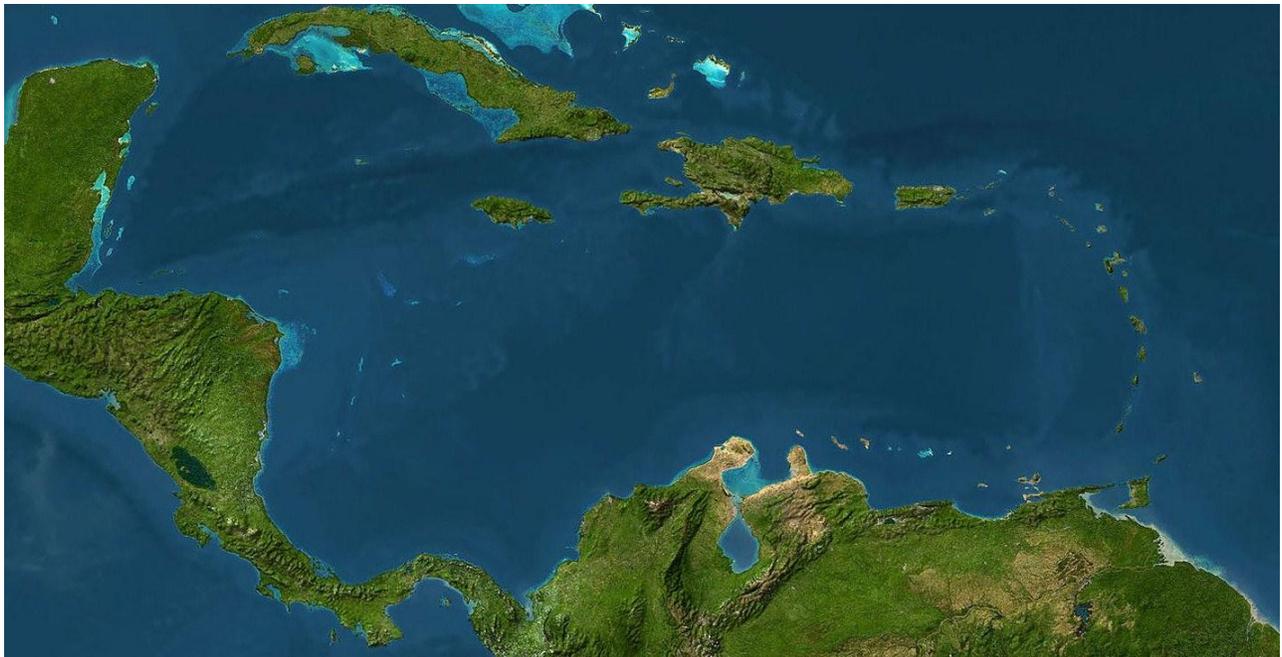


Application du modèle ROMS au bassin Caraïbe



Huguet Jean-Rémy
jeanremy.huguet@gmail.com

Master 1 Océanographie Physique et Biogéochimique
OPB 205 - Modélisation de la circulation océanique
Responsable : Mr DOGLIOLI Andrea
Année 2012-2013

Résumé/Abstract.....	3
Introduction.....	4
Matériel et Méthodes.....	5
Equations résolues.....	5
Approximations résolues.....	5
Conditions initiales et aux limites.....	6
Discrétisation.....	7
Implémentation du modèle.....	8
Résultats et Discussion.....	9
Diagnostic du modèle.....	9
Variabilité saisonnière des paramètres physico-chimiques.....	9
Température.....	10
Salinité.....	11
Variabilité de l'intensité du courant des Caraïbes et de ses phénomènes méso-échelles.....	12
Variabilité du courant des Caraïbes.....	12
Phénomènes tourbillonnaires.....	13
Discussion.....	15
Conclusion.....	17
Références.....	17
Annexes.....	18

Résumé

Ce rapport a pour but d'exposer les résultats issus d'une simulation du courant des Caraïbes établie à partir d'un des trois plus importants modèle régional 3D , ROMS. Le courant des caraïbes fait en quelque sorte le lien entre les eaux chaudes équatoriales et le Gulf Stream. Il est issu en grande partie du courant Nord-Brazilien mais aussi du courant Nord équatorial. L'étude des paramètres physico-chimiques nous aura permis de montrer que la mer des Caraïbes, comme toute mer tropicale, est une mer chaude , très stratifiée dans les premiers 1000 mètres et assez salée , malgré l'influence de deux des trois plus importants fleuves mondiaux. La partie la plus intéressante et la plus étudiée dans le domaine des sciences océanographiques est le courant en lui même et les phénomènes méso-échelles dont il est l'initiateur. Nous avons observé, sur les figures obtenues, deux branches nord et sud du courant caraïbes avec une intensité plus importante pour la branche sud. Ces deux branches se rejoignent au niveau du bassin Colombien. Pourtant d'après des mesures in situ le courant n'est composé de deux branches qu'une certaine période de l'année, et de trois branches le reste de l'année. L'étude de l'élévation de la surface nous a permis de constater des variabilités autant spatiales que saisonnières. Il faudra cependant prendre du recul en analysant les résultats et les comparer aux résultats issus de la littérature.

Abstract

This report aims to present the results of a simulation of the current Caribbean used with one of the three largest regional 3D model ROMS. The current caribbean does the link between the hot equatorial waters and the Gulf Stream. It comes largely from the North-Brazilian current but also from North Equatorial current. The study of physico-chemical parameters allowed us to show that the Caribbean Sea, like all tropical sea, is a warm sea, highly stratified in the first 1000 meters and quite salty, despite the influence of two of the three largest world rivers, the Amazon and the Orinoco. The most interesting and the most studied in the ocean science is the current itself and mesoscale activity that it generates. We observed in the figures, two branches (north and south) of the Caribbean current with greater intensity for the southern branch. These two branches are joined at the Colombian basin. Yet, according to in situ measurements, the current is composed of two branches only a certain period of the year, and of three branches the rest of the year. The study of surface elevation reveals spatial and seasonal variabilities. However, we have to take a step back in analyzing the results and compare them with other results from the literature.

L'océanographie est, paradoxalement, une discipline assez récente dans le domaine scientifique car même si depuis des milliers d'années nous parcourons l'océan, ce n'est que depuis quelques dizaines d'années que nous avons une vision globale de la circulation océanique générale. Cet essor de l'océanographie a été permis par les progrès en informatique et la mise en place de modèles numériques, basés sur la résolution des équations linéaires de Navier-Stokes, dont les plus connus sont POM (Princeton Ocean Model), SYMPHONIE, et ROMS (Regional Oceanic Modelling System).

Nous avons utilisé ici le modèle régional 3D ROMS afin de modéliser le courant Caraïbes. Ce courant se situe, comme son nom l'indique, dans la mer des Caraïbes, une mer un mer semi-fermée entourée par les terres d'Amérique centrale et d'Amérique du sud, et séparée de l'océan Atlantique par les Grandes Antilles au Nord et les Petites Antilles au Sud. Elle s'étend sur 3500km de longitude et sur 2500km de latitude.

C'est dans cette mer tropicale, ainsi que dans le Golfe du Mexique, que surchauffe une partie des eaux équatoriales atlantiques entrées par les Petites Antilles. Ces eaux, qui vont se diriger ensuite vers le nord-est et alimenter le Gulf Stream, vont jouer un rôle considérable dans la climatologie européenne. C'est pourquoi, de nombreuses études sont faites sur le courant Caraïbes, motivées par des intérêts économiques et environnementaux.

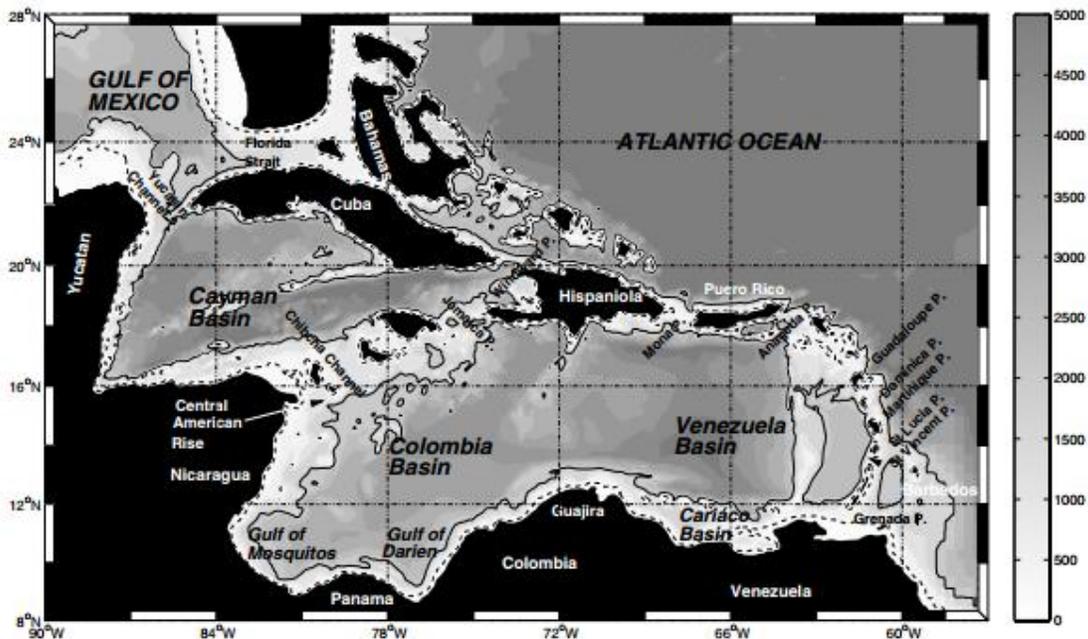


Fig.1 : Géographie du Bassin Caraïbe (Jouanno et al 2009)

Ce courant des Caraïbes est un courant intense qui prend naissance au niveau des petites Antilles à partir du courant des Guyanes, lui-même issu du Sous-courant Nord Brésilien, une dérive nord du Courant équatorial longeant les côtes sud américaines. Il se prolonge ensuite jusqu'au détroit du Yucatan avant d'entrer dans le golfe du Mexique. Historiquement, les données issues de la mesure du niveau de la mer et des bouées dérivantes caractérisent un courant intense mais suggèrent de plus la présence de forts tourbillons.

Après avoir décrit le modèle ROMS, nous pourrions traiter les résultats obtenus lors d'une simulation sur dix années, il faudra néanmoins tenir compte d'un esprit critique lors de leur lecture car même si la modélisation est un outil très puissant il n'en reste pas moins qu'elle utilise de nombreuses approximations.

Matériel et Méthodes

Equations résolues

Le modèle ROMS est un modèle tridimensionnel basé sur les équations de Navier-Stokes, l'équation de continuité, l'équation de conservation de la chaleur et de la salinité et l'équation d'état de l'eau de mer de l'UNESCO.

Avec u et v les vitesses horizontales, P la pression, ρ_0 la masse volumique, f le paramètre de coriolis, T la température et S la salinité :

Equations de Navier Stokes

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + f v - \frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - f u - \frac{\partial \overline{v'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z}\end{aligned}$$

Les trois derniers termes des deux équations correspondent aux termes de turbulence que l'on pourra approximer par la suite.

Equation de continuité

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{v}) = 0$$

Equation d'état de l'eau de mer

$$\rho = \rho(T, S, z)$$

Equations de conservation de la chaleur et de la salinité

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

Approximations du modèle

Ces équations sont basées sur des hypothèses et approximations qui permettent de simplifier le calcul numérique :

Approximation de plan beta pour le paramètre de Coriolis : f varie linéairement dans l'espace

Ecoulement incompressible : Il suppose que la masse volumique d'une parcelle de fluide ne varie pas avec la pression. La relation de continuité devient donc une condition de non divergence du champ de vitesse.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Approximation Hydrostatique : En négligeant la contribution barocline et la pression de pesanteur on peut exprimer le gradient de pression horizontale en fonction de la hauteur de la surface libre, on obtient ainsi :

$$\nabla_H P = \rho_0 g \nabla_H \eta$$

Approximation de Boussinesq : Elle suppose une densité constante, si ses variations sont petites, dans tous les termes des équations à l'exception du terme de l'accélération de pesanteur.

Approche de Reynolds et hypothèse de Boussinesq : Elle utilise la fermeture newtonienne afin de régler le problème de la fermeture de la turbulence de telle sorte que l'on remplace :

$$\begin{array}{lll} \overline{u'u'} = -A_x \frac{\partial u}{\partial x} & \overline{u'v'} = -A_y \frac{\partial u}{\partial y} & \overline{u'w'} = -A_z \frac{\partial u}{\partial z} \\ \overline{v'u'} = -A_x \frac{\partial v}{\partial x} & \overline{v'v'} = -A_y \frac{\partial v}{\partial y} & \overline{v'w'} = -A_z \frac{\partial v}{\partial z} \end{array}$$

Avec $A_h = A_x = A_y$ et $A_v = A_z$ les coefficients de viscosité turbulente. Les coefficients verticaux sont calculés par l'approche de Large et al (1994) dite à K-profil, et les coefficients horizontaux par l'approche de Smagorinski.

Conditions initiales et aux limites

Il faut ajouter des conditions aux limites après avoir effectué la fermeture de la turbulence. Il existe deux types de conditions pour ROMS :

Condition de frontière à la surface libre ($z=\eta$)

Tension de surface due au vent :

$$A_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{sx} \quad A_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{sy} \quad \vec{\tau}_s = \rho_{air} C_0 \|\vec{V}_{10}\| \vec{V}_{10}$$

La vitesse de surface est liée à la tension du vent.

Flux de chaleur :

$$K_v \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_0 C_p}$$

Bilan de salinité :

$$K_v \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{S(E-P)}{\rho_0}$$

Élévation de la surface :

$$\frac{d\eta}{dt} = w$$

Condition de frontière au fond ($z=-h$)

Tension de cisaillement de fond :

$$\vec{\tau}_B = \rho_{eau} C_D \|\vec{V}_1\| \vec{V}_1$$

Sur le fond, la vitesse du courant est fonction de la tension de cisaillement sur le fond

Flux de chaleur :

$$K_v \frac{\partial T}{\partial z} = 0$$

Bilan de Salinité :

$$K_v \frac{\partial S}{\partial z} = 0$$

Les variations de la température et de la salinité sur le fond sont dans ce cas nulles.

Conditions latérales :

La « mask » dont nous parlerons plus tard permet de déterminer les conditions aux frontières, une maille de « terre » correspond à une frontière fermée ce qui implique une condition de nullité pour le flux normal à la côte. Tandis que les frontières ouvertes correspondent à l'océan, et vont influencer fortement les résultats du modèle. Roms limite ces problèmes grâce à une méthode empirique dite à radiation couplée à un terme de relaxation.

Conditions initiales :

Le modèle récupère dans diverses bases de données des conditions météorologiques d'une année type: The International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set Project (ICOADS) permet une récupération des données de forçage en surface. World Ocean Atlas (WOA) dispose des données de température et de salinité. Ces données vont ensuite être utilisées dans la méthode dynamique qui va permettre le calcul des vitesses géostrophiques par rapport à un niveau de référence. On impose comme condition initiale une vitesse du courant nulle en dessous de cette profondeur.

Discretisation

Discretisation spatiale :

Sur l'horizontale, le modèle est écrit en coordonnées curvilignes, ce qui permet de définir précisément les frontières, et donne la possibilité de choisir une résolution spatiale précise aux endroits voulus. L'horizontale et la verticale utilisent des schémas aux différences finies sur des grilles décalées.

Sur l'horizontale, la grille C d'Arakawa est adoptée. alors que sur la verticale, le modèle utilise des coordonnées sigma. Ce type de modèle présente des niveaux qui suivent la topographie. Le principal avantage est d'avoir toujours le même nombre de niveaux verticaux quelle que soit la bathymétrie.

Discretisation temporelle :

Le modèle résout les équations sur l'horizontale (mode barotrope, externe, rapide, 2D) et sur la verticale (mode barocline, interne, lent, 3D). Mais la résolution 3D est beaucoup plus coûteuse en temps de calcul que la 2D, seulement le modèle ne résout pas les équations aussi souvent que pour la 2D. Il y a alors séparation temporelle de la résolution du modèle 2D (petit pas de temps) et 3D (grand pas de temps), c'est la technique du time splitting. Il faut néanmoins vérifier la cohérence des deux pas de temps lors du calcul du modèle 3D.

Critère CFL:

La résolution spatiale et la résolution temporelle sont liées par le critère de stabilité CFL (Courant-Friedrichs-Levy) afin qu'un processus ne se propage pas de plus d'une maille à chaque pas de temps. Le pas de temps et le pas dans l'espace sont donc liés par la vitesse de l'évènement :

$$\Delta t \leq \frac{1}{c} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}}$$

Technique du toit rigide (rigid-line) :

Le rigid-lid élimine les processus rapides associés au mouvement de la surface libre.

Implémentation du modèle

Après s'être inscrit sur <http://myroms.org>, sur le site <http://www.romsagrif.org/> nous avons pu télécharger, exécuter et décompresser les fichiers utiles pour la réalisation du modèle. Voici dans l'ordre les étapes effectuées afin d'implémenter le modèle au niveau de la mer des Caraïbes:

- Grâce au fichier *ad_findgeocoord.m*, nous avons pu fixer les coordonnées du domaine d'étude.

- Dans le fichier *romstools_param.m*, nous avons reporté les coordonnées choisies, les frontières ouvertes ou fermées ainsi que la résolution de notre modèle (Tableau 1).

- Ensuite nous lançons *make_grid.m* pour créer notre "mask" et obtenir ses paramètres ainsi que la figure de bathymétrie. Les paramètres de la grille nous serviront plus tard pour calculer le critère de stabilité de type CFL (Tableau 1).

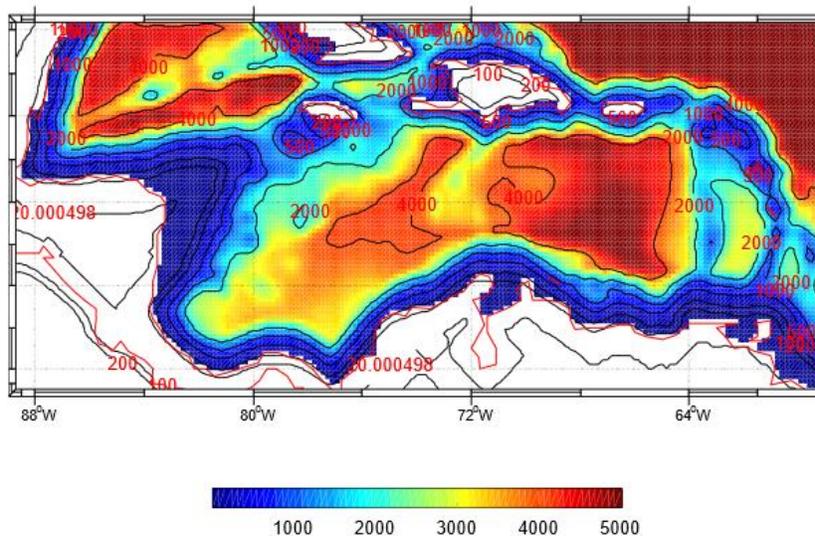


Fig.2 : Carte de la bathymétrie de la mer des Caraïbes

- L'utilisateur exécute ensuite les scripts *make_forcing.m* (la vitesse et l'orientation du vent, le flux d'eau douce, la température de surface, la salinité de surface et *make_clim.m* (les courants, la salinité et la température en profondeur) afin de calculer les conditions initiales et les forçages.

- Enfin grâce au script *ad_cfl.m* l'utilisateur calcule les pas de temps interne et externe de notre simulation. Ces paramètres correspondent à la durée de simulation, au pas de temps interne (barocline) et au nombre de fois que le mode barotrope va parcourir le mode barocline.

- Puis, les fichiers *param.h* et *cppdefs.h* doivent être modifiés afin de définir de nouvelles clefs pour la configuration

- L'utilisateur peut alors compiler le modèle en utilisant *./jobcomp*.

- Et lancer le modèle avec la commande *./roms roms.in*.

- Les résultats peuvent être visualisés en lançant la commande *roms_gui* dans Matlab.

Paramètres	Implémentation du modèle
Longitude	59 -89 W
Latitude	8 -21.5 N
Résolution	1/6
Nombre de mailles horizontales en x	179
Nombre de mailles horizontales en y	83
Nombre de niveaux verticaux	32
NTIMES : Nombre total de pas de temps pour les équations 3D	3600
NDTFAST : Nombre de pas de temps 2D dans chaque pas de temps 3D	60
DT : Pas de temps pour les équations 3D (secondes)	720
Période de simulation (années)	10
NWRT : Fréquence de sauvegarde pour les sorties instantanées (jours)	30
NAVIG : Fréquence de sauvegarde pour les sorties moyennées (jours)	3
Frontières ouvertes	Nord - Est

TABLEAU 1 : Paramètres spécifiques à l'implémentation du modèle dans la mer des Caraïbes

Résultats et Discussion

Diagnostic du modèle

Les variables diagnostiques permettent de vérifier la conservation de la masse du système et donnent ainsi la stabilité du modèle sur les dix ans de simulation (Annexe 1). Le temps de spin-up, qui correspond au temps que met une variable diagnostique à s'équilibrer, traduit le temps que met le modèle à s'affranchir des conditions initiales. On observe ici un temps de spin-up assez élevé de 6 années notamment dû au fait de l'instabilité des bilans de salinité. Dans la suite de ce rapport nous étudierons les résultats de l'année 7.

Variations saisonnières des paramètres physico-chimiques

Tout d'abord avant d'analyser les sorties du modèle voici une carte (Figure 3) permettant de resituer les courants au niveau de la mer des Caraïbes. C'est le courant des Guyanes (GC), issu du courant nord-Brésilien et traversant le passage de Grenade, qui, associé au courant nord-Equatorial (NEC), formera la composante principale du courant Caraïbe (CAC).

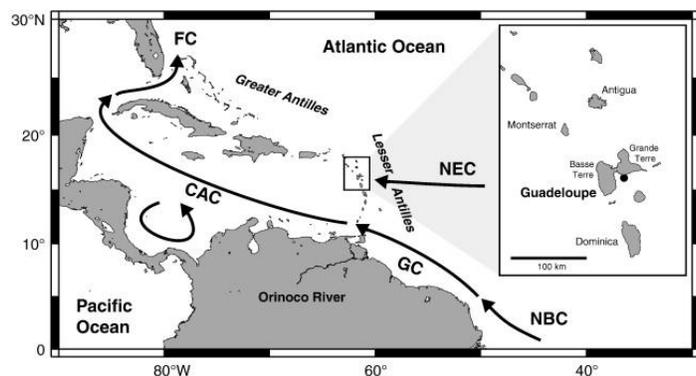


FIGURE 3 : Carte des courants dans les Caraïbes 9

Température

Le climat des Caraïbes est tropical et les températures varient peu pendant l'année. On distingue deux saisons, l'été où la température atteint 30°C et l'hiver où les températures sont aux alentours des 22-23°C. Malgré ces faibles écarts nous allons quand même comparer la température en été et en hiver.

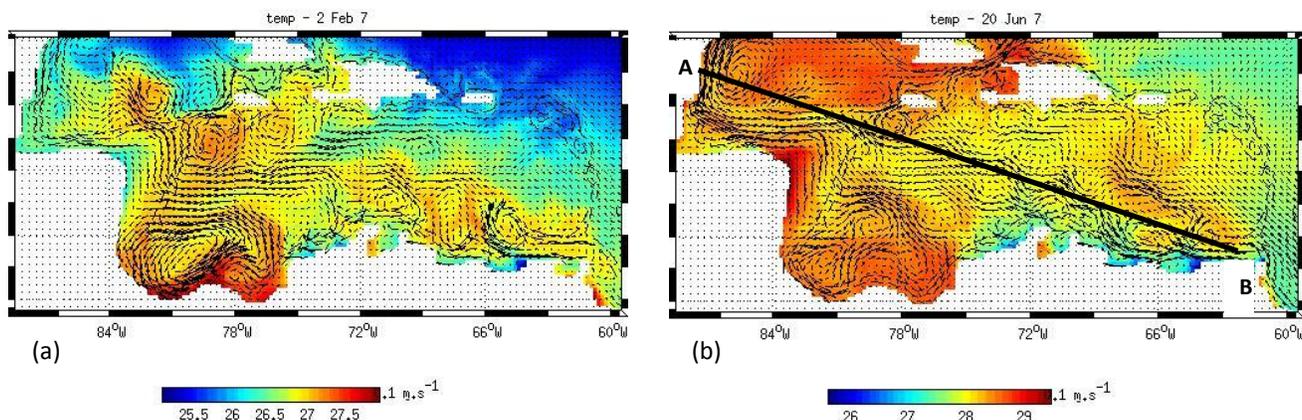


Figure 4 : Carte des températures et des courants à l'année 7 à 10 mètres de profondeur en (a) hiver (b) été

Il faut ici faire attention aux échelles de couleurs qui ne traduisent pas réellement les écarts de température entre l'hiver et l'été. On remarque d'une manière générale qu'en hiver les eaux les plus chaudes se situent au niveau du bassin Colombien. Cela semble être un effet direct de la gyre du bassin Colombien, générée par la géomorphologie du bassin, que l'on voit bien ici avec les flèches de courant. La partie Nord, plus froide, avec des températures aux alentours de 26°C est moins influencée par les eaux venant de l'équateur qui se fauillent en majorité au niveau du passage de Grenade et des Petites Antilles. C'est seulement à partir du mois d'avril que le bassin Colombien commence à surchauffer, rejoint au bout de quelques jours par le bassin Cayman. Les masses d'eaux de surface peuvent alors atteindre, en août près de 30°C.

Voici maintenant une coupe verticale de la température en été du bassin Cayman au passage de Grenade associé à un profil de température pris au centre du bassin caraïbe. La variabilité saisonnière se joue seulement en surface avec cette couche homogène d'environ 100mètres qui est seulement 1 à 2 °C plus chaude l'été. Mais on observe une variabilité spatiale avec une couche d'eau chaude de surface qui s'approfondit d'est en ouest. Le profil indique des températures de surface de l'ordre de 28°C tandis que la thermocline s'étend de 100m à 600m avant que se stabilise le tout à 4°C.

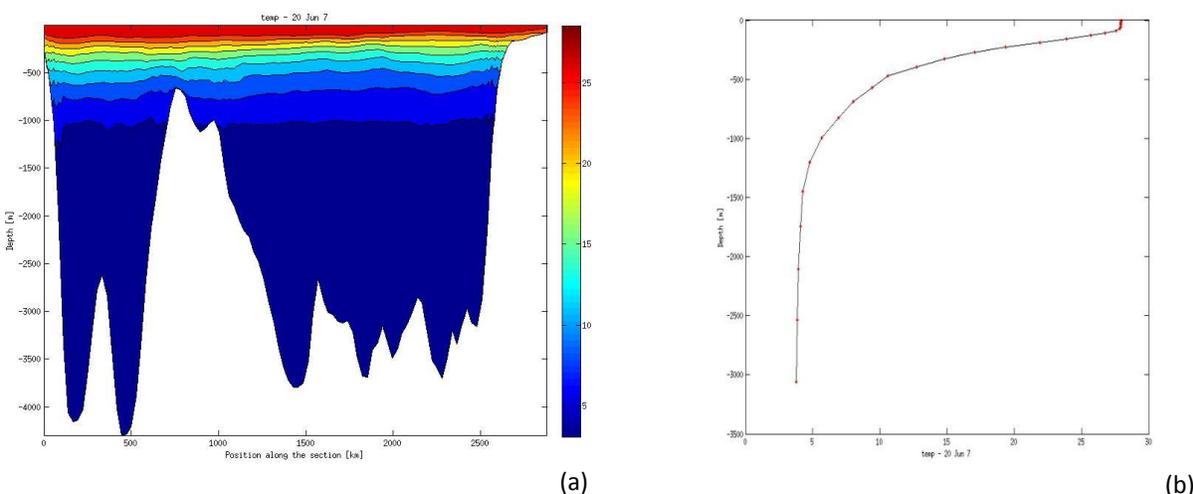


Figure 5 : Coupe verticale de la température de l'année 7 de la simulation en été (a) du bassin Cayman (à gauche) au passage de grenade (à droite) et profil de température au centre du Bassin Vénézuélien (b)

Salinité

L'étude de la salinité ne peut pas se faire sans savoir que deux des trois plus grandes fleuves au monde se jettent à proximité de la zone d'étude. En effet l'Amazone ($205\,000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en moyenne) et l'Orénoque ($36\,000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) que l'on peut voir sur la figure 3 ; dont le débit fluvial est le plus important entre mars et juillet pour le premier, et entre juillet et octobre pour le deuxième ; permettent d'alimenter en eau douce la mer des Caraïbes.

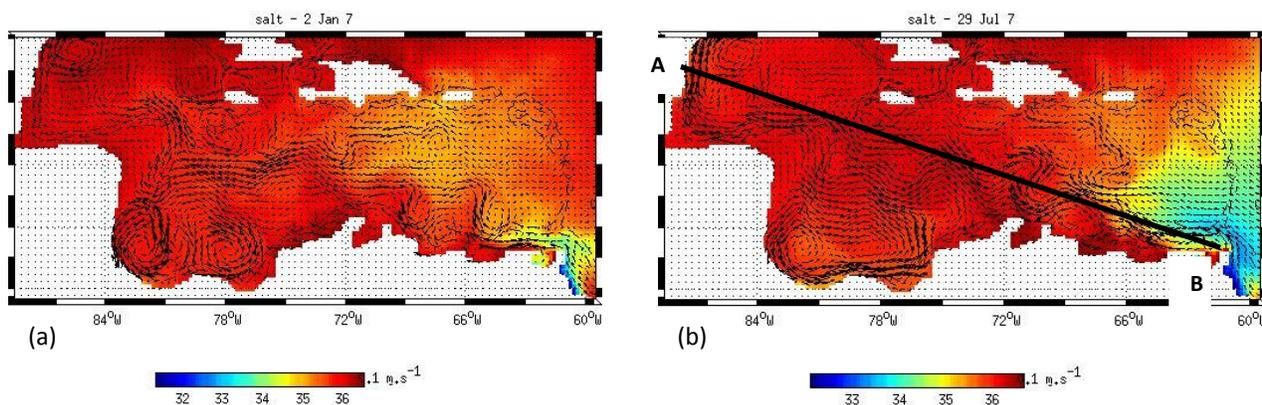


FIGURE 6 : Carte des salinités et des courants de l'année 7 de la simulation à -10mètres en hiver (a) et en été (b)

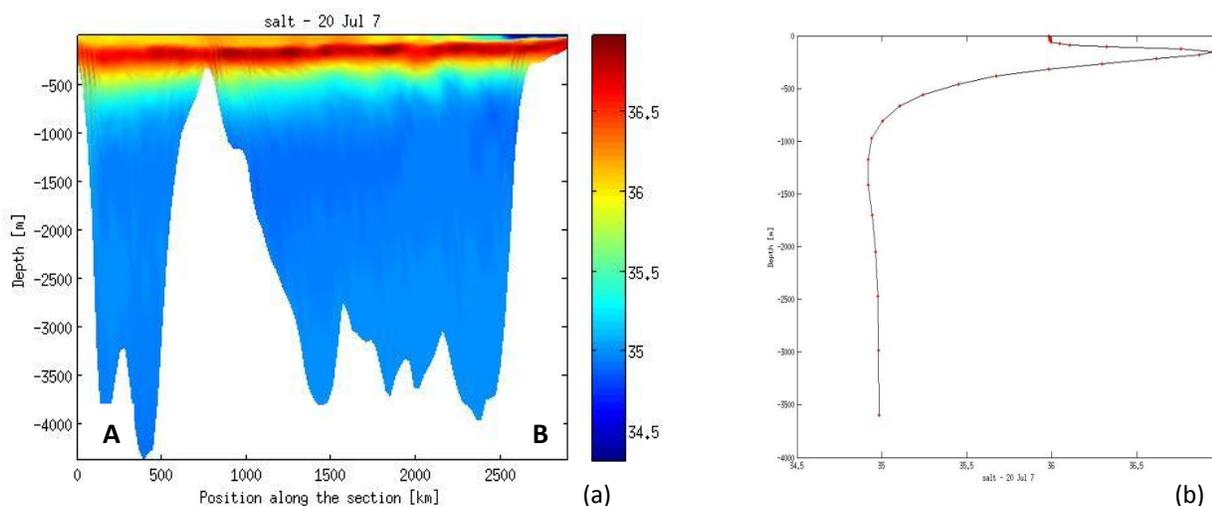


FIGURE 7 : Coupe verticale de la salinité de l'année 7 de la simulation en été (a) du bassin Cayman (à gauche) au passage de Grenade (à droite) et profil de salinité au centre du Bassin Vénézuélien (b)

La coupe verticale de la salinité en hiver n'est ici pas représentée car elle correspond presque en tout point à celle en été si ce n'est que la « trace » d'eau douce y est moins accentuée.

D'une manière générale nous avons un approfondissement des couches riches en sels d'est en ouest. La « trace » d'eau douce en hiver dépasse à peine la Grenade tandis qu'elle est présente dans tout le bassin Vénézuélien de Juin à octobre. Le profil de salinité est typique des zones tropicales, avec un maximum de salinité assez prononcé de 36.9 situé vers 200m.

L'étude des paramètres physico-chimiques a permis de montrer que d'après notre modèle la mer des Caraïbes est une mer fortement stratifiée dans les premiers 1000 mètres et homogène au-delà. Avec de fortes températures et de plus faibles salinités en surface de par les apports fluviaux.

Variabilité du courant Caraïbe et de ses phénomènes méso-échelles

Variabilité du courant des Caraïbes :

Nous allons donc étudier tout d'abord l'intensité du courant des Caraïbes, à l'aide de la variable dérivée $Speed = \sqrt{(u^2+v^2)}$.

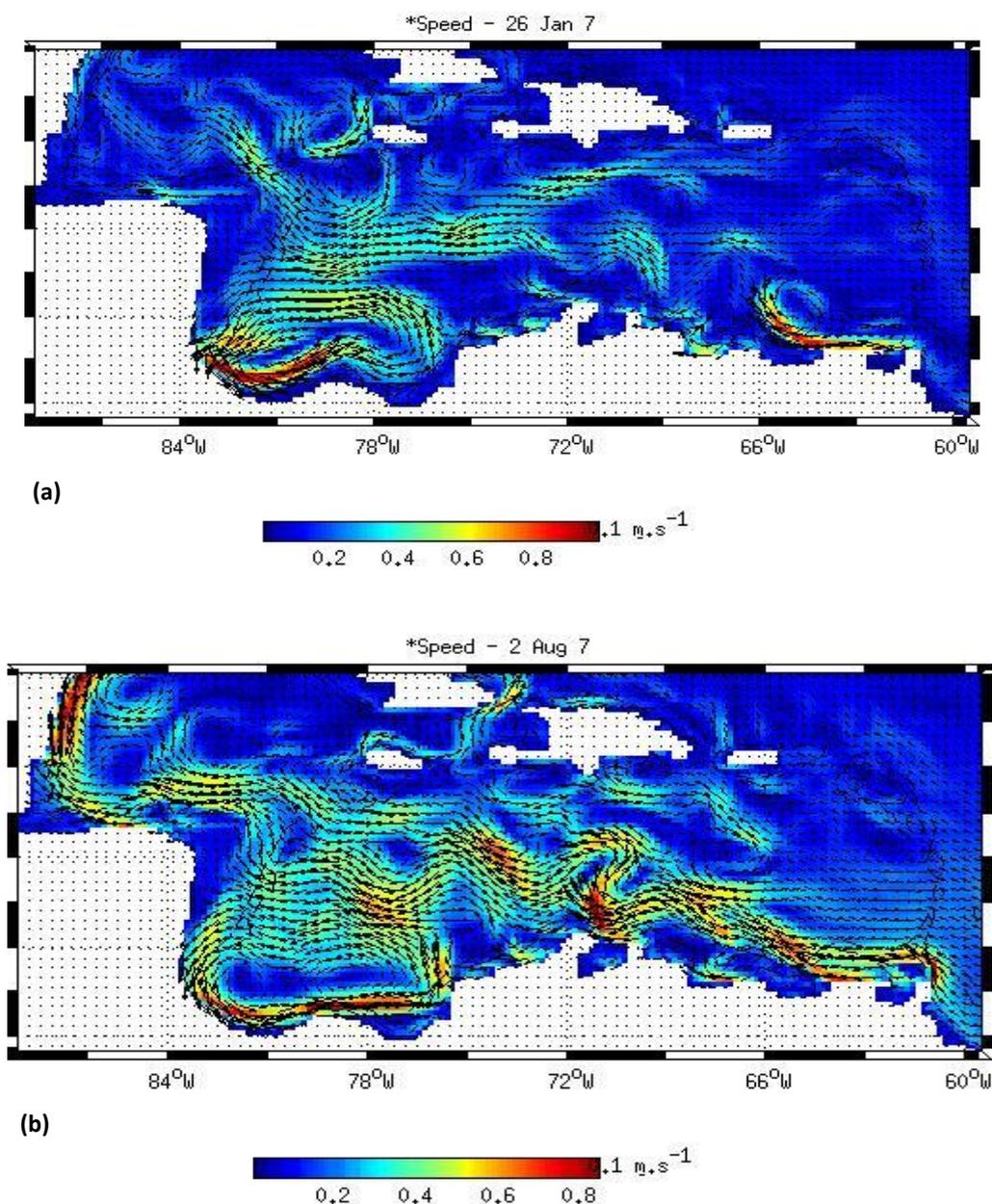


FIGURE 8 : Variable Speed ($=\sqrt{(u^2+v^2)}$) de l'année 7 de la simulation en hiver (a) et en été (b) , en m.s-1

Nous observons qu'au niveau du bassin vénézuélien, le courant Caraïbe comporte deux branches, l'une au nord, de faible intensité, sortant des passages Mona et Anegada, et l'autre, au sud prenant naissance à au niveau du passage de Grenade à partir du courant de Guyane. Ces deux branches se rejoindront au

niveau du bassin Colombien. Sa vitesse moyenne se situe entre 0.4 et 1 m.s-1. C'est au niveau du passage de Windward que s'effectue en surface un courant de retour des Caraïbes vers l'Atlantique.

En ce qui concerne la variabilité de ce courant, on peut noter qu'en hiver le courant sud est moins intense qu'en été et qu'il occupe moins de place dans le bassin avec beaucoup moins de méandres qu'en été.

Le bassin vénézuélien semble être le plus instable, avec de nombreux et éparses phénomènes tourbillonnaires d'une épaisseur variant 100 et 500km, qu'ils soient anticycloniques ou cycloniques.

Le bassin colombien présente une gyre cyclonique allant du golfe de Los Mosquitos au golfe de Darrén comme on peut le voir sur la Figure 8b. Cette gyre est due à la géomorphologie du bassin Colombien, le courant Caraïbe se dirigeant vers le bassin Cayman, est réfracté au niveau de la pente continentale du bassin Colombien. Cette gyre peut se scinder en deux parties (Figure 8a). Tout au long de l'année la gyre se recombine et se divise avec une périodicité d'environ 2 mois. C'est aussi au niveau de ce bassin que le courant Nord des Caraïbes rejoint celui du sud.

Au niveau du bassin Colombien, l'été, on observe un intense courant de près d'1m.s-1 longeant la côte ouest et se dirigeant vers le détroit du Yucatán. L'hiver, ce courant est beaucoup plus restreint. C'est pendant l'été que le courant longeant la côte sud prend réellement le pas sur celui au nord.

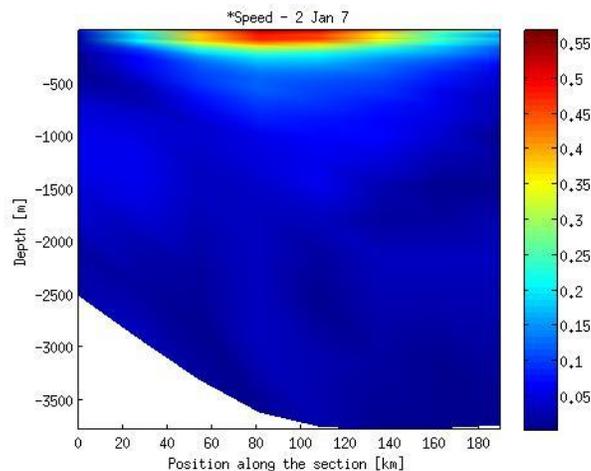


FIGURE 9 : Profil vertical de Speed au niveau de la branche sud du courant des caraïbes au milieu du bassin Vénézuélien, en hiver.

Cette dernière figure permet de rendre compte de la profondeur qu'atteint le courant caraïbes, elle est de l'ordre de 200mètres environ toute l'année mais varie selon les secteurs entre 100 et 250mètres.

Phénomènes tourbillonnaires

Nous l'avons vu sur les Figures 8a et 8b, les champs de courants nous ont permis de constater la présence de nombreux phénomènes tourbillonnaires tout le long du trajet du courant des Caraïbes. Cette zone est le théâtre d'une activité méso-échelle importante. L'étude de *zeta* va nous permettre d'observer aussi une variabilité au niveau de l'élévation de la surface. Ainsi, c'est en observant seulement les Figures 9a et 9b qu'on peut noter deux variabilités spatiales du champ d'élévation :

La première variabilité est méridionale: la zone au Nord, constituée du bassin Cayman et des parties nord du bassin Colombien et Vénézuélien, est une zone à élévation de surface positive, dominée par des tourbillons anticycloniques. La zone au sud constituée des parties sud du bassin Colombien et Vénézuélien est le théâtre de phénomènes tourbillonnaires en majorité cycloniques ce qui crée des sous-élévations de la surface, malgré, parfois, la présence de systèmes anticycloniques.

La deuxième variabilité spatiale est zonale : d'est en ouest les phénomènes tourbillonnaires s'agrandissent. En effet au niveau du bassin vénézuélien, où sont créés les tourbillons, la largeur s'approche des 100 km tandis qu'au niveau du bassin Cayman et du bassin Colombien, elle peut s'approcher des 400km.

Enfin, la variabilité saisonnière, que l'on peut déterminer en comparant les Figures 9a et 9b, se traduit par une plus importante activité de méso-échelle pendant les mois de juillet août septembre et octobre comparé au reste de l'année. Les surélévations de plus de 30cm sont plus fréquentes en été.

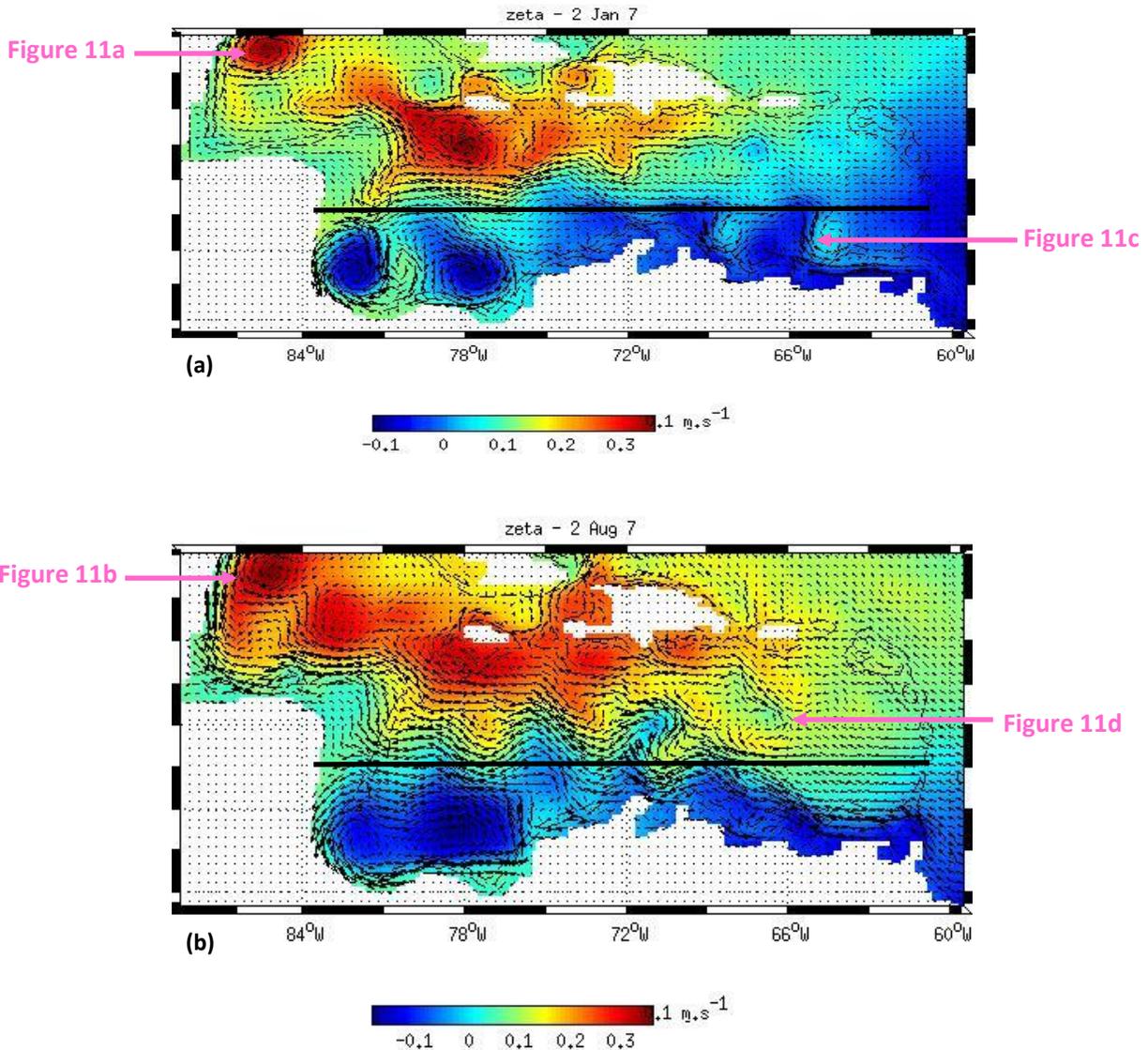


FIGURE 10 : Champs d'élevation de surface (zeta) et champs de courants au niveau du bassin Caraïbe pendant l'année 7 de la simulation en hiver (a) et en été (b)

Les figures 11a, b, c et d permettent de rendre compte de la profondeur des tourbillons. Ce sont des profils verticaux d'une branche de tourbillons bien choisis. Sur les figures 10a et 10b sont notés les tourbillons étudiés dans les figures 11. Les profondeurs de ces phénomènes méso-échelle varient entre 300mètres pour le bassin Cayman et 100mètres pour le bassin Vénézuélien. La variabilité spatiale observée au niveau des épaisseurs de tourbillons se retrouve aussi au niveau de leur profondeur : d'est

en ouest les tourbillons semblent s’approfondir. D’autre part il n’est pas à noter de différence marquante entre les profondeurs en été et en hiver.

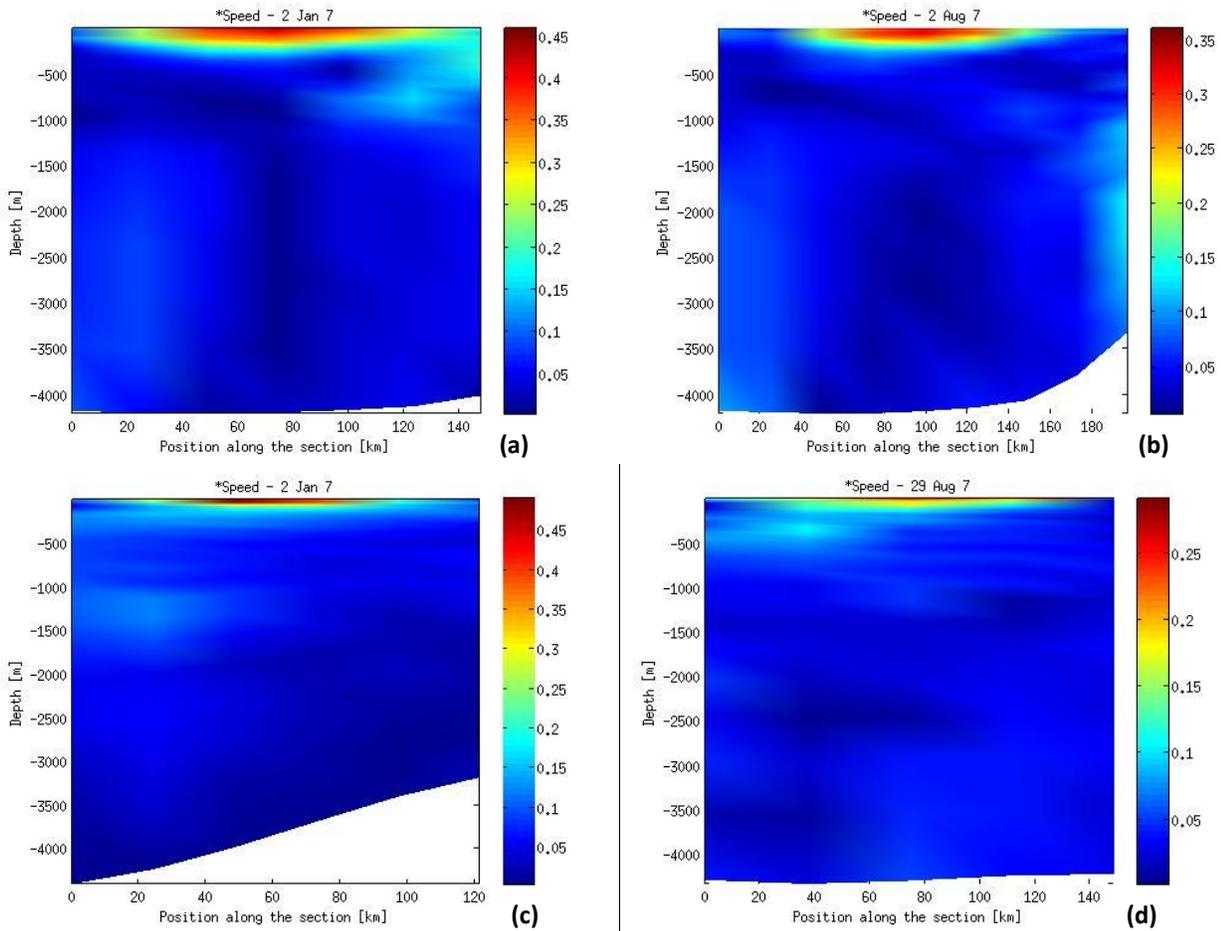


FIGURE 11 : Profils verticaux des vitesses de courants d’une branche des tourbillons pour l’année 7 de la simulation, en hiver au niveau du bassin Cayman (a) et du passage de Grenade (c), en été au niveau du bassin du bassin Cayman (b) et du bassin Vénézuélien (d)

Discussion

Nous allons ici comparer nos résultats à ceux qui ont déjà étaient faits auparavant sur le courant des Caraïbes. La figure 12 correspond à une sortie du modèle de Carton&Chao (1999) pour l’élévation de surface. Leur simulation ressemble dans la variabilité spatiale à celle obtenue dans notre rapport :

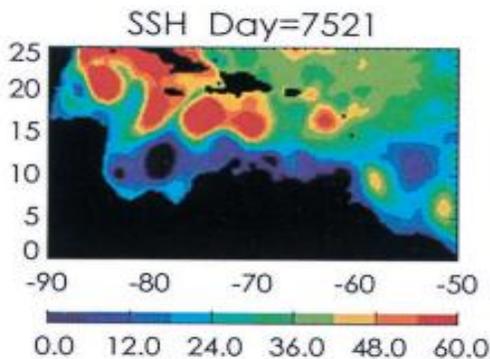


FIGURE 12 : Sortie d’une simulation de l’élévation de surface à une résolution de $1/6^\circ$ (Carton & Chao, 1999)

Seulement, d’après eux la création d’anticyclones est due à la réflexion du courant Nord Brésilien qui crée des anneaux avant le passage de Grenade. Il aurait été intéressant d’élargir notre zone d’étude au bord sud et est afin de simuler cette réflexion. Ils ont estimé la vitesse moyenne des tourbillons à environ $12\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour une épaisseur de 250 km.

Les phénomènes méso-échelles sont en effet les aspects les plus étudiés dans la mer des Caraïbes. C'est de connaître l'origine, la répartition et la variabilité des tourbillons qui motive le plus les chercheurs dans cette zone. Aussi nous allons maintenant nous intéresser à une publication de Jouanno et al (2009). Jouanno et al, dans la même esprit que Carton & Chao, expliquent l'effet amplificateur des anneaux du courant Nord Brésilien sur la fréquence de production des tourbillons dans le bassin vénézuélien. Ils ajoutent à cela que la variabilité des tourbillons dans le bassin Cayman est moins énergétique et plus profonde que dans le bassin Colombien et vénézuélien. Voici le schéma de circulation qu'ils ont établi.

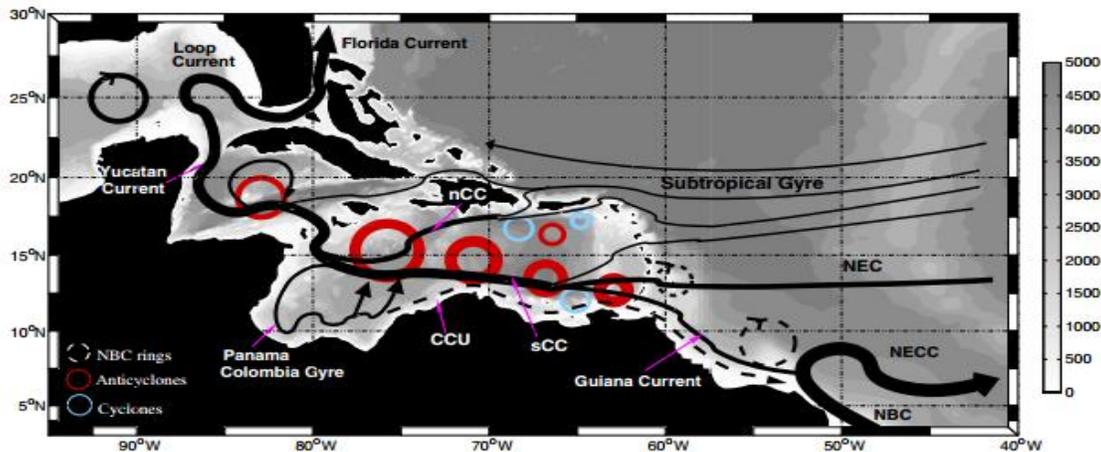


FIGURE 13 : Illustration des principaux courants de la mer des caraïbes(avec NBC(Courant Nord Brésilien), NEC(Courant Nord Equatorial),nCC(Courant nord Caraïbe),sCC(Courant Sud Caraïbe),CCU(sous Courant Côtier)) issue d'un modèle à haute résolution (1/15°) (Jouanno et al, 2008)

Leur modèle, qui s'appuie sur une haute résolution 1/15°, met en évidence deux branches importantes du courant des Caraïbes tout comme le nôtre ; une au sud issue du passage par les Petites Antilles et entre Grenade et le Venezuela ; une au nord issue des passages entre les Grandes Antilles. Cependant quelques différences sont à noter. En effet, la forte prédominance des tourbillons anticycloniques représentée ici, notamment au sud, n'est pas retrouvée ni dans notre simulation ni dans celle de Carton et Chao (1999) où le sud est dominé par des tourbillons cycloniques. De plus, le courant passant entre la Jamaïque et Cuba, ici dirigé vers le bassin Cayman, est dirigé dans notre simulation vers le bassin Atlantique. Ce problème tiendrait du fait que notre découpe du domaine d'étude ne prend pas en compte le détroit du Yucatán alors que dans ce modèle il est pris en compte. Cependant tous ces résultats doivent être interprétés avec beaucoup de précaution.

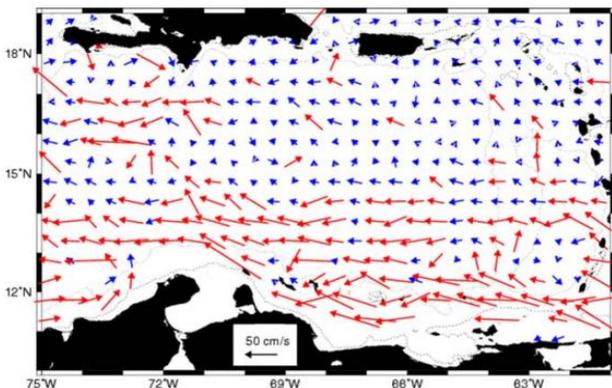


FIGURE 13 : Vitesse de surface moyenne calculée par des drifters d'août à décembre, les flèches rouges indiquent les courants > 25cm.s-1 (Chérubin et Richardson, 2007)

En effet une étude in situ a permis d'obtenir un champ de courants dans la mer des Caraïbes qui se démarque du nôtre, à l'aide de drifters déployés par Chérubin et Richardson (2007). Les résultats montrent que trois sous-courants alimentent le courant des Caraïbes d'août à décembre. Le plus rapide se situant à 11°5N, le plus lent se situant à 16,8°N. Puis de janvier à juin les drifters mettent en évidence seulement deux courants.

Conclusion

Le bassin Caraïbe accueille les eaux chaudes et salées équatoriales, avant qu'elles ne se dirigent vers le nord-est afin d'alimenter le Gulf Stream et ainsi de contribuer à la climatologie mondiale. L'étude du courant Caraïbes est alors vite devenue essentielle notamment dans la modélisation, afin de prévoir la météorologie de demain. Il s'est avéré que cette mer des Caraïbes était le siège de nombreux phénomènes méso-échelles. Le but initial de ce rapport était de rendre compte de la variabilité saisonnière des paramètres physico-chimiques ainsi que du courant Caraïbes mais il nous aura aussi fallu décrire les processus tourbillonnaires car ils sont indissociables. Leur évolution est liée à celle du courant.

Les grands points que l'on peut retenir suite à cette simulation sont : la stratification de la mer sur les premiers 1000 mètres issue de fortes températures et salinités, malgré une influence fluviale prononcée en surface ; la zonation du bassin caraïbe par les élévations de surface (positives au nord, négatives au sud) issue de processus tourbillonnaires antagonistes ; ainsi que la variabilité du courant, spatiale et saisonnière, plus intense au sud que sur sa partie nord dans le bassin vénézuélien.

Une configuration en bord ouvert pour le nord-sud-est-ouest avec un élargissement de la zone d'étude nous aurait permis de mieux comprendre les phénomènes originels des tourbillons, expliqués par Jouanno et al (2009) ainsi que le lien avec le golfe du Mexique par le détroit du Yucatán.

Les paramètres physico-chimiques étudiés ici sont à peu de choses près similaires aux données issues de la littérature, mais c'est surtout au niveau du courant en lui-même et de ses phénomènes méso-échelles que notre modèle ROMS ainsi que celui de Jouanno et al (2009) diffèrent des données récoltées in situ. Ce qui pose une fois de plus le fait que les résultats des modélisations sont à prendre avec du recul et qu'il faut, plutôt que de les opposer, les corréler aux données in situ.

Références

The Caribbean Current : <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/caribbean/caribbean.html>

Carton, J. A., and Y. Chao, Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/POSEIDON altimetry and a 1/6 & Atlantic Ocean model simulation, 1999

Chérubin, L. M., and Richardson P. L., Caribbean Current Variability and the Influence of the Amazon and Orinoco Freshwater Plumes, 2007

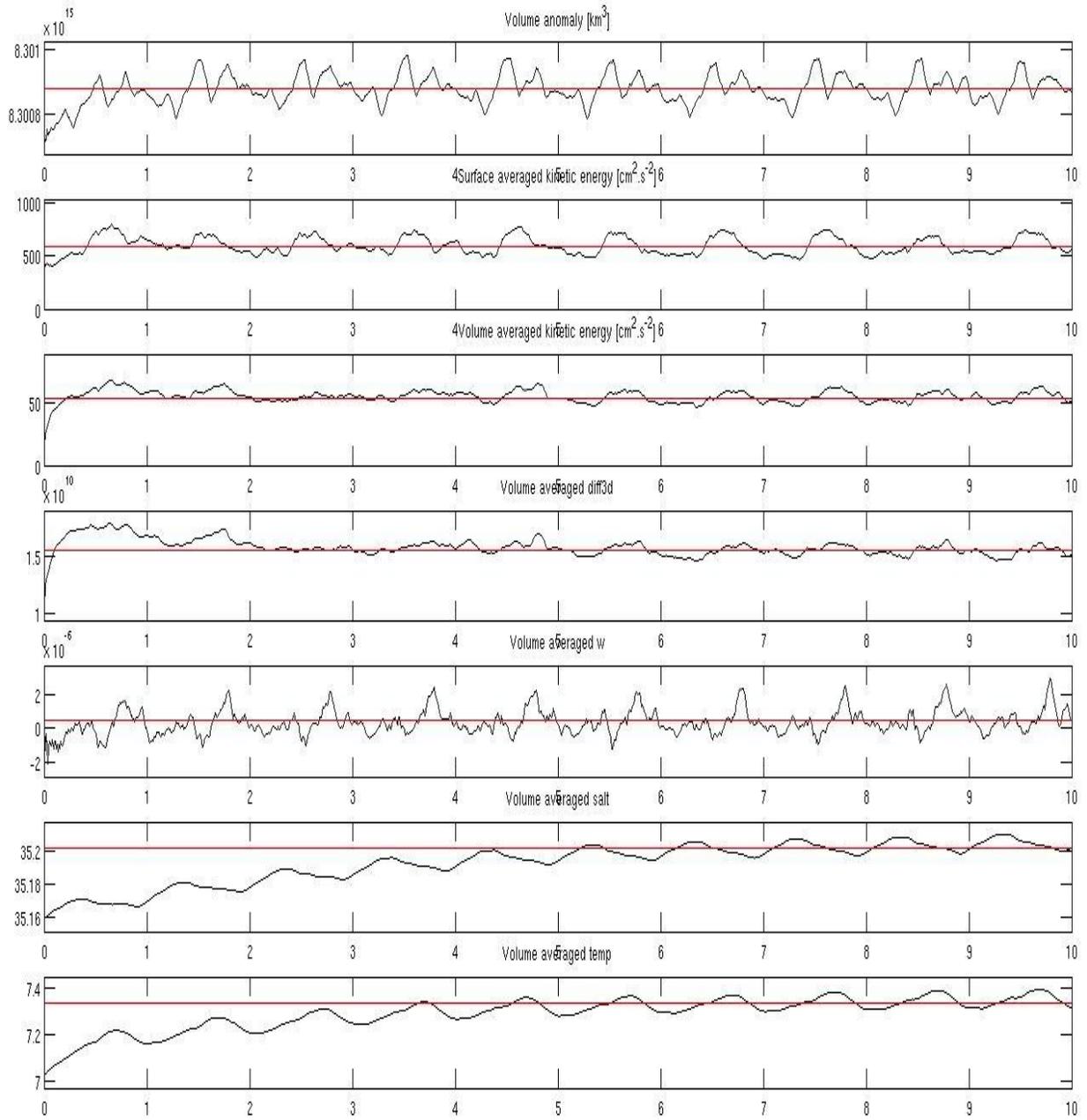
Doglioli, A. M., Notes de Cours et Travaux Dirigés de Modélisation de la Circulation Océanique, 2013

Gordon, A. L., Circulation of the Caribbean sea, 1967

Jouanno, J., Sheinbauma, J., Barnier, B., Molines, J-M., Debreuc, L., and Lemariéc, L., The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part I: Simulations and characteristics with an embedded model, 2008

Juanno, J., Sheinbauma, J., Barnier, and B., Molines, J-M., The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part II : Energy sources, 2009

Annexe



ANNEXE 1 : Diagnostic de la simulation dans la mer des Caraïbes