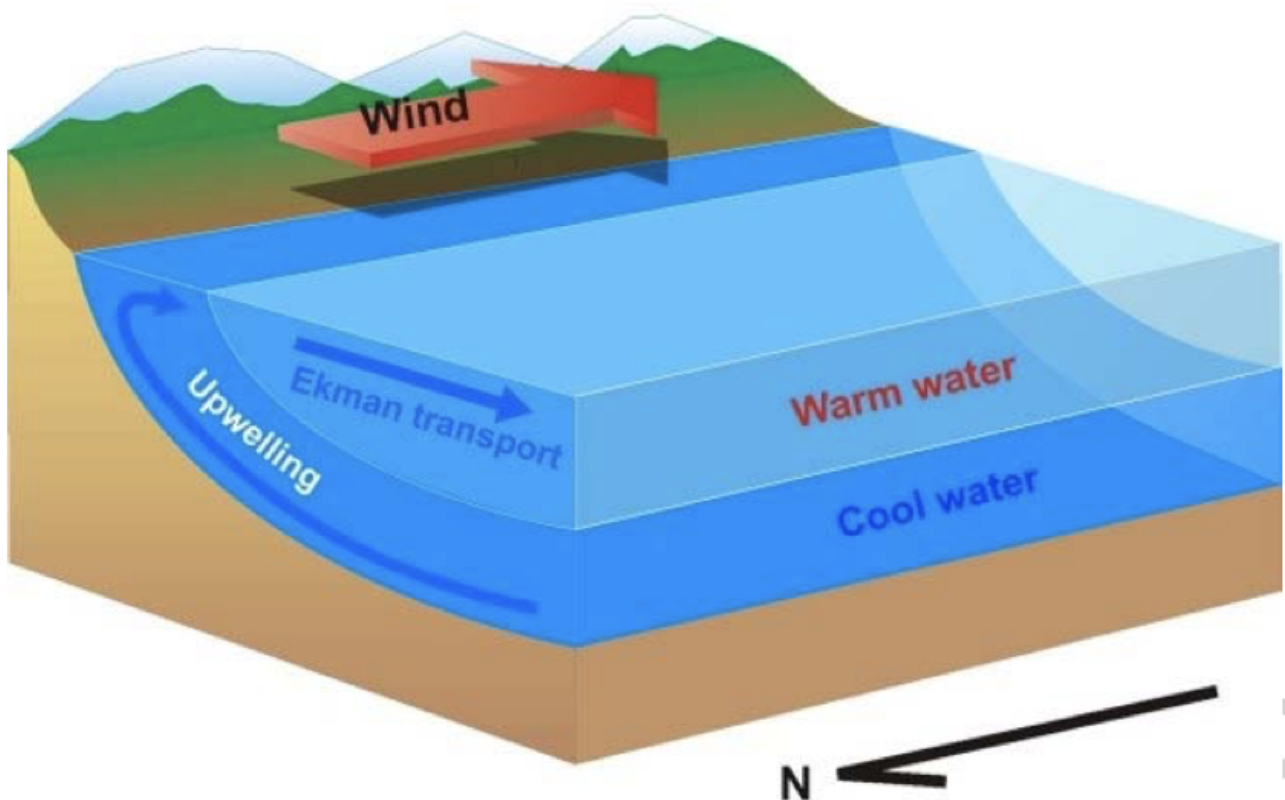


Modélisation hauturière

L'upwelling portugais



Étudiant :
Lilian BALD

Professeur :
M. Jonathan GULA

Table des matières

1	Introduction	2
2	Démarche et paramétrisation du modèle	3
3	Résultats de la simulation	4
3.1	Énergies cinétiques	4
3.1.1	Énergie cinétique intégrée sur l'ensemble du domaine	4
3.1.2	Eddy kinetic energy (EKE) moyennée sur un an de simulation	4
3.2	Vorticité relative	6
3.2.1	En surface	6
3.2.2	À $z = 400m$	7
3.3	Température à $z = 400m$	8
3.4	Courants	9
3.4.1	En surface	9
3.4.2	Sections verticales	10
3.5	SSH	11
4	Conclusion	12

1 Introduction

La côte portugaise présente une bathymétrie particulière, avec un plancher océanique qui atteint de façon abrupte une profondeur de 5000m. La climatologie de cette côte impose des vents dominants de Nord [1] qui permettent, via transport et pompage d'Ekman, la venue d'un upwelling.

Cet upwelling est remarquable : d'une part pour ses conséquences environnementales : baisse importante de la température de l'eau en surface (notamment en été) et augmentation du taux de chlorophylle, montrant le développement du phytoplancton dans la zone dû à la remontée d'eaux riches en nutriments, et d'autre part pour ses conséquences économiques : les pêcheurs portugais sont particulièrement dépendants de ce phénomène.

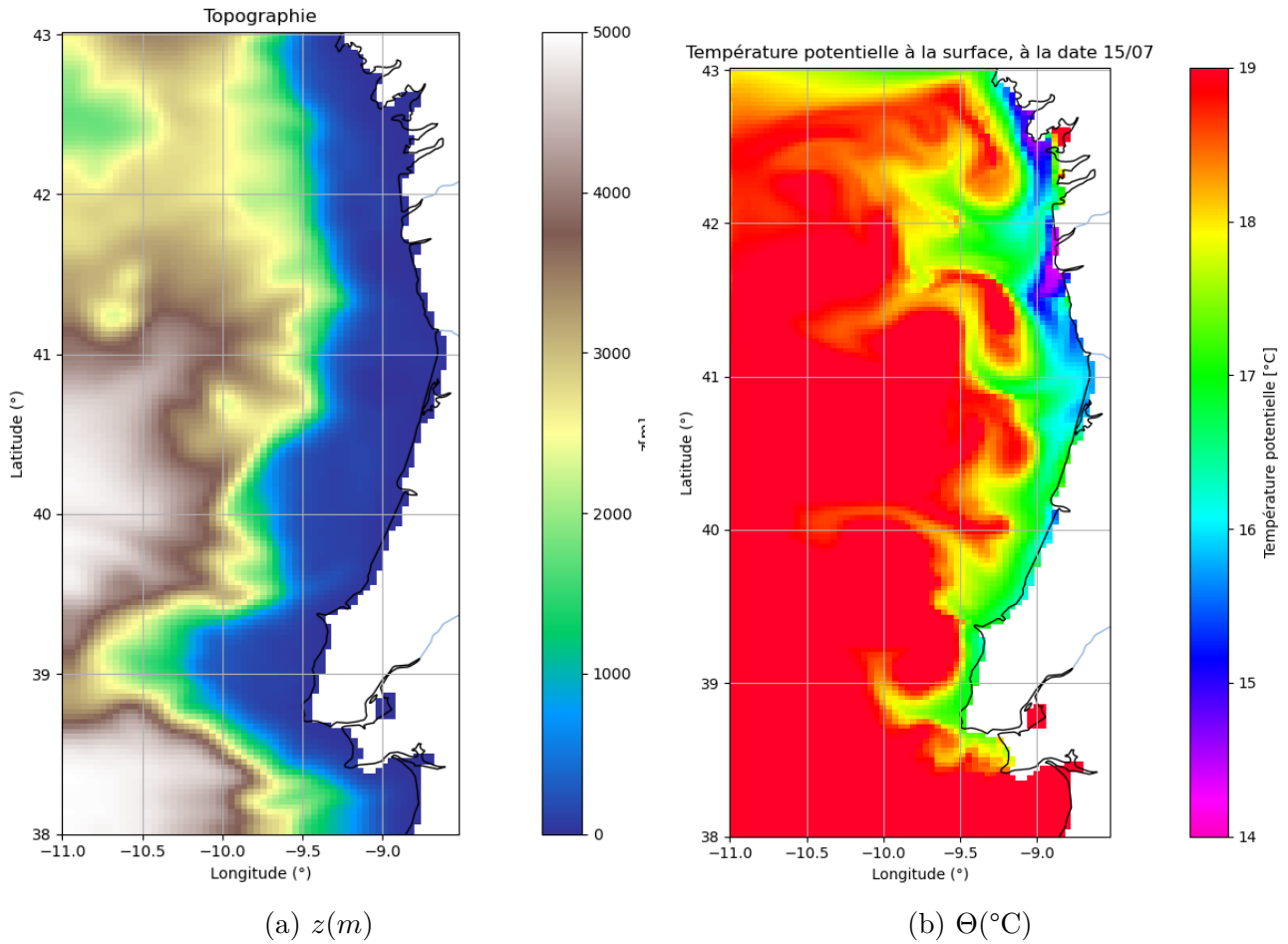


FIGURE 1 – Topographie de la zone choisie (résolution horizontale de $3.4km$) et première modélisation CROCO : température potentielle à $5m$ sous la surface. La température ici modélisée pour un 15 juillet montre des valeurs particulièrement faibles sur la côte (14 à $15^{\circ}C$ seulement), preuve de l'existence de l'upwelling. Il est d'ailleurs également possible de voir les filaments de l'upwelling qui transportent les eaux froides et riches en nutriments vers le large.

J'ai choisi d'étudier cette zone, d'une part pour les caractéristiques étudiées précédemment, et d'autre part car c'est un pays que j'apprécie beaucoup après un stage réalisé sur place.

Tout au long du rapport, une bibliographie sera utilisée pour étudier la vraisemblance du modèle.

2 Démarche et paramétrisation du modèle

La paramétrisation du modèle débute par le choix de la résolution spatiale et du pas de temps du modèle. En effet, une erreur ici ne permettrait pas de respecter le critère de stabilité numérique des ondes internes et donc induirait la divergence du modèle, ou encore un temps de traitement beaucoup trop long car la simulation doit couvrir un an et demi.

Pour commencer, je choisis l'étendue spatiale du domaine, à savoir la côte portugaise, grossomodo de Vigo (en Galice espagnole) à Lisbonne. Pour la largeur du domaine, il est souhaitable de voir la côte, mais aussi l'influence de la pente du plancher océanique. Enfin, pour observer les détails de l'upwelling, une résolution spatiale de l'ordre de quelques kilomètres est nécessaire.

Finalement, nous prenons :

- Latitude minimale : 38°N
- Latitude maximale : 43°N
- Longitude minimale : 11°W
- Longitude maximale : 8.5°W
- Résolution spatiale : $\frac{1}{25}^\circ$

Ce domaine présente ainsi une profondeur $h_{max} = 4986m \approx 5000m$. Pour éviter que le programme s'éternise, je choisis une discrétisation verticale en 15 couches.

La résolution horizontale choisie, minimale, est $\delta x = 3.25km$ (données par le programme matlab). Ainsi, le critère de stabilité barocline donne un pas de temps maximal à utiliser $\delta t_{bc,max} = \frac{\alpha \delta x}{U_{max}}$, où $\alpha = 0.89$ et $U_{max} = 5m/s$ pour prendre large, i.e. $\delta t_{bc,max} = 578.5s$. Je prends ainsi $\boxed{\delta t_{bc} = 500s}$ par sécurité. Le programme va donc faire les calculs 93312 fois pour un an et demi de simulation.

Enfin, la stabilité barotrope induit un pas de temps barotrope défini tel que :

$$\delta t_{bt} = \frac{\delta t_{bc}}{N_{DTFAST}} = \frac{\alpha}{\sqrt{gh_{max}}} \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2}}}$$

En prenant $\delta x_{min} = \delta y_{min}$ pour simplifier (hypothèse confirmée par le programme Python a posteriori), je peux prendre $N_{DTFAST} = 60$. Enfin, je choisis de faire un moyennage tous les 1 jour, en considérant que le stockage de ces données pourra se faire sans encombre.

Pour ce qui est du paramètre physique de Coriolis, j'utilise l'approximation du plan beta avec $\beta = 2.10^{-11}m^{-1}$.

La coordonnée verticale utilisée est la coordonnée σ , appréciable avec du relief sous-marin important.

Ces paramètres étant mis en entrée, le programme *croco.in* peut être lancé après compilation. Dans mon cas, le programme a tourné pendant près de 4 heures, et ce, en utilisant 8 coeurs, soit environ 32 heures CPU.

3 Résultats de la simulation

La simulation produit le fichier *croco - his.nc*, de taille $2.5Go$, qui renvoie les valeurs de nombreuses variables pour chaque jour de simulation. L'idée de cette partie est d'en présenter quelques unes, de les interpréter et éventuellement les comparer avec la réalité.

3.1 Énergies cinétiques

3.1.1 Énergie cinétique intégrée sur l'ensemble du domaine

L'énergie cinétique se calcule, puis est approximée numériquement de la manière suivante, pour un jour quelconque :

$$EK = \iint_{S_D} u(x, y)^2 + v(x, y)^2 dx dy \approx \sum_{i=0, j=0}^n (u_{i,j}^2 + v_{i,j}^2) \delta x_i \delta y_j$$

De cette formule est obtenue la figure 2.

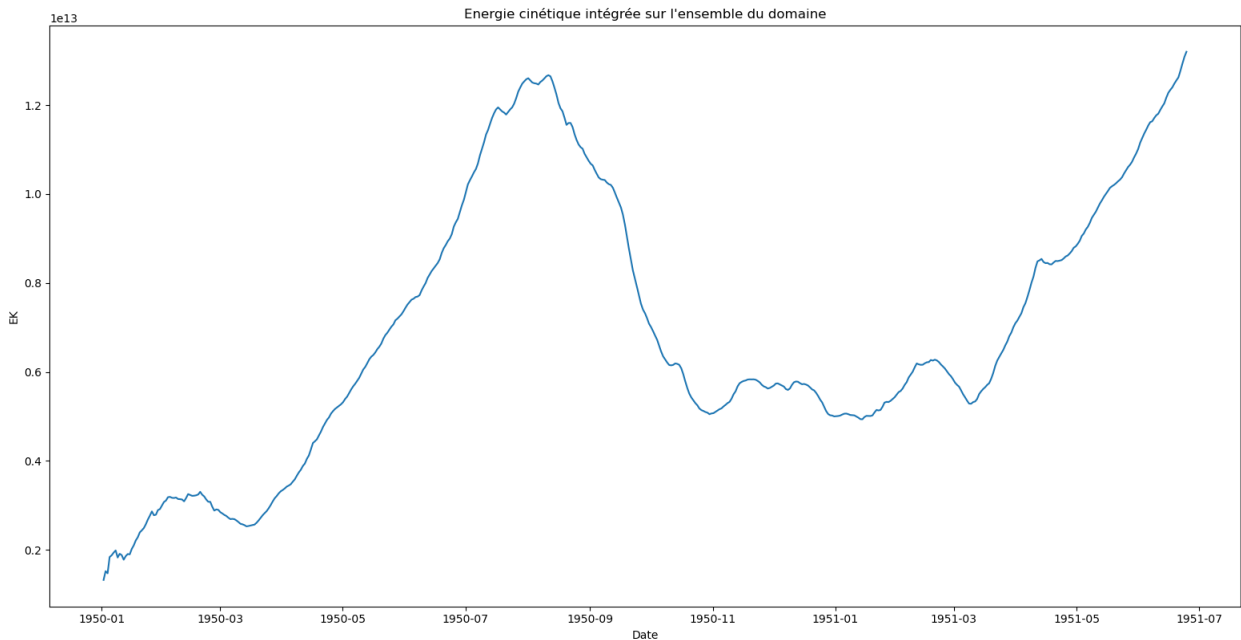


FIGURE 2 – Évolution de l'énergie cinétique intégrée sur le domaine

Les valeurs d'EK obtenues sont extrêmement élevées du fait du calcul utilisé. Si nous nous attardons sur les variations d'EK, on constate un pic en été, traduisant une augmentation du module des courants horizontaux en cette saison avant une baisse sensible en automne et hiver.

3.1.2 Eddy kinetic energy (EKE) moyennée sur un an de simulation

L'EKE peut être calculée aisément avec la formule suivante, point aux coordonnées (i, j) .

$$EKE = \frac{u_{i,j}^2 + v_{i,j}^2}{2} - \frac{\overline{u_{i,j}}^2 + \overline{v_{i,j}}^2}{2}$$

où les variables surmontées d'une barre sont les valeurs moyennées sur le temps.

En terme de carte :

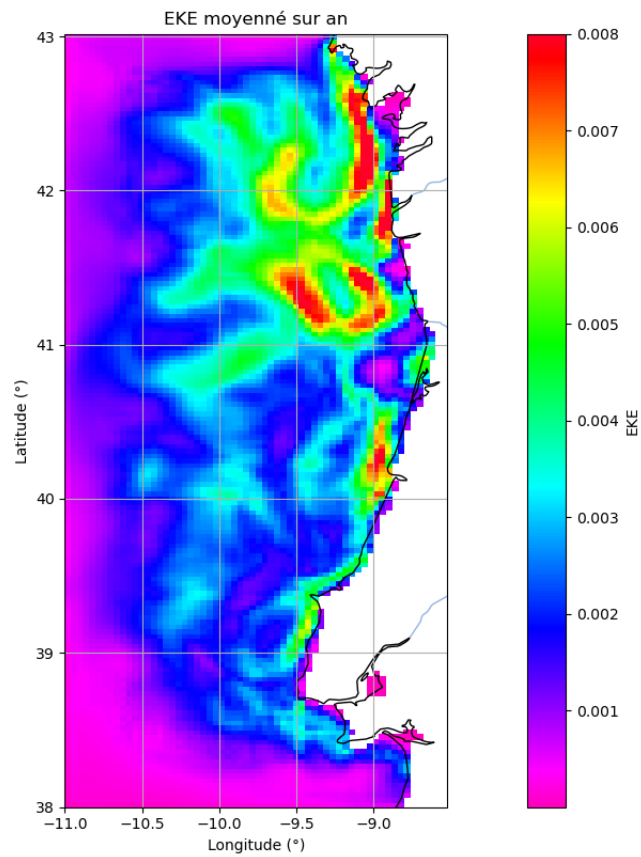


FIGURE 3 – EKE moyennée sur un an de simulation

Ici, l'effet d'éponge est problématique sur les bords du domaine, donc nous ne pouvons rien en déduire dans ces zones. En revanche, l'EKE est particulièrement élevée dans certaines zones (en jaune ou rouge sur la carte). Nous pourrions corrélérer cela aux résultats de la partie 3.4.

3.2 Vorticité relative

La vorticité relative s'écrit comme suit :

$$\zeta_r = \frac{\zeta}{f} = \frac{\partial_x v - \partial_y u}{f}$$

Et donc numériquement, en un point de coordonnées (i, j) :

$$\zeta_{r_{i,j}} \approx \frac{(v_{i+1,j} - v_{i,j}) - (u_{i,j+1} - u_{i,j})}{f_{i,j}}$$

3.2.1 En surface

En surface, le modèle renvoie les figures suivantes :

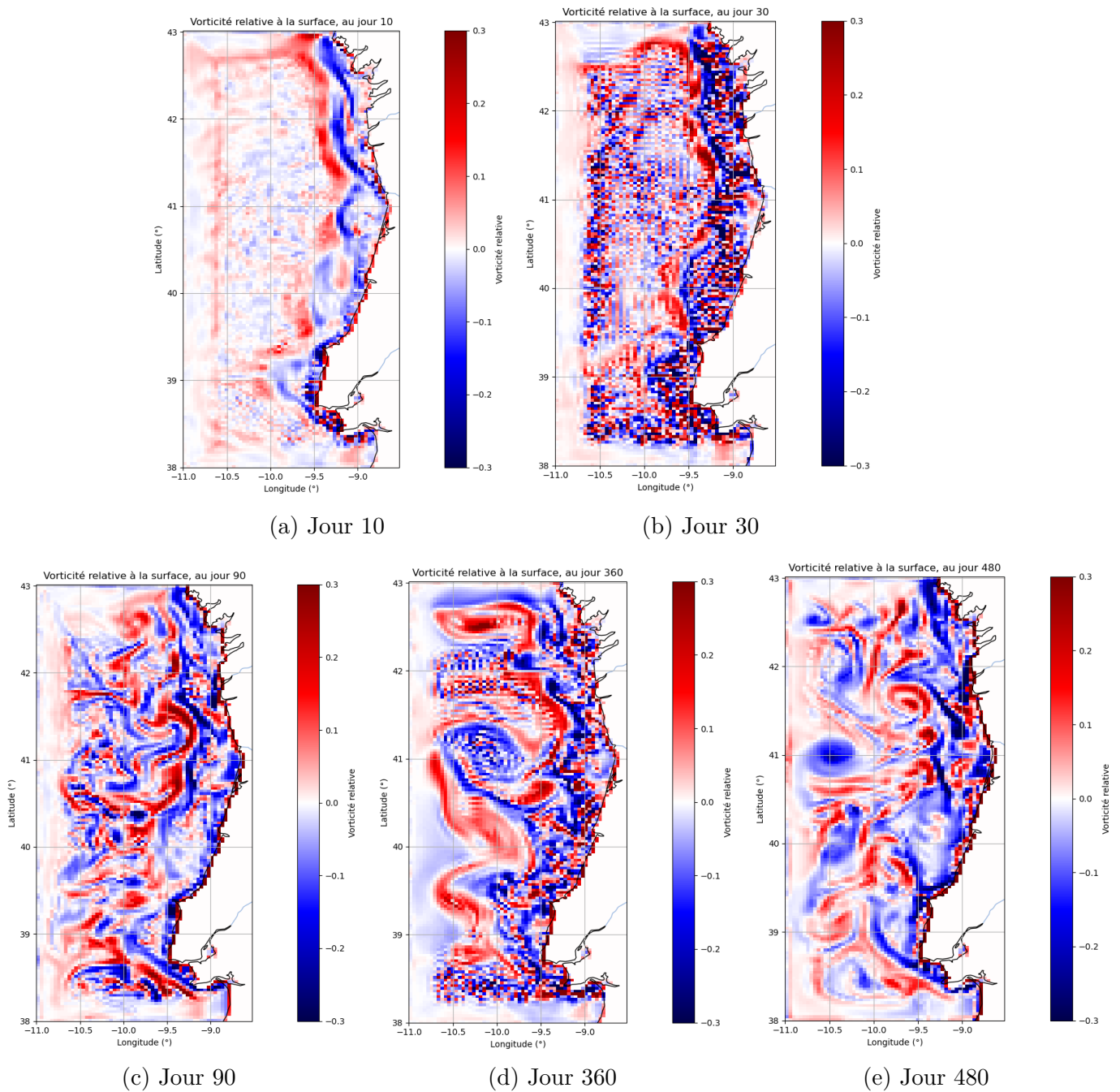


FIGURE 4 – Vorticité relative en surface

On observe l'apparition rapide de petits tourbillons. Le modèle met quelques jours à mettre en mouvement les masses d'eaux : au jour 10 il n'y a pas encore beaucoup de turbulences. En revanche, au jour 30, de micro-tourbillons se forment sur l'ensemble du domaine, avec une intensité plus forte près de la côte. Ces tourbillons semblent ensuite créer des structures plus grandes, comme celles observables à la latitude 41°N aux jours 360 et 480. Les structures tourbillonnaires les plus larges semblent se former où la bathymétrie est plus grande (cf figure 1). Globalement, nous pouvons supposer qu'il y a un phénomène de cascade inverse entre le jour 30 et le jour 90 : les petites structures turbulentes fusionnent pour en former des plus grandes.

3.2.2 À $z = 400m$

De même que précédemment, à 400m de profondeur :

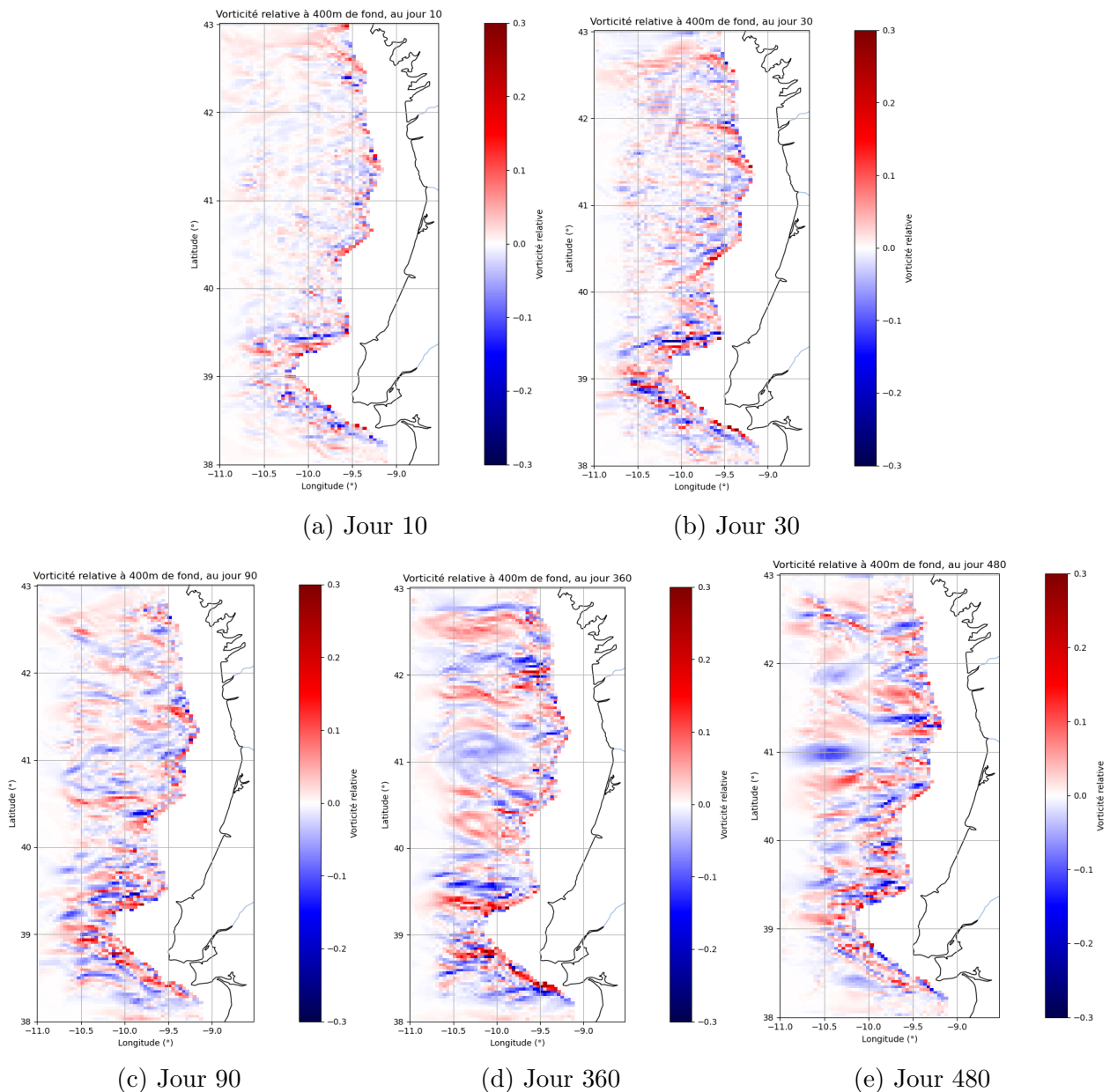


FIGURE 5 – Vorticité relative à 400m de profondeur

À 400m de fond, la vorticité est moindre qu'en surface, mais la signature des gros tourbillons visibles en figure 4 est toujours présente, en particulier celui à la latitude 41°N. Des mouvements d'eau importants, et ce, sur des colonnes d'eau de plusieurs centaines de mètres, ont lieu dans cette zone.

3.3 Température à $z = 400m$

La température potentielle est un bon indicateur du transport, convectif ou non, des masses d'eaux.

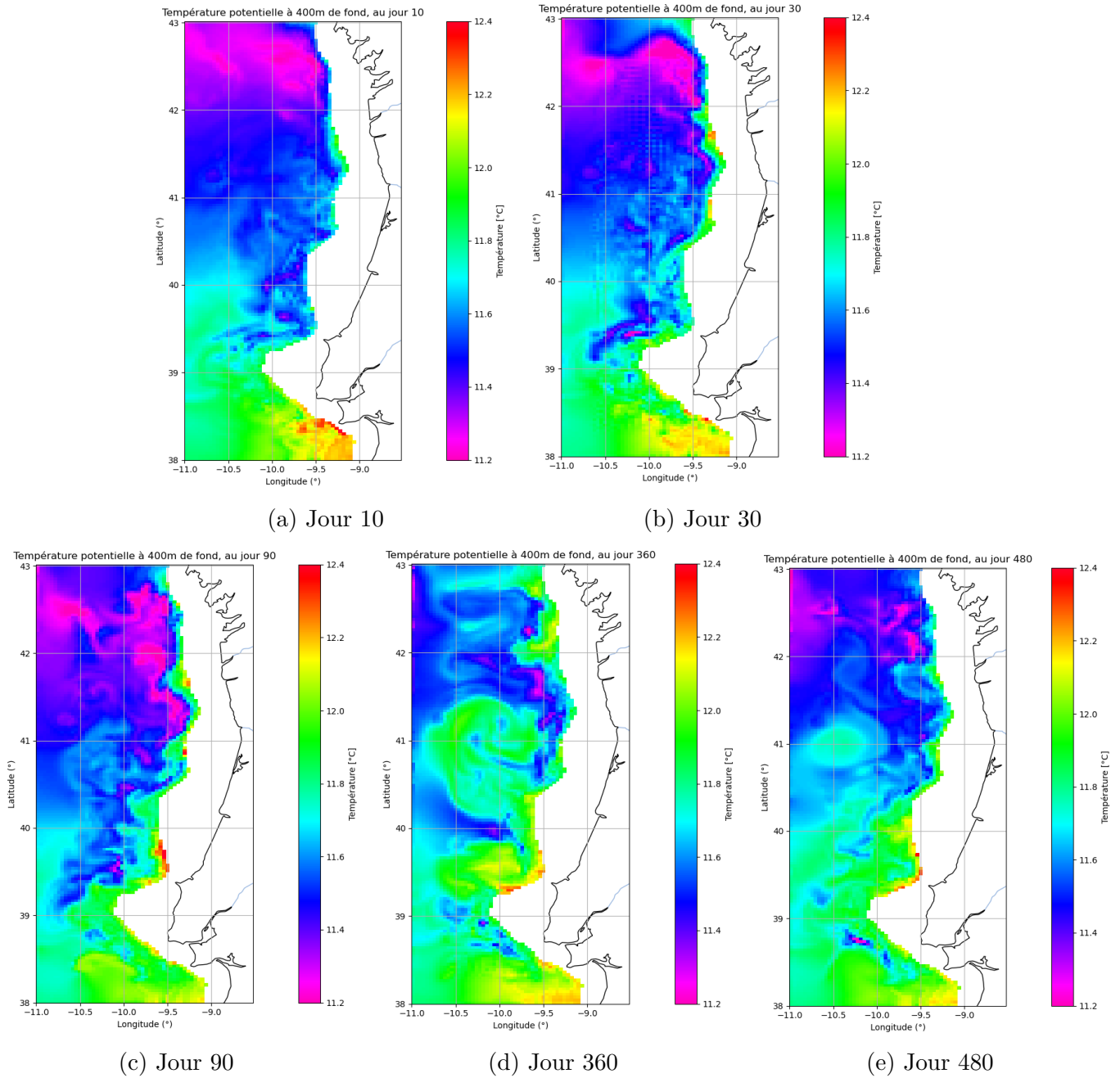


FIGURE 6 – Température potentielle à 400m de profondeur

Les cartes de températures à 400m de fond révèlent un mouvement des eaux méridionales vers le nord, notamment au jour 360, équivalent d'une fin décembre. La présence d'un tourbillon d'eaux plus chaudes à la latitude 41°N, toujours visible au jour 480, est la signature de ce transport.

3.4 Courants

3.4.1 En surface

Les courants de surface sont essentiels pour démontrer l'existence d'un upwelling. Dans le cas de la simulation au large du Portugal, la figure 7 expose les moyennes des courants zonaux, méridiens et verticaux.

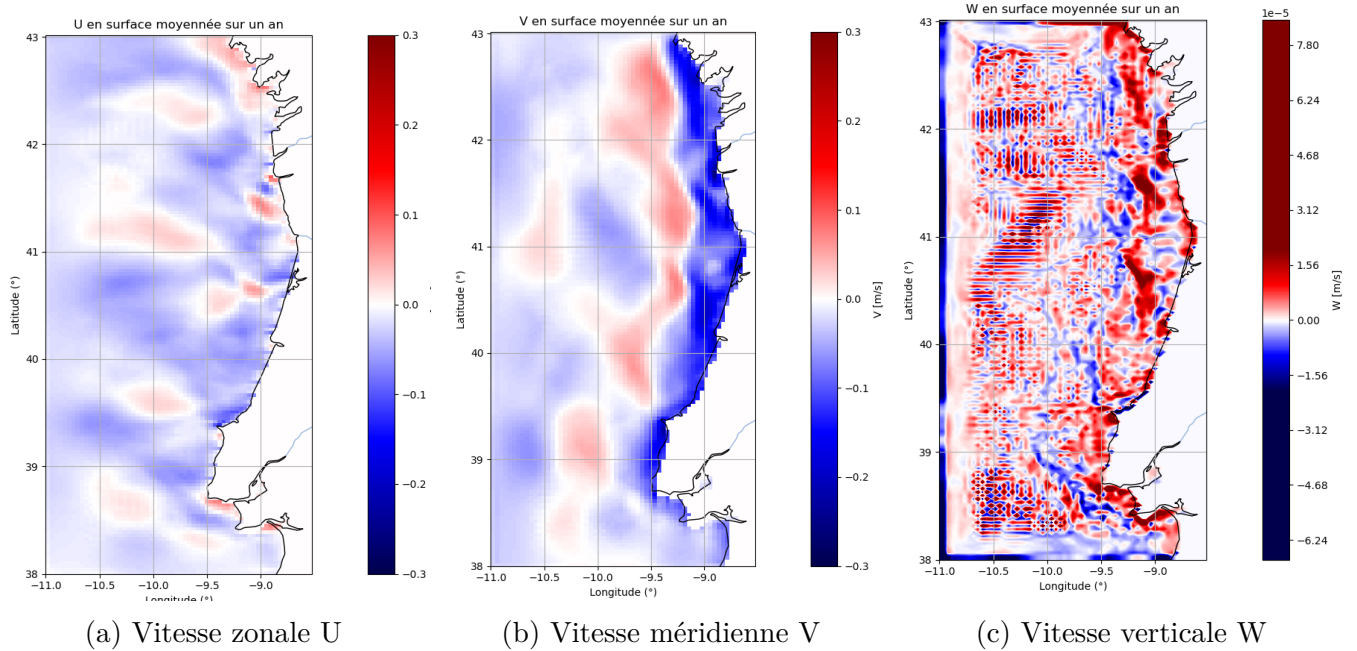


FIGURE 7 – Courants moyennés sur un an de simulation

Ici, les vitesses horizontales mettent en évidence un déplacement moyen des masses d'eaux vers l'Ouest, avec un cisaillement méridien particulièrement important entre les longitudes 9°W et 9.5°W. Ce cisaillement peut être à l'origine de formations tourbillonnaires, ce qui corrèle cette observation à la figure 3.

Même s'il existe quelques zones à faible surface où les courants zonaux dominants sont d'Est, les eaux sont majoritairement transportées vers le Sud-Ouest, avec une forte composante Sud près de la côte, puis la tendance vire brutalement au Nord-Ouest lorsqu'on s'éloigne de celle-ci. Globalement, les eaux s'éloignent de la côte, laissant supposer que, via pompage d'Ekman, un upwelling se forme. Les courants verticaux confirment la remontée d'eau froide des profondeurs. Même si les ordres de grandeur des vitesses verticales ne sont que de $10^{-5} m.s^{-1}$, (soit quelques centimètres par heure, jusqu'à 7 mètres par jour ici), c'est suffisant pour observer une chute de la température sur la côte en été. D'ailleurs, un délai d'un mois est souvent remarqué entre le changement d'orientation des vents et la venue de l'upwelling [1], ordre de grandeur cohérent avec ces vitesses et la bathymétrie côtière. La figure 8, complètement à droite, met en évidence le déplacement des eaux de surface en été, qui occupe finalement, en moyenne, une grande place dans la circulation océanique au niveau de la Péninsule Ibérique.

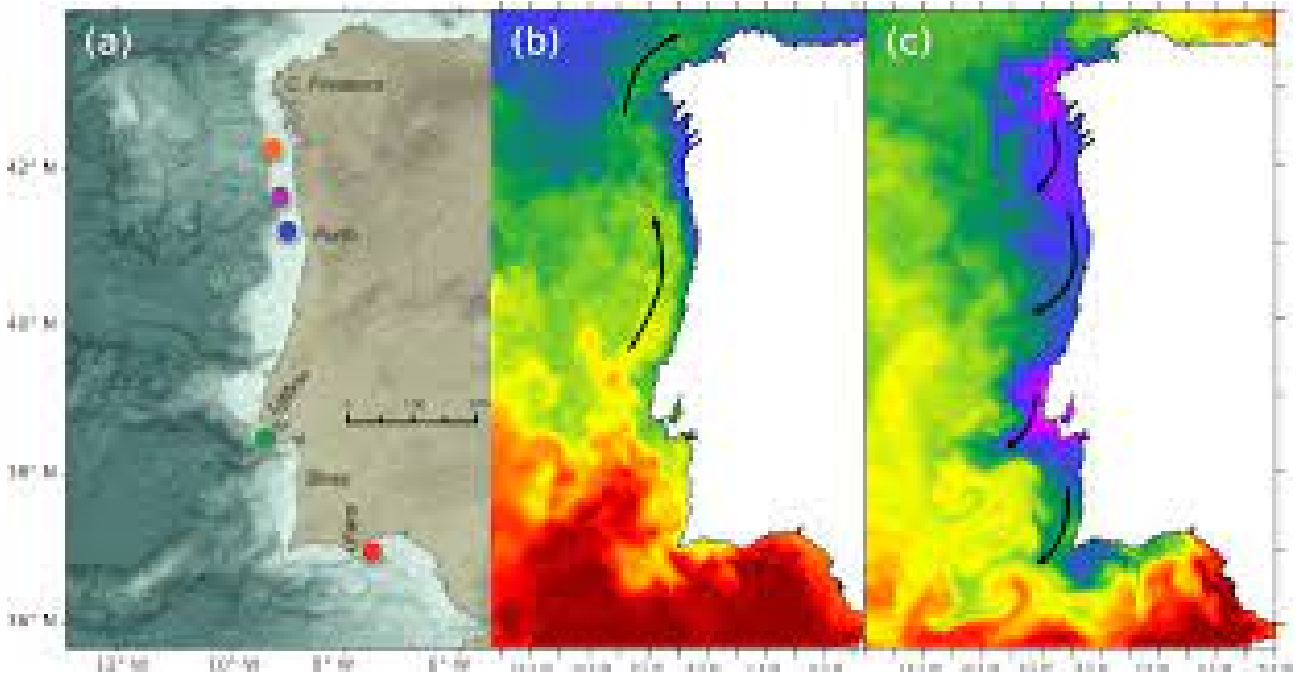


FIGURE 8 – L'upwelling amène des eaux froides sur les côtes portugaises [2]

3.4.2 Sections verticales

La section choisie est zonale, à la latitude 41°N , de sorte à couper le tourbillon anticyclonique observable en figure 4 pour les jours 360 et 480.

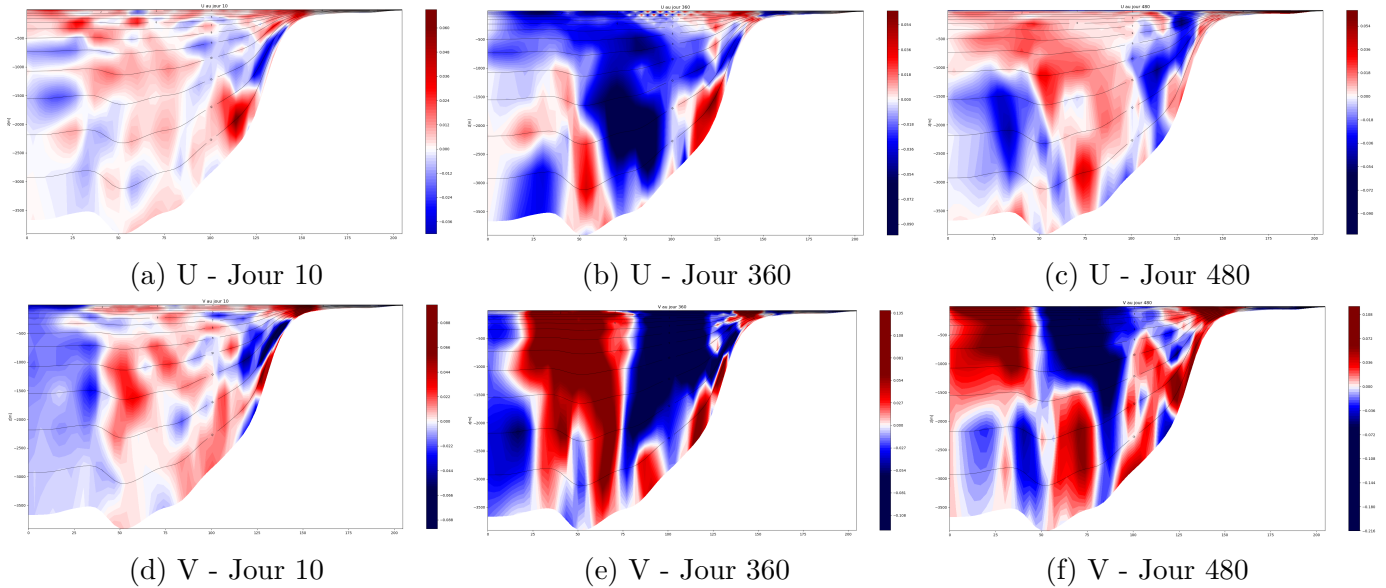


FIGURE 9 – Vitesses U et V en coupe verticale à 41°N

Les coupes, en particulier la vitesse méridienne V, révèlent des zones de fort cisaillement horizontal. En effet, aux jours 360 et 480, on relève une activité tourbillonnaire anticyclonique particulièrement importante, et ce jusqu'à 4000m de fond, mise en évidence par ce cisaillement. Au jour 480, des cisaillements verticaux en profondeur apparaissent, semblant affaiblir les structures tourbillonnaires de surface. Vers les zones côtières, moins visibles ici, nous retrouvons tout de même ce cisaillement déjà observé avec la carte des moyennes zonales.

3.5 SSH

La moyenne et l'écart-type annuels de la SSH simulée sont affichées en figure 10.

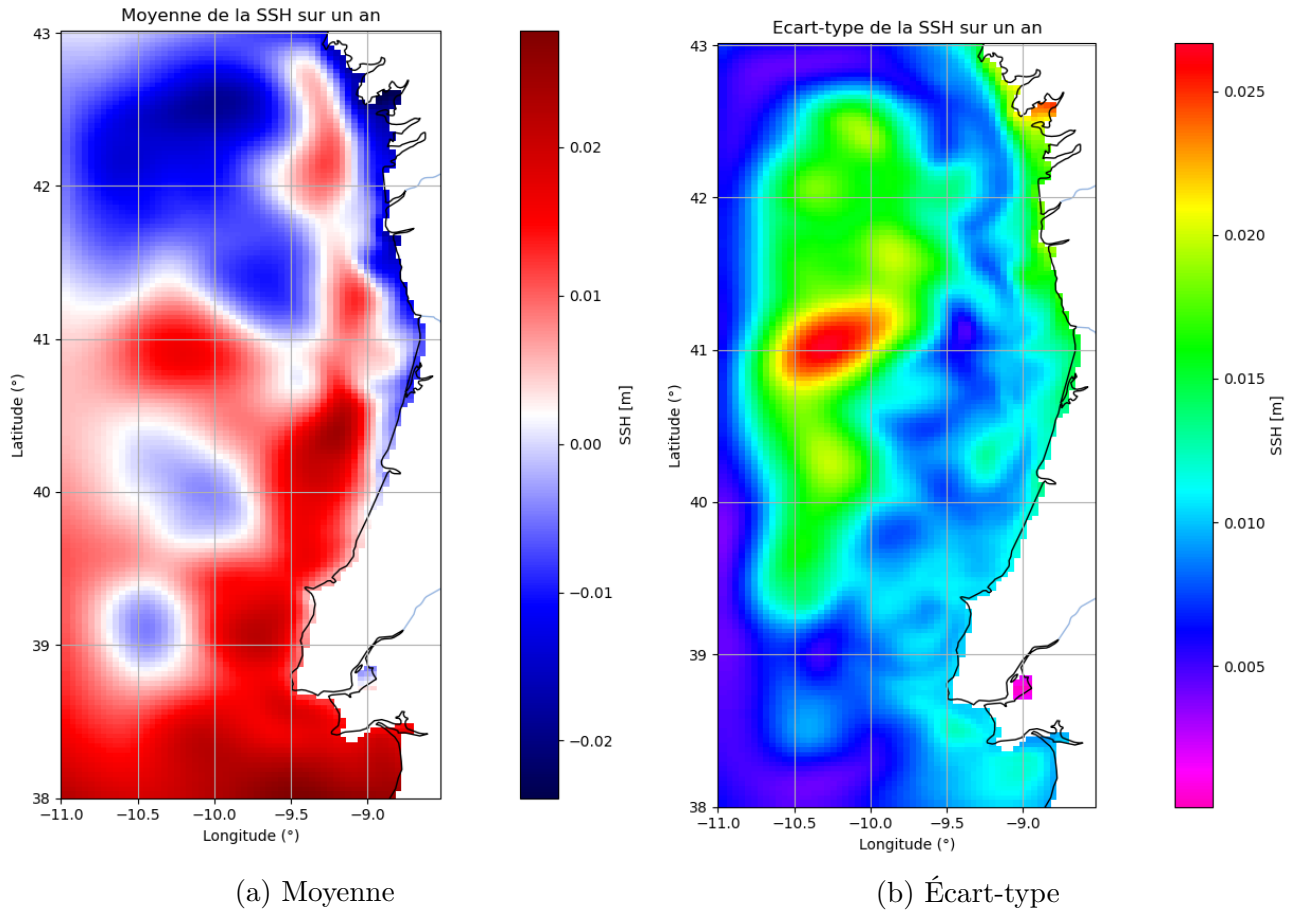


FIGURE 10 – Statistiques sur la SSH

La SSH est globalement faible sur le domaine, de l'ordre de $\pm 2cm$, mais celle-ci présente des disparités spatiales et temporelles importantes. Une partie non-négligeable de la côte présente une SSH négative, signature possible du transport vers l'Ouest des masses d'eaux de surface sous l'effet du vent. On constate aussi une SSH positive vers 41°N et 10.2°W, symbole de l'anticyclone déjà observé dans les parties précédentes. D'ailleurs, en terme d'écart-type, les valeurs de SSH sont très dispersées dans cette zone, sans doute soumise à des conditions climatologiques et topographiques très particulières. D'après la figure 1(a), la bathymétrie de cette zone est remarquable : elle forme comme un "golfe" très profond, probablement en partie à l'origine de ces mouvements océaniques particuliers.

4 Conclusion

Le modèle CROCO permet bien de mettre en évidence l'upwelling que je cherchais. Pour améliorer la sortie du modèle, mais au détriment du temps de calcul, il serait intéressant de procéder avec une résolution plus grande sur un domaine plus réduit, centré sur la côte, pour pouvoir modéliser convenablement les évolutions spatiales et temporelles des filaments de l'upwelling, essentiels dans les processus biophysiques côtiers. À propos du phénomène tourbillonnaire observé à plusieurs reprises à la latitude 41°N, je n'ai pas trouvé de bibliographie à ce propos.

Références

- [1] A.F DE G.FIUZIA, M.E DE MACEDO et M.R GUERREIRO. *Climatological space and time variation of the Portuguese coastal upwelling*. 1982.
- [2] FÁTIMA ABRANTES et al. *The climate of the Common Era off the Iberian Peninsula*. 2017.

Table des figures

1	Topographie de la zone choisie (résolution horizontale de $3.4km$) et première modélisation CROCO : température potentielle à $5m$ sous la surface. La température ici modélisée pour un 15 juillet montre des valeurs particulièrement faibles sur la côte (14 à $15^{\circ}C$ seulement), preuve de l'existence de l'upwelling. Il est d'ailleurs également possible de voir les filaments de l'upwelling qui transportent les eaux froides et riches en nutriments vers le large.	2
2	Évolution de l'énergie cinétique intégrée sur le domaine	4
3	EKE moyennée sur un an de simulation	5
4	Vorticité relative en surface	6
5	Vorticité relative à $400m$ de profondeur	7
6	Température potentielle à $400m$ de profondeur	8
7	Courants moyennés sur un an de simulation	9
8	L'upwelling amène des eaux froides sur les côtes portugaises [2]	10
9	Vitesses U et V en coupe verticale à $41^{\circ}N$	10
10	Statistiques sur la SSH	11