

Master 1 Sciences de la Mer

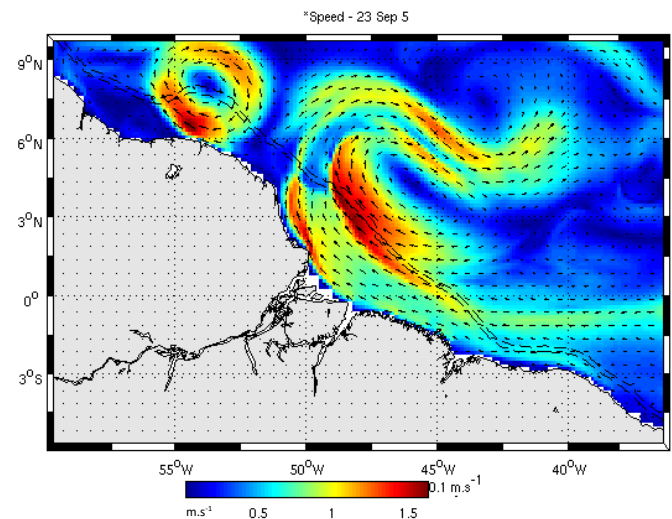
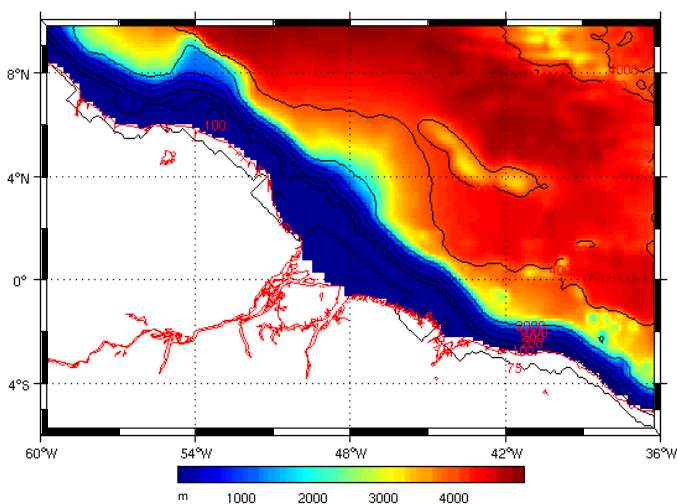
Spécialité Océanographie Physique et Biogéochimique

Institut Pythéas – Aix-Marseille Université

2018 – 2019

OPB 205 : Modélisation 3D océanique

Étude de la variabilité intra-annuelle de la rétroflexion du courant Nord Brésilien à l'aide du modèle ROMS



Caroline COMBY

6 mai 2019

Résumé

Le modèle de simulation de la circulation régionale océanique ROMS a été implémenté pour la région Guyanaise, marqué par la rétroflexion du courant Nord Brésil (CNB). D'une part, la simulation pluriannuelle a montré une variabilité intra-annuelle de la position du front de rétroflexion et de la génération de l'anneau de rétroflexion. Ces résultats ont été mis en parallèle de ceux issus de l'étude publiée par Baklouti et al. (2007) et montrent une très forte corrélation. D'autre part, le modèle s'est révélé extrêmement sensible aux zones fortement dessalées lorsque ces dernières sont localisées aux frontières du domaine. Cependant, après un ajustement de la zone d'étude, le modèle met en évidence l'influence de cette rétroflexion du CNB sur le devenir du panache du fleuve Amazone. Nous concluons cette étude par l'importance d'une bonne implémentation du modèle ROMS et par l'intérêt réel de l'utilisation d'un tel outil.

Abstract

The regional ocean circulation model ROMS was implemented for the Guyana region, marked by the retroflexion of the North Brazil current (NBC). On the one hand, the multi-year simulation showed an intra-annual variability of the retroflexion front's position and the generation of the retroflexion ring. These results are compared with those from the study published by Baklouti et al. (2007) and show a very strong correlation. On the other hand, the model proved to be extremely sensitive to highly desalinated areas when these are located at the boundaries of the domain. However, after an adjustment of the study area, the model highlights the influence of the generation of this NBC's retroflexion on the Amazon River plume. We conclude this study by the importance of a good implementation of the ROMS model and by the real interest of the use of such a tool.

Table des matières

1.	Introduction	1
1.1.	Généralités.....	1
1.2.	Description de la zone d'étude.....	1
1.3.	Description du courant Nord brésilien	2
2.	Matériel et méthodes	3
2.1.	Modèle utilisé	3
2.2.	Paramètres de la simulation	4
3.	Résultats et discussion.....	5
3.1.	Paramètres de forçage et de climatologie.....	5
3.2.	Diagnostiques du modèle.....	6
3.3.	Évolution saisonnière de la réflexion du courant.....	7
3.4.	Devenir des apports amazoniens.....	8
4.	Conclusion	10
	Bibliographie.....	10
	ANNEXE A : Variabilité de la courantologie équatoriale et tropicale dans l'Atlantique (Stramma and Schott 1999).....	I
	ANNEXE B : Illustration schématique d'une grille horizontale d'Arakawa C (a) et d'une grille verticale en coordonnées sigma (b)	II
	ANNEXE C : Profils verticaux (a) de salinité (en PSU), (b) de température (en °C), (c) de vitesse du courant le long d'un transect traversant le front de réflexion	III

1. Introduction

1.1. Généralités

Le plateau continental des Guyanes est une région océanique supportant une zone de courantologie complexe. En effet, un processus de méso-échelle est observable dans ce secteur : la rétroflexion du courant Nord Brésilien (CNB). Par définition, la rétroflexion d'un courant consiste en un changement brutal de sa direction, et ce processus entraîne généralement des tourbillons ou anneaux de rétroflexion.

La question du « comment » et « pourquoi » la rétroflexion du CNB est générée a longtemps été débattue. Le manque d'observations continues dans cette région a rendu difficile la description détaillée de ce phénomène. Dans le cadre de cette unité d'enseignement, nous avons choisi d'étudier ce processus de rétroflexion. L'objectif étant d'obtenir une compréhension globale de l'évolution temporelle de ce phénomène par une simulation sur une période de plusieurs années.

Pour réaliser cette étude, nous avons utilisé le modèle ROMS (*Regional Ocean Modeling System*) à partir de la suite ROMSTOOLS. En effet ce modèle de circulation océanique nouvelle génération permet de réaliser des simulations régionales dans de nombreux secteurs de l'océan planétaire. Comme tout modèle numérique, le modèle ROMS présente des avantages à son utilisation ainsi que quelques obstacles à la représentation de certaines zones, notamment les régions prises par les glaces, ou encore les zones de faible salinité (explicité dans la discussion de ce rapport). Notons toutefois que nous nous sommes basés sur un article de référence apportant des observations in situ, et nous permettant de les comparer aux sorties du modèle.

1.2. Description de la zone d'étude

Notre étude est focalisée au large du plateau des Guyanes, localisé entre 36° – 60° W et -6° – 10° N en Amérique du Sud sur la côte Nord Est (Figure 1). Sa proximité de l'équateur, en grande partie dans l'hémisphère Nord, impose l'influence majeure de la Zone Intertropicale de Convergence sur la climatologie de la région.

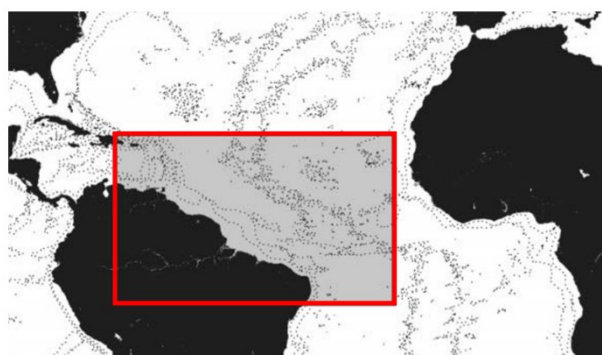


Figure 1 : localisation de la zone d'étude (carte issue de Fratantoni and Glickson, 2002).

Par ailleurs, l'embouchure de l'Amazone, aussi présente dans notre domaine d'étude car positionnée au Nord du Brésil, présente un débit moyen de plus de $200\,000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Molinier et al., 1993). Ce débit est le plus élevé parmi tout ceux de la planète, son influence sur le secteur océanique adjacent est donc inévitable : l'impact le plus marqué étant la très forte dessalure de la masse d'eau de surface.

1.3. Description du courant Nord brésilien

La circulation océanique de méso-échelle dans cette région est décrite dans la littérature depuis quelques décennies (Johns et al., 1990).

Dans l'océan Atlantique, lorsque le courant équatorial rencontre le continent Sud-Américain, ce dernier se sépare en deux courants : un premier longe le continent en direction du Sud (courant du Brésil), et le second remonte vers le nord : c'est le courant Nord brésilien (CNB). Le CNB est un courant de bord Ouest intense et c'est le courant de surface dominant dans l'Atlantique tropical Ouest. Lorsqu'il progresse vers le Nord il va rétrofléchir aux alentours de 6° - 8° N (Figure 2). En effet, la majeure partie du CNB va s'orienter vers l'Est et alimenter le contre-courant équatorial Nord (CCEN). Un résidu d'énergie va échapper à cette rétroflexion et continuer sa propagation vers le Nord en direction du courant des Caraïbes sous la forme d'un anneau de rétroflexion (tourbillon anticyclonique). Dans la littérature on retrouve cette propagation dans la continuité du CNB mais au-delà du front de rétroflexion sous le nom de courant des Guyanes (CG).

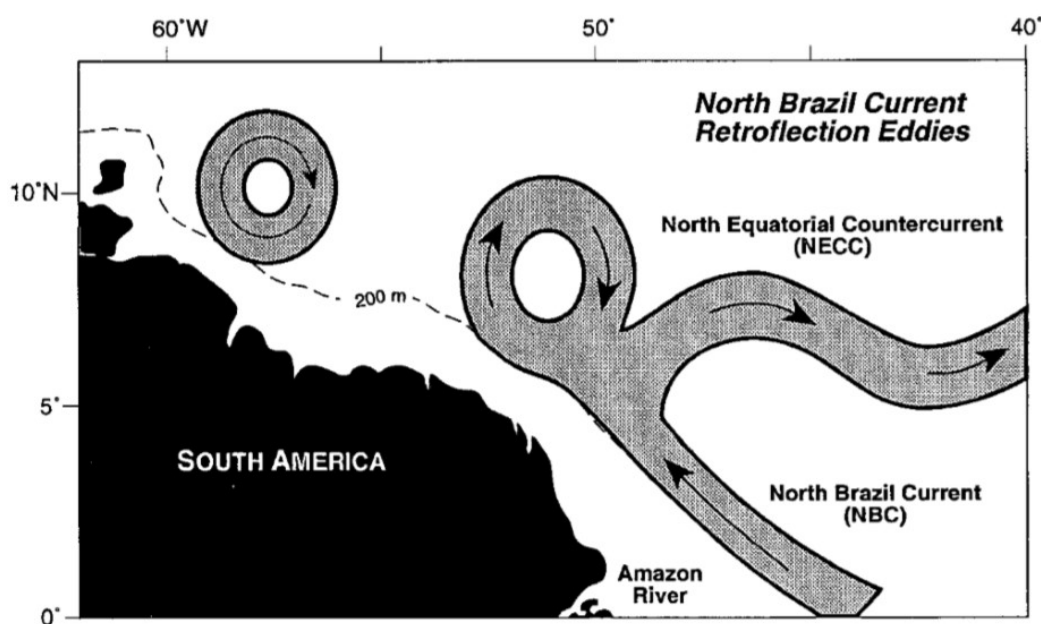


Figure 2 : Schéma illustrant le phénomène de rétroflexion du courant Nord Brésilien (Johns et al., 1990).

Le devenir du CNB a longtemps été discuté, notamment du fait de sa variabilité saisonnière et donc de sa manifestation discontinue au cours de l'année (Annexe A ; Stramma and Schott, 1999). Cependant, aujourd'hui, grâce à la mise au point des analyses d'image satellitaires et à l'avancée des techniques d'échantillonnage réguliers, les études s'accordent dans la description de cette rétroflexion.

Nous utiliserons donc la publication de Baklouti et al. (2007) lors de l'analyse de nos résultats à des fins de comparaison entre des données de terrain et les sorties numériques du modèle ROMS.

2. Matériel et méthodes

2.1. Modèle utilisé

Le modèle ROMS résout les équations primitives de Navier-Stokes couplées aux équations de conservation moyennant quelques hypothèses et fait aussi appel à TEOS 10, la référence donnant l'équation d'état de l'eau de mer. Les hypothèses utilisées dans la construction du modèle ROMS sont les suivantes :

- ✓ équilibre hydrostatique sur la composante verticale du mouvement (compensation entre le gradient vertical de pression et l'accélération de la pesanteur) ;
- ✓ approximation de Boussinesq : suppose que la masse volumique du fluide est la résultante d'une contribution fixe (référence ρ_0) et d'une petite fluctuation ρ' (avec $\rho' \ll \rho_0$) ;
- ✓ hypothèse de « fermeture Newtonienne » de la turbulence (équation RANS : *Reynolds Average Navier Stokes equation*).

Le modèle ROMS résout donc les systèmes d'équations suivants :

Equations du mouvement

$$\frac{\partial u}{\partial t} + V \cdot \nabla u - f v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \nabla_h^2 u + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + V \cdot \nabla v + f u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \nabla_h^2 v + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

Equation de conservation de la chaleur et du sel

$$\frac{\partial T}{\partial t} + V \cdot \nabla T = K_{Th} \nabla_h^2 T + K_{Tv} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{H_c}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + V \cdot \nabla S = K_{Sh} \nabla_h^2 S + K_{Sv} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

Equation de continuité

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

Equation d'état de l'eau de mer

$$\text{TEOS 10} \Rightarrow \rho \equiv \rho(T, S, p)$$

Les paramètres et variables intervenant dans les équations primitives sont explicitées ci-dessous (Tableau 1).

Tableau 1 : Paramètres et variables intervenants dans les équations primitives.

$V \equiv (u, v, w)$	Vecteur vitesse	m.s^{-1}
$\nabla \equiv (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z})$	Opérateur Nabla	
f	Paramètre de Coriolis	s^{-1}
P	Résultante des forces de pression	N.m^{-2}
ρ_0	Contribution fixe de la masse volumique	kg.m^{-3}
A_h & A_v	Coefficients de viscosité turbulente sur l'horizontale & la verticale	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
K_{Th} & K_{Tv}	Coefficients de diffusivité turbulente de la chaleur	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
K_{Sh} & K_{Sv}	Coefficients de diffusivité turbulente du sel	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
T	Température	K
H_c	Flux solaire incident	W.m^{-2}
C_p	Coefficient de chaleur massique	$\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$
$I(z)$	Fraction du flux solaire reçue à la profondeur z	
S	Salinité	

La résolution numérique de ces équations est réalisée par discrétisation sur le maillage. Cette discrétisation est intrinsèquement liée au schéma numérique employé par le modèle. Sur l'horizontale, ROMS utilise une grille d'Arakawa C (les vitesses sont calculées aux interfaces de la maille et les autres variables au centre). Sur la verticale, ROMS emploie le système de coordonnées sigma (le nombre de niveaux verticaux est conservé et le maillage suit la topographie du domaine d'étude). Ces deux types de grilles sont présentés en annexe B.

La séparation du pas de temps, ou *mode splitting*, est utilisée par ROMS afin de distinguer par le calcul les processus lents (3D) des processus rapides (2D). Nous avons donc un pas de temps dit « externe » (Δt_e) correspondant au transport 2D (assimilé à la composante barotrope de la quantité de mouvement, aux ondes longues de gravité) intégré dans un pas de temps plus long, dit « interne » (Δt_i), correspondant aux processus plus lents (assimilés à la composante barocline de la quantité de mouvement, aux ondes internes).

La stabilité du modèle, définie par la non amplification systématique des perturbations au cours des calculs, est déterminée par le critère CFL (Courant-Friedrichs-Levy) pour le pas de temps externe. Physiquement, on interprète cette condition comme le fait que le temps de calcul d'un paramètre entre deux pas d'espace consécutifs doit être inférieur à la durée prise par les ondes les plus rapides pour parcourir cette distance. Ainsi, les calculs doivent respecter le critère CFL suivant : $\Delta t_e \leq \frac{1}{\sqrt{gh_{max}}} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-1/2}$. Avant de lancer les simulations du modèle, il est impératif de s'assurer du respect de ce critère.

Les valeurs de ces paramètres dans le cadre de notre étude sont détaillées dans la partie suivante.

2.2. Paramètres de la simulation

Tout d'abord, l'utilisation du modèle ROMS dans notre étude a nécessité la mise en place de la zone géographique restreinte à notre domaine d'analyse (Tableau 2). Ainsi, le choix de la zone géographique a été réalisé avec *ad_findgeocoord.m* (script matlab fourni par ROMSTOOLS).

Tableau 2 : Coordonnées géographiques des limites du modèle.

Longitude (°E)		Latitude (°N)	
minimum	maximum	minimum	maximum
- 60	- 36	- 6	10

Le modèle présente des « frontières numériques » que nous avons fait correspondre avec les limites du domaine étudié. Par ailleurs, nous avons fixé l'état des frontières de la manière suivante : fermée sur le bord Sud, ouvertes sur les bords Est, Nord et Ouest.

La seconde étape consiste à mettre en place les mailles de grilles numériques.

Tout d'abord, intéressons-nous au maillage temporel. Pour ce faire, nous avons d'abord fixé le pas de temps interne puis le rapport $\frac{\Delta t_i}{\Delta t_e}$. Ainsi le calcul du critère CFL nous donne en résumé :

$$\begin{array}{c|c|c} \Delta t_i & \text{NDTFAST} \left(\frac{\Delta t_i}{\Delta t_e} \right) & \Delta t_e \\ \hline 360 & 60 & 6 \end{array}$$

Ensuite, nous avons mis en place le maillage spatial. Nous avons choisi une résolution de la maille très fine ($dl = 1/8$) impliquant le quadrillage suivant : $LLm=191$ mailles de latitude et $MMm=128$ mailles de longitude. L'avantage d'une telle résolution est qu'elle permet une visualisation des phénomènes de méso-échelle avec précision. En effet, l'échelle caractéristique de ces phénomènes est de l'ordre de 0.1 à 100 km or ici $dx \approx dy \approx 13,8 \text{ km}$. A contrario, l'inconvénient d'une telle résolution est l'augmentation du nombre de cellules et donc du temps de calcul nécessaire au modèle afin de réaliser la simulation. Par ailleurs, le nombre de niveaux verticaux fixé à $N=32$ correspond à la valeur par défaut du modèle ROMS. Le modèle ainsi implémenté fait donc intervenir un grand nombre de cellules :

$$Nb_{cell} = LLm * MMm * N \approx 7,8 \cdot 10^5 \text{ cellules}$$

Notons que du fait du grand nombre de cellules, notre modèle a nécessité 200 heures de calculs (durée maximale fixée par le cluster pour notre étude) et a abouti à une simulation sur six années et neuf mois.

3. Résultats et discussion

3.1. Paramètres de forçage et de climatologie

Les paramètres de forçages sont issus de la base de données de COADS 2005. Le modèle ROMS utilise ces données en les répétant chaque année afin de maintenir une simulation climatologique de référence. Par ailleurs, l'implémentation du modèle ROMS nécessite l'utilisation des données climatiques référencées par le *World Ocean Atlas* 2005.

Dans le cadre de notre étude, les paramètres de forçage et de climatologie ont été appliqués au domaine d'étude implémenté. Or, la région guyanaise est soumise à un climat type « équatorial

humide ». Les paramètres de forçage ont montré une grande régularité dans les températures et les régimes de vent, et les faibles variations saisonnières sont rythmées par les variations de position de la Zone Intertropicale de Convergence (ZIC). Cependant, une forte saisonnalité se met en place de façon conséquente pour les précipitations (Figure 3). C'est donc ce paramètre météorologique qui sera considéré comme le moteur des saisons dans cette région.

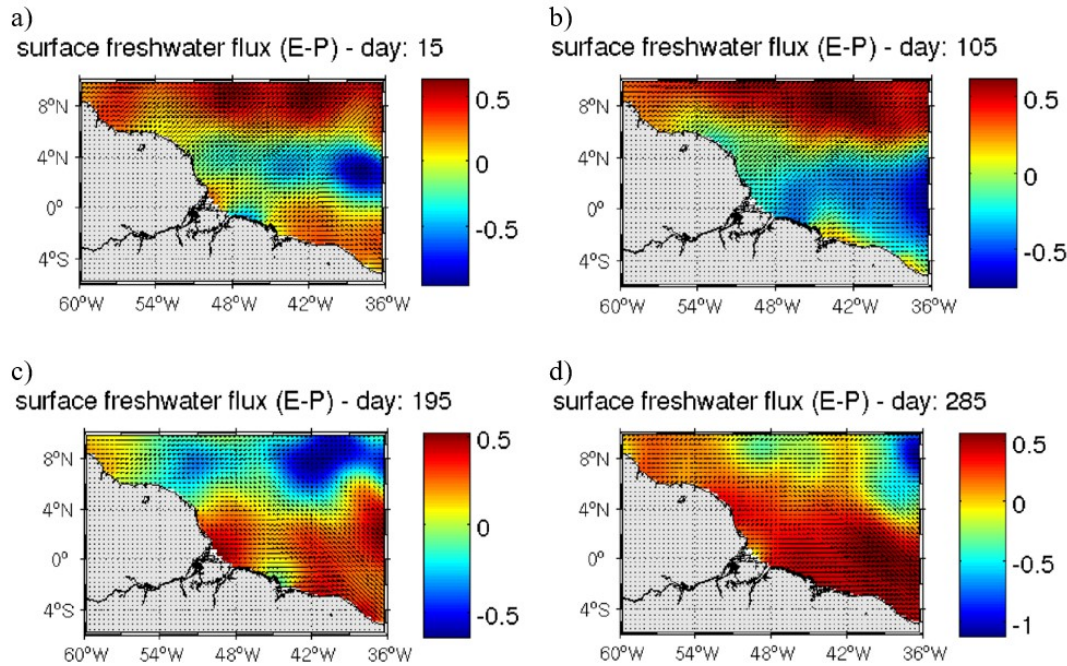


Figure 3 : Evolution saisonnière du flux d'eau douce (bilan évaporation - précipitation) avec (a) hiver, (b) printemps, (c) été, et (d) automne.

3.2. Diagnostiques du modèle

Les diagnostics des paramètres moyennés par le modèle sont présentés ci-dessous pour toute la durée de la simulation, soit du premier instant de calcul, jusqu'au neuvième mois de l'année 7 de modélisation. L'analyse de ces diagnostics nous permet de déterminer le temps de *spin-up* de notre modèle.

On définit le temps de *spin-up* comme la durée nécessaire pour que le modèle se stabilise et atteigne un état d'équilibre dans ses calculs. Pour notre simulation, et d'après les diagnostics présentés en Figure 4, on peut considérer que le modèle est stable dès la fin de la deuxième année de calcul. Ainsi, cette simulation a abouti à 4 années complètes modélisées (du début de l'année 3 à la fin de l'année 6) auxquelles s'ajoutent les 9 premiers mois de la dernière année de simulation (année 7).

Pour l'analyse de nos résultats, nous nous sommes focalisés sur la cinquième année de simulation.

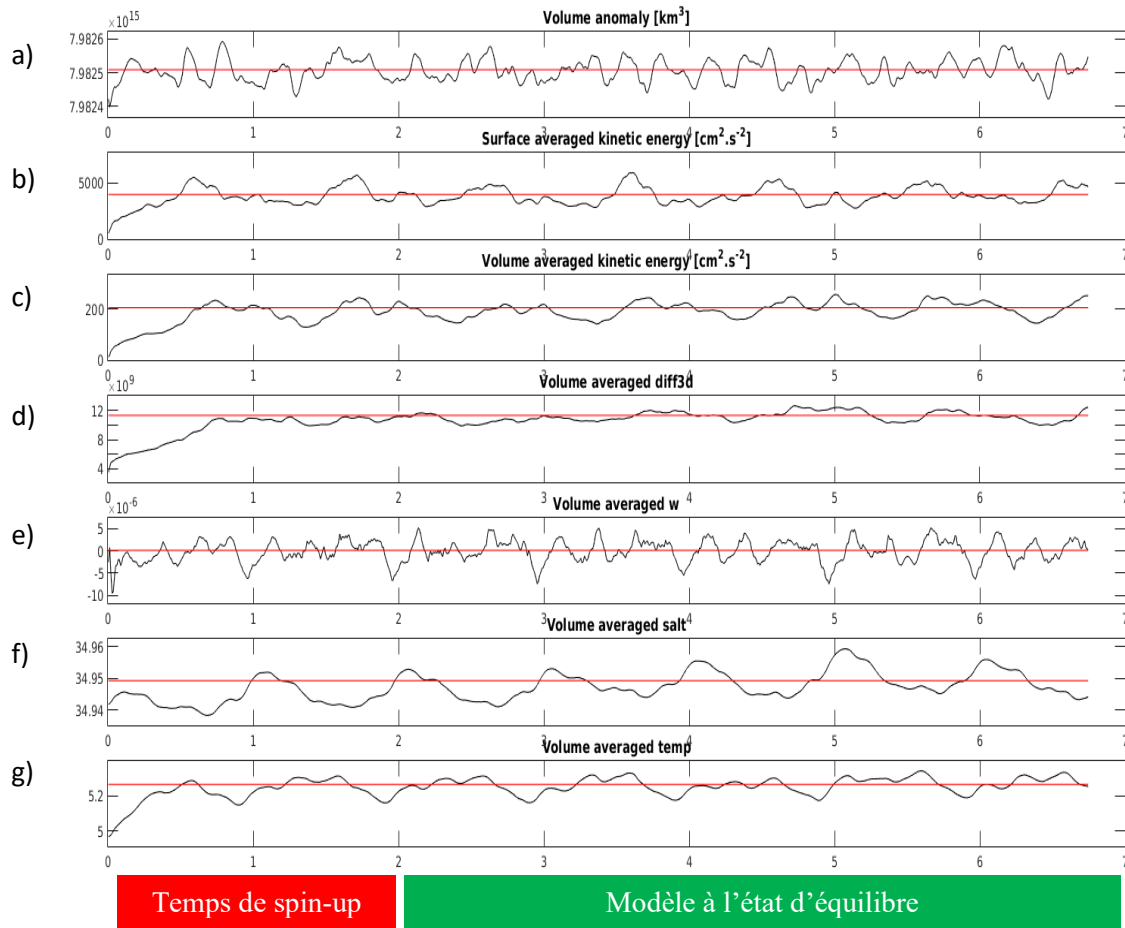


Figure 4 : Diagnostiques du modèle illustrant (a) l'anomalie de volume, (b) l'énergie cinétique moyennée sur la surface, (c) l'énergie cinétique moyennée sur le volume, (d) la diffusivité 3D moyennée sur le volume, (e) la vitesse verticale moyennée sur le volume, (f) la salinité moyennée sur le volume et (g) la température moyennée sur le volume.

3.3. Évolution saisonnière de la rétroflexion du courant

Les simulations ont permis de très bien visualiser la rétroflexion du CNB avec ses deux éléments fondamentaux : le front et l'anneau (Figure 5). Nous avons choisi de présenter l'évolution de la vitesse du courant en surface car il s'agit du paramètre le plus représentatif du phénomène.

Baklouti et al. (2007) ont observés une progression vers le nord du front de rétroflexion sur la période du 2 octobre au 26 décembre 2003. Le modèle ROMS reproduit bien cette évolution comme on peut le voir sur la Figure 5. En effet, dans notre simulation, le front de rétroflexion se met en place aux alentours de 6°N puis progresse quasiment jusqu'à 9°N.

Notons, par ailleurs, que l'article de référence mentionne la régénération d'un nouvel anneau de rétroflexion au début du mois de février l'année suivante, lorsque le front disparaît pour se repositionner plus au Sud. Ceci concorde ici aussi avec notre simulation, qui met en évidence la désintensification du front de rétroflexion et l'apparition d'un nouvel anneau de rétroflexion, complètement formé au même moment pour la sixième année de simulation.

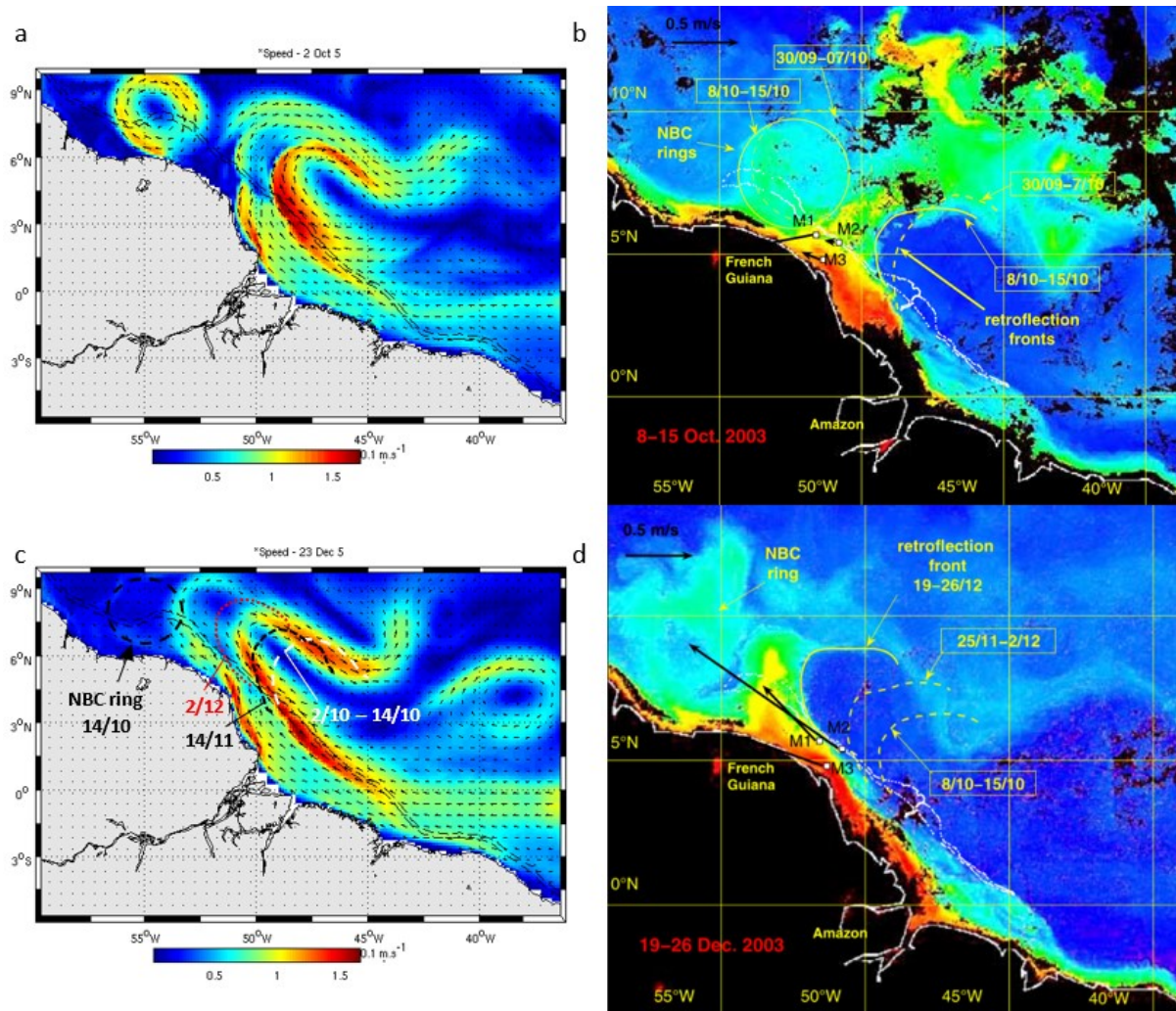


Figure 5 : Evolution du front de rétroflexion simulée (a) le 02/10 et (c) le 23/12 ainsi que celle observée [images composites MODIS] en 2007 par Baklouti et al. (b) 8-15/10 et (d) 19-26/12.

Toutefois, alors que l'article étudie l'évolution de la rétroflexion uniquement durant l'automne et l'hiver boréal (d'octobre à février), la simulation a montré la mise en place d'une rétroflexion bien marquée, pour la cinquième année, dès le mois de juin. Cette information supplémentaire représente tout l'intérêt de l'utilisation des modèles : nous disposons ici d'une continuité dans les résultats, reste-t-il cependant à les valider par des données mesurées in situ.

Ainsi, nous pouvons supposer que les paramètres environnementaux, beaucoup plus fluctuant dans la réalité du terrain jouent pour beaucoup sur la précocité ou le retard dans l'apparition et l'intensité de ces phénomènes.

3.4. Devenir des apports amazoniens

Les variables de température et de salinité sont indispensables au fonctionnement du modèle et sont donc calculées à chaque instant numérique dans notre domaine d'études. En outre, leur

suivit permet d'analyser l'évolution des apports amazoniens sous l'influence de la réflexion du CBN. En effet, la température et la salinité nous permettent de suivre la dynamique du panache de l'amazone qui est une masse d'eau de surface très fortement dessalée et chaude, apportée dans un océan relativement plus froid et plus salé (annexe C).

La simulation a pu mettre en évidence le rôle prépondérant de la réflexion dans la dispersion de la masse d'eau amazonienne dans l'océan. En effet, nous avons observé qu'en l'absence de la réflexion (ou du moins lorsqu'elle n'est que peu intense, c'est-à-dire au printemps), les apports d'eau douce par l'Amazonie restent confinés sur le plateau continental et remontent vers le Nord en longeant le continent (Figure 6 (a) et (b)). Cependant, comme le montre les Figure 6 (c) et (d), cette progression est stoppée à l'automne, et nous observons des forts gradients de température et de salinité, qui coïncident avec la position du front et de l'anneau de réflexion lorsque le phénomène est physiquement bien en place. La présence de la réflexion ira donc bien au-delà d'une simple perturbation de la courantologie locale puisque toute une modification de l'environnement biogéochimique sera logiquement associée à ce phénomène.

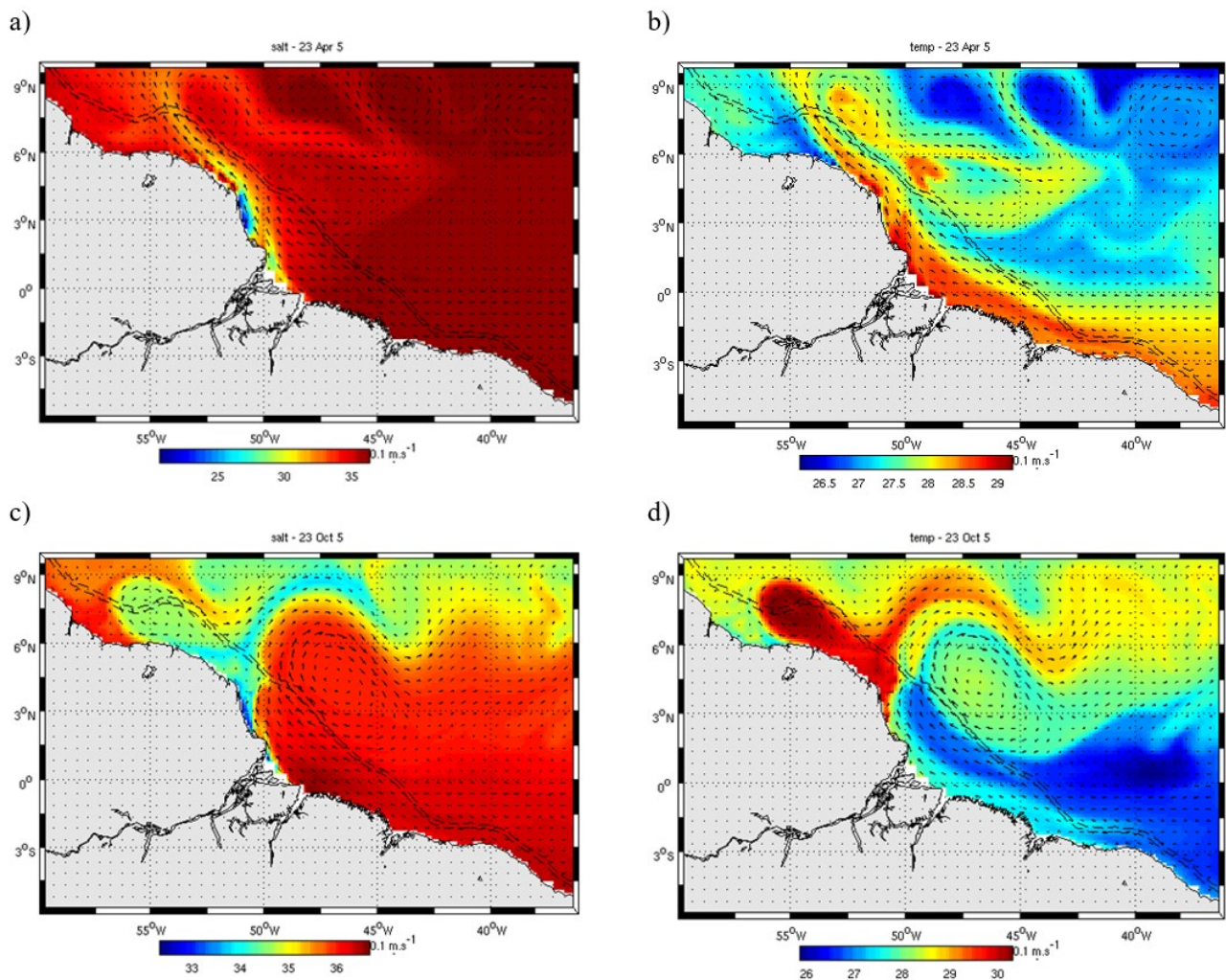


Figure 6 : Evolution des paramètres de salinité (PSU) et température (en °C) en avril (respectivement a et b) et en octobre (respectivement c et d) pour la cinquième année de simulation.

4. Conclusion

Le modèle ROMS nous a permis de réaliser une étude à haute résolution de la rétroflexion du CNB. Comme de nombreux autres *Ocean Global Circulation Models*, ROMS est très performant dans la résolution des équations primitives, à la base de la circulation océanique. Cet outil est donc avantageux pour des études dans des régions où les campagnes océanographiques sont insuffisantes. Cependant, il n'en reste pas moins un modèle, et les résultats des simulations ne peuvent être interprétés sans comparaison avec des données réelles (mesures in situ, ou analyse d'images satellitaires). D'autre part, le modèle ROMS présente quelques défaillances, et il est notamment important de retenir que le modèle s'est avéré sensible aux très faibles salinités. En effet, il y aura explosion du modèle si l'emplacement de l'embouchure de l'Amazone (ou toute autre zone fortement dessalées) coïncide avec l'une des frontières empêchant ainsi le calcul de la composante géostrophique de la vitesse.

Toutefois, notre petite étude a montré une bonne correspondance avec les données de littérature sur i) le positionnement du front de rétroflexion du CNB, ii) la variabilité intra-annuelle de cette rétroflexion, et iii) le moment de l'année où le front de rétroflexion est bien en place avec la présence de l'anneau de rétroflexion.

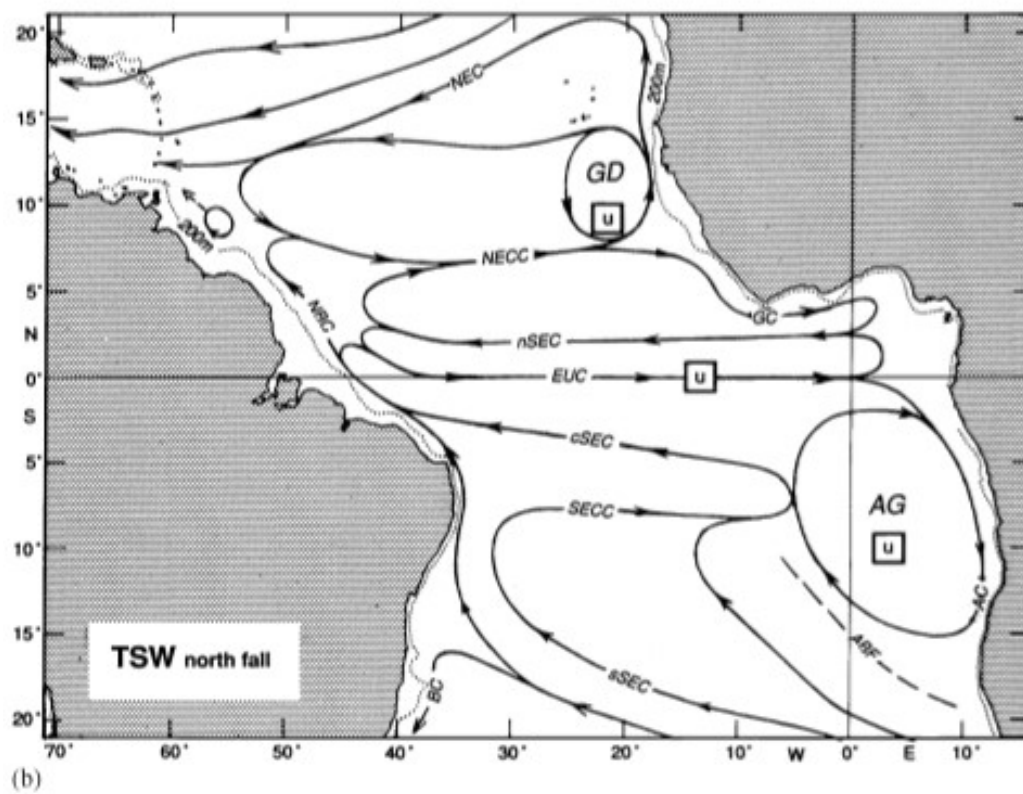
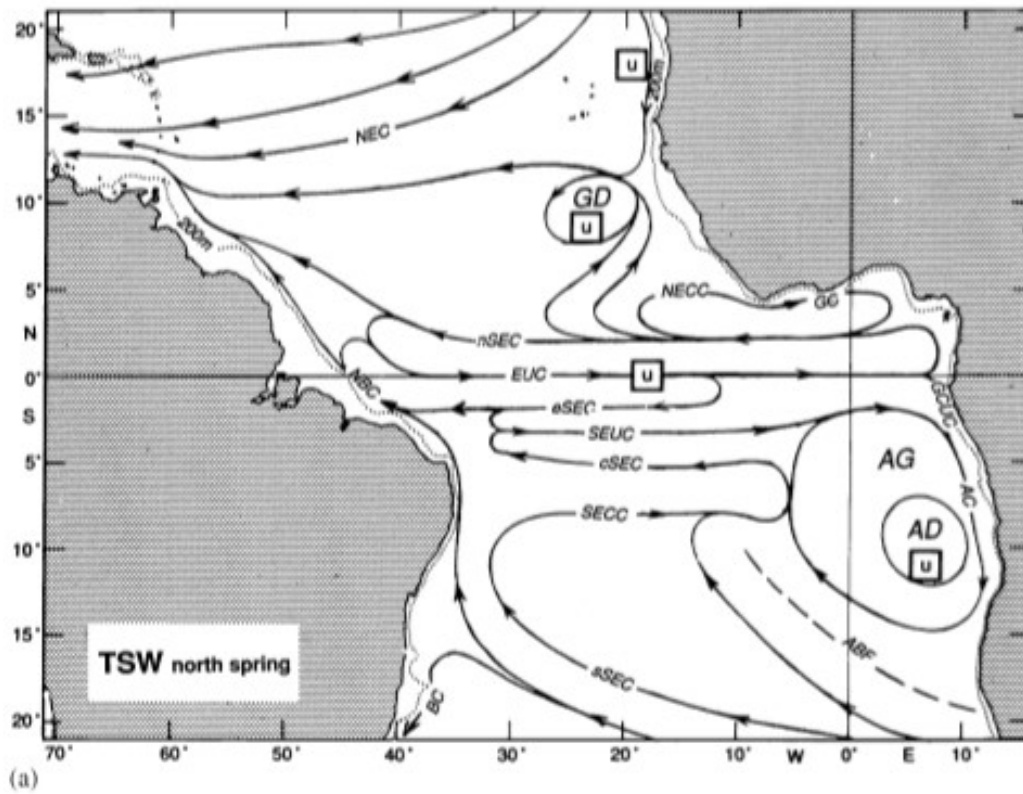
Rappelons par ailleurs, que la durée de calcul pour cette simulation a été très importante. Dans le cadre d'une nouvelle étude, il serait nécessaire de laisser plus de temps au calcul, ou bien de réduire la résolution, afin d'obtenir une simulation d'au moins 10 années et de s'assurer de la stabilité des paramètres diagnostiques.

Enfin, en perspective de ce travail, il serait extrêmement intéressant de réaliser une étude permettant le couplage de données biogéochimiques à ce modèle afin d'analyser la réponse biologique à un tel processus physique.

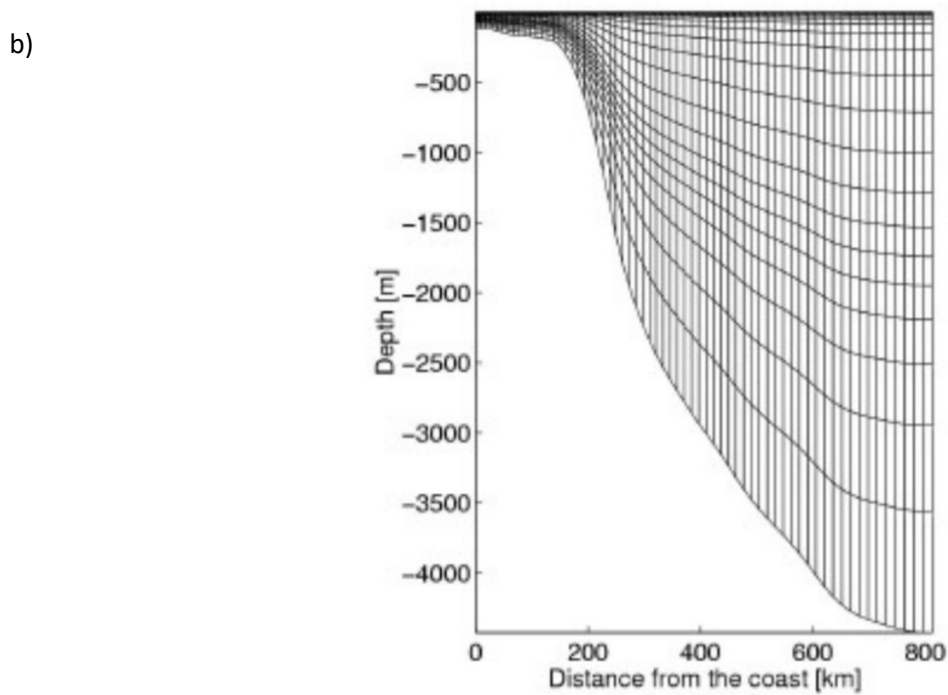
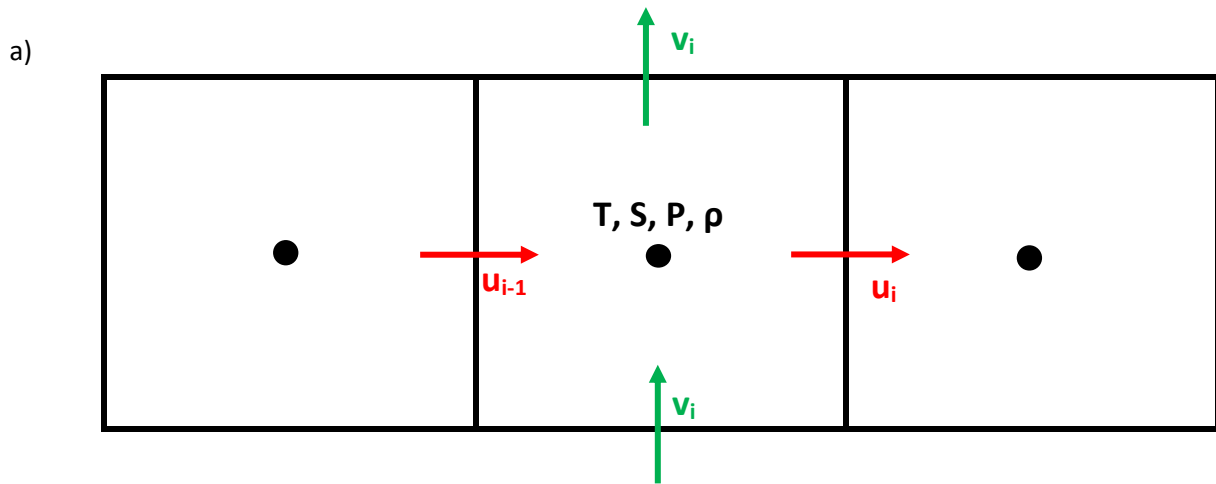
Bibliographie

- Baklouti M., Devenon J.-L., Bourret A., Froidefond J.-M., Ternon J.-F. and Fuda J.-L. *New insights in the French Guiana continental shelf circulation and its relation to the North Brazil Current retroflexion*. J. Geophys. Res., (2007) 112, C02023, doi:10.1029/2006JC003520.
- Fratantoni D. M. and Glickson D. A. *North Brazil Current Ring Generation and Evolution Observed with SeaWiFS**. Journal of Physical Oceanography (2002) 32 (3) (mars 1): 1058–1074.
- Johns W. E., Lee T. N., Schott F. A., Zantopp R. J., and Evans R. H. *The North Brazil Current retroflexion: Seasonal structure and eddy variability*, J. Geophys. Res. (1990), 95, 22,103–22,120.
- Molinier M., Guyot J.L., de Oliveira E., Guimarães V. and Chaves A. *Hydrologie du bassin de l'Amazone*. Grands bassins fluviaux périalantique (1993). Actes du colloque PEGI INSU-CNRS-ORSTOM, Paris, France du 22 au 24 novembre.
- Stramma L. and Schott F. A. *The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean*. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography (1999) 46 (1-2) 279–303. doi:10.1016/S0967-0645(98)00109-X

ANNEXE A : Variabilité de la courantologie équatoriale et tropicale dans l'Atlantique (Stramma and Schott 1999)



ANNEXE B : Illustration schématique d'une grille horizontale d'Arakawa C (a) et d'une grille verticale en coordonnées sigma (b)



ANNEXE C : Profils verticaux (a) de salinité (en PSU), (b) de température (en °C), (c) de vitesse du courant le long d'un transect traversant le front de rétroflexion

