

INSTITUT UNIVERSITAIRE EUROPÉEN DE LA MER

**Échange d'énergie entre circulation
moyenne et circulation turbulente dans
le Gulf Stream à partir d'observations
satellites**

M1 Marine Sciences

BENOÎT PRESSE

Encadrants :
J. GULA
Q. JAMET

1^{er} juillet 2022

1 Remerciements

Avant d'entrer dans le vif du sujet, j'aimerais d'abord remercier mes encadrants pour cette période de stage, Quentin JAMET et Jonathan GULA. Ils se sont montrés ouverts, disponibles et critique avec énormément de bienveillance envers mon travail. J'espère avoir réussi à retranscrire l'état d'esprit de ces deux mois de stage sous la tutelle de monsieur JAMET et de monsieur GULA.

J'aimerais également remercier l'ensemble de mes camarades de stage qui, entre deux cafés, ont permis de faire germer des idées. Leur bonne humeur et leur gentillesse ont été un moteur dans la production de ce travail. Leurs bons conseils ont laissé une empreinte indiscutable dans ce rapport.

2 Résumé

Le Gulf Stream est le siège d'interactions fortement non locales entre la circulation moyenne et la circulation turbulente. Ces échanges d'énergie sont encore mal compris et peu étudiés. Pourtant, ils jouent un rôle crucial dans l'équilibre énergétique de la circulation moyenne à grande échelle. Ce rapport s'efforce de quantifier le processus non-localités à l'aide de données altimétriques (TOPEX/Poseidon et ERS-1/2, ainsi que Jason-3, Sentinel-3A, HY-2A, Saral/AltiKa, Cryosat-2, Jason-2, Jason-1, T/P, ENVISAT, GFO, ERS1/2) et de sorties de la simulation CROCO-GIGATL6. Les contraintes de Reynolds sont calculées et comparées afin de déterminer les contributions de l'écoulement moyen et turbulent. Les termes de transfert d'énergie entre ces circulations sont ensuite mis en évidence pour quantifier la non-localité de ces interactions. Les données altimétriques révèlent que le comportement non local est prédominant au niveau de Cap Hatteras atteignant 0.03 GW.m^{-1} en surface. Ce phénomène s'atténue au fur et à mesure de l'écoulement. En comparaison, les données de simulation semblent appuyer les observations altimétriques, bien qu'elles sous-évaluent le champ des vitesses. Des études plus poussées en intégrant sur la couche de mélange pourrait apporter davantage de compréhension sur ces mécanismes.

Mots clés : Gulf Stream, Contraintes de Reynolds, Non-localité, Circulation à grande échelle,

Abstract

The Gulf Stream is the site of strongly non-local interactions between the mean and turbulent circulation. These energy exchanges are still poorly understood and under-researched. Yet, they play a crucial role in the energy balance of the medium to large-scale circulation. This report seeks to quantify the nonlocal process with the aid of Sea Surface Altimetry data (TOPEX/Poseidon et ERS-1/2, ainsi que Jason-3, Sentinel-3A, HY-2A, Saral/AltiKa, Cryosat-2, Jason-2, Jason-1, T/P, ENVISAT, GFO, ERS1/2) and results of CROCO model (GIGATL6 setting) at the Gulf Stream surface. The Reynolds stress were computed and compared in order to determine the mean and turbulent flow contributions. The energy transfert terms between these circulations are then highlighted to quantify the non locality of the interactions. The altimeter data reveal a predominantly non-local behaviour at Cape Hatteras reaching 0.3 MW.m^{-1} at the surface. In comparison, the model data support the altimeter observations. However, the velocity field seems to be underestimated. Further studies by integrating on the mixing layer could bring more comprehension about these mechanisms.

Key words : Gulf Stream, Reynolds stress, Nonlocality, Large scale circulation

Table des matières

1	Remerciements	1
2	Résumé	3
3	Introduction	5
4	Cadre théorique	5
4.1	Équations du champ des vitesses	5
4.2	Équation d'énergie cinétique	6
5	Méthodes et données	7
5.1	Données Altimétriques combinées	7
5.1.1	Traitement de données altimétriques	8
5.2	Données de simulation	8
5.2.1	Fonctionnement du modèle CROCO	8
5.2.2	Données du modèle	9
6	Résultats	10
6.1	À partir des données altimétriques	10
6.1.1	Contraintes de Reynolds	10
6.2	Contributions à l'énergie cinétique	13
6.3	Termes de transfert d'énergie cinétique	15
6.3.1	Quantification de la non-localité	15
6.4	À partir des données de simulation	18
6.4.1	Contraintes de Reynolds	18
6.5	Contributions à l'énergie cinétique	18
6.6	Termes de transfert d'énergie cinétique	22
7	Discussion	22
8	Perspectives	23
9	Conclusion	24
10	Appendice	26

3 Introduction

Le Gulf Stream est un courant océanique de bord ouest longeant la côte des États-Unis. Il se disperse dans l'Atlantique nord sous forme de turbulences, plus connu sous le nom de dérive nord atlantique. Il est constitué d'une multitude de structures aux échelles variables favorisant la dissipation de l'énergie jusqu'aux plus petites échelles (de l'ordre du millimètre). Ces structures font l'objet d'échanges d'énergie entre la circulation moyenne et la circulation turbulente. Ce rapport traitera exclusivement des échanges d'énergie cinétique.

Les travaux de Chen et al. (2014) ont démontré que les interactions entre la circulation moyenne et la circulation turbulente étaient fortement non locales. En se basant sur des données altimétriques comparées et sur des données de simulation, nous nous efforcerons de quantifier la non-localité de ces interactions. Pour ce faire, le premier objectif sera, à l'aide des données satellites, de comparer les termes d'équation associé à l'énergie cinétique avec les travaux de Kang and Curchitser (2015) et de Richard John Greatbatch et al. (2010) afin de mettre en exergue la consistance des données observées.

Des données altimétriques combinées seront utilisées, issues de TOPEX/Poseidon et ERS-1/2, et d'une constellation de satellites moyennées sur une même durée (12 ans), mais sur des périodes différentes. Les travaux de Richard John Greatbatch et al. (2010) ont notamment démontré que la forme de des termes associés à énergie cinétique ne variait pas significativement au-delà d'une période moyennée de 5 ans. Les données de simulation GIGATL6 sont issues du modèle océanique très haute résolution CROCO (Coastal and Regional Ocean COmmunity Model). Celle-ci fourni des données sur l'ensemble de l'océan Atlantique, moyennée sur l'année 2009-2011. Elles permettront ainsi de comparer les motifs et signatures des termes d'énergie à partir des données altimétriques, et de souligner les limites de chaque méthode.

4 Cadre théorique

4.1 Équations du champ des vitesses

Le contexte du Gulf Stream nécessite d'effectuer plusieurs hypothèses afin de simplifier notre problème. L'approximation hydrostatique, incompressible et non visqueux ainsi l'approximation de Boussinesq sont considérées (Kang and Curchitser (2015)). Ces conjectures mènent aux équations du mouvement suivantes :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla_h u - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla_h v + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (4)$$

Nous négligeons la composante d'advection verticale, petites devant les composantes horizontales (Richard John Greatbatch et al. (2010)). L'émergence des termes liés à la circulation moyenne et turbulente proviennent de la décomposition de Reynolds des variables u , v et p :

$$u(x, y, z, t) = \bar{u}(x, y, z) + u'(x, y, z, t)$$

$$v(x, y, z, t) = \bar{v}(x, y, z) + v'(x, y, z, t)$$

$$p(x, y, z, t) = \bar{p}(z) + p'(x, y, z, t)$$

En notant que $(\bar{u}', \bar{v}', \bar{p}')(x, y, z, t) = 0$. Néanmoins, les termes quadratiques sont non-nuls et calculés comme : $\overline{u'v'} = \bar{u}\bar{v} + \bar{u}.v$. Ces termes quadratiques apparaissent en réintroduisant $(u, v, p)(x, y, z, t)$ dans les équations du mouvement :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - f\bar{v} = -\frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} \quad (5)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + f\bar{u} = -\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} \quad (6)$$

les termes $\overline{u'u'}$, $\overline{u'v'}$ et $\overline{v'v'}$ sont les contraintes de Reynolds. Elles décrivent la composante du tenseur des contraintes τ_{ij} prenant en compte les fluctuations turbulentes. L'écriture vectorielle de cet ensemble d'équation suggère que ces derniers peuvent être interprétés comme une matrice de covariance :

$$\mathcal{M}(\mathbf{u}'\mathbf{u}') = \begin{pmatrix} \overline{u'u'} & \overline{u'v'} \\ \overline{u'v'} & \overline{v'v'} \end{pmatrix}$$

Cette déduction mènera à employer parfois le terme *covariance* au lieu de *contrainte de Reynolds*, par abus de langage. Leurs significations sont équivalentes ici. Les données disponibles moyennées sur 12 ans permettront notamment d'identifier la signature de ces termes.

4.2 Équation d'énergie cinétique

L'énergie cinétique s'écrit simplement $E_k = \frac{1}{2}\rho_0(u^2 + v^2)$. En utilisant la décomposition de Reynolds présenté ci-dessus, l'énergie cinétique peut être écrite comme la contribution de trois termes :

$$E_k = \underbrace{\frac{1}{2}\rho_0(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)}_{MKE} + \underbrace{\frac{1}{2}\rho_0(u'^2 + v'^2)}_{EKE} + \underbrace{\rho_0(u'\bar{u} + v'\bar{v})}_{CKE} \quad (7)$$

Les termes *MKE* (Mean Kinetic Energy) et *EKE* (Eddy Kinetic Energy) correspondent respectivement aux énergies cinétiques associées à la circulation moyenne et à la circulation turbulente. Le terme croisé *CKE* (Cross Kinetic Energy) est un terme provenant de la superposition des contributions de la circulation moyenne et turbulente. Une fois l'équation (7) moyennée sur une longue période, celle-ci devient (Martínez-Moreno et al. (2019)) :

$$\bar{E}_k = \underbrace{\frac{1}{2}\rho_0(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)}_{MKE} + \underbrace{\frac{1}{2}\rho_0(\overline{u'^2} + \overline{v'^2})}_{\bar{E}KE} \quad (8)$$

On remarque notamment que le terme croisé (CKE) disparaît avec le moyennage temporel. Les grandeurs qui nous intéresseront ici sont celles qui concernent les transferts d'énergie (Harrison and Robinson (1978)) entre la circulation moyenne (MKE) et la circulation turbulente (EKE), et inversement.

Ces termes sont donnés comme :

$$MEC : -\rho_0[\bar{u}\nabla \cdot (\overline{\mathbf{u}'u'}) + \bar{v}\nabla \cdot (\overline{\mathbf{u}'v'})] \quad (9)$$

$$EDDYFLX : -\rho_0[\overline{\mathbf{u}'u'}\nabla \cdot \bar{\mathbf{u}} + \overline{\mathbf{u}'v'}\nabla \cdot \bar{\mathbf{v}}] \quad (10)$$

Le terme MEC représente le travail exercé entre la circulation moyenne et la circulation turbulente à travers les contraintes de Reynolds. Les instabilités *barotropes* fournissent de l'énergie de la circulation moyenne à la circulation turbulente traduit par le terme EDDYFLX (Chen et al. (2014)). La somme des équations (9) et (10) traduisent la divergence du flux moyen turbulent du terme croisé d'énergie (Jamet et al. (2022)) :

$$EDDYFLX + MEC = -\nabla \cdot (\overline{\mathbf{u}'\dot{C}KE}) \quad (11)$$

On remarque ici que le terme croisé réapparaît sous la forme de la divergence d'un turbulent moyen d'énergie. Cette variable est calculée par la somme des termes de transfert d'énergie cinétique entre les écoulements. Celui-ci résulte des transferts entre la circulation moyenne et turbulente. L'équation (11) ainsi obtenue nous permet de quantifier la non-localité des interactions au sein de la circulation. En outre, ce terme nous informe sur les échanges localisés d'énergie cinétique entre la circulation moyenne et la circulation turbulente. Dans ce contexte, le *principe de localité* est un principe selon lequel l'énergie fournie par la circulation moyenne à la circulation turbulente est utilisé pour soutenir la croissance des tourbillons, ou si l'énergie associée aux tourbillons est restituée à la circulation moyenne au même endroit (backscattering). Ces interactions pouvant être non local, ceci suggère que l'énergie cinétique fournie par la circulation moyenne à la circulation turbulente puisse être restituées à des endroits différents de l'écoulement.

5 Méthodes et données

Les données utilisées sont issues de données altimétriques satellitaires et de la simulation GIGATL6 haute résolution (6km) du modèle CROCO. Les données altimétriques proviennent de la combinaison des mesures de TOPEX/Poseidon et ERS-1/2, et de la constellation de satellite (Jason-3, Sentinel-3A, HY-2A, Saral/AltiKa, Cryosat-2, Jason-2, Jason-1, T/P, ENVISAT, GFO, ERS1/2). Les données que nous avons considérées sont journalières et s'étendent sur la période du 1^{er} janvier 1995 au 31 décembre 2020 (pour TOPEX/Poseidon et ERS-1/2) et du 1^{er} janvier 2000 au 30 mars 2012 (pour la constellation de satellites). Les données de simulation considèrent la période 2009-2011.

5.1 Données Altimétriques combinées

La première étape est de comparer ces données altimétriques avec les données des travaux de Greatbatch et al. (2010), notamment le calcul des contraintes de Reynolds. Ces derniers exploitent des données sur une période de 1995 à 2007. Nous en ferons de même pour les données fournies par TOPEX/Poseidon et ERS-1/2. Concernant les données de la constellation de satellites, la période étudiée est de 2000 à 2012. Il est d'ailleurs important de comprendre comment ces données sont générées pour en comprendre les limites. En réalité, le satellite calcule le champ des vitesses à partir de la sla (sea level anomaly) sous l'hypothèse géostrophique. Cette observation est importante puisque qu'il permet de discuter de certains comportements, notamment proche des côtes.

Les contraintes de Reynolds (à savoir les termes $\overline{u'u'}$, $\overline{u'v'}$ et $\overline{v'v'}$) seront comparées avec les travaux de Greatbatch et al. Ces termes seront utiles dans la mesure où ils nous permettront de calculer les termes de transfert d'énergie. Avant ça, les termes d'énergie cinétique liés à la circulation moyenne (MKE) et à la circulation turbulente (EKE) pourront être reconstitués. Finalement, les termes de transfert d'énergie cinétique (comparés avec les travaux de Kang et Curchister, 2015) seront calculés afin de déterminer la non-localité des interactions entre la circulation moyenne et la circulation turbulente.

5.1.1 Traitement de données altimétriques

Les données fournies qui nous intéressent sont principalement les composantes zonales et méridionales du champ des vitesses. Celles-ci sont colocalisées au centre de chaque cellule de la grille, ce qui nous facilite la tâche, notamment dans le calcul des termes de covariances.

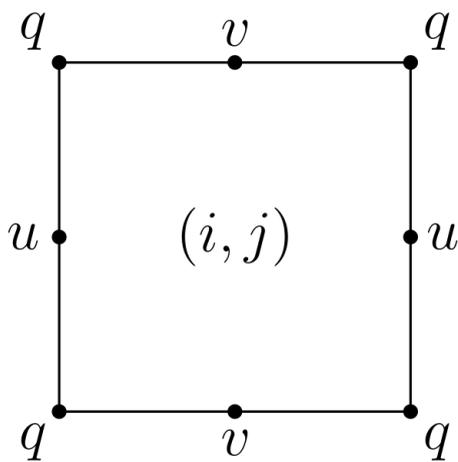


FIGURE 1 – Grille utilisée pour calculer les gradients zonaux et méridionaux des composantes horizontales du champ des vitesses.

Beckers (2011)). Nous utiliserons ici les grilles d'Arakawa C, fréquemment utilisée dans les modèles de circulation générale. L'idée est donc d'utiliser cette grille selon le calcul que nous devons effectuer (voir Fig. 1). Les vitesses sont donc évaluées au bord des cellules aux points u et v . On peut aussi souligner l'existence du point q qui correspond au point vorticité. Le centre de la cellule est le point traceur (pouvant représenter la température ou la salinité par exemple). Cette grille est simplement en 2 dimensions dans ce cas simple, mais des grilles plus complexes en 3 dimensions seront utilisées notamment dans les données de simulation.

5.2 Données de simulation

5.2.1 Fonctionnement du modèle CROCO

Dans ce cas, CROCO est un modèle numérique aux équations primitives étant donné que la résolution est supérieure à 1 km. Plusieurs hypothèses sont faites dans ce modèle (Documentation CROCO) :

- Hypothèse hydrostatique : équilibre entre le gradient de pression vertical et la force de flottabilité dans l'équation verticale du mouvement.

- Hypothèse de Boussinesq : les variations de densité sont négligées dans la plupart des cas, sauf dans l'équation de mouvement sur la composante verticale. (Cushman-Roisin and Beckers (2011))
- Hypothèse d'incompressibilité : la divergence du champ des vitesses est nul
- Approximation de la Terre parfaitement sphérique : les géopotentielles sont considérées sphériques
- Approximation de l'enveloppe mince : l'épaisseur de l'océan est petite devant le rayon de la Terre
- Hypothèse de fermeture turbulente : les flux turbulents sont exprimés en termes de caractéristiques à grande échelle

CROCO résout les équations du mouvement suivant les hypothèses faites ci-dessus :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \nabla(\mathbf{u}u) - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} + \mathcal{F}_u + \mathcal{D}_u \quad (12)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \nabla(\mathbf{u}v) + fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} + \mathcal{F}_v + \mathcal{D}_v \quad (13)$$

Où les termes \mathcal{F} et \mathcal{D} sont les termes de forçages et de diffusion. ϕ est la pression hydrostatique. L'équation de diffusion-advection est donnée par :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \nabla(\mathbf{u}C) = \mathcal{F}_C + \mathcal{D}_C \quad (14)$$

D'après l'hypothèse de Boussinesq, le gradient vertical de pression est balancé uniquement par la flottabilité définie par : $b = -\frac{\rho g}{\rho_0}$. Sous l'hypothèse hydrostatique, l'équation obtenue est :

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = b \quad (15)$$

Finalement, l'écoulement est supposé incompressible. Les vitesses verticales ne sont pas négligées ici, l'équation de continuité est donc :

$$\nabla \mathbf{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (16)$$

5.2.2 Données du modèle

Les données de modèle utilisées sont les résultats de la simulation GIGATL6 du modèle CROCO, avec une résolution de 6 km (GIGATL6). Elles se décomposent en deux types de fichier : les fichiers contenant le champ des vitesses associés à la circulation moyennes et les fichiers concernant la partie turbulente de la circulation. Ces données se concentrent sur l'Océan Atlantique durant la période 2009-2011.

L'utilisation du module *xgcm* (General Circulation Model Postprocessing with xarray, Documentation *xgcm*) était préconisé dans ce cadre. Ce package python est utilisé pour générer les grilles (notamment les grilles d'Arakawa C vu précédemment) lorsque les variables sont localisées à différents endroits.

De plus, des méthodes associées à ce module permettent d'appliquer aisément les interpolations et les dérivées en se basant sur la grille prédéfinie. Les grilles utilisées par CROCO sont des grilles d'Arakawa C en coordonnées curvilignes (ξ, η) . Chaque cellule dans le repère (ξ, η) est ainsi repéré par une grille Arakawa C.

Concernant les données provenant du fichier traitant la circulation moyenne, les variables u et v sont représentés sur la grille telle que montré en Fig 2. Les grandeurs \overline{uu} , \overline{uv} et \overline{vv} sont

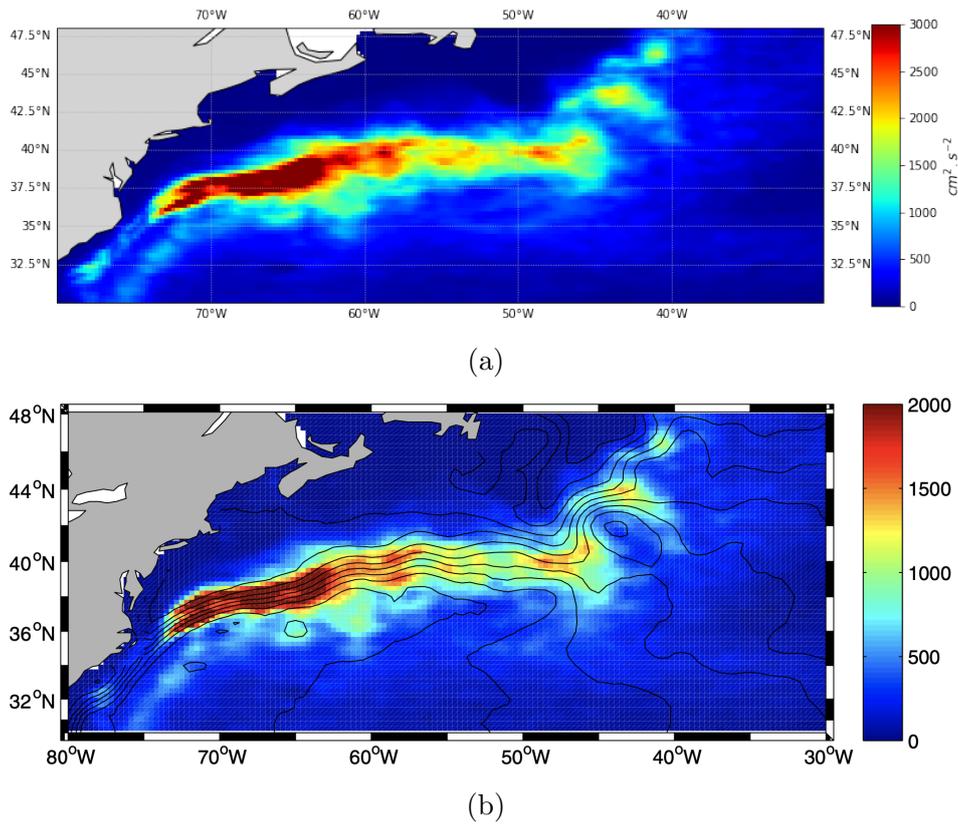


FIGURE 3 – Contrainte de Reynolds $\overline{u'u'}$ moyenné sur une période de 12 ans (1995-2007) dans le Gulf Stream à partir des données altimétriques (a). La figure du bas (b) est tirée des travaux de Richard John Greatbatch et al. (2010). Les lignes continues noires sont les contours de la ssh moyenne (prises à partir des travaux de Niiler et al. (2003)). Elles sont exprimées en $m^2.s^{-2}$.

Les contraintes exercées par la composante zonale sur elle-même ($\overline{u'u'}$) dans les données altimétriques dévoile une contrainte très forte après Cap Hatteras (Fig. 3a). Cette zone est soulignée par le fort contraste et la saturation de la barre de couleur. Des valeurs de contraintes de l'ordre de 1500 à 2000 $cm^2.s^{-2}$ sont très vite atteintes. Cette zone correspond à l'endroit où la partie turbulente de l'écoulement devient importante. L'intensité de ce terme décroît au fur et à mesure en se dissipant. L'écoulement entre alors dans la Dérive Nord Atlantique.

En comparaison avec les travaux de Richard John Greatbatch et al. (2010), on retrouve la même forme générale (Fig. 3b). Notamment, nous pouvons remarquer la signature du *double blade* en partie visible au niveau de Cap Hatteras. Néanmoins, ce terme semble plus intense pour dans les données altimétriques que nous avons utilisées. Les contraintes de Reynolds sont utilisées pour calculer l'énergie cinétique de la circulation turbulente. Étant donné la cohérence entre ces deux motifs, nous pouvons accorder une forte confiance envers ces résultats afin de quantifier les échanges d'énergie cinétique entre la circulation moyenne et turbulente.

Le terme de contrainte exercé sur la composante méridionale se distingue clairement du terme précédent dans les observations (Fig. 4a). Une première remarque permet de souligner la présence caractéristique de la *double blade* (ou lame double) au niveau de Cap Hatteras. Ce motif est propre à ce terme et signe l'apparition des premières zone de l'écoulement soumis à des turbulences (à partir de 70 °W). Le *double blade* mentionné dans la partie précédente est visible. De plus, il s'agit du seul terme pouvant être négatif par endroit. D'ailleurs, une zone étendue de fluctuations de ce dernier est visible plus loin dans le courant et semble correspondre à la zone dans laquelle le terme $\overline{u'u'}$ devient fort. Cette région semble soumise à des turbulences en ce sens où le mouvement des particules de fluides dans l'écoulement devient chaotique.

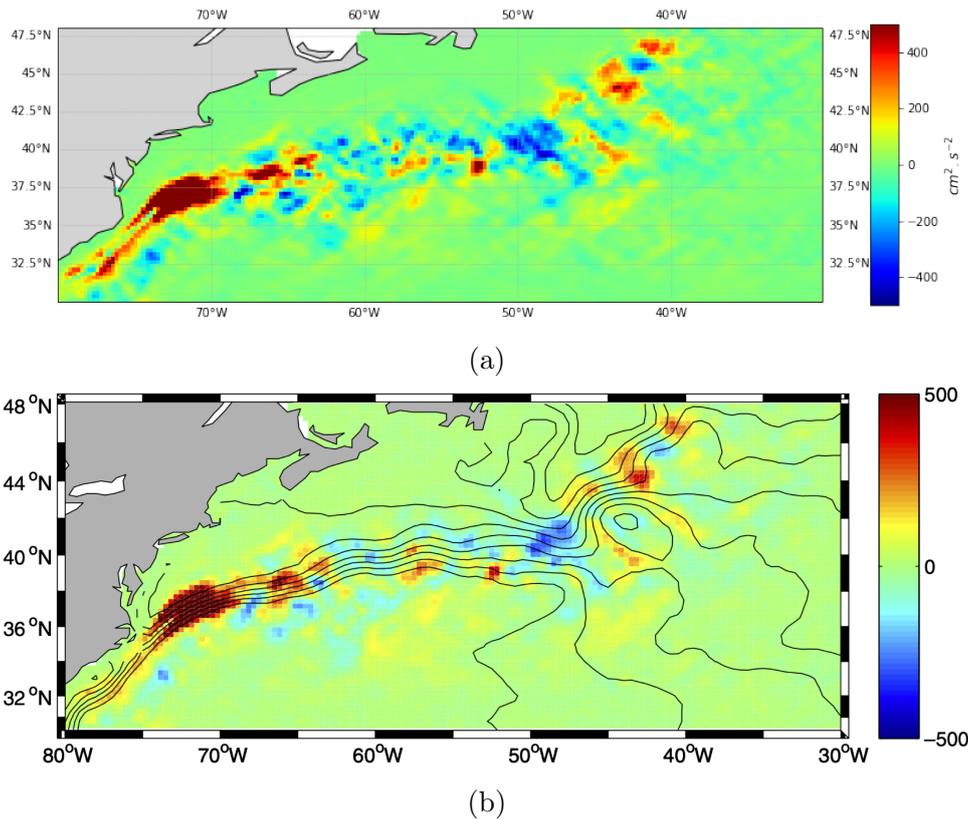


FIGURE 4 – Contrainte de Reynolds $\overline{u'v'}$ moyenné sur une période de 12 ans (1995-2007) dans le Gulf Stream à partir des données altimétriques (a). La figure du bas (b) est tirée des travaux de Richard John Greatbatch et al. (2010). Les lignes continues noires sont les contours de la ssh moyenne (prises à partir des travaux de Niiler et al. (2003)). Elles sont exprimées en $m^2 \cdot s^{-2}$.

Les travaux de Richard John Greatbatch et al. (2010) sur ce terme de covariance-croisée sont également très similaires avec notre jeu de donnée (Fig. 4b). Des petites fluctuations supplémentaires sont tout de même visibles dans notre jeu de donnée, ce qui indique que ce terme est un peu plus intense que dans les travaux de Greatbatch et al. Malgré tout, cette différence semble minime. Ceci appuie notre propos concernant la cohérence de nos résultats, étant donné que le terme $\overline{u'v'}$ est utilisé dans les calculs de transferts d'énergie.

Le dernier terme de covariance semble similaire au tout premier terme observé sur quelques point (Fig. 5a). Sa forme longiligne dans la direction méridionale est similaire à la signature de $\overline{u'u'}$ bien qu'il soit bien moins intense. Cette affirmation laisse penser que la composante méridionale du champ turbulent appliqué dans cette même direction crée un front très localisé le long duquel les contraintes restent fortes. La variation brutale de topographie due au Cap Hatteras semble jouer un rôle important dans l'apparition de la zone turbulente de la circulation dans le Gulf Stream aux vues des observations précédentes.

La ressemblance entre ce terme et celui présenté dans les travaux de Richard John Greatbatch et al. (2010) est évidente (Fig. 5b). Toutefois, l'intensité de ce terme est cette fois-ci plus importante dans les travaux de Greatbatch que dans notre jeu de données. En résumé, les contraintes de Reynolds calculée dans le cadre de ce rapport semble cohérentes et permettent de poser les bases pour le calcul des autres termes lié à l'énergie cinétique de la circulation globale du Gulf Stream.

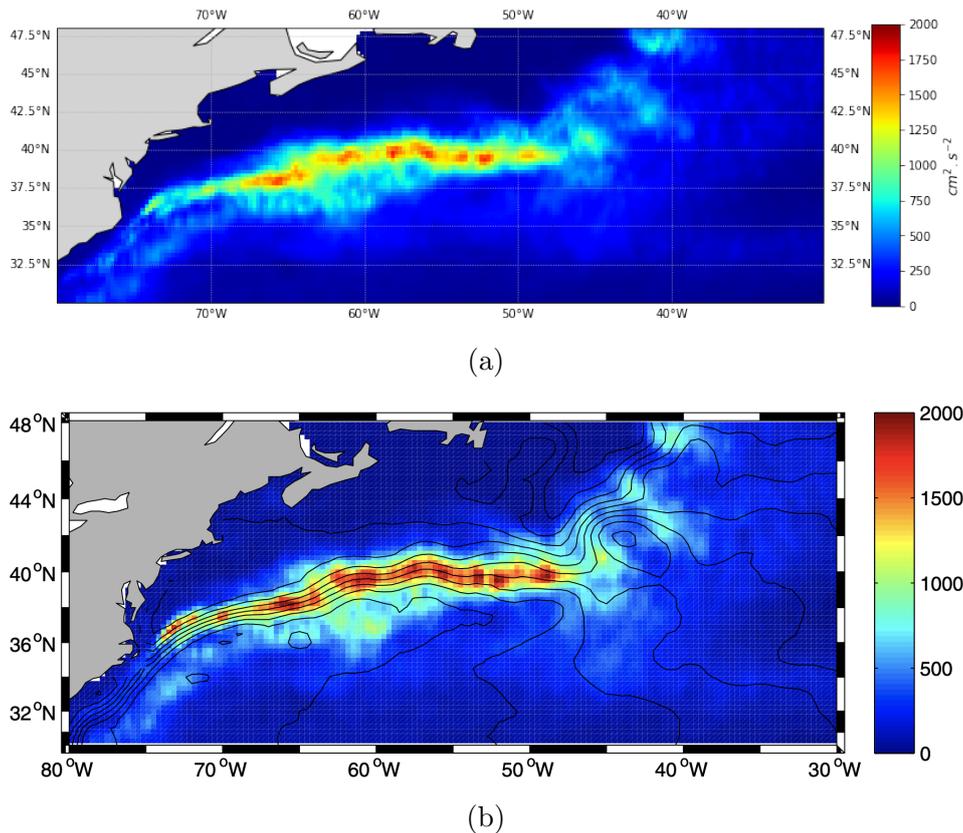


FIGURE 5 – Contrainte de Reynolds $\overline{v'v'}$ moyenné sur une période de 12 ans (1995-2007) dans le Gulf Stream à partir des données altimétriques (a). La figure du bas (b) est tirée des travaux de Richard John Greatbatch et al. (2010). Les lignes continues noires sont les contours de la ssh moyenne (prises à partir des travaux Niiler et al. (2003)). Elles sont exprimées en $m^2.s^{-2}$.

6.2 Contributions à l'énergie cinétique

La moyenne temporelle de l'énergie cinétique se décompose en deux contributions. Une première contribution liée à la circulation moyenne et une autre liée à la circulation turbulente.

Considérons le terme d'énergie moyenne d'un point de vue des données altimétriques (Fig.6a). On retrouve une zone très intense longeant la Floride et continuant son chemin jusqu'au-delà de Cap Hatteras. Comme attendu, un comportement proche de celui retrouvé par les termes de covariances se dessine en ce sens où des plus petites régions au nord-est du Gulf Stream apparaissent et semblent séparées en deux (aux alentours de 50-55 °W, 40-50 °N). On peut suggérer ici qu'il s'agisse de la recirculation des eaux du Gulf Stream.

Le terme lié à la circulation turbulente présente une énergie cinétique importante le long des côtes américaine pour devenir prédominant à l'issue de Cap Hatteras (Fig.6b). On remarque alors une région très intense, attendue vue la forme des contraintes de Reynolds $\overline{u'u'}$ et $\overline{v'v'}$. Il s'agit d'ailleurs d'une structure assez courante des modèles océanique (Chassignet and Xu (2017)). De plus, une partie de cette circulation semble se distinguer au nord est du courant. Ces motifs se retrouvent dans les travaux de Ducet and Le Traon (2001) et confirment la cohérence de notre analyse.

L'énergie cinétique totale est la somme des contributions entre l'énergie de la circulation moyenne et turbulente (Fig.6c). L'énergie cinétique devient largement turbulente après Cap Hatteras. Une continuité se dessine dans le profil d'énergie cinétique. Étant donné la cohérence des contributions à l'énergie cinétique et des manières de calculer ces termes (notamment les contraintes de Reynolds), nous pouvons accorder un bon degré de confiance en ces résultats.

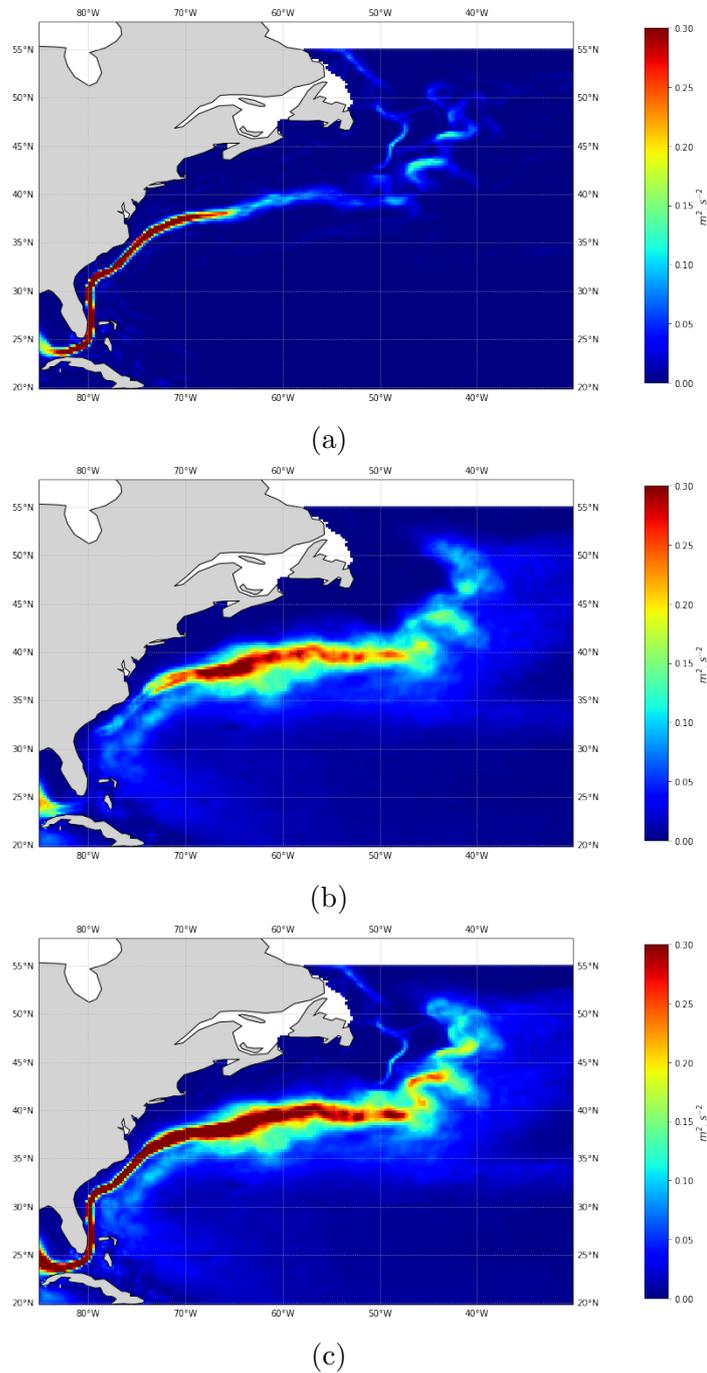


FIGURE 6 – Contributions des termes MKE (Mean Kinetic Energy) (a) et \overline{EKE} (b) dans l'expression de l'énergie cinétique moyennée \overline{KE} (c). Les figures de gauche représentent les données de simulation tandis que les figures de droite désignent les données altimétriques (de 1995 à 2007). Ces grandeurs sont exprimées en $m^2 \cdot s^{-2}$.

En témoignent les travaux de Richard John Greatbatch et al. (2010) et Ducet and Le Traon (2001) qui nous ont servis à alimenter notre raisonnement.

6.3 Termes de transfert d'énergie cinétique

Les résultats de données altimétriques sont affichés en Fig. 7 représentant les transferts d'énergie cinétique entre circulation moyenne et turbulentes, ainsi que la divergence du flux moyen d'énergie cinétique résiduelle. Les données altimétriques pour ces termes montrent que les transferts d'énergie cinétique suivent globalement le Gulf Stream. On peut remarquer une alternance de gain et de perte d'énergie cinétique de l'écoulement moyen et turbulent (Fig.7a). Notamment, l'écoulement moyen fournit le plus d'énergie cinétique après Cap Hatteras. On le voit grâce à la grosse perte d'énergie cinétique prenant une forme similaire au *double blade* remarqué dans le terme de covariance $\overline{u'v'}$. En outre, la région se situant au-delà de Cap Hatteras est le siège de pertes, en moyenne, plus importantes de la part de la circulation moyenne que de gains. On peut en déduire que dans cette région, la circulation moyenne fournit une grosse quantité d'énergie à la circulation turbulente.

Les données altimétriques indiquent que les transferts d'énergie cinétique sont assez confinés autour du Gulf Stream (Fig.7b). Cette zone de gain d'énergie au-delà de Cap Hatteras contribue à la circulation turbulente. Étant un processus *barotrope*, on peut suggérer que les échanges d'énergie en surface se font principalement entre la MKE et la EKE. Les échanges entre énergie cinétique et potentielle sont des processus *baroclines* sur des couches plus profondes se font par le biais de flux turbulents moyens verticaux de flottabilité $\overline{w'b'}$. Ces échanges se font donc sur des couches plus profondes où la stratification est plus importante (Kang and Curchitser (2015)) qu'en surface. Cependant, ces échanges existent. Par conséquent, la perte observée dans la section précédente correspond, en grande partie, au gain d'énergie cinétique turbulente dans cette même région (au niveau de Cap Hatteras). Une alternance de gain et de perte d'énergie cinétique de la circulation turbulente vers la circulation moyenne est ensuite observée. Cependant, ces deux termes (MEC et EDDYFLX) ne correspondent pas. Ceci est le signe de non-localité, puisque la somme des transferts d'énergie de la circulation moyenne à turbulente (et inversement) n'est pas nulle.

La somme des termes de transfert d'énergie cinétique donne ainsi l'opposé de la divergence du flux moyen d'énergie cinétique croisé 7c. Du point de vue des données altimétriques, la divergence n'est pas nulle en moyenne. Elle traduit les pertes et gains d'énergie cinétique dans le Gulf Stream. Si l'interaction entre la circulation moyenne et turbulente est locale, la divergence des termes de transfert est approximativement nulle. Par conséquent, l'énergie fournie par la circulation moyenne est transférée dans la circulation turbulente et supporte à l'accroissement des tourbillons et l'énergie fournie par les tourbillons vers la circulation moyenne se produit au même endroit. Ainsi, des régions se distinguent par des pertes ou des gains de $\pm 5 \times 10^{-4} W.m^{-3}$. De petites fluctuations d'énergie cinétique sont aussi visibles aux alentours du courant.

6.3.1 Quantification de la non-localité

Pour quantifier la non-localité des interactions entre la circulation moyenne et turbulente, nous intégrons sur un domaine d'intérêt (au-delà du Cap Hatteras) les termes de transfert d'énergie. Seules les données altimétriques sont traitées ici. La contribution des termes de transfert et la somme de ces deux termes sont affichés en Fig. 8. La divergence du flux moyen d'énergie cinétique résiduelle est non-nulle sur une grande partie de la surface étudiée. Celle-ci est maximum juste au-delà de Cap Hatteras. Elle atteint $0.03 GW.m^{-1}$ à son maximum puis diminue progressivement. Nous pouvons en déduire que les interactions non locales sont très importantes dans cette région. Les interactions avec les couches plus profondes par transfert d'énergie

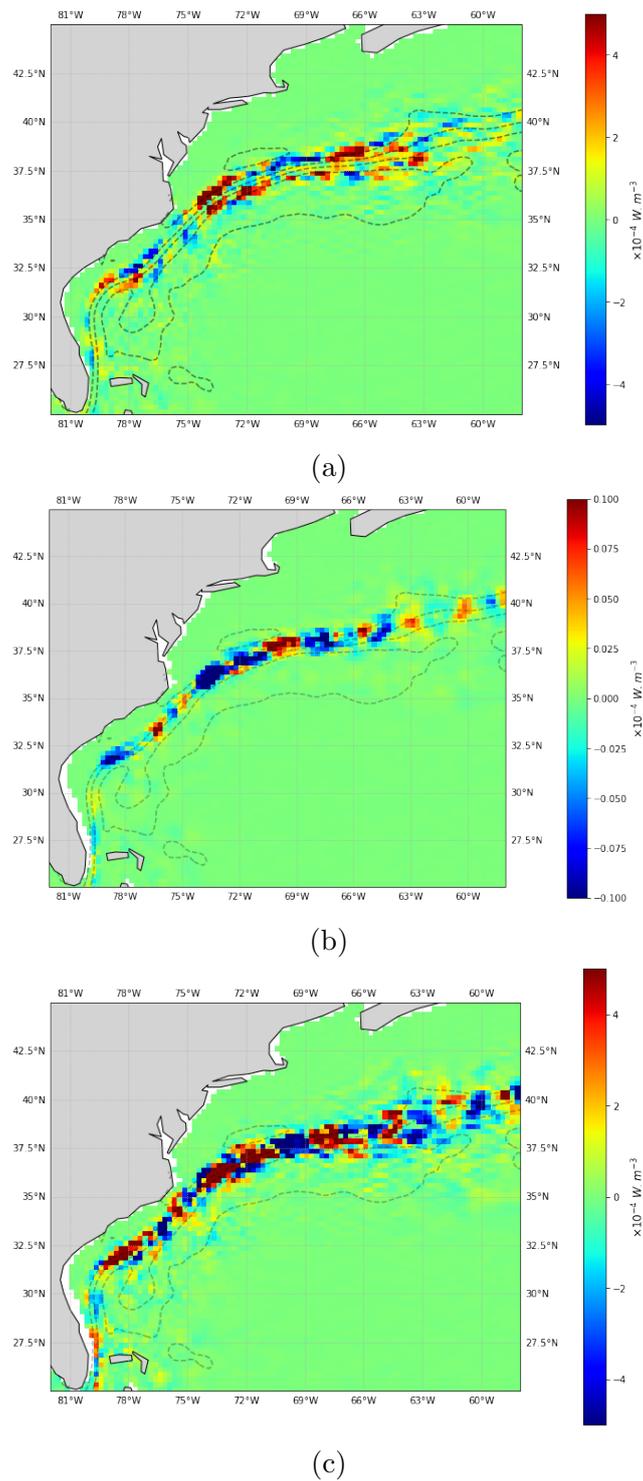


FIGURE 7 – Transferts d'énergie en surface de circulation moyenne à turbulente (EDDYFLX) (a), de circulation turbulente à moyenne (MEC) (b) et la divergence du flux moyen d'énergie cinétique résiduelle (c). Ces termes sont représentés en $\times 10^{-4} W.m^{-3}$, sur la période 1995-2007. L'*adt* (Absolute Dynamic Topography) est représentée en pointillé sur les données altimétriques.

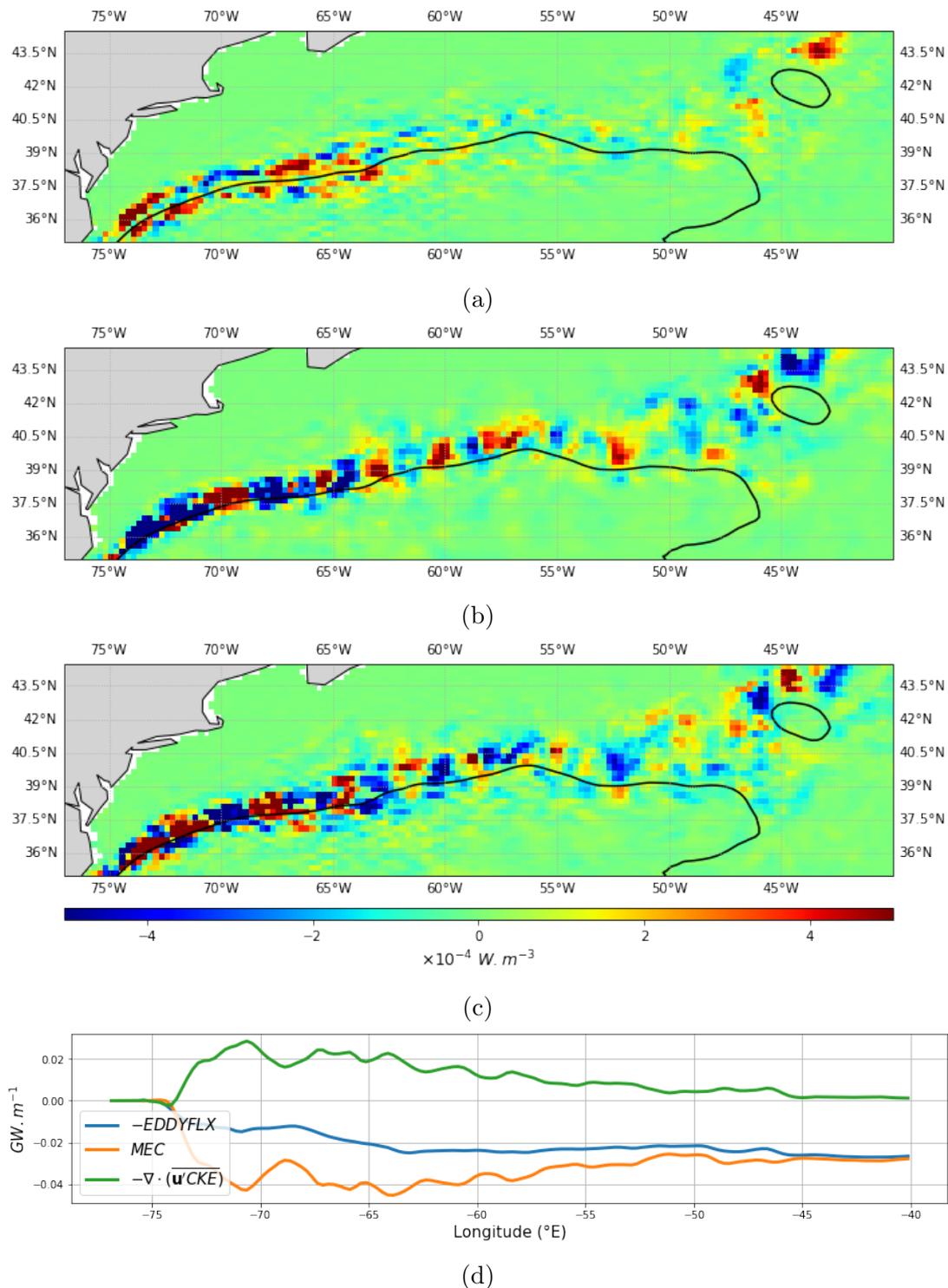


FIGURE 8 – Terme de MEC (a), EDDYFLX (b) et la divergence du flux moyen d'énergie cinétique résiduel (c) entre 77 °W et 40 °W, et entre 35 °N et 45°N, en $\times 10^{-4} \text{ W.m}^{-3}$. Ces données proviennent des données altimétriques sur la période 1995-2007. L' adt est représenté par une ligne noire. L'intégrale de chaque terme est affiché dans le graphique en dessous des figures. L'intégration dans la direction méridionale pour chaque terme est représenté en (d)

cinétique en énergie potentielle devient un processus central. Les échanges d'énergie plus locaux surviennent plus loin dans la circulation où la divergence diminue au fur et à mesure. Arrive le moment où les transferts d'énergie dans un sens comme dans l'autre ont la même contribution.

À ce moment, les échanges d'énergie deviennent exclusivement locaux et se font en grande majorité entre l'énergie cinétique moyenne et turbulente.

6.4 À partir des données de simulation

6.4.1 Contraintes de Reynolds

Penchons-nous sur les données de simulation. Le terme $\overline{u'u'}$ ainsi présenté laisse apparaître une zone très saturée commençant au niveau du Cap Hatteras (Fig. 9a). Une grande partie de cette surface est contenue entre 73 °W et 60 °W pour la longitude, et 33 °N et 40 °N en latitude. De petites zones épars assez intenses se dégagent au nord-est de l'écoulement, dans la Dérive Nord Atlantique. Nous retrouvons également la région de l'ordre de 1000 à 2000 $cm^2.s^{-2}$ dans la Dérive Nord Atlantique retrouvé dans les observations satellitaires. Ce terme semble cohérent avec ce qui a été calculé dans les données altimétriques.

Concernant le second terme, on peut observer une contrainte assez forte et positive le long entre la Floride et Cap Hatteras (Fig. 9b). Des fluctuations désignent la partie plus turbulente de l'écoulement. Dans cette simulation, ces variations semblent assez fortes, en témoigne la saturation des couleurs. Cependant, la présence caractéristique de la *double blade* (ou lame double) (Ducet and Le Traon (2001)) au niveau de Cap Hatteras n'apparaît pas. Ce motif est propre à ce terme et devrait signer l'apparition des premières zone de l'écoulement soumis à des turbulences. Ceci sera discuté plus tard dans ce rapport.

À l'image du terme $\overline{u'u'}$, une contrainte assez forte appliqué à la composante méridionale de l'écoulement semble se dessiner, de la Floride jusqu'à Cap Hatteras. (Fig. 9c). Le front évoqué dans les données altimétriques apparaît sur une zone plus étendue dans la direction méridionale. L'ordre de grandeur de ce terme est de 3000 $cm^2.s^{-2}$ à son maximum, ce qui est attendu. À l'instar du terme $\overline{u'u'}$, une région se dégage (de 50 °W à 40 °W, et de 40 °N à 50 °N) par l'apparition de contraintes de l'ordre de 1000 à 2000 $cm^2.s^{-2}$.

6.5 Contributions à l'énergie cinétique

Commençons par étudier le terme lié à la circulation moyenne MKE dans les données de simulation (Fig. 10a). On remarque que ce terme est prédominant le long de la partie du Gulf Stream collée à la côte. Des "filaments" d'énergie sont visibles, de manière diffuse, dans la prolongation du courant. Une région proche des côtes du Canada laisse entrevoir des zones d'énergie cinétique longilignes épars où cette dernière est intense. On peut suggérer que ceux-ci proviennent de la recirculation des eaux du Gulf Stream, comme nous l'avons vu dans les observations. Les données de simulation sont semblables aux observations. Néanmoins, le champ des vitesses dans la circulation moyenne semble sous-estimé.

Le terme d'énergie liée à la circulation turbulente (EKE) est particulièrement important en aval de son point de détachement (Fig.10b). On trouve ainsi la forme principale de ce terme s'étendant de 75 °W à 40 °W. Les zones observées dans la Dérive Nord Atlantique sont bien visibles. Ces zones correspondent aux endroits où l'énergie moyenne diminue en comparaison avec le terme MKE. En comparaison avec les observations, le champ des vitesses dans la circulation turbulente semble plus faible.

La somme de ces deux contributions donne finalement le terme d'énergie moyenné \overline{KE} représenté en figure 10c. On peut aussi remarquer le filament évoqué lors de la description du terme d'énergie cinétique lié à la circulation moyenne (MKE). Comme mentionné précédemment, il pourrait s'agir du courant provenant de la recirculation du Gulf Stream.

Le motif obtenu est globalement assez ressemblant aux observations. Pourtant, étant donné que le champ des vitesses est sous-estimé dans la circulation moyenne et turbulente, nous retrouvons

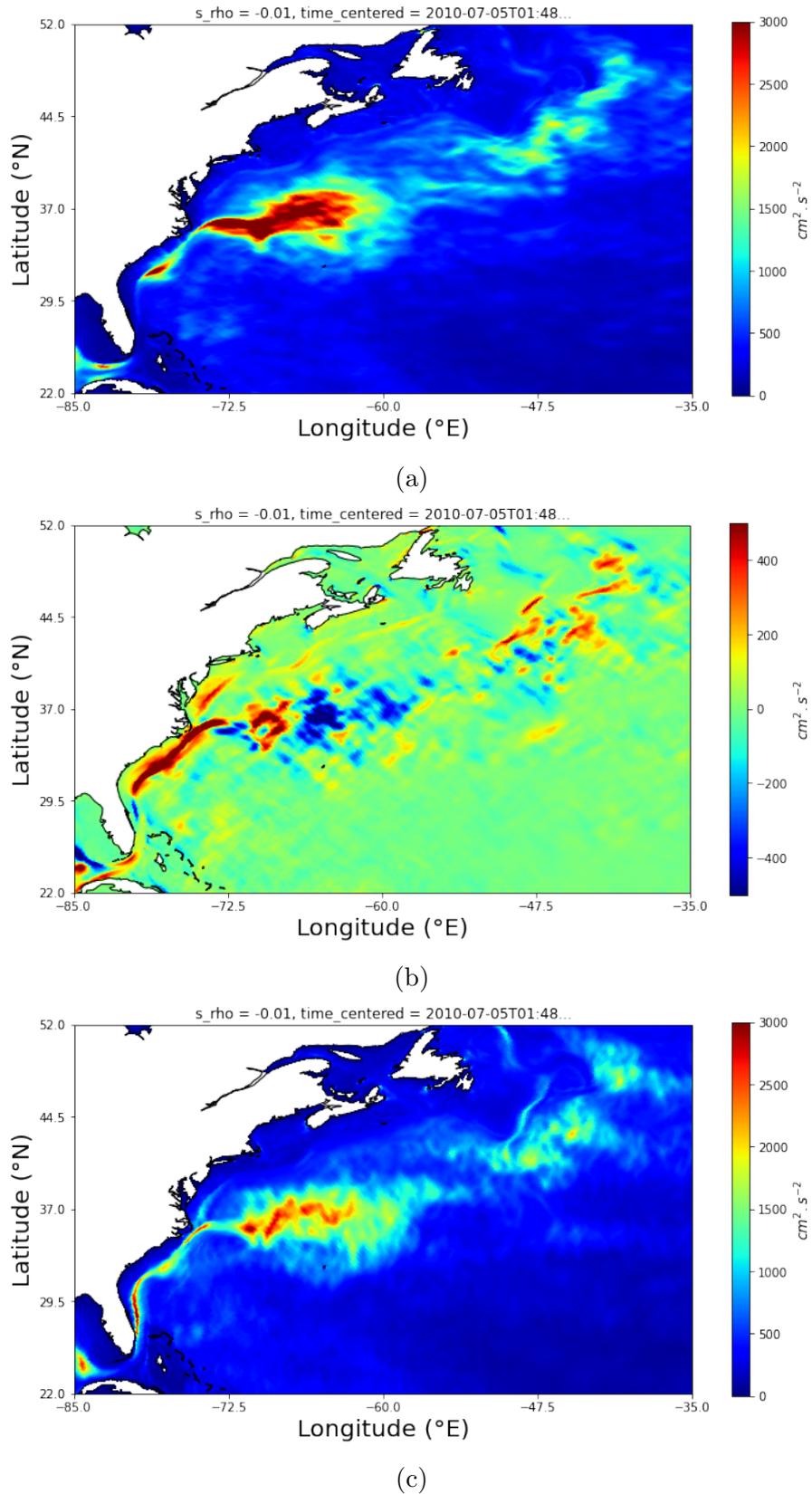


FIGURE 9 – Contraintes de Reynolds $\overline{u'u'}$, $\overline{u'v'}$ et $\overline{v'v'}$ provenant des données de simulation GIGATL6 du modèle CROCO, moyenné sur la période 2009-2011. Elles sont exprimées en $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$

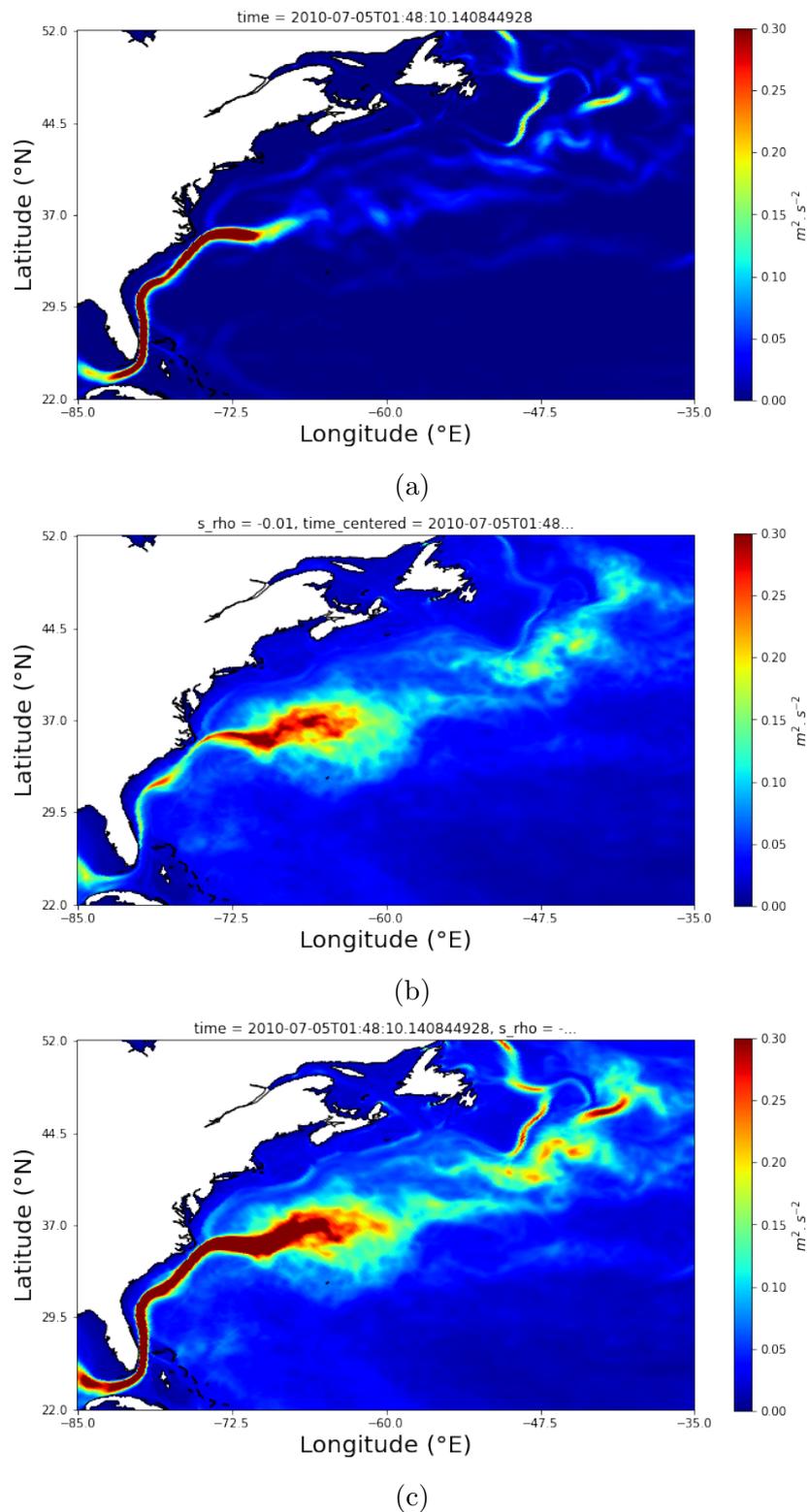


FIGURE 10 – Contributions des termes MKE (Mean Kinetic Energy) (a) et \overline{EKE} (Eddy Kinetic Energy) (b) dans l'expression de l'énergie cinétique totale \overline{KE} (c) pour les données de simulation. Ces grandeurs sont exprimées en $m^2 \cdot s^{-2}$.

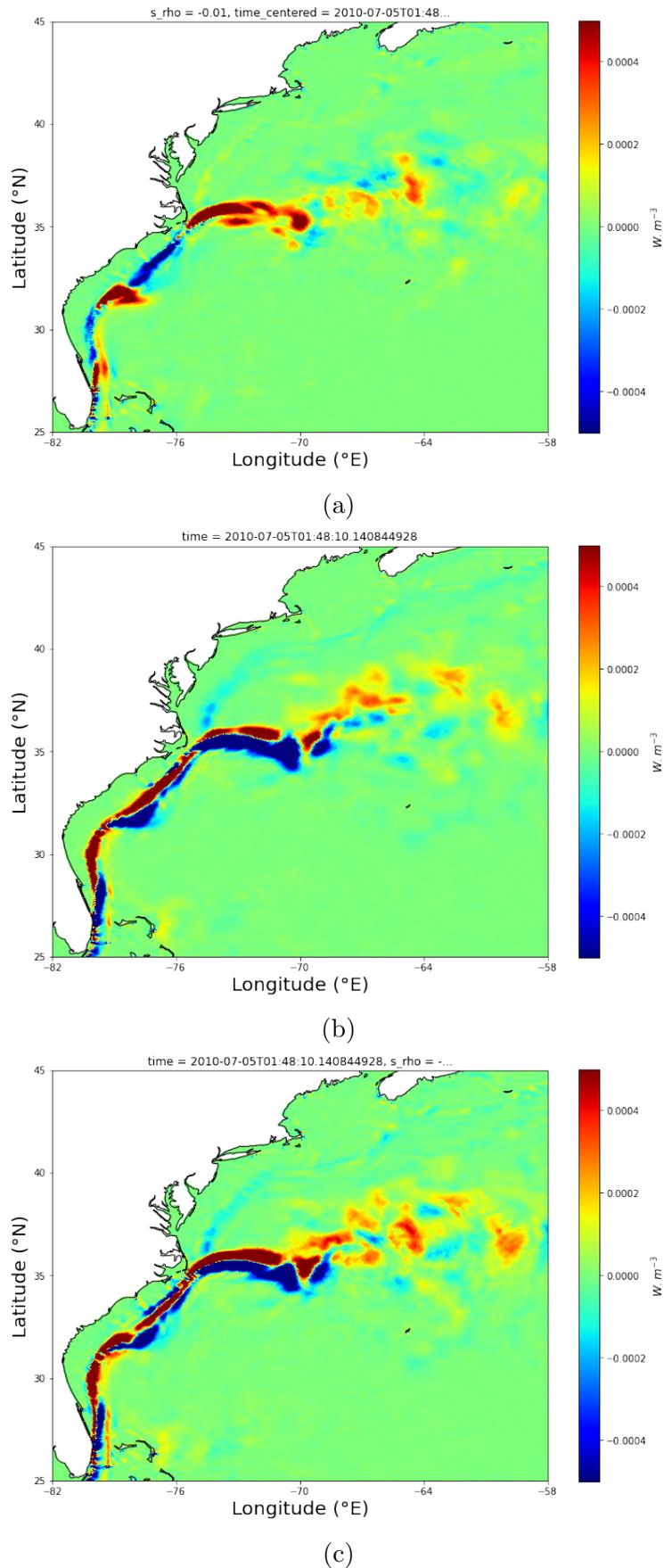


FIGURE 11 – Transferts d'énergie en surface de circulation moyenne à turbulente (MEC, en haut), de circulation turbulente à moyenne (EDDYFLX, au milieu) et la divergence du flux moyen d'énergie cinétique résiduelle (en bas) à partir des sorties de simulation GIGATL6 du modèle CROCO. Ces termes sont représentés en $\times 10^{-4} W.m^{-3}$

une énergie cinétique moyenne sous-estimée également.

6.6 Termes de transfert d'énergie cinétique

Étudions d'abord le terme MEC selon les données de simulation (Fig. 11a). Avant Cap Hatteras, les transferts d'énergie de la circulation moyenne vers la circulation turbulente est négative. Ceci signifie que la circulation moyenne gagne de l'énergie. Nous pouvons pourtant remarquer la présence d'une perte d'énergie au niveau de la Floride dû aux frictions du Gulf Stream dans le voisinage du Charleston Bump.. Une fois passé Cap Hatteras, nous assistons à une perte conséquente de l'énergie moyenne vers la circulation turbulente. Cette affirmation est cohérente avec la forme de l'énergie cinétique liée à la circulation turbulente (EKE). Une alternance de gain et de perte d'énergie est ensuite observée de manière aléatoire lié au caractère chaotique des turbulences. Cette figure semble consistante avec les observations, et avec les travaux de Kang and Curchitser (2015) où des conclusions équivalentes peuvent être effectuées.

Examinons maintenant le terme EDDYFLX selon les données de simulation (Fig. 11b). On retrouve la même forme globale que le terme MEC. Avant Cap Hatteras, le long de la Floride, nous observons une perte d'énergie vers la circulation moyenne. Cette remarque est consistante avec le terme MKE étudié précédemment, étant très intense dans cette région. Le transfert d'énergie s'effectue par le travail de la circulation turbulente sur la circulation moyenne. Un gain d'énergie est tout de même visible avant Cap Hatteras, témoignant de la présence, bien que faible, de turbulence dans cette zone. Après Cap Hatteras, un gain d'énergie fournie à la circulation turbulente. Des échanges d'énergie se produisent de manière chaotique dans la suite de la circulation du courant. Ce gain d'énergie semble après Cap Hatteras semble consistante avec les données altimétriques. Nous pouvons également remarquer qu'une partie de l'énergie cinétique turbulente est fournie à la circulation moyenne dans cette même zone. Cette observation reste cohérente et n'entre pas en contradiction avec les données altimétriques.

La somme des termes de transfert d'énergie cinétique donne ainsi l'opposé de la divergence du flux moyen d'énergie cinétique résiduel (Fig. 11c). Les données de simulation concernant ce terme conservent plutôt une forme similaire à la MEC. La divergence semble non-nulle, il existe donc des échanges d'énergie cinétique entre la circulation moyenne et turbulente. Dans ce contexte, les interactions entre l'écoulement moyen et turbulent semblent non-local. Ces échanges sont cependant moins intenses dans les données de simulation que dans les données altimétriques, étant donné que le champ des vitesses semble sous-évalué par rapport aux données altimétriques. Le motif finalement obtenu pose questions en comparaison avec les données altimétriques. Il semble donc difficile de conclure de prime abord. Des analyses supplémentaires sont donc nécessaires.

7 Discussion

Les termes de covariances ont été étudiés dans un premier temps. Ces dernières ont révélé des signatures très proches de celles obtenues par Richard John Greatbatch et al. (2010) et Ducet and Le Traon (2001). La même remarque peut être faite pour la période 2000-2012 présentée en Appendice 10. Ceci ajoute du crédit aux données altimétriques et une base de départ cohérente pour les calculs de contributions et de transferts d'énergie. Des différences d'intensité peuvent être tout de même observées. Ceci peut être dû à la manière de reconstruire le champ des vitesses d'une année à l'autre. L'énergie cinétique et ses contributions à la circulation moyenne et turbulente a donc pu être reconstitué avec un bon degré de confiance. Il en est de même pour les termes de transferts d'énergie entre la circulation moyenne et turbulente.

La manière de reconstituer le champ des vitesses et des hypothèses faite par le satellite peuvent amener des erreurs. En effet, ce dernier reconstitue le champ des vitesses sous l'hypothèse géostrophique. On peut donc s'attendre à ce que, proche des côtes, des erreurs surviennent lors de cette reconstitution. Prenons également en compte que la résolution des données satellitaires sont d'un quart de degré. Donc en comparaison avec les données de simulation, les données altimétriques reconstruisent le champ des vitesses avec une résolution moins fine. En particulier, des phénomènes comme la recirculation des eaux du Gulf Stream le long des côtes du Canada peuvent être appréciés dans les simulations.

Cependant, une différence notable par rapport aux données de simulation peut-être observée dans le terme de covariance croisée $\overline{u'v'}$. En effet, la signature caractéristique de ce terme n'apparaît pas dans les données de simulation. Ce terme est utilisé pour calculer les termes de transfert d'énergie d'une circulation à l'autre. Des analyses supplémentaires sont donc nécessaires. Ceci a des conséquences sur les termes de transferts qui se voient ainsi modifiés.

La quantification de la non-localité des interactions entre la circulation moyenne et turbulente a été mis en exergue dans ce rapport. Un pique de 0.03 GW.m^{-1} dans le terme de divergence du flux moyen turbulent du terme croisé d'énergie cinétique est atteint juste après Cap Hatteras. Qualitativement, les données de simulations semblent cohérentes avec cette affirmation avec une divergence non-nulle et particulièrement intense dans cette région de référence. Étant donné que le champ des vitesses est moins intense dans la simulation, la non-localité ne sera pas aussi importante que dans les observations. Les sorties de GIGATL6 restent néanmoins consistantes avec les données altimétriques.

Pour expliquer la sous-estimation du champ des vitesses par GIGATL6, penchons-nous sur les équations utilisées. Les hypothèses faites par cette simulation sont pour reconstruire ce champ sont peut-être trop restrictives. Le modèle semble bien approximer le comportement du champ des vitesses à grande échelle, mais également à le sous-évaluer. La résolution de la simulation (6km) peut également avoir un rôle important. Une résolution plus fine échelle, combiné au schéma numérique utilisé, peut faire apparaître artificiellement de la viscosité. C'est une propriété très utile permettant d'éviter de rajouter des termes aux équations primitives. Prenons également en considération que la période sur laquelle les simulations sont prises en comptes sont de 2009 à 2011. Des variabilités peuvent apparaître laissant des différences dans la forme des termes.

8 Perspectives

Ce rapport traite des échanges d'énergie cinétique entre la circulation moyenne et turbulente. Nous nous sommes concentrés exclusivement sur les données de surface. Cependant, ces échanges d'énergie sont un processus *barotrope*, ce qui signifie que les échanges d'énergie cinétique se produisent principalement sur la couche de mélange. Intégrer l'énergie verticalement pourrait donner une meilleure idée du comportement non-local des interactions entre la circulation moyenne et turbulente.

L'énergie cinétique peut également se convertir en énergie potentielle. Ce processus se fait par le terme $\overline{w'b'}$ (qui n'a pas été étudié dans ce travail) et nécessite un milieu stratifié. Ces échanges se font principalement en profondeur sous la couche de mélange (Kang and Curchitser (2015)). L'introduction de l'énergie potentielle dans une future étude pourrait apporter des précisions sur les mécanismes de la non-localité dans le Gulf Stream.

Avec l'accumulation de données satellitaires permet de faire des études sur le long terme, moyennant sur de longues périodes. L'un des impacts du réchauffement climatique est l'affaiblissement du Gulf Stream. L'étude de la variabilité saisonnière (Ducet and Le Traon (2001)), annuel ou encore décennale de ce courant pourrait apporter des pistes supplémentaires, notamment sur la

question de la surveillance des océans. Ce principe pourrait également être appliqué à d'autres courants de bords ouest comme le Kuroshio au large du Japon ou le courant des aiguilles en Afrique du Sud. Ceci pourrait révéler l'importance de la topographie sur le bilan d'énergie de la région concernée.

9 Conclusion

Deux bases de données satellitaires et une base de donnée provenant de sorties de simulation CROCO ont été utilisée pour mettre en évidence les échanges d'énergie cinétique entre la circulation moyenne et turbulente. Les données de surface nous ont permis d'identifier l'importance et les signatures des termes de contrainte de Reynolds. Ces derniers nous informent sur la partie turbulente de la circulation. Une analyse comparative a été effectuée entre les contributions à l'énergie cinétique entre les données de simulation et les données altimétriques pour la période 1995-2007.

L'étude comparative avec les travaux de Ducet and Le Traon (2001), Richard John Greatbatch et al. (2010) ainsi que Kang and Curchitser (2015) ont permis de souligner la cohérence des données altimétriques. Les calculs de contributions et de transferts d'énergie cinétique nous ont permis de mettre en évidence la non-localité des interactions entre la circulation moyenne et turbulente, et de la quantifier. Les échanges d'énergie non-locaux sont ainsi maximums, et de l'ordre de 0.03 GW.m^{-1} en surface au niveau de Cap Hatteras. La divergence diminue au fur et à mesure que le courant progresse pour revenir nul une fois arrivé dans la Dérive Nord Atlantique.

Les sorties de simulations de GIGATL6 du modèle CROCO révèlent un champ des vitesses plus sous-estimé par rapport aux observations. Pourtant, elles permettent d'avoir accès à des données supplémentaires que les données satellitaires ne peuvent pas traiter (hypothèse géostrophique) comme la recirculation des eaux du Gulf Stream. Ces résultats ont tout de même une forme cohérente avec ce qui est observé dans les données altimétriques. Seul la contrainte de Reynolds $\overline{u'v'}$ diffère de ce qu'on pourrait attendre de ce terme. D'autant plus que ce dernier est utilisé pour calculer les termes de transferts d'énergie cinétique. Étant donné les observations de surface, il pourrait être intéressant d'intégrer le champ des vitesses sur la couche de mélange afin de saisir les mécanismes mis en jeu dans les échanges d'énergies entre la circulation moyenne et turbulente.

Références

- Chassignet, E. P. and Xu, X. (2017). Impact of Horizontal Resolution ($1/12^\circ$ to $1/50^\circ$) on Gulf Stream Separation, Penetration, and Variability. *Journal of Physical Oceanography*, 47(8) :1999–2021.
- Chen, R., Flierl, G. R., and Wunsch, C. (2014). A Description of Local and Nonlocal Eddy–Mean Flow Interaction in a Global Eddy-Permitting State Estimate. *Journal of Physical Oceanography*, 44(9) :2336–2352.
- Cushman-Roisin, B. and Beckers, J.-M. (2011). *Introduction to geophysical fluid dynamics : physical and numerical aspects*. Number v. 101 in International geophysics series. Academic Press, Waltham, MA, 2nd ed edition. OCLC : ocn751829434.
- Ducet, N. and Le Traon, P.-Y. (2001). A comparison of surface eddy kinetic energy and Reynolds stresses in the Gulf Stream and the Kuroshio Current systems from merged TOPEX/Poseidon and ERS-1/2 altimetric data. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C8) :16603–16622.
- Harrison, D. and Robinson, A. (1978). Energy analysis of open regions of turbulent flows — mean eddy energetics of a numerical ocean circulation experiment. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2(2) :185–211.
- Jamet, Q., Leroux, S., Dewar, W. K., Penduff, T., Le Sommer, J., Molines, J.-M., and Gula, J. (2022). Non-local eddy-mean kinetic energy transfers in submesoscale-permitting ensemble simulations. *Manuscript submitted to Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, pages ..–..
- Kang, D. and Curchitser, E. N. (2015). Energetics of Eddy–Mean Flow Interactions in the Gulf Stream Region. *Journal of Physical Oceanography*, 45(4) :1103–1120.
- Martínez-Moreno, J., Hogg, A. M., Kiss, A. E., Constantinou, N. C., and Morrison, A. K. (2019). Kinetic Energy of Eddy-Like Features From Sea Surface Altimetry. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(10) :3090–3105.
- Niiler, P. P., Maximenko, N. A., and McWilliams, J. C. (2003). Dynamically balanced absolute sea level of the global ocean derived from near-surface velocity observations : ABSOLUTE SEA LEVEL OF THE GLOBAL OCEAN. *Geophysical Research Letters*, 30(22).
- Richard John Greatbatch, Xiaoming Zhai, Jan-Dirk Kohlmann, and Lars Czeschel (2010). Ocean eddy momentum fluxes at the latitudes of the Gulf Stream and the Kuroshio extensions as revealed by satellite data. *Ocean Dynamics*, 60(3) :617–628.

10 Appendice

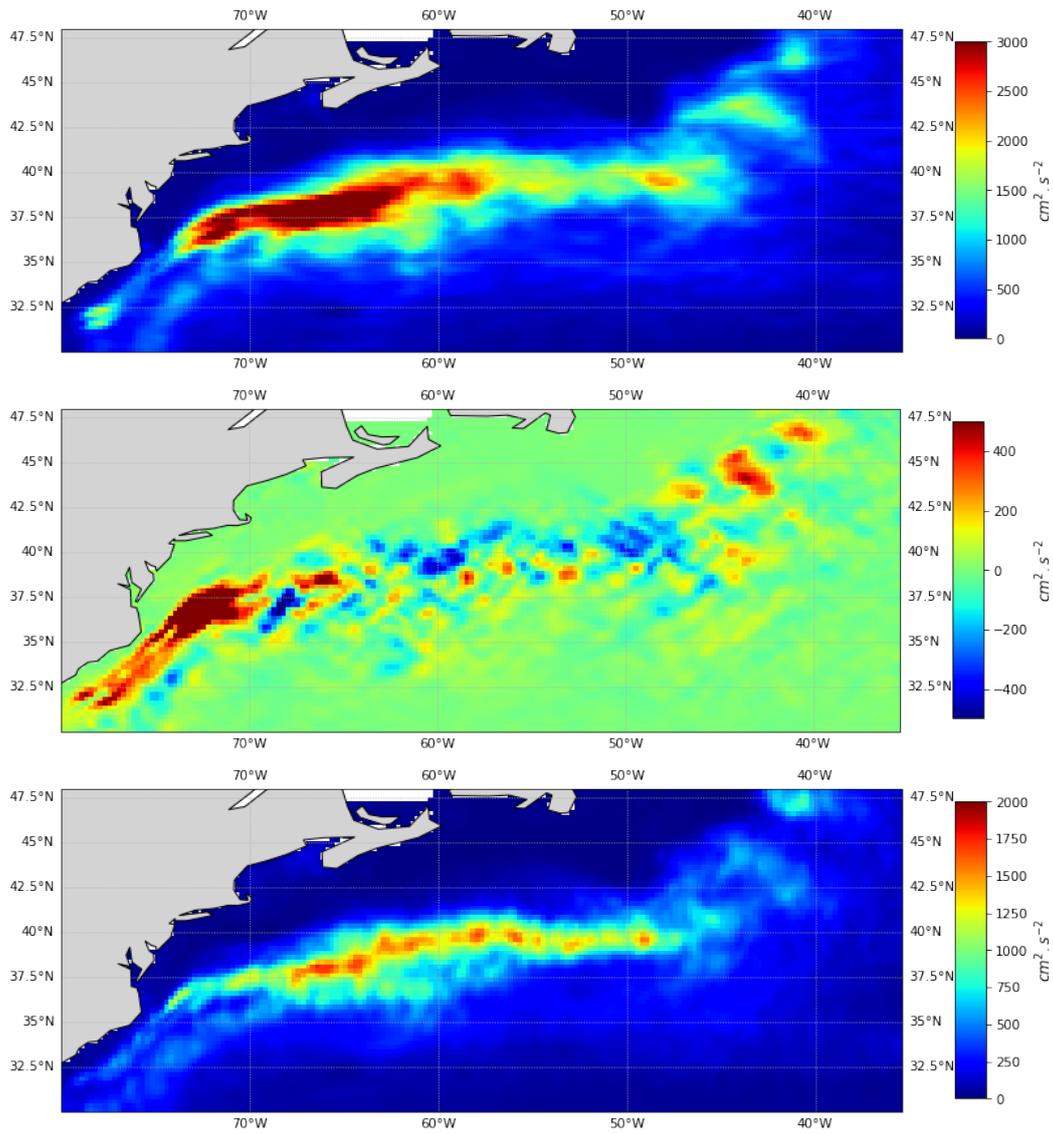


FIGURE 12 – Contraintes de Reynolds $\overline{u'u'}$, $\overline{u'v'}$ et $\overline{v'v'}$ à partir des données altimétriques sur la période 2000-2012.

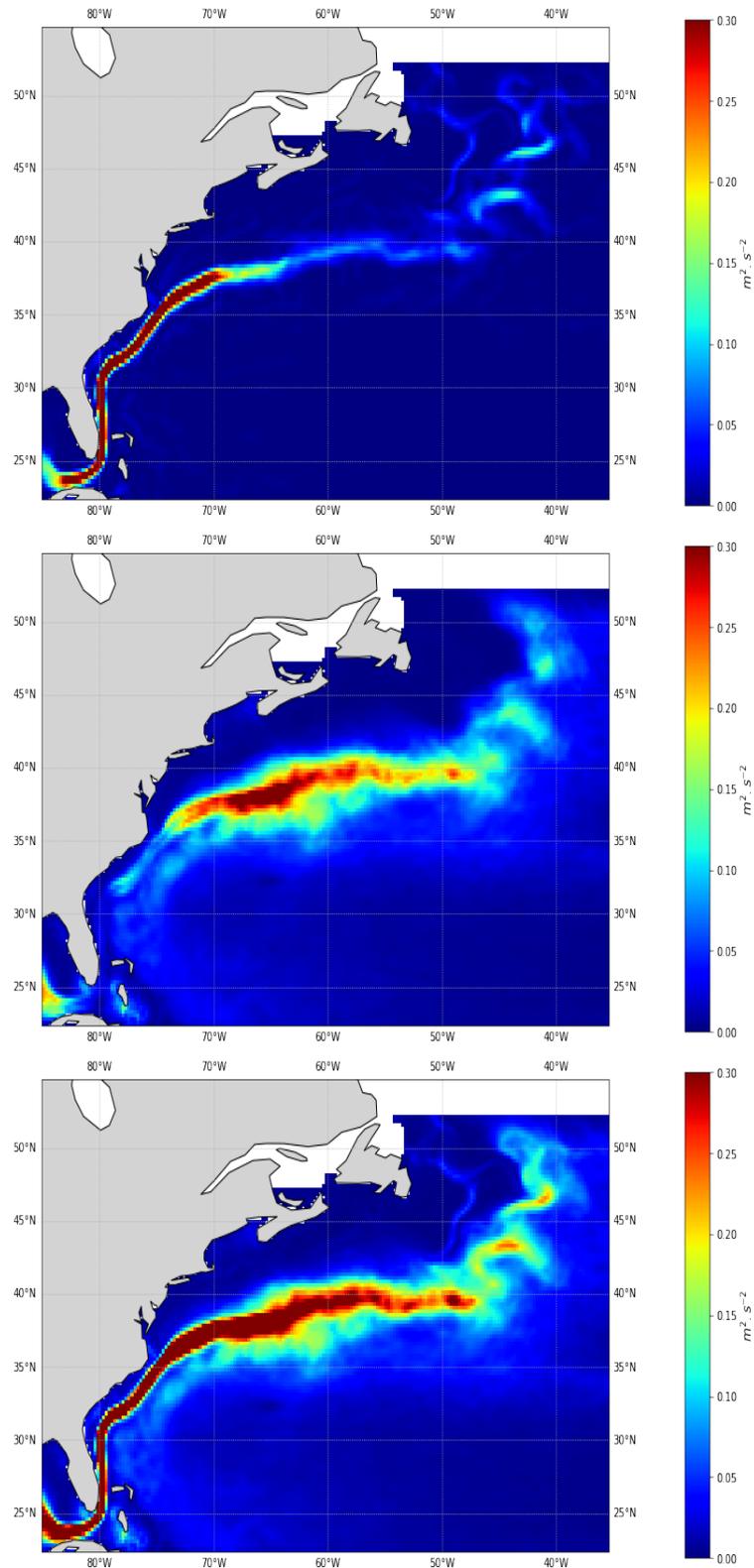


FIGURE 13 – Contributions des termes MKE (Mean Kinetic Energy) et \overline{EKE} (Eddy Kinetic Energy) dans l'expression de l'énergie cinétique moyennée \overline{KE} sur la période 2000-2012. Ces grandeurs sont exprimées en $m^2.s^{-2}$.

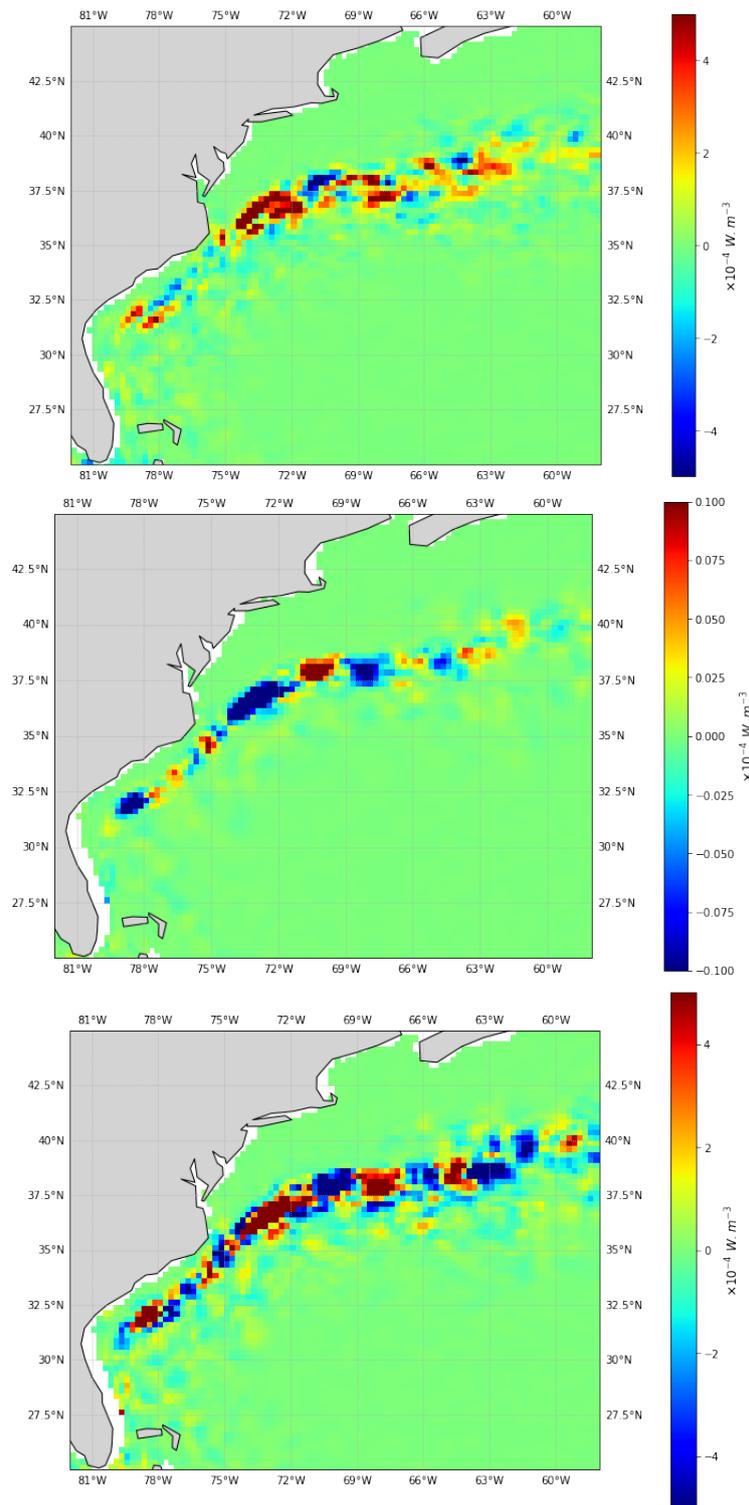


FIGURE 14 – transferts d'énergie en surface de circulation moyenne à turbulente (MEC, figure du haut), de circulation turbulente à moyenne (EDDYFLX, figure du milieu) et la divergence du flux moyen d'énergie cinétique résiduelle (figure du bas) pour la période 2000-2012. Ces termes sont représentés en $W.m^{-3}$.

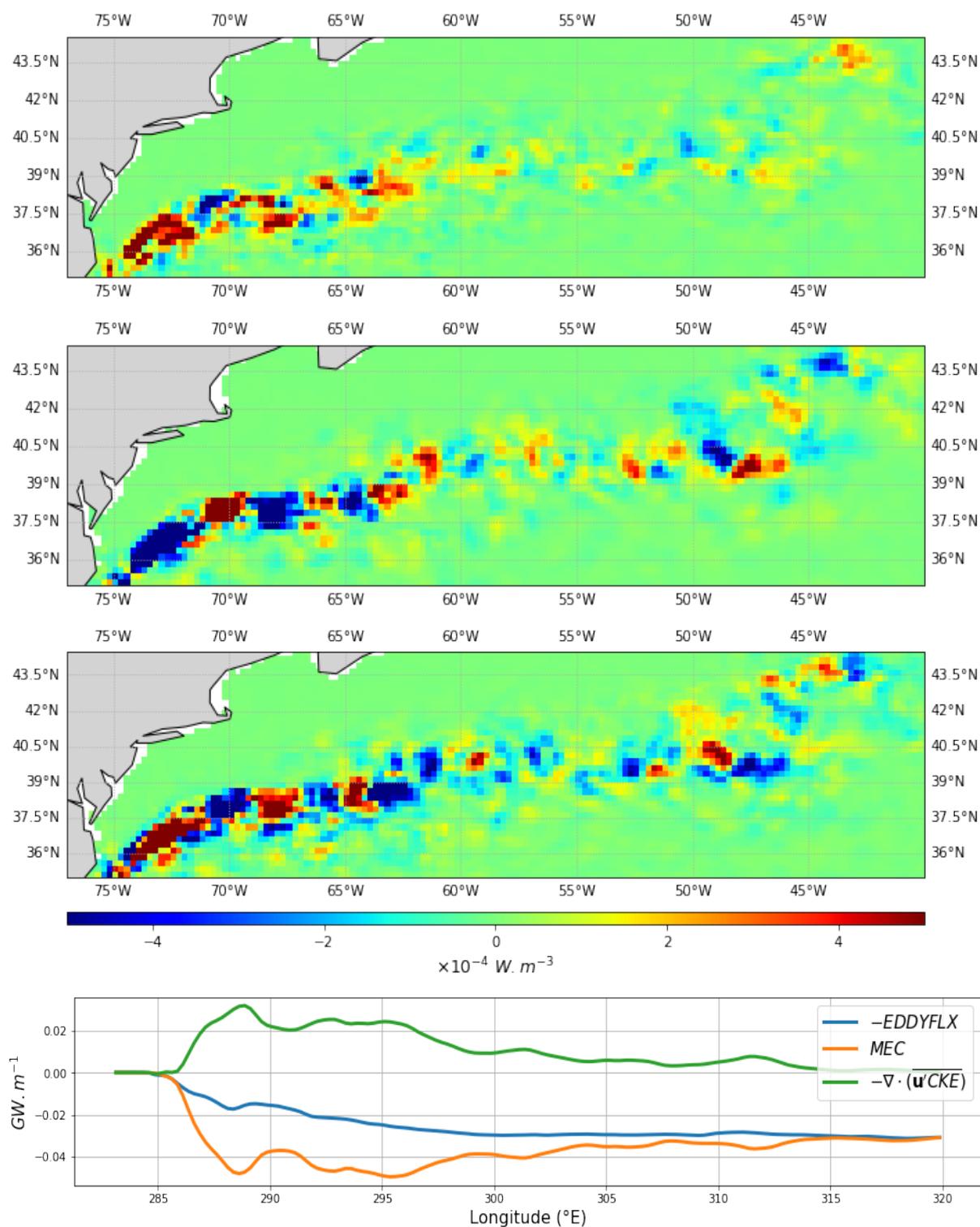


FIGURE 15 – Terme de MEC (en haut), EDDYFLX (au milieu) et la divergence du flux moyen d'énergie cinétique résiduel (en bas) entre 77 °W et 40 °W, et entre 35 °N et 45°N, en $\times 10^{-4} \text{ W} \cdot \text{m}^{-3}$, sur la période 2000-2012.