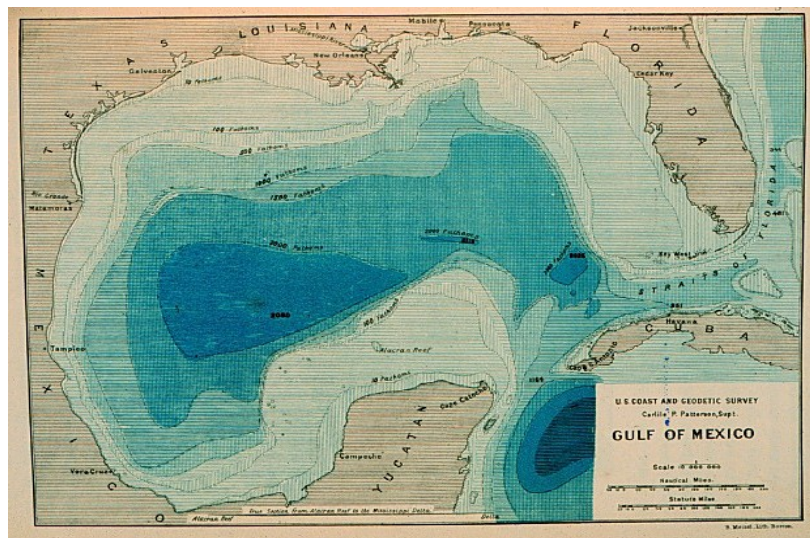


Projet Modélisation

Introduction au modèle ROMS:

*Application de ce modèle au cas du Golfe du Mexique
et étude du « Loop Current »*



Travail réalisé par SIMON Mathias

Ce travail a été réalisé dans le cadre de l'UE 07
sous la direction de M. DOGLIOLI Andrea,
enseignant chercheur au
Centre Océanologique de Marseille.

Sommaire

1. Introduction	p3
2. Présentation et fonctionnement du modèle ROMS	p4
a) Equations résolues	p4
b) Discrétisation du modèle	p6
3. Résultats et discussions	p10
a) Etudes saisonnières	p11
b) Suivi d'un tourbillon	p13
4. Conclusion.....	p17

1. Introduction

L'étude de la circulation dans le Golfe du Mexique est motivée par des intérêts financiers et environnementaux. Cette région, sous l'influence de l'activité pétrolière, joue un rôle important dans les processus de formation du Gulf Stream. Cette mer semi-fermée communique avec la mer des Caraïbes par le détroit du Yucatan et des eaux chaudes y pénètrent sous la forme d'un courant puissant : le courant du Yucatan. Une fois à l'intérieur du golfe ces eaux forment le *loop current* ou courant en boucle qui s'écoule vers l'océan Atlantique en passant par le détroit de Floride. C'est à ce niveau que se forme le courant de Floride qui donne ensuite naissance au Gulf Stream.

La dynamique de cette région est caractérisée par une grande variabilité et par l'intensité de ses courants. Néanmoins le *loop current* est associé à un phénomène remarquable qui a lieu une ou deux fois par an : le détachement de tourbillons anticycloniques de grande taille. Ce détachement se produit lorsque le courant du Yucatan, qui est orienté Sud/Nord-est, atteint un maximum de pénétration dans le golfe. A ce moment là, la structure se déstabilise, elle se détache, entraînant avec elle une partie des eaux chaudes. Ce tourbillon va alors se déplacer vers l'ouest en s'affaiblissant au cours de son trajet vers les côtes mexicaines.

Le but de ce travail est donc de modéliser et d'étudier la dynamique de l'écoulement dans la région du Golfe du Mexique à l'aide du modèle ROMS. Ce n'est qu'après avoir décrit le fonctionnement de cet outil que nous nous intéresserons aux résultats et également à leur validité.

2. Présentation et fonctionnement du modèle ROMS

Avant 1900 les sciences telles que l'océanographie et la météorologie étaient essentiellement descriptives. Au début du XXème siècle on commence à envisager certaines prévisions. Par exemple Richardson en 1922 s'essaye à des prévisions d'évolution de la pression atmosphérique. Celui ci ne disposant pas encore d'ordinateurs il imagina un système de calcul humain employant 64000 personnes. Il aboutit à des résultats incohérents mais ceux ci étant uniquement dus à des erreurs faites sur les mesures.

L'apparition des ordinateurs, et donc l'augmentation de la puissance de calcul, a permis à la modélisation de s'imposer comme une science reconnue.

Le modèle ROMS (Regional Ocean Modeling System) fait partie de la nouvelle génération de modèle. Il a en effet été développé dans le but de modéliser des zones de taille relativement petite afin de pouvoir observer des phénomènes se déroulant à plus petite échelle. Ce puissant outil est composé de routines à exécuter sous Matlab et l'utilisation d'une base de données énorme permet de le faire fonctionner sur la quasi totalité du globe terrestre. La première des choses à faire sera donc de définir une zone d'étude et de construire une grille de calcul associée à cette région. Avant de passer à cette étape, intéressons nous d'abord à la théorie et en particulier aux équations résolues par le modèle.

a) Equations résolues

On se place dans une repère ayant pour origine le centre de la Terre, l'axe Ox étant orienté positivement vers le Sud, l'axe Oy vers l'est et l'axe Oz vers le zénith.

Alors le modèle ROMS décrit le mouvement horizontal des particules de fluide à l'aide des équations primitives, après les avoir simplifiées par un certain nombre d'approximations. On utilise notamment l'approximation de BOUSSINESQ et l'approximation hydrostatique. On aboutit aux équations dites « équations en eaux peu profondes » reliant les variations de vitesse au gradient de surface libre η . Ces équations constituent deux des équations pronostiques du modèle. Ces équations sont les suivantes:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu + g \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0$$

A ces deux équations viennent s'ajouter l'équation de continuité ainsi que deux équations de conservation de la température T et de la salinité S qui sont les suivantes:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T = \frac{\partial(-T'w')}{\partial z} + \frac{Q_c}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} S = \frac{\partial(-S'w')}{\partial z}$$

avec:

Q_c le flux de chaleur incident.

C_p le coefficient de chaleur massique.

$I(z)$ est la fraction du flux arrivant à une profondeur z .

On a donc un système de 5 équations. Ces équations ne suffisent pas et il faut ajouter des équations dites « de fermeture ». Elles vont exprimer l'indétermination qui reste dans les termes de flux turbulents des équations primitives. On considère à ce niveau que l'océan est généralement turbulent et utilise l'approche de Reynolds couplée à la théorie de Prandtl. Avec ces approches on va pouvoir déterminer les coefficients de viscosité turbulente horizontaux et verticaux.

Ainsi dans le modèle ROMS le coefficient horizontal est généralement calculé à l'aide de la formule de Smagorinski. La détermination du coefficient vertical est quant à elle basée sur l'approche de Large et al. (1994). Cette approche dite KPP pour *K Profile Parametrization* sépare l'océan en trois parties avec notamment une couche limite de surface dans laquelle les coefficients sont paramétrés.

Il faut ajouter à cette fermeture de la turbulence des conditions aux limites pour chaque grandeur. Ces conditions s'appliquent à la surface, au fond ainsi qu'aux frontières fermées (à la côte) et ouvertes.

Une fois le système fermé, on va pouvoir passer à l'étape suivante qui sera de discrétiser les équations afin de pouvoir les résoudre. La résolution analytique étant impossible on va devoir établir un schéma numérique permettant la résolution des équations pronostiques.

b) Discrétisation du modèle

Le schéma d'intégration utilisé est un schéma implicite du second ordre basé sur une intégration de type « Leapfrog ». Cette technique permet le calcul d'une différence sur plusieurs pas de temps. On applique également à ce schéma numérique un filtre dans le but de le stabiliser. Dans le modèle ROMS nous utilisons un filtre d'Asselin. Enfin la dernière technique que l'on utilise est une méthode de séparation des pas de temps. En effet on sépare les termes des équations pronostiques en deux catégories en fonction de leur vitesse d'évolution : on aura un mode interne (mode lent pour la dynamique 3D) et un mode externe (mode rapide pour la dynamique 3D). L'avantage de cette méthode est de permettre au modèle tridimensionnel de calculer les courants sans la limitation du pas de temps imposé par les ondes. Les deux modèles travaillent en parallèle. Le calcul des pas de temps se fera à l'aide du critère CFL. Nous y reviendrons après avoir déterminé la grille spatiale car son calcul est basé sur la résolution d'une maille de grille.

Après avoir discrétiser les équations nous choisissons la zone à étudier à l'aide d'un script Matlab réalise par M. Doglioli, qui nous permet de déterminer avec précision les coordonnées de notre zone. En ce qui me concerne, souhaitant étudier le Golfe du Mexique, je prends comme coordonnées:

lonmin= -98°E

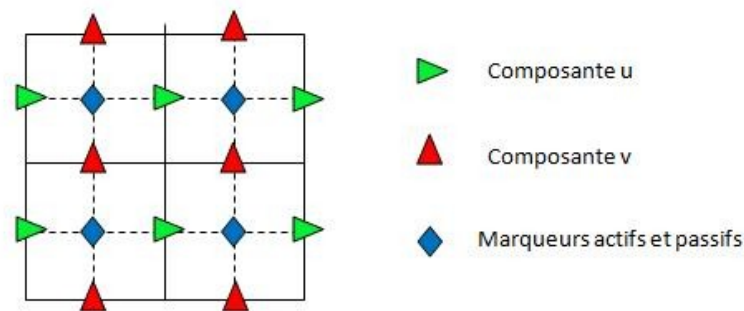
latmin= 18°N

lonmax= -81°E

latmax= 30.4°N

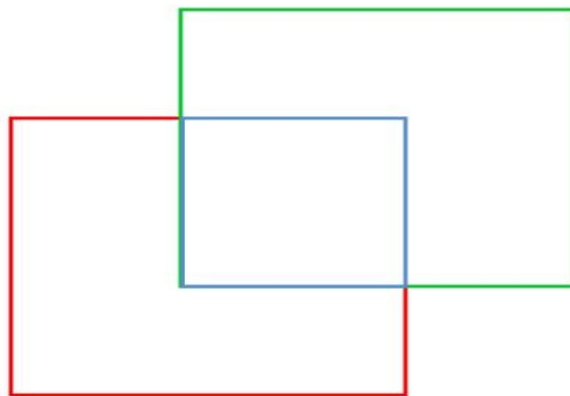
De cette manière nous obtenons une vue d'ensemble de Golfe du Mexique. Il faut ensuite paramétrer les deux grilles de calcul. Nous utilisons dans le modèle ROMS une grille de type Arakawa C sur le plan horizontal et une grille sigma sur le plan vertical. La grille Arakawa C est une grille permettant une discrétisation décentrée « forward-backward ». Cela signifie que l'élévation, la densité ou les autres marqueurs (actifs ou passifs) sont calculés au centre d'une maille de grille. De plus les coordonnées u et v sont calculées respectivement selon l'axe est/ouest et nord/sud. Cette grille est dite décentrée car les points utilisés pour le calcul sont situés à un demi pas d'espace. On aura donc la grille de calcul de la composante u et la grille de calcul de la composante v qui seront décalées d'un demi pas d'espace, et l'association des deux contient la grille des scalaires où sont calculés les différents marqueurs. Enfin le terme forward-backward traduit la réutilisation de la valeur calculée précédemment dans le calcul.

Les figures suivantes résument le fonctionnement d'une grille Arakawa C.



Grille Arakawa C

Sous un autre angle on a la figure schématique suivante dans laquelle le cadre rouge représente la grille des u , le cadre vert la grille de calcul de v décalée d'un demi pas d'espace et le cadre bleu représente la grille de calcul des scalaires. Nous utiliserons ces différentes grilles un peu plus loin dans le calcul de la vorticité notamment.



A présent nous allons nous intéresser à la grille de calcul vertical. Pour la résolution verticale du schéma nous allons effectuer le changement de coordonnées suivant:

$$(x, y, z, t) \rightarrow (x, y, \sigma, t) \text{ où } \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}$$

avec:

z = profondeur où on se trouve

H = bathymétrie

η = surface libre

Ce changement de coordonnées, contrairement à la coordonnée z classique, permet une meilleure représentation des effets de la bathymétrie. Nous choisissons nous même le nombre de niveau σ . Dans notre cas nous avons 32 niveaux sigma. Afin de réaliser ces grilles nous exécutons le script *make_grid.m* après avoir rentré un certain nombre de paramètres dans les scripts *romstools_param.m* et *param.h*. En outre nous fixons dans notre cas la résolution de la grille à $1/6^\circ$ horizontale ainsi que la taille qui sera calculée en fonction des coordonnées. Nous obtenons ainsi une grille de 101×82 soit 8181 points de calcul pour la grille horizontale. Le résultat final est représenté sur la figure 1 où apparaissent la zone d'étude et sa bathymétrie. A noter que nous avons 2 frontières ouvertes, la frontière Sud et la frontière Est.

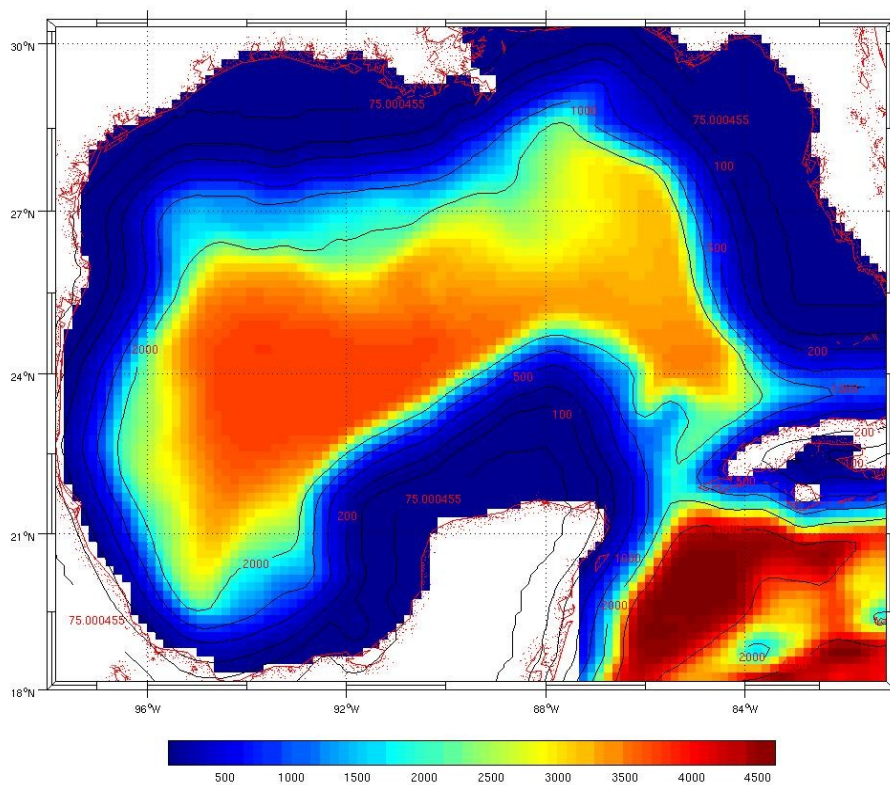


Figure 1 : Grille de calcul et représentation de la bathymétrie de la zone

Cela nous amène à présent à parler des conditions initiales, des conditions aux frontières et des forçages. Avant de pouvoir démarrer la simulation nous devons exécuter les scripts *make_clim.m* et *make_forcing.m* qui vont simuler les conditions aux frontières ainsi que les forçages du modèle. En ce qui concerne les conditions initiales ROMS va chercher dans ses différentes bases de données les champs de température et de salinité. Ces données vont ensuite être utilisées dans la méthode dynamique qui va permettre le calcul des vitesses géostrophiques servant de conditions initiales pour les champs de vitesse. Par exemple la figure 2 représente une évolution saisonnière d'un des forçages, le vent.

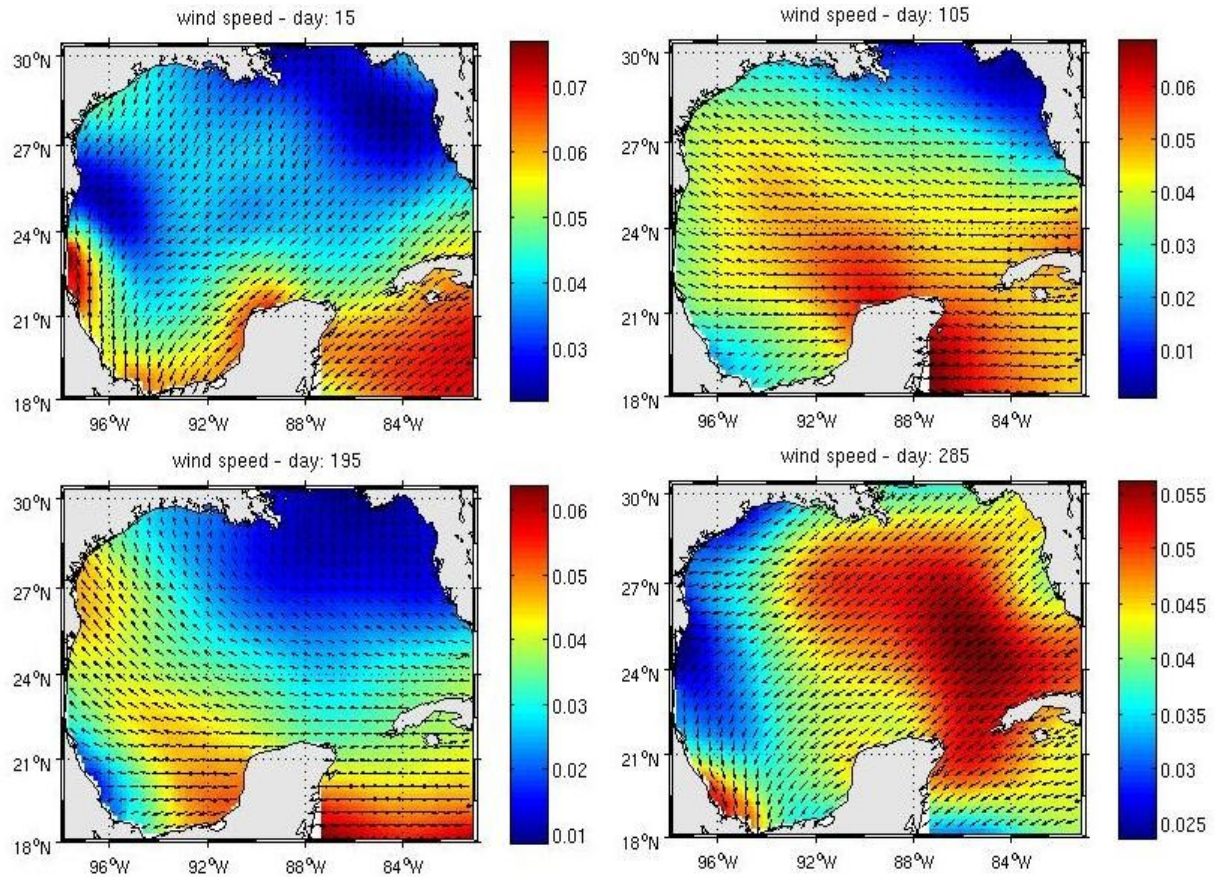


Figure 2 : exemple d'un des forçages extérieurs, le vent

Une fois la grille réalisée on va pouvoir passer au calcul du critère CFL. Il s'exprime de la façon suivante :

$$\Delta t_i \leq \frac{1}{(2\sqrt{gh} + U_{max})} \left| \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right|^{-1/2}$$

Cette formule donne le pas de temps pour la boucle interne. Pour avoir le pas de temps externe il faut ensuite diviser ce pas de Δt_i par un coefficient compris entre 40 et 80 généralement. Dans notre cas on prends 60 itérations. Cependant notre professeur a mis à notre disposition un script Matlab permettant le calcul rapide des deux pas de temps permettant le respect du critère CFL. On aura donc:

$$\Delta t_i = 1800 \text{ s}$$

$$\Delta t_e = 30 \text{ s}$$

On règle ensuite ces deux paramètres dans les fichiers de paramétrages et notamment dans le fichier *roms_inter.in*. On règle également les pas de temps d'acquisition des données avec notamment les fichiers de sorties moyennés que l'on sauvegarde tous les mois soit un $\Delta t = 1440$

3. Résultats et discussions

Une fois tout ce travail de pré-processing effectué on va pouvoir passer à la compilation et à l'exécution du modèle. La compilation s'effectue à l'aide de la commande `./jobcomp` et on décide de faire ensuite une simulation pluri-annuelle en faisant tourner le modèle pour 10 ans. On lance alors le modèle à l'aide de la commande `./run_roms.csh` dans la commande shell. Il est important de préciser que là en rajoutant au début la commande `nohup` nous allons pouvoir faire tourner le modèle en background. On peut ainsi laisser tourner le modèle même en notre absence. Lorsque celui ci a fini les calculs, la première des choses à faire est de se servir des outils de diagnostic qui vont nous renseigner sur la stabilité du modèle. Ainsi on exécute les script `roms_diag.m` puis `plot_diag.m` et on obtient les graphiques suivants :

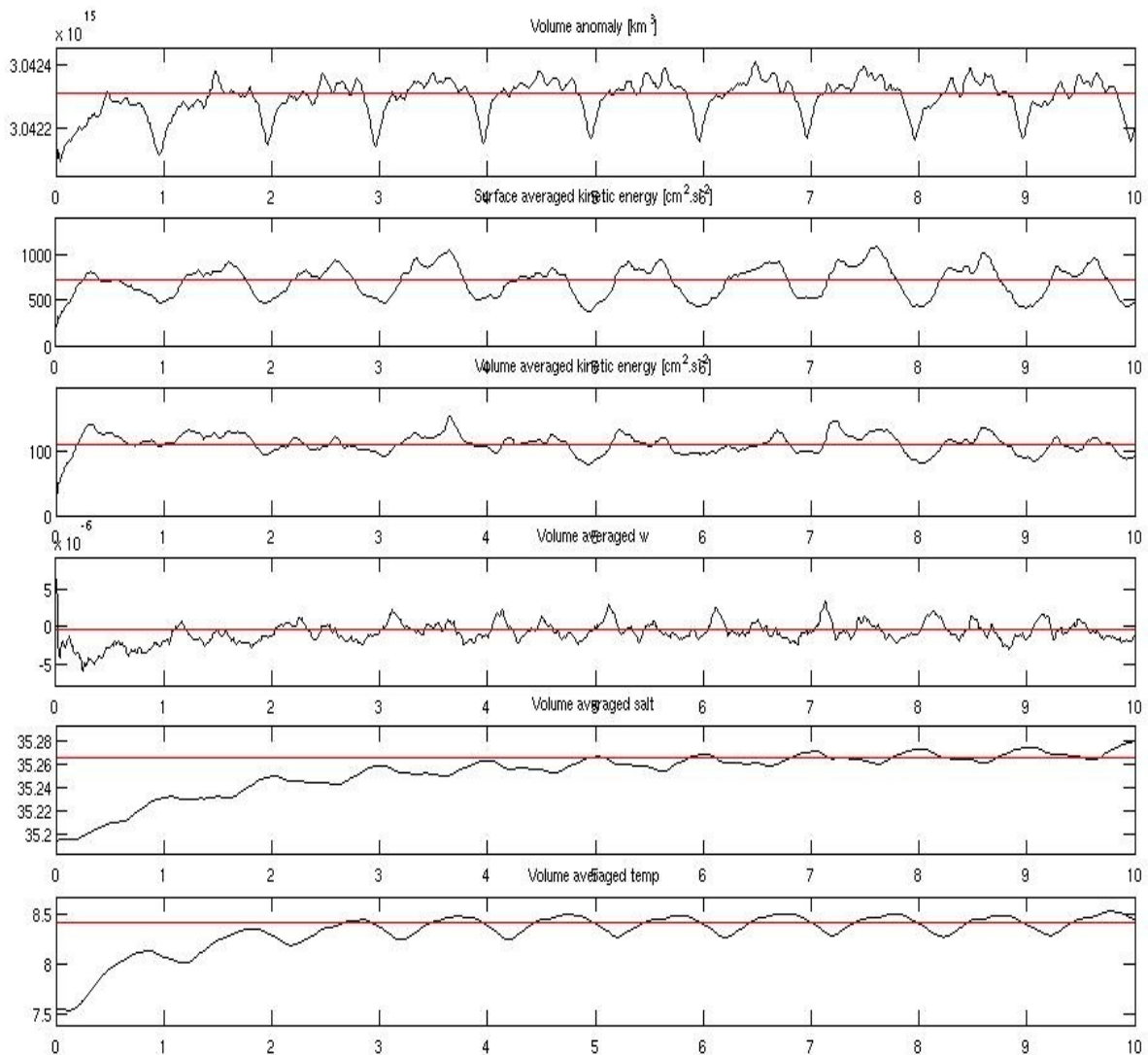


Figure 3 : Graphiques diagnostiques du modèle

On note grâce à cet outil diagnostique que le modèle atteint une stabilité à partir de la fin de la troisième année. Dans les suites de l'analyse des résultats nous allons nous intéresser plus particulièrement aux deux dernières années de simulations.

Malgré la variabilité du phénomène que nous étudions nous allons dans un premier temps essayer de mettre en évidence des circulations saisonnières et de définir des caractéristiques sur les masses d'eau en présence. Ensuite nous nous concentrerons sur le suivi d'un tourbillon. Nous tenterons également de comparer certains points avec la publication de *Cherubin et al* (Journal of physical Oceanography, avril 2006).

a) Etudes saisonnières

Comme nous l'avons dit précédemment la circulation générale dans le golfe du Mexique va être perturbée par l'état du *loop current*. En effet si un tourbillon se détache il va venir perturber la circulation. Malgré ce phénomène de détachement de tourbillon si on observe les forçages on note déjà une tendance générale des vents. En effet on remarque en général des vents d'est ou de nord-est. Cela est confirmé par le fait que la zone est située en basses latitudes, dans la région où soufflent les alizés. Ce régime de vent aura donc à priori tendance à pousser les eaux vers les côtes mexicaines. Ce déplacement n'est pas facilement observable sur les simulations. Une fois arrivées dans cette partie du golfe les eaux vont ensuite remonter en direction des côtes américaines et les suivre jusqu'à la Californie. Ce courant est lui un peu plus facilement observable et on le retrouve tout au long de l'année avec une intensité variable. Ces eaux sont ensuite récupérées par le courant de Californie et acheminées vers l'océan Atlantique. Ceci semble être la circulation générale dans le Golfe du Mexique. Encore une fois il faut prendre un peu de recul car le détachement des tourbillons vient corser un peu le travail de mise en évidence. Intéressons nous à présent aux caractéristiques des eaux présentes dans le golf.

Le premier marqueur dont on peut regarder l'évolution est la température. L'étude de l'évolution de la température des eaux de surface va confirmer la tendance générale décrite précédemment. Nous allons baser notre analyse sur les graphiques pris en milieu des mois de janvier, avril, juillet et octobre. Le choix de ces dates a été fait par rapport aux forçages. En observant ces graphiques on arrive aisément à suivre le déplacement des masses d'eau. De l'eau chaude, en provenance de la mer des Caraïbes ayant une température de 26°C en hiver, pénètre dans le golfe par l'intermédiaire du courant du Yucatan. A cette période dans le golfe les eaux ont une température de 24°C. Ces masses d'eaux sont ensuite poussées vers l'ouest et lorsqu'elles atteignent les côtes, elles remontent vers le Nord. Ainsi on retrouve au Nord-est du bassin des eaux ayant une température de 26°C. L'entrée dans le golfe de ces masses d'eau combinées à une augmentation du flux de chaleur de surface nous conduit à un réchauffement général des eaux de surfaces. On atteint donc des températures de l'ordre de 29°C au mois de juillet. Ces eaux chaudes sont ensuite évacuées petit à petit par le détroit de Floride.

A l'automne et en hiver les apports d'eaux plus chaudes en provenance de la mer des Caraïbes ne suffisent plus pour remplir l'ensemble du golfe et on se retrouve donc avec des eaux plus chaudes dans la partie Sud que dans la partie Nord. Cette évolution est représentée sur les figures suivantes.

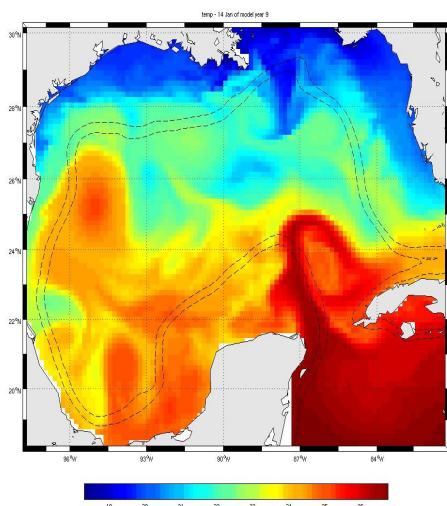


Figure 4 : Situation hivernale

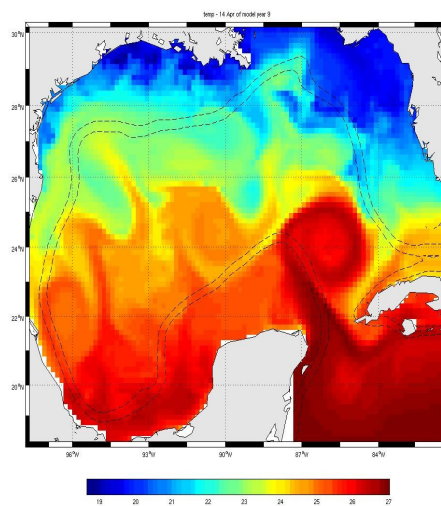


Figure 5 : Situation printanière

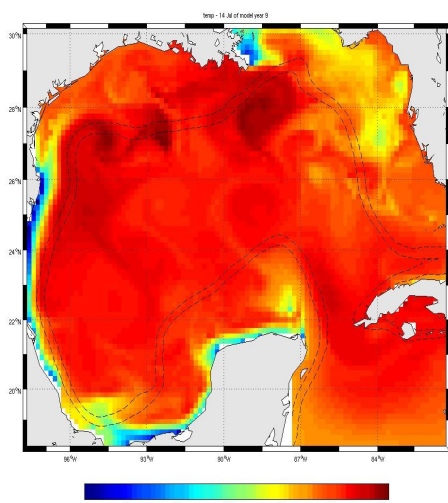


Figure 6 : Situation estivale

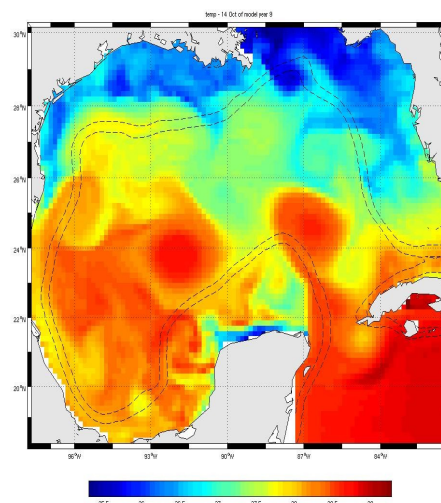


Figure 7 : Situation automnale

Il est important de préciser que dans une situation automnale nous avons des températures de l'ordre de 26°C au Nord et 28°C au Sud. Les gammes de couleurs peuvent ici être trompeuses. Egalement l'évolution entre la situation hivernale et printanière n'est pas bien marquée mais on a une augmentation de la température des eaux au Nord-ouest de l'ordre de 2°C. Ces mouvements de masses d'eau sont moins observables avec les graphiques de salinité. En effet ce bassin situé en zone tropicale et balayé par les alizés, vents puissants et réguliers, représente une zone d'évaporation.

On aura une certaine constance dans la gamme de salinité. En effet les eaux du golfe ont une salinité oscillant autour de 36 avec des maximum vers 36.5. En revanche on observe facilement les apports du Mississippi. Ce fleuve qui vient se jeter dans le Golfe du Mexique par l'intermédiaire d'un delta est responsable de 90% des apports d'eau douce. On retrouve ces apports quelque soit la saison avec cependant des variations.

On prend comme exemple une situation hivernale et une situation automnale. Au niveau du delta on a des salinités variant entre 31 et 34.5 selon l'importance des apports.

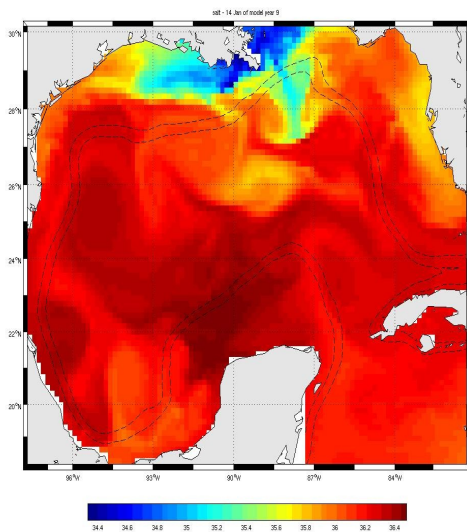


Figure 8: Situation hivernale

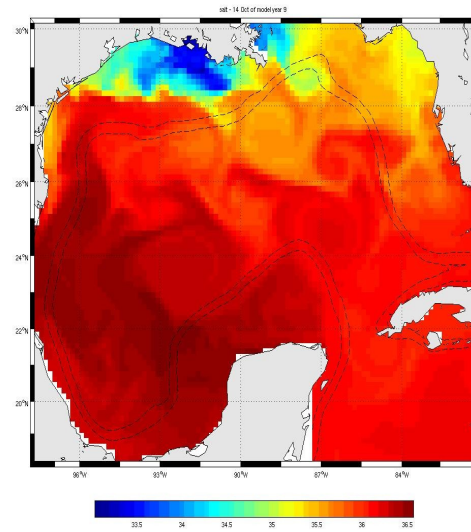


Figure 9 : Situation automnale

Ces informations n'étant pas précisées dans la publication nous n'avons pas de comparaison. Nous allons donc comparer nos résultats en ce qui concerne le suivi d'un tourbillon dans le Golfe du Mexique.

b) Suivi d'un tourbillon

Nous pouvons distinguer quatre phases différentes pour ce phénomène. La première étape est l'enfoncement du courant du Yucatan profondément dans le Golfe du Mexique. Ceci est illustré par les figures suivantes. On a d'une part l'élévation de la surface libre et les vecteurs de courants en surface (figure 10) et on compare ceci au champ de vorticité (figure 13). Les vecteurs ont été multiplié par un facteur 7 dans un souci de clarification. On observe ainsi facilement une corrélation entre ces différentes figures. En effet à l'endroit où on observe des courants circulaires on a une tâche de vorticité relative négative. Cela traduit une tendance de la masse à entrer en rotation dans le sens horaire. On atteint ainsi des valeurs de l'ordre de -3×10^{-5} . Il est important de préciser que cette vorticité est calculée à 50m de profondeur. Le choix de cette profondeur a été guidé par la publication car on y trouve une figure représentant la vorticité potentielle à 50m.

On a donc du faire une interpolation entre les deux niveaux σ entourant cette profondeur. Elle est réalisée par la fonction *get_vort* disponible dans les packages téléchargés. Nous atteignons dans notre cas des valeurs de -3×10^{-5} alors que les auteurs arrivent à des valeurs de -9×10^{-5} . Nous avons dans notre cas la vorticité relative et eux ont la vorticité potentielle donc la comparaison est difficile. En ce qui concerne l'élévation et les vitesses on trouve respectivement des ordres des valeurs de l'ordre de 50cm et de 0.1 m.s^{-1} . L'élévation trouvée correspond à celle présentée dans la publication.

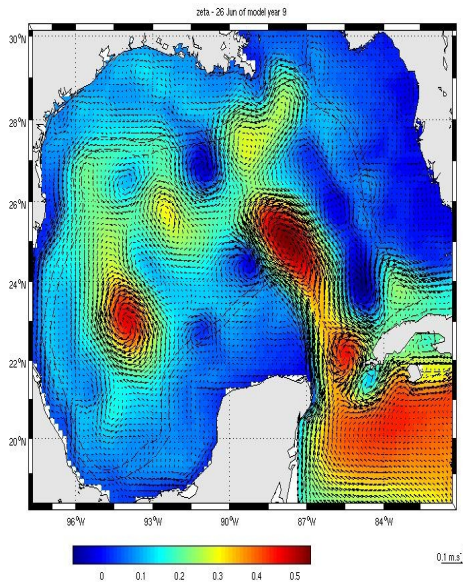


Figure 10 : Champ d'élévation

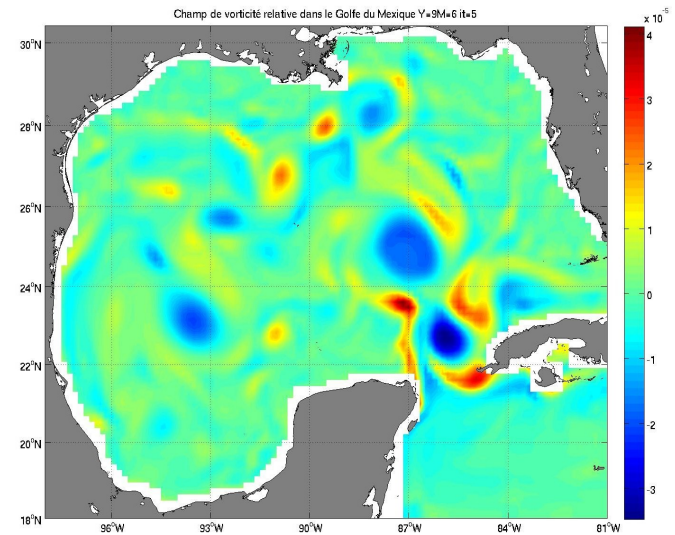


Figure 11 : Champ de vorticité

En revanche en ce qui concerne la vitesse nous avons en surface des vitesses de l'ordre de 10 cm.s^{-1} alors que les auteurs affichent des vitesses de 20 cm.s^{-1} à environ 1000m de profondeur. Une des explications pourrait être la résolution : $1/6^\circ$ pour nous et $1/12^\circ$ pour le modèle qu'il utilise ou les différences dans les forçages. La seconde étape du suivi est le détachement du tourbillon du courant initial. Celui ci se détache quand l'instabilité devient trop grande. Cette instabilité est provoquée par un haut fond à l'entrée du golfe. On observe ce détachement sur la figure 12 d'une structure d'environ 300m de diamètre. On observe la même corrélation avec une diminution de la vorticité après le détachement. On note aussi la présence de petits tourbillons cycloniques dans le golfe. Ils ont une vorticité relative supérieure en valeur absolue. On peut donc considérer que la zone de formation des tourbillons se trouve entre 86°W et 90°W en longitude et entre 21°N et 26°N en latitude.

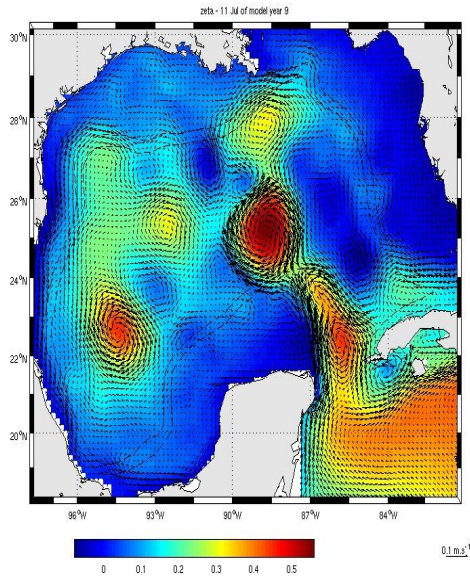


Figure 12 : Champ d'élévation en surface

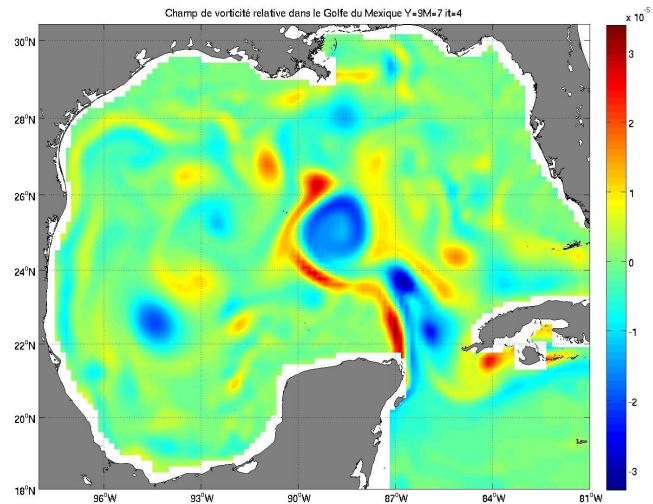


Figure 13 : Champ de vorticité relative

Après s'être détaché le tourbillon va se déplacer dans le golfe en suivant la circulation générale. En effet il va dans un premier temps se diriger vers l'ouest en direction des côtes mexicaines puis remonter vers les côtes américaines. Comme les auteurs le suggèrent dans leur publication le trajet du tourbillon semble suivre fortement l'isobathe -1000m. En effet il se déplace dans le golfe mais ne monte pas sur le plateau continental. Sur la figure 14 on voit bien le trajet de notre tourbillon qui suit l'isobathe -1000m représentée par la ligne en pointillé. De même à l'ouest et au nord on peut observer les tourbillons précédents qui poursuivent leur trajet. En longeant eux aussi la même isobathe. En analysant les résultats on remarque que ce phénomène se reproduit en général deux fois par an. La date de création de ces tourbillons est quant à elle un peu plus aléatoire.

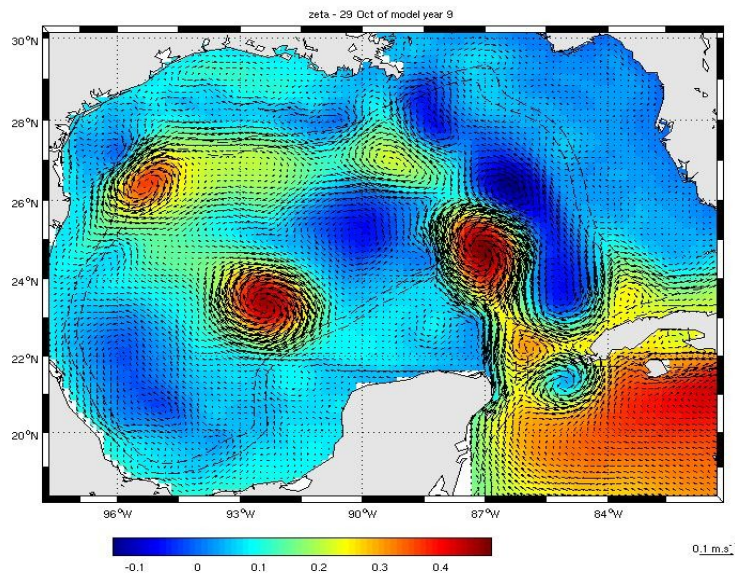


Figure 14 : Champ d'élevation en surface.

On décide à présent de regarder cette évolution en fonction de la profondeur. On va donc observer les champs de température et de salinité en section verticale. On réalise donc des coupes le long d'un transect Est-Ouest fait à 25°N. Les résultats sont représentés sur les deux figures suivantes avec à droite de la figure le bord ouest du bassin et à gauche le bord est. On observe clairement la présence d'un tourbillon. En effet on note une tâche présentant une température et une salinité plus élevées. On observe également que le centre de ce tourbillon constitue une zone de convergence et ce tourbillon induit une plongée des eaux de surface.

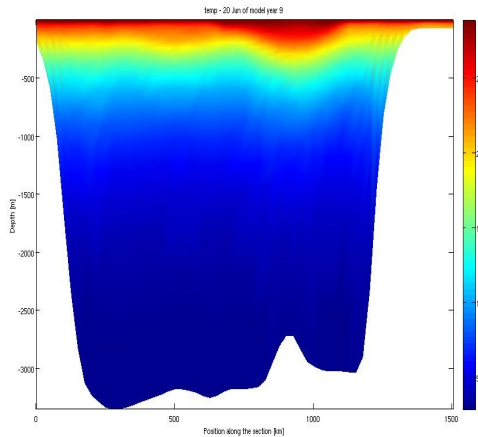


Figure 15 : Coupe verticale du champ de température

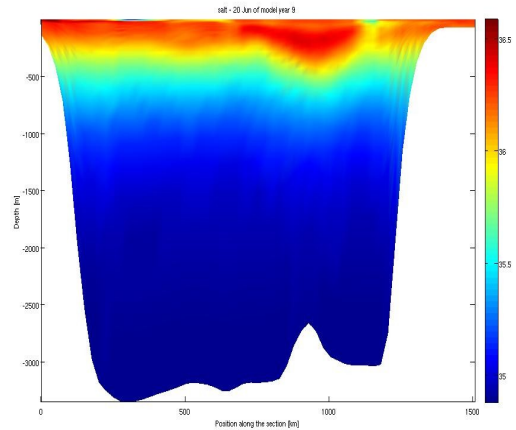


Figure 16 : Coupe verticale du champ de salinité

Les deux dernières figures représentent elles les vecteurs vitesses respectivement à -510m et à -1010m. On observe que l'impact de ce tourbillon se fait ressentir jusqu'à 1000m de profondeur même si à cette profondeur les vitesses sont faibles, de l'ordre du centimètre par seconde.

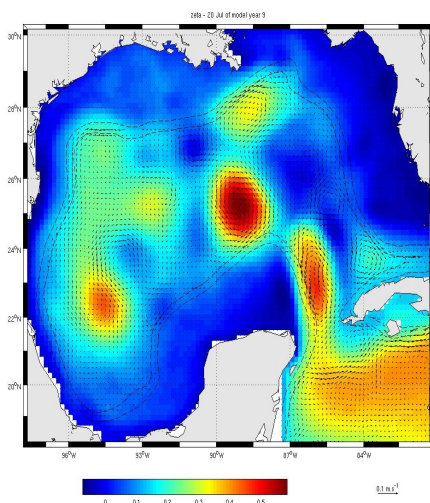


Figure 15 : Champ de vitesse à -500m

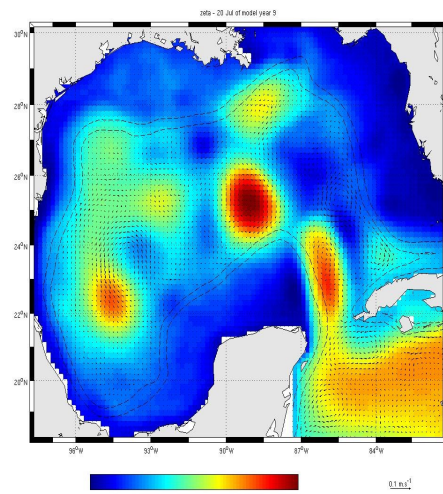


Figure 16 : Champ de vitesse à -1000m

4. Conclusion

Nous avons donc vu tout au long de ce travail que le modèle ROMS permet d'aboutir à des résultats tout à fait satisfaisants. Il existe malgré tout des zones d'instabilités. On observe également des différences avec le modèle MICOM utilisé par les auteurs dans leur publication. Ces différences pourraient entre autres se situer au niveau des conditions aux limites ou encore au niveau des forçages.

Malgré cela nous avons réussi à modéliser la formation régulière de tourbillons dans le Golfe du Mexique et nous sommes arrivés à montrer l'importance du phénomène.