille dans l'axe x ; MMm pour le nombre de mailles dans l'axe y ; Dx et Dy représente la taille des mailles horizontales.

Long min	Long max	Lat min	Lat max	Frontières ouvertes	Résolution maillage
6.5°E	11.0°E	42.5°N	44.5°N	Sud, Est et Ouest	$dl = \frac{1}{20}^\circ$
LLm	MMm	Dx_{min} (km)	Dx_{max} (km)	Dy_{min} (km)	Dy_{max} (km)
89	55	3.9612	4.0968	3.9648	4.0956

Suite à la configuration des paramètres du modèle, les conditions initiales et de forçages sont fournis respectivement par des données climatologiques du WOA de 2009, couvrant une période de 1955 à 2009, et du COADS de 2005, couvrant une période de 1784 à 2004. Le jeu de données TOPO fournit des informations sur la topographie. Ils sont issus de données *in situ* moyennées et interpolées pour fournir une carte climatologique à l'échelle mondiale. Le COADS contient le flux de surface global et la climatologie du stress du vent avec une résolution spatiale de $\frac{1}{2}^\circ$ et temporelle tous les mois. Dans ce modèle les forçages, les conditions limites et aux frontières sont initiés par les scripts *make_clim.m* et *make_forcing.m* sur MATLAB et permettent de charger les forçages du vent, les flux de chaleur latentes et sensibles à la surface, la salinité et la température sur l'horizontale et la vertical moyennés sur l'ensemble des périodes des jeux de données.

TAB. 2. Calcul de la temporalité du modèle par le script *ad_cfl.m* : pas de temps externe Δt_E (critère CFL) et interne Δt_I ; NTIMES représente le nombre d'itération réalisé chaque mois de simulation ; NTDFAST représente le nombre de pas rapide dans le pas de temps lents (*time splitting*) ; AVG exprime la résolution temporelle moyennée tous les 3 jours.

NTIMES	NTDFAST	Δt_E (s)	Δt_I ($NTDFAST \times \Delta t_E$) (s)	AVG (jours)
7200	60	6	$60 \times 6 = 360$	3

2.4 Diagnostic de stabilité du modèle

Après simulation sur une durée totale de 10 ans, il est nécessaire de vérifier la stabilité du modèle. Autrement dit, le modèle simulé doit vérifier la conservation de la masse, de l'énergie, de chaleur et de sel. D'après la simulation suivante (Fig. 2), on remarque un temps de stabilisation de 1 à 2 ans, avant laquelle les variables oscillent autour d'une valeur moyenne de manière périodique au cours des 10 années. Ce temps d'adaptation du modèle s'appelle le *spin up*. La durée de ce spin up signifie la durée d'équilibrage des variables diagnostiques, correspondant au temps que le modèle s'affranchit des conditions initiales. Dans le modèle, les conditions initiales suivent une méthode dynamique, à partir duquel on définit une profondeur de référence de 1000 m, où en deçà, on considère qu'il n'y a plus de mouvements. Ainsi, le modèle ne se stabilise donc pas directement, le temps d'adaptation permet au modèle de retirer progressivement cette contrainte initiale. Ainsi, la variation saisonnière de l'année 6 est donc étudiée dans la suite de l'analyse du modèle.

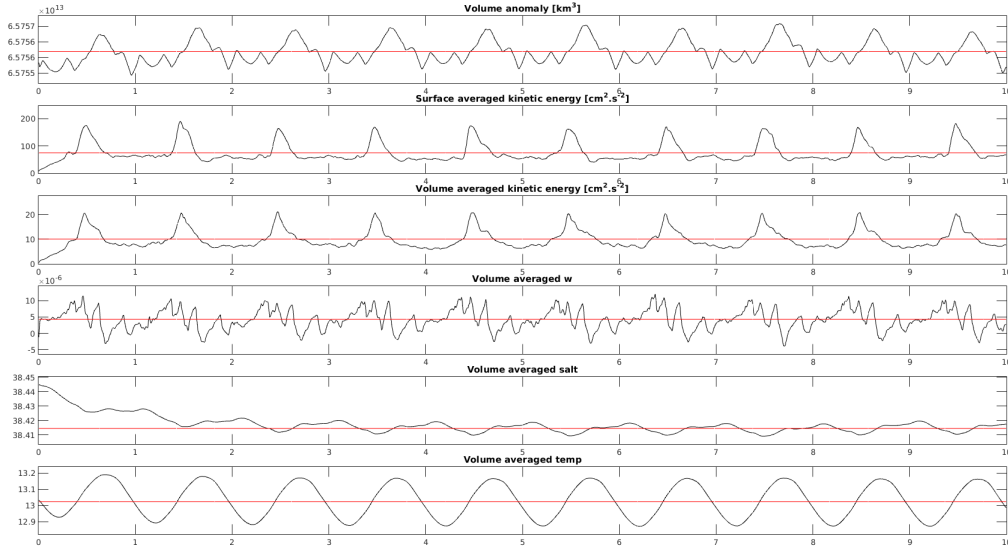


FIG. 2. Diagnostic de la stabilité de la simulation sur une période de 10 ans : la valeur moyenne est représenté par la ligne rouge pour chaque variable

3 Résultats et Discussions

3.1 Variation de la surface de la mer SSH au niveau des tourbillons

Les tourbillons méso-échelles anticycloniques en mer de Ligure sont mis en évidence à partir de la surélévation du niveau de l'eau (SSH). La figure ci-dessous (Fig. 3) représentent deux exemples en fin de période printanière et pendant l'automne. On remarque ainsi les propriétés tourbillonnaires anticycloniques, qui se révèlent par une surélévation du niveau de la mer en son coeur. Ils ont des diamètres très variables en fonction du temps, de l'ordre de 20-30 km en moyenne. De plus, ces structures sont plus abondantes pendant la période automnale et hivernale et situées plus proche des côtes. Ils suivent un schéma de trajectoire bien particulier en s'approchant des côtes, ce qui favorise des upwellings côtiers et donc un apport en nutriments pour la fertilisation de la couche euphotique. Cependant, cette surélévation est relativement faible, de l'ordre de 1 à 2 cm, ce qui démontre une vorticité peu intense. Le niveau de la mer aux abords de la côte est légèrement surélevé, causé par la circulation du courant Liguro-Provençal-Catalan, induisant des downwelling côtiers. En l'absence de tourbillons, ce sont les conditions de downwelling qui prédominent, avec pour résultat un faible apport en nutriments dans les eaux côtières.

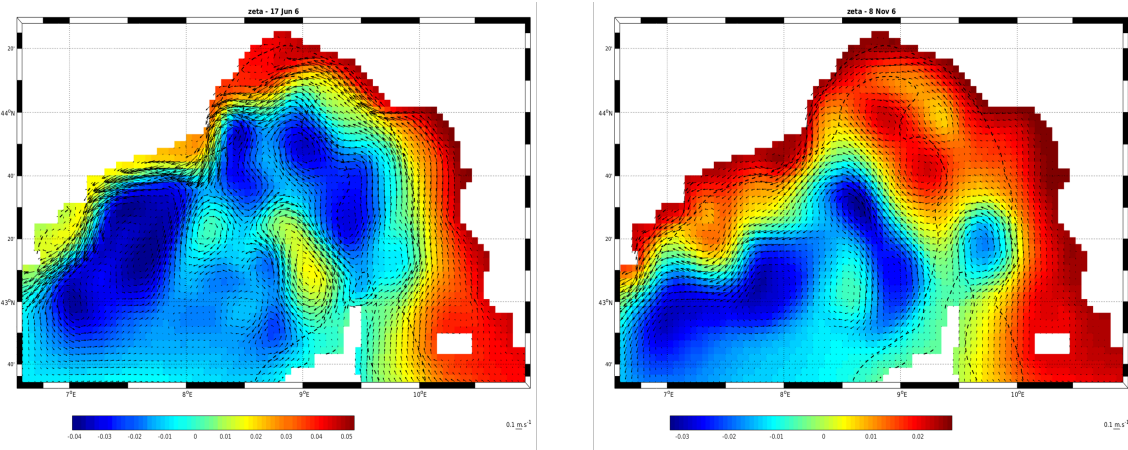


FIG. 3. Variation du niveau de la mer SSH (m) : 17 jun-06 (gauche) et 8 nov-06 (droite) . Le vecteur indique le sens du courant à une profondeur de 10 m.

Dans le cas du modèle de Casella *et al.* (2011), deux simulations sont comparées, avec COADS et COSMO-17 en conditions de forçages du vents. La simulation avec le COADS est significativement conforme pour les deux modèles (Fig. 3 et 4). La sur  levation due aux tourbillons anticycloniques est relativement faible. Cependant, la simulation avec les conditions COSMO-17, est caractérisée par la présence d'intenses tourbillons de méso-échelles, avec d'importantes sur  levations. Casella *et al.* (2011) met en évidence l'émergence de tourbillons anticycloniques côtiers qui se déplacent lentement avec le courant de la mer Ligure, pendant la période automnale. La haute résolution temporelle permet d'estimer significativement la durée de vie de ces tourbillons avec la distance parcourue. Il observe un déplacement lent, qui s'explique par la contrainte du courant nord et la ligne de côte. Dans le modèle CROCO, il est difficile de suivre précisément la trajectoire et d'estimer la durée de vie d'un tourbillon, qui s'explique par une résolution temporelle faible, moyennée sur 3 jours.

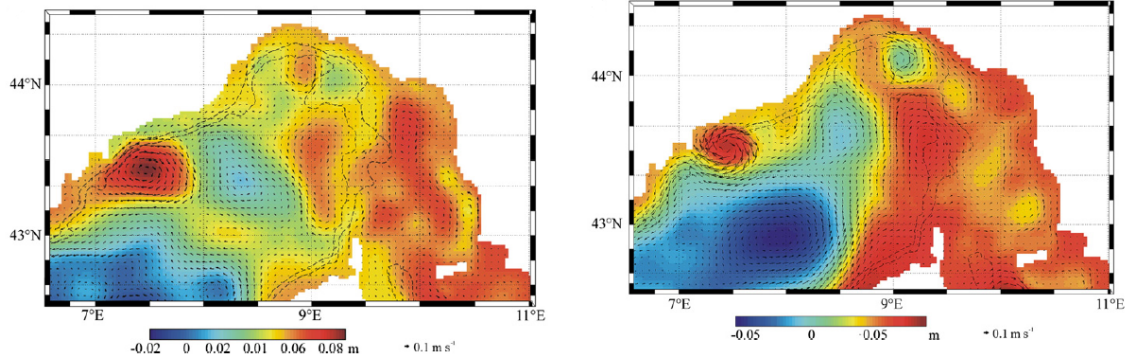


FIG. 4. Variation du niveau de la mer SSH (m) : 16 nov (droite) et 18 juin (gauche) de la simulation avec COSMO-17 (Casella *et al.*, 2011). Le vecteur indique le sens du courant à une profondeur de 10 m.

3.2 Paramètres d'Okubo-Weiss : cisaillement du courant et vorticité relative

Pour mieux identifier la structure tourbillonnaire anticyclonique dans le bassin ligurien, nous utilisons le paramètre d'Okubo-Weiss, noté W , qui dépend du temps et de l'espace 2D horizontale. D'après Weiss (1991), dans le cas d'un écoulement horizontal non divergent dans l'océan, le paramètre W s'écrit :

$$W = s^2 - \xi^2 \quad (8)$$

$$s^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 \quad (8.1)$$

$$\xi^2 = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 \quad (8.2)$$

La variable s^2 est le carré de la déformation horizontale totale. De plus, la variable ξ^2 représente le carré de la vorticité relative du mouvement horizontal. Ce paramètre d'Okubo-Weiss permet d'identifier la présence de tourbillons, lorsque la vorticité relative ξ^2 prédomine avec $W \ll 0$. La visualisation de ce paramètre en mer de Ligurie, s'accompagne des vecteurs de vitesse du courant pour identifier la nature tourbillonnaire.

D'après la figure 5, les zones en bleu correspondent aux valeurs négatives de W , c'est-à-dire au cœur des tourbillons, où la vorticité relative prédomine. Il est possible de confirmer les observations faites à partir du niveau de la mer des figures précédentes (Fig. 3), à laquelle en période automnale et hivernale, les tourbillons méso-échelles sont plus fréquents et intenses que la période printanière et estivale. De plus, on remarque une abondance de structure tourbillonnaire anticyclonique proche des côtes à cette période. En parallèle, la quasi-absence de tourbillon anticyclonique côtier en période printanière et estivale, démontre une vorticité relative négligeable (zone en rouge), avec l'intense circulation du courant nord. Le Liguro-Provençal-Catalan n'est pas impacté par des structures méso-échelles anticycloniques. En revanche, ces tourbillons sont repérés à l'aide de ce paramètre W au milieu du bassin Ligurien.

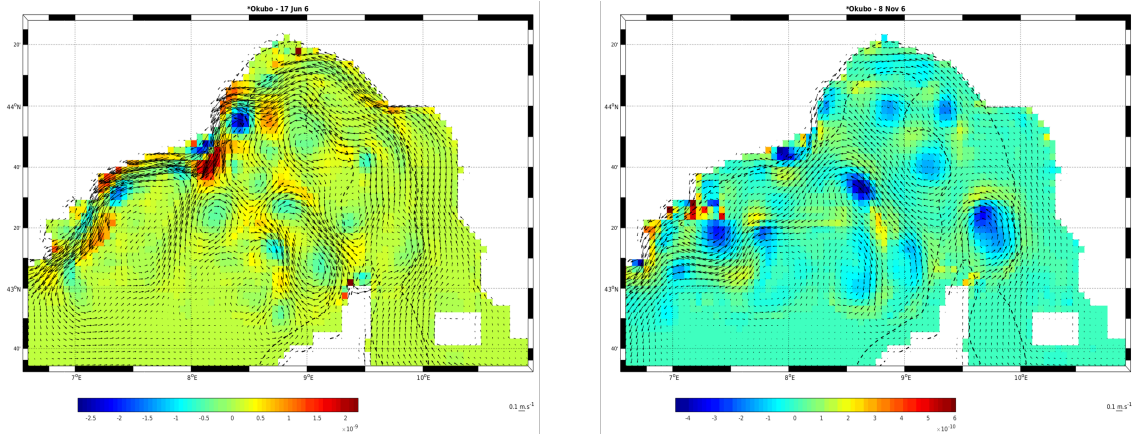


FIG. 5. Variation saisonnière du paramètre d'Okubo-Weiss W (s^{-2}) dans le suivi des tourbillons méso-échelles : simulation climatologique du 17 jun-06 (à gauche) et du 8 nov-06 (à droite).

Avec des conditions de forçage du vent du modèle COSMO-17, qui sont plus fortes et plus variables, les structures de méso-échelles sont générées par le modèle LS-ROMS, décrivant un schéma tourbillonnaire intense dans la zone côtière (Fig. 6), contrairement aux contraintes de vent fourni par COADS (Fig. 5). Cette précision dans l'identification des tourbillons avec ce paramètre d'Okubo-Weiss permet de suivre significativement leur dynamique, ce qui est difficile avec le modèle CROCO ici. D'après le modèle de Casella *et al.* (2011), les tourbillons côtiers sont beaucoup plus abondants en période automnale et hivernale. Comme dit précédemment, leur modèle tient compte des données MFS de 2006, auquel il compare leur simulation avec des images satellites de la température de surface (SST) et de la hauteur d'eau (SSH) à cette période, à laquelle il y a une correspondance entre les deux. Dans le cas ici, les conditions initiales sont données à partir de la WOA, à laquelle c'est une année climatologique moyennée sur l'intervalle de 1955 à 2009. Il est donc impossible de trouver directement une analogie entre les données simulées avec des images satellites.

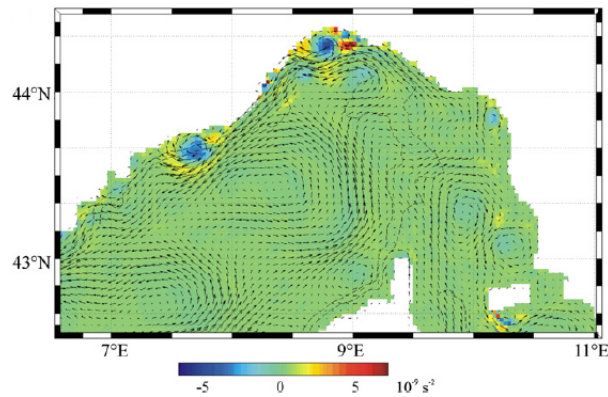


FIG. 6. Distribution du paramètre d'Okubo-Weiss (s^{-2}) : 16 nov de la simulation avec COSMO-17 (Casella *et al.*, 2011) à une profondeur de 10 m ; les vecteurs indiquent le sens des courants à la même profondeur.

3.3 Étude de la vitesse verticale au niveau des tourbillons anticycloniques

Les structures tourbillonnaires anticycloniques, aux abords des côtes, provoquent un déficit d'eau au niveau de leur périphérie. Afin de mieux caractériser le rôle important de ces tourbillons côtiers dans les écosystèmes marins de la mer de Ligure, on se focalise plus significativement sur une variation de la vitesse verticale w à travers une coupe méridienne de cette structure tourbillonnaire. Ce paramètre w permet de définir, par rapport au référentiel de l'axe z , les mouvements ascendants d'upwellings (signe positif) et descendants de downwellings (signe négatif) de masse d'eau. La figure 7, montre la coupe méridienne de la vitesse verticale du tourbillon anticyclonique de la côte niçoise, durant la période automnale et hivernale du 8 nov. Ainsi, du côté côtier du vortex anticyclonique, la vitesse verticale positive est associée à la remontée d'eau. Au coeur du tourbillon, la vitesse verticale est quant à elle négative, en direction du fond. Les remontées d'eaux au niveau de la côte permettent d'apporter significativement un flux de nutriments des eaux profondes dans les couches superficielles euphotiques.

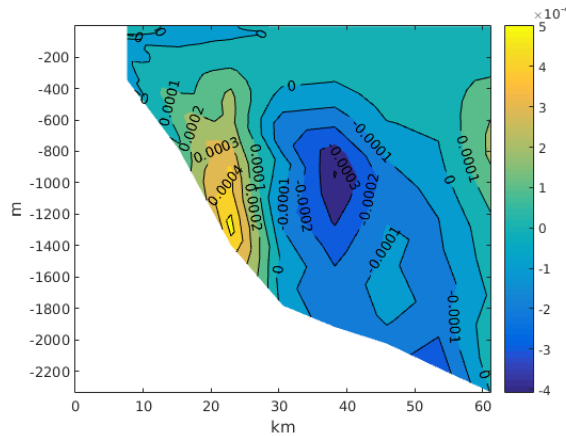


FIG. 7. Coupe méridienne de la composante verticale de la vitesse w ($10^{-4} m.s^{-1}$) au niveau des tourbillons anticycloniques de méso-échelles au sud de Nice le 8 nov-06.

Les deux modèles présentent une différence significative sur l'intensité de cette vitesse verticale. En effet, le modèle LS-ROMS avec les conditions COSMO-17 met en évidence de fortes vitesses verticales ascendantes au niveau de la côte et descendantes du côté de la haute mer, de l'ordre de 0.1 à $0.2 \cdot 10^{-4} m.s^{-1}$ (Fig. 8), comparé au modèle CROCO avec de faibles vitesses, de l'ordre de 0.0001 à $0.0004 \cdot 10^{-4} m.s^{-1}$ (Fig. 7).

De plus, Casella *et al.* (2011) utilise une plus haute résolution avec le *child grid* qui permet de visualiser plus précisément cet upwelling côtier. Ces importantes remontées d'eau entraînent un apport élevé en sels nutritifs dans la couche euphotique du côté de la côte, ce qui est sous-évalué avec les conditions COADS. Le schéma complexe de remontées et plongées de masses d'eau a tendance à se déplacer avec le tourbillon. Casella *et al.* (2011) démontre également avec son modèle que la vitesse verticale, induit par le tourbillon, dépend de la topographie, avec des remontées situées plus au nord-est et les eaux descendantes sont situées au sud-ouest du vortex.

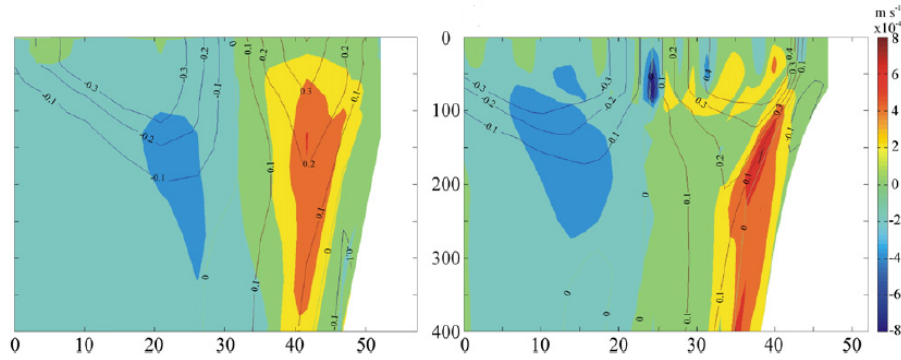


FIG. 8. Coupe méridienne de la composante verticale de la vitesse w (10^{-4} m.s^{-1}) au niveau des tourbillons anticycloniques de méso-échelles (Casella *et al.*, 2011) à une longitude de 7.49°E et latitude entre 43.31° et 43.79°N : à droite *parent grid* de 3 km ; à gauche *child grid* de 1 km intégré dans le *parent grid*.

4 Conclusion

La modélisation des structures tourbillonnaires de méso-échelles en mer de Ligure a été faite par l'outil puissant de modélisation numérique CROCO. Il permet de résoudre numériquement à des échelles très fines, en particulier dans les zones côtières, et de déterminer à des échelles plus importantes. Ce modèle est défini par une résolution spatiale horizontale de $\frac{1}{20}^\circ$ et verticale de 32 niveaux. Il a également pour caractéristique une résolution temporelle moyennée tous les 3 jours. Les conditions initiales sont apportées par la WOA, moyennant les données de température, salinité, vitesse pendant la période de 1955 à 2009. De plus, les conditions de forçages sont fournies par le COADS, moyennant les données du forçage du vent, du flux de chaleur latente et sensible à la surface, pendant la période de 1784 à 2004. Ainsi, il a été possible de mettre en évidence des tourbillons anticycloniques côtiers de méso-échelles en mer de Ligure avec une visualisation du phénomène d'upwelling côtier. Toutefois, les résultats indiquent l'importance et nécessité d'adopter une haute résolution spatiale et temporelle, à la fois dans le modèle de simulation, mais également dans le forçage de surface. Ainsi, le modèle CROCO peut être amélioré par l'application d'un autre modèle de forçage, tel que celui utilisé par le modèle LS-ROMS de Casella *et al.* (2011) avec COSMO-17, prenant compte de la variabilité importante des contraintes du vent. Ceci permettrait donc d'augmenter la résolution dans l'identification et l'analyse des structures tourbillonnaires.

Bibliographie

- 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.
- MILLOT, C. (1991). Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western mediterranean. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15(3-5):179–214.
- MOLCARD, A., PINARDI, N., ISKANDARANI, M. et HAIDVOGEL, D. (2002). Wind driven general circulation of the mediterranean sea simulated with a spectral element ocean model. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 35(2):97–130.
- SANSON, L. Z. et PROVENZALE, A. (2009). The effects of abrupt topography on plankton dynamics. *Theoretical population biology*, 76(4):258–267.
- WEISS, J. (1991). The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics. *Physica D : Nonlinear Phenomena*, 48(2-3):273–294.