

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR



ECOLE SUPERIEURE POLYTECHNIQUE

GROUPE DE FORMATION DOCTORALE



MASTER 2 DE RECHERCHE
"SCIENCES DE L'INGENIEUR"

OPTION : Météorologie Océanographie et Gestion des
Milieux Arides (MOGMA)

"MEMOIRE DE STAGE"

Session 2010 - 2011

**Estimation des vitesses verticales en Atlantique à l'aide
de la géostrophie**

Présenté et soutenu par :

Siny NDOYE ¹

Sous la direction de :

Dr. Philippe ESTRADE ^{1,2,3} et **Dr. Alban LAZAR** ^{1,2,3}

¹ Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang (**LPAO-SF**)

² Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentation et Analyses Numériques,
LOCEAN, UPMC, Paris, France

³ Institut de Recherche pour le Développement **IRD**

Dédicaces

À la mémoire de mes grands parents

Ibrahima MBENGUE et Maty SALL

(Paix et salut sur vos âme, que la terre de Thiawléne vous soit légère)

Qu'ALLAH détenteur de grâce

Immense amour pour son prophète Mouhamed (PSL) vous accueille dans son paradis.

Je dédie ce rapport de stage à :

À ma tendre mère **Salimata MBENGUE**, symbole de douceur, de tendresse et d'affection, grâce aux sacrifices immenses qu'elle a consentis au sens du devoir et les valeurs qu'elle m'a inculquées. J'espère qu'elle trouvera dans ce document toute ma reconnaissance et tout mon amour.

À toute ma famille particulièrement à mon tonton **Badou Mbengue et Pape Djibril Mbengue** qui représentent mon grand père **Ibrahima Mbengue (BABO)** sans oublié Mon papa **Pape Mbaye**, et **Pape Daouda Ciss**, mes tontons **thierno, vieux, ousmane, youssoupha doudou** ainsi que mes tantes

À mes **frères** , mes **soeurs** et mes **amis** de par leurs prières et conseils au quotidien je vous dedie ce travail

À ma grande mère chérie mère **Codou Boye**

À une personne que j'admire beaucoup et qui m'est très chère en l'occurrence **Ndeye Diama laye DIOP**

Remerciements

Ce mémoire a été élaboré au sein du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang (LPAO-SF) de l'Ecole supérieure Polytechnique (ESP) de l'Université Cheikh Anta de Dakar.

Tout d'abord je loue **ALLAH**, l'INCOMMENSURABLE, d'une longue surabondante et sans fin pour m'avoir donné la force d'accomplir ce travail.

J'exprime ma reconnaissance et mon respect au Directeur Monsieur **Amadou Thierno Gaye**. Je n'oublierai jamais la confiance qu'il a accordée à ma personne de m'avoir accepté dans son laboratoire.

Je remercie sincèrement le Dr **Philippe Estrade** et Dr **Alban Lazar** pour avoir, accepter de travailler avec moi, et de m'avoir permis de réaliser ce stage dans de très bonne condition. J'apprécie vraiment votre compétence, votre sens du travail, votre disponibilité, votre capacité d'écoute, votre suivi régulier et surtout votre rigueur et vos conseils précis et pour ce que j'ai pu apprendre grâce à vous durant ces quelques mois de stage. Je remercie également Dr **Juliette Mignot** de son soutien et son encadrement essentiel qu'elle m'a apporté et pour l'intérêt qu'elle a montré pour mon travail. Je remercie tous les chercheurs du LPAO-SF, je veux citer messieurs **Daouda Badiane**, notre papa **Seydou Moustapha Sall**, **Abdoulaye Dème**, **Frédéric Hourdin**, **Laurence Eymard**, **Jean Philippe Lafore**, **Eric Machu**, tonton **Malick Wade**, tonton **Mouhamed Ly**, **Alassane Ba**. Je tiens à remercier tous les doctorants du LPAO-SF, mention spéciale à tonton **Moussa Diakhaté**, à **Saliou Faye**, **Seyni Salack**, **Ibrahima Camara**, **Baye Cheikh Mbaye**, **Coumba Niang**, **Ibrahima Diouf**, **Moussa Gueye**, **Abdoulaye Ndiaye**, **Mamadou Dramé**, **Abdou Lahat Dieng**, Je remercie Madame Diakhaté que j'ai fatigué avec des demandes de papiers. Ma reconnaissance s'adresse à tous mes amis de promotion , le "bougou lou yombe" **Souleymane Sy**, mon ami, frere **Amadou Aliou Diallo**, **Alix Akwada**, **Aguibou Baldé**, **Ibrahima Kanté** pour leur amitié autant pour la collaboration. Un remerciement spécial à mon papa Pape Mbaye, Ma maman **Salimata Mbengue**, **Badou Mbengue**, **Djibril Mbengue**, **Pape Daouda Ciss**, **Secka Fall**, **Diadji**, **Djiré** qui m'ont beaucoup aidé dans ma vie que le bon Dieu protecteur des âmes vous prête une longue vie pleine de succès. Je remercie tous mes oncles **Badou**, **Thierno Mbengue**, **Vieux**, **Ousmane**, **Pape Doudou**, **Oscar**, **Youssoupha**, **Douda**, de vos conseils et soutiens personnels. Mes remerciements vont à l'endroit de tous mes amis plus particulièrement **Diadji Diop**, **Cheikhbou Sidibé**, **Tidiane Sy Demba**, **Mbaye Déguéne**, **Matar Béne chéri Awa**, **Ousmane Ndoye**, **Ousseynou Pouye**, **Papis Djiré chérie Fatoumata Diop Bass** **Dème chérie Fifi**, **Cheikh Mbaw**, **Kheury Pouye Aliou Ba**, **Babacar**, **Ka Diallo**, **Emile**, **Imam Nourou**, **Thier**, Je vous souhaite beaucoup de courage et une vie pleine de succès. Je n'oublié pas de remercier mes chéries, **Siny Coumba**, **Fatoumata Diop**, **Nabou Diop**, **Fifi**, **Awa Diéne** de leur générosité en vers moi et de leurs conseils. Je remercie aussi toutes mes tantes **Ndeye khady**, **Mame Adji**, **Diagua Ndoye**, **tante Maréme Diop**, **Ngoné**, **Mamy Ndoye**, **Aida**, et autres. Je remercie ma très chère **Ndeye Diamalaye** pour son soutien permanent, ses conseils. Je te souhaite longue vie et beaucoup de succès dans ta vie. Tu es vraiment courageuse et patiente. Mais aussi a sa meilleure amie sister **Ndiém Kébé** et sa maman mère **Nogaye kéné** Je remercie toute la famille **Ndoye** sans oublier mes neveux, nièces , freres et soeurs, toute la famille **Mbengue** mention spéciale à **Aby Badou** pour les "thiéb" Je n'aurai pas terminé sans dire merci à mes frères et soeurs mention honorables à sister **Awa Thioune** qui lave tout le temps mes habits merci sister

et bon courage pour les études suis à côté de toi, sans oublié **Adama** Big up fréro. Je remercie tous mes amis qui ont partagé des moments agréables avec moi, je veux nommer **Zale, yass, Diadji, Mbaye, Bou, Djiman, Bén, ouze**, Je remercie également tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin à parvenir au bout de ce travail.

RÉSUMÉ

La circulation verticale océanique joue un rôle important sur le climat mondial en régulant les flux de chaleur, de matières et les cycles bio-géochimiques. Mais ces vitesses verticales sont généralement très faibles pour être directement mesurées. L'objectif de ce travail est d'abord à l'aide d'un modèle de circulation générale océanique d'estimer les vitesses verticales en Atlantique à l'aide de la géostrophie. D'abord nous avons essayé de diagnostiquer l'équilibre de vorticité linéaire, puis déterminer le niveau de référence pour l'estimation à partir des observations. Cette reconstruction est faite dans le modèle de façon à valider le résultat par comparaison avec la vitesse directement calculée par le modèle.

Les résultats issus du diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire montrent que cet équilibre est valide dans l'atlantique sauf au niveau de l'équateur, des bords ouest, des hautes latitudes, dans la couche limite frictionnelle.

La reconstruction des vitesses verticales partant de l'équilibre de vorticité linéaire sur les 1000 premiers mètres donne des résultats satisfaisant dans les zones où cet équilibre est valide mais celle avec la condition au limite $w_s(z = -1060) = 0$ est plus réaliste car il sera facile de trouver des données d'observation pour valider ce calcul. La reconstruction des vitesses verticales à partir de la surface jusqu'au fond ne donne pas de résultats satisfaisants avec les conditions $w_s(z = 0) = 0$ et $w_s(z = 0) = wek$.

Liste des acronymes

- BC** : *Brazilian Current*
CC : *Caribbean Current*
CLIVAR : *CLImate VARiability and Predictability*
Eniac : *Electronic Numerical Integrator Analyse and Computer*
EUC : *Equatorial UnderCurrent*
FOCAL : *Programme Français Ocean et Climat dans l'Atlantique Equatorial*
GC : *Guinea Current : courant de Guinée*
GG : *Golfe de Guinée*
LPAOSF : *Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan-Simeon-Fongang*
LOCEAN : *Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentation et Approches Numériques*
NBC : *North Brazil Current*
NBUC : *North Brazilian UnderCurrent*
NEC : *North Equatorial Current*
NECC : *North Equatorial CounterCurrent*
NEMO : *Nucleus for European Modelling of the Ocean*
NEUC : *North Equatorial UnderCurrent*
OPA : *Océan PArallélisé*
PIRATA : *(Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic)*
ROMS : *Regional Oceanic Modeling System*
SEC : *South Equatorial Current*
SEUC : *South Equatorial UnderCurrent*
SEQUAL : *Seasonal Response of the Equatorial Atlantic Experiment*
WBUC : *West Brazilian UnderCurrent*

Table des figures

1	bathymétrie de la zone d'étude, d'après Michel Fieux, l'océan planétaire (2010)	11
2	Distribution schématique des principaux courants entre 0 et 100m de profondeur pour le printemps boréal et l'automne boréal (selon Stramma et Schott, 1999). Courants montrés : le courant équatorial Nord (NEC), le dôme de Guinée (GD), le contre-courant Nord équatorial (NECC), le courant de Guinée (GC), le courant équatorial Sud (SEC) et ses 4 branches Nord (nSEC), équatoriale (eSEC), centrale (cSEC) et Sud (sSEC), le sous-courant équatorial (EUC), le courant Nord brésilien (NBC), le sous-courant Gabon-Congo (GCUC), la gyre d'Angola (AG), le courant d'Angola (AC), le dôme d'Angola (AD), le contre-courant équatorial (SECC), le courant du Brésil (BC). La ligne pointillée symbolise le front Angola-Benguela (ABF) et le symbole u représente les zones de possible upwelling.	12
3	Effet du vent sur la circulation océanique :Schéma explicatif du pompage d'Ekman(www.la.climatologie.free.fr)	14
4	Transport d'Ekman :Upwelling Cotier extraite http://earth.usc.edu/classes/geol150/stott/variability.html	
5	Transport d'Ekman :Downwelling cotier http://earth.usc.edu/classes/geol150/stott/variability.html	
6	Les deux surfaces limites de l'ocean $z = -H(i, j)$ et $z = \eta(i, j, t)$	19
7	Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire Simulation ATL TROP à -200m de profondeur	22
8	Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire, pourcentage d'erreur Simulation ATL TROP à -200m de profondeur	22
9	Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire Simulation ATL TROP à -200m de profondeur, application du filtre	23
10	Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire, pourcentage d'erreur Simulation ATL TROP à -200m de profondeur, application du filtre	23
11	Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire avec la configuration globale :simulation interannuelle periode(1980-2004) à -200m de profondeur	24
12	Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire pour le pourcentage d'erreur relatif avec la configuration globale :simulation interannuelle periode(1980-2004) à -200m de profondeur	25
13	Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à -112m de profondeur	26
14	Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à -627m de profondeur	27
15	Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à -1297m de profondeur	28
16	Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à -2055m de profondeur	29
17	Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à -3000m de profondeur	30
18	Estimation de la vitesse verticale à partir de la relation de sverdrup à -679m	31
19	Difference entre la vitesse verticale estimée et la vitesse verticale du modèle et points choisis pour le tracé des profils verticaux à -679m	32
20	Les profils verticaux de la vitesse verticale estimée et ceux du modèle des points définis sur la figure 19	32
21	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de la relation de sverdrup à -70m de profondeur	33
22	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à -295m de profondeur	34

23	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à -920m de profondeur	35
24	Estimation de la vitesse verticale à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à -679m	36
25	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à -85m avec condition au limite $w_s(z = -1061) = 0$	37
26	Les profils verticaux de la vitesse verticale estimée et ceux du modèle des points définis sur la figure 25	37
27	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à -70m avec condition au limite $w_s(z = -1061) = 0$	38
28	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à -112m avec condition au limite $w_s(z = -1061) = 0$	39
29	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de la relation de sverdrup à -793m avec condition au limite $w_s(z = -1061) = 0$	39
30	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire sur toute la colonne d'eau à -70m avec condition au limite $w_s(z = 0) = 0$	40
31	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire sur toute la colonne d'eau à -1061m avec condition au limite $w_s(z = 0) = 0$	40
32	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire sur toute la colonne d'eau à -2597m avec condition au limite $w_s(z = 0) = 0$	41
33	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire sur toute la colonne d'eau à -70m avec condition au limite $w_s(z = 0) = wek$	41
34	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire sur toute la colonne d'eau à -1061 m avec condition au limite $w_s(z = 0) = wek$	42
35	Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire sur toute la colonne d'eau à -2597 m avec condition au limite $w_s(z = 0) = wek$	42

Table des matières

1 Généralités	11
1.1 Zone d'étude : L'Atlantique	11
1.2 circulation oceanique	12
1.2.1 circulation horizontale	12
1.2.2 circulation verticale	14
1.3 Les questions autour des vitesses verticales océaniques	15
2 Modèle numérique	17
2.1 Estimation avec NEMO	17
2.1.1 Présentation du modèle :	17
2.1.2 Les équations primitives	17
2.1.3 Conditions aux limites	19
2.1.4 Présentation des configurations	19
3 Méthodologie	20
3.1 Estimation de la vitesse verticale géostrophique	20
3.2 conditions aux limites	21
4 Résultats et discussion	21
4.1 Comparaison des différentes simulations à travers un diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à -200m	21
4.2 Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à partir de -100 mètres jusqu'à -3000 mètres	26
4.3 Estimation de la vitesse verticale à partir de l'équilibre de vorticité linéaire	31
4.3.1 Estimation de la vitesse verticale avec la condition au limite $w_s(z = -1061) = w_m(z = -1061)$	31
4.3.2 Estimation de la vitesse verticale avec la condition au limite $w_s(z = -1061) = 0$	35
4.3.3 Estimation de la vitesse verticale à partir de la surface jusqu'à profondeur avec la condition au limite ($w(z = 0) = 0$ et $w(z = 0) = wek$)	40

Introduction

L'océan couvre 71% de la surface de la terre, avec une profondeur moyenne de 3800 m, soit 1/1700ième du rayon terrestre. La circulation océanique, notamment la circulation verticale, joue un grand rôle dans le climat mondial en régulant les flux de chaleur, de matière et les cycles biogéochimiques. La connaissance des vitesses verticales permet, de définir les zones de fortes production primaires favorables au développement des poissons, ainsi que la branche de retour de la circulation thermohaline et d'estimer les échanges verticaux (flux de masse, de chaleur, de sel, viscosité et diffusivité turbulente,mélange diapycnal). Mais les mesures de courant océaniques, notamment en profondeur, sont très difficiles. De plus, ces vitesses verticales sont généralement trop faibles pour être directement mesurées. Un scaling de la conservation de la masse (équation de continuité) indique que le ratio de la composante verticale W du vecteur vitesse sur la composante horizontale U est du même ordre que le ratio de l'échelle verticale sur l'échelle horizontale du phénomène étudié ($W/U \simeq H/L \simeq 1/1000$) c'est donc en effet très faibles.

Dans l'océan, en dehors des couches limites摩擦nelles, il est raisonnable de supposer que l'écoulement intérieur de grande échelle est dominé par la géostrophie (équilibre entre la force due à l'accélération de Coriolis et les forces de pression). En se plaçant sur un plan β , les vitesses verticales géostrophiques obéissent à l'équilibre de Sverdrup $\beta v = f \frac{\partial w}{\partial z}$. En combinant cette relation à l'équation zonale du vent thermique $\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial x}$, on obtient une équation aux dérivées partielles du second ordre pour les vitesses verticales géostrophiques $\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = -\frac{\beta g}{\rho_0 f^2} \frac{\partial \rho}{\partial x}$.

La modélisation numérique, qui est une discipline assez récente, développée au cours de la seconde moitié du 20ième siècle avec l'apparition des premiers calculateurs électroniques afin de pouvoir résoudre les équations physiques qui régissent les écoulements fluides, a permis la simulation des vitesses verticales dans l'océan. Cependant la validation des vitesses verticales simulées s'avère toujours problématiques à cause de l'absence des mesures directes.

L'objectif de ce stage est d'abord à l'aide d'un modèle de circulation générale océanique (OGCM) de caractériser le domaine de validité de l'équilibre de vorticité linéaire $\beta v = f \frac{\partial w}{\partial z}$, de montrer si la vitesse verticale est contrôlée par cet équilibre dans le modèle, puis de déterminer le niveau de référence pour l'estimation par intégration verticale de la vitesse verticale à partir d'observations climatologiques. Cette étude est fait dans un modèle de façon à valider le résultat par la comparaison avec la vitesse directement calculée par le modèle.

Dans une première étape nous d'écrivons la zone d'étude, sa circulation (horizontale et verticale) à travers une étude bibliographique centrée sur la question de la vitesse verticale géostrophique, puis nous présentons le modèle numérique.

Dans une seconde étape on présente la méthodologie adoptée pour déterminer cette vitesse. L'analyse et l'interprétation des résultats sont ensuite présentées pour finalement conclure et dégager des perspectives

1 Généralités

1.1 Zone d'étude : L'Atlantique

Notre zone d'étude porte sur l'océan Atlantique qui est l'un des cinq océans de la Terre avec une superficie de $106\,000\,000\ km^2$, ce qui en fait le deuxième par la surface derrière l'océan Pacifique. Il occupe un long bassin s'étendant du nord au sud, borné à l'ouest par les Amériques, à l'est par l'Europe et l'Afrique avec une largeur variant, de 2848 km (entre le Brésil et le Liberia) à 4830 km (entre les États-Unis et le Maroc). La principale caractéristique du fond de l'océan Atlantique est une longue chaîne de montagnes sous-marine appelée la dorsale médio-atlantique qui suit parallèlement les côtes d'Afrique. Cette dorsale partage l'océan atlantique en deux grandes dépressions sous marines dont la profondeur varie entre 3700 mètres et 5500 mètres. Les diverses rides (dorsales transverses), situées de part et d'autres de la dorsale centrale, délimitent de nombreux bassins. Dans cette étude nous nous intéressons particulièrement à la zone comprise, en latitude entre 30°N et 30°S , et en longitude entre 60°W et 20°E . À l'est de cette dorsale centrale nous avons les bassins d'Angola, de Guinée, de Sierra Leone, du Cap Vert et des Canaries, et à l'ouest les bassins du Brésil, de Guyane et le bassin Nord Américain comme on le voit sur la figure 1

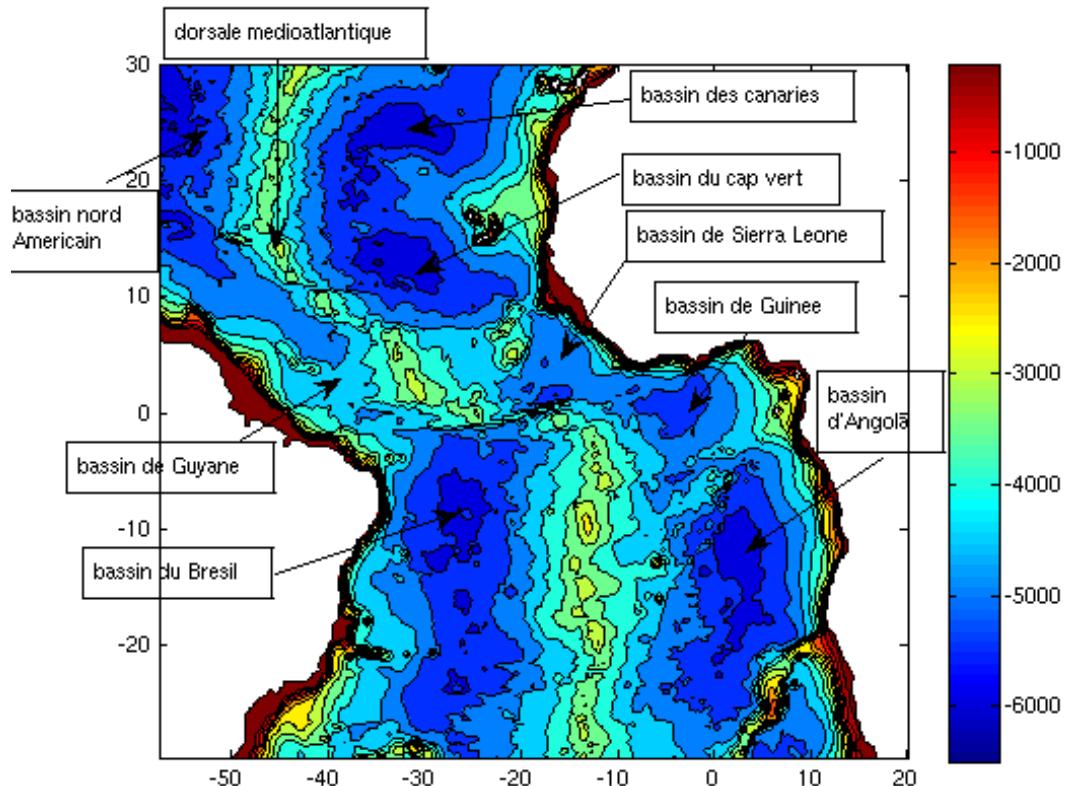


FIG. 1: bathymétrie de la zone d'étude, d'après Michel Fieux, l'océan planétaire (2010)

1.2 circulation oceanique

L'océan est une masse fluide en perpétuel mouvement, qui constitue un système dynamique parcouru par des courants caractérisés par leurs directions, vitesses et débits. Les grands courants océaniques sont mis en mouvement par les vents et par les échanges de chaleur et d'eau douce avec l'atmosphère (précipitations, évaporation) qui contrôlent la température et la salinité des eaux. Ces courants sont influencés par la circulation atmosphérique, les différences de densités de l'eau de mer et par la géométrie des continents. Par convention contrairement aux vents, le sens des courants océaniques sont ceux vers lesquels ils portent. Cette circulation océanique peut être subdivisée en deux composantes : la circulation horizontale et la circulation verticale.

1.2.1 circulation horizontale

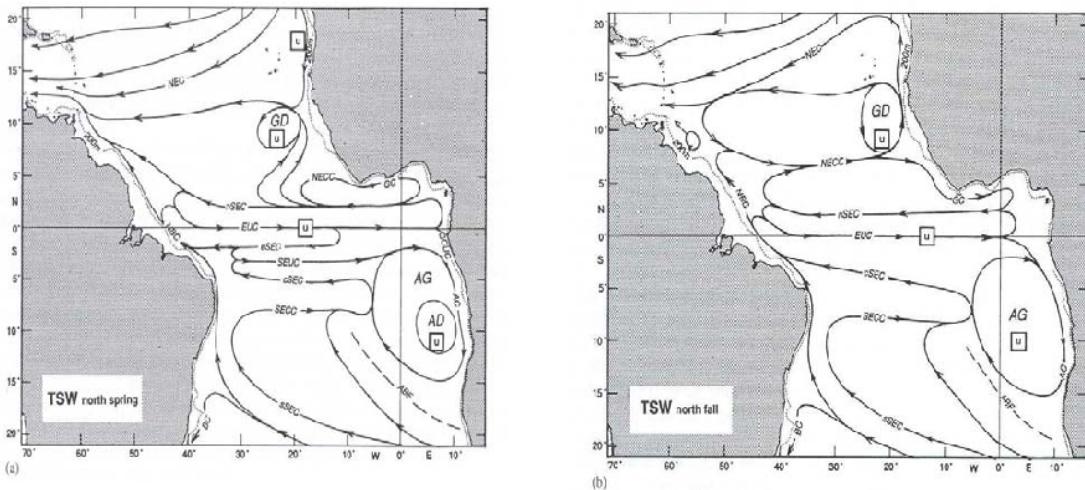


FIG. 2: Distribution schématique des principaux courants entre 0 et 100m de profondeur pour le printemps boréal et l'automne boréal (selon Stramma et Schott, 1999). Courants montrés : le courant équatorial Nord (NEC), le dôme de Guinée (GD), le contre-courant Nord équatorial (NECC), le courant de Guinée (GC), le courant équatorial Sud (SEC) et ses 4 branches Nord (nSEC), équatoriale (eSEC), centrale (cSEC) et Sud (sSEC), le sous-courant équatorial (EUC), le courant Nord brésilien (NBC), le sous-courant Gabon-Congo (GCUC), la gyre d'Angola (AG), le courant d'Angola (AC), le dôme d'Angola (AD), le contre-courant équatorial (SECC), le courant du Brésil (BC). La ligne pointillée symbolise le front Angola-Benguela (ABF) et le symbole u représente les zones de possible upwelling.

La circulation océanique horizontale de surface et de subsurface, est principalement mise en mouvement par les vents. L'atlantique tropical possède des dynamiques de circulations très variées. Des observations montrent que la structure des courants changent au voisinage de l'équateur, faisant apparaître un ensemble de courants essentiellement zonaux allant alternativement vers l'est et vers l'ouest et s'étendant sur tout le bassin. La circulation de surface de l'atlantique tropicale comporte le système des courants équatoriaux limité au nord et au sud par un gyre anticyclonique sub-tropical. Cette circulation équatoriale est principalement zonale et comporte, en surface le Courant Equatorial Nord (NEC), le Contre-Courant Equatorial Nord (NECC), le Courant Equatorial Sud (SEC), et

le Contre-Courant Equatorial Sud (SECC) rarement présent en surface. En subsurface le Sous-Courant Equatorial (EUC) est l'élément majeur, il est encadré par les Sous-Courants Equatoriaux Nord et Sud (NEUC, SEUC) comme le montre la figure 2. Sachant que dans la bande équatoriale les courants sont agéostrophiques nous nous limiterons seulement à leurs descriptions. Considérant les gyres, Le centre d'un gyre subtropical est une zone de haute pression. La circulation autour de la haute pression tourne dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord et dans le sens inverse des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère sud, du fait de la force de Coriolis. La haute pression dans le centre est due aux vents d'ouest du côté septentrional du gyre et aux alizés du côté méridional du gyre. Cela provoque des courants convergents vers la latitude du centre du gyre. La plongée d'eau au centre du gyre est associée à un flux vers l'équateur dans les 1000 à 2000 premiers mètres de l'océan. La circulation gyrosoire subtropicale est aussi associée à un courant de Bord Ouest intense, un de bord Est moins intense. Au niveau du gyre de l'atlantique Nord nous avons le courant équatorial nord, le gulf stream , la dérive nord atlantique et le courants des canaries et pour celui de l'atlantique sud nous avons le courant équatorial sud, le courant du Brésil de Courant de Benguela. On s'intéresse à la circulation aux niveaux des gyres sub-tropicaux et tropicaux car c'est à ce niveau qu'on a l'équilibre géostrophique. Notons que le courant de benguela qui forme la frontière ouest de la circulation autour de l'Atlantique sud s'évase en remontant vers le nord-ouest, avec une bordure ouest assez floue car il se perd en tourbillons multiples rendant cette partie est du gyre sub-tropical sud agéostrophique en surface d'où l'intérêt de le mentionner ici. On note également la présence de vigoureux courants agéostrophiques qui ont lieu le long des bords ouest des bassins océaniques. La gyre subtropicale et la gyre de recirculation, sont forcées par la tension de vent à la surface de l'océan. La distribution de tension de vent est très fortement marquée par un régime d'alizé, vents de Nord-est des régions subtropicales. En ce qui concerne les gyres tropicaux notons que la circulation dans le Sud du Golfe de Guinée est caractérisée par une gyre cyclonique subtropicale : la gyre d'Angola (AG). Celle-ci est centrée à 13 °S - 5 °E (*Wacongne et Piton, 1992, Gordon et Bosley, 1991, Mercier et al, 2003, Stramma et England, 1999*). À l'intérieur de la gyre d'Angola, le dôme d'Angola, centré à 10 °S - 9 °E, présente un signal saisonnier. Le dôme d'Angola est visible dans la structure thermale des couches supérieures durant l'été austral mais il ne l'est pas en hiver (*Stramma et Schott, 1999*). Il est causé par les vents locaux qui durant l'été austral sont favorables à l'apparition d'un upwelling. En subsurface, le principal courant de l'océan Atlantique tropical est le Sous-Courant Equatorial ou EUC pour Equatorial Under Current (Hisard et Morlière, 1973). L'EUC est alimenté par des eaux chaudes et salées provenant des régions subtropicales via la rétroflexion du Courant Nord Brésilien (Peterson et Stramma, 1991). L'EUC perd de son intensité en traversant tout le bassin Atlantique tropical d'Ouest en Est. Il se prolonge jusque dans le Golfe de Guinée où il se sépare en deux branches : l'une dévie vers le Nord vers la baie du Biafra, l'autre vers le sud en alimentant le souscourant du Gabon-Congo (GCUC : Gabon-Congo UnderCurrent) à (1-6) °S (Hisard et Morlière, 1973 ; Hisard et al., 1975 ; Wacongne et Piton, 1992)

1.2.2 circulation verticale

Ces courants verticaux peuvent être mis en mouvement notamment par le forçage mécanique du vent (La théorie d'Ekman), par les différences de température (l'eau froide est plus dense que l'eau chaude) et/ou de salinité (l'eau salée est plus dense que l'eau douce) entre les différentes couches de l'océan. Les mouvements verticaux de grande échelle des gyres et dômes sont forcées par la divergence des courants d'Ekman eux même créés par le rotationnel des vents locaux. Il y a aussi une divergence d'Ekman (et donc upwelling) avec des vents alizés parallèles mais d'intensité décroissante vers l'équateur. Ces vitesses verticales positives ramènent vers la surface des eaux froides. L'existence de ces eaux froides (23°C à 24°C) dans les tropiques est fondamentale puisque c'est à ce niveau que se produisent les plus grands emmagasinages de chaleur par l'océan : la mer est chauffée par le soleil, mais il y a peu de perte par évaporation parce que les eaux sont relativement froides.

Sous l'effet du vent et de la déviation de Coriolis, les mouvements d'eau de surface provoquent des phénomènes de divergences et de convergences. Pour un vent anticyclonique (tournant dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord), l'eau s'accumule au centre et cette élévation du niveau de la mer est à l'origine des mouvements verticaux entraînant les eaux de surface en profondeur. Inversement un vent cyclonique (dépression) provoque un mouvement ascendant de l'eau de mer : C'est le pompage d'Ekman.

Au niveau des côtes , par l'exemple dans l'hémisphère Nord si un vent du Nord quasi-

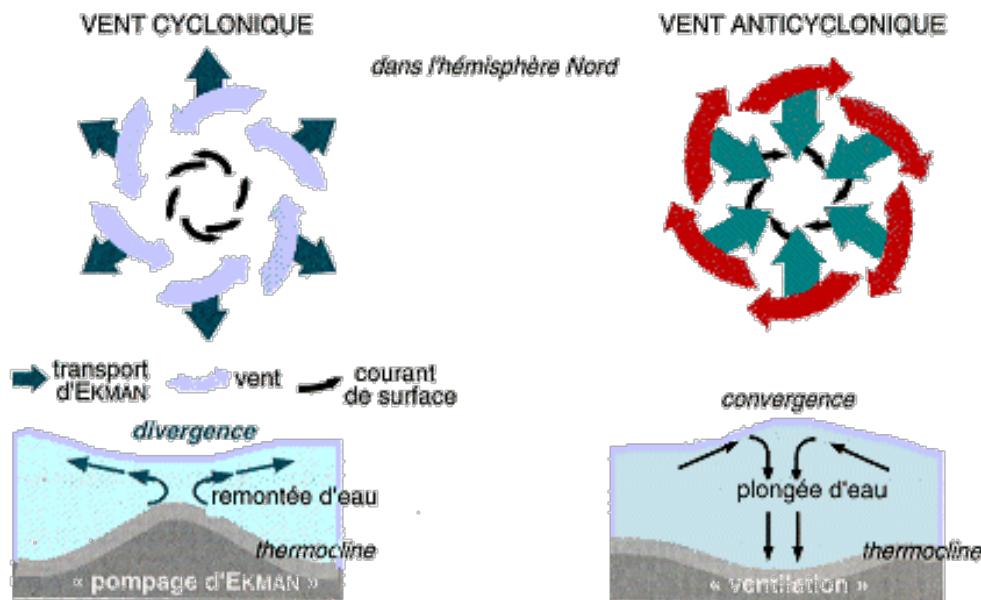


FIG. 3: Effet du vent sur la circulation océanique :Schéma explicatif du pompage d'Ekman (www.la.climatologie.free.fr)

constant souffle parallèlement à la côte et dirigé vers l'équateur, comme c'est généralement le cas pour les alizés du Nord, le transport d'Ekman résultant est dirigé vers l'ouest et les eaux chaudes de la couche d'Ekman s'éloignent alors de la côte en direction du large. Pour compenser cette perte de volume, des eaux plus fraîches des couches plus profondes sont advectées vers le littoral et vers le haut lorsqu'elles atteignent la côte : Ce phénomène est appelé upwelling côtier figure 4. Alors si un vent du Sud constant souffle parallèlement à la côte et dirigé vers le Nord il se produira l'effet inverse : le downwelling où la plongée

d'eau figure 5 On note également l'existence de la circulation permanente à grande échelle

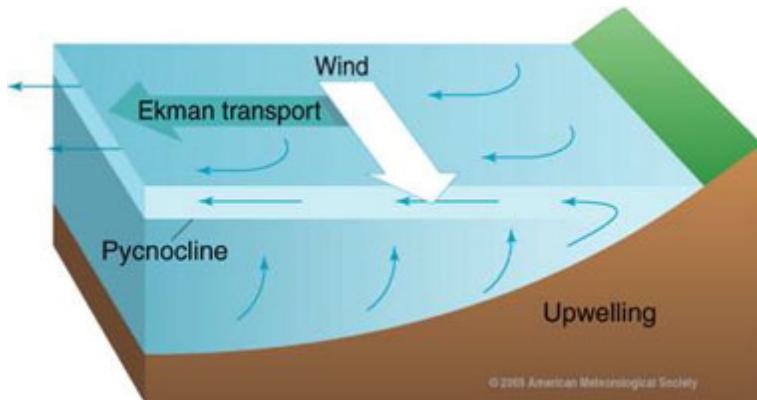


FIG. 4: Transport d'Ekman :Upwelling Cotier extraite
<http://earth.usc.edu/classes/geol150/stott/variability/sfcocean.html>

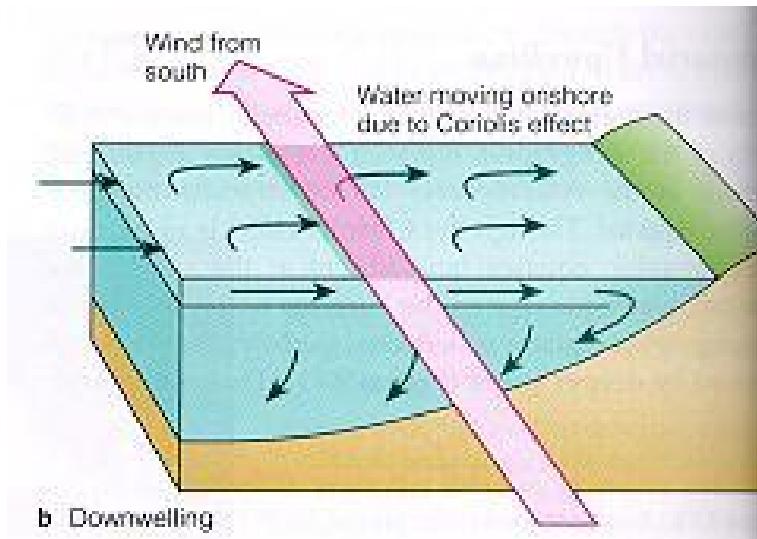


FIG. 5: Transport d'Ekman :Downwelling cotier
<http://earth.usc.edu/classes/geol150/stott/variability/sfcocean.html>

qui brasse l'ensemble des bassins océaniques :C'est la circulation thermohaline, engendrée par des écarts de température(thermo) et de salinité(haline). L'eau de surface en provenance des régions chaudes du globe pénètre dans les régions polaires, se refroidit et gèle libérant ainsi du sel. Salée et froide, l'eau polaire coule à de grandes profondeurs et circule au fond des bassins. Ces eaux froides de fond finissent par remonter en surface dans les zones d'upwelling pour participer à nouveau à la circulation de surface. Ce circuit peut durer 1000ans.

1.3 Les questions autour des vitesses verticales océaniques

L'étude de circulation verticale dans l'océan montre que ces vitesses verticales jouent un rôle important sur le climat surtout au niveau des tropiques et sur le plan économique en particulier pour les activités halieutiques via les upwelling côtiers. Beaucoup d'efforts ont été mis en oeuvre pour quantifier cette vitesse verticale. *Allan Robinson et Henry*

Stommel, The Oceanic Thermocline and the 1958, pour connaitre l'amplitude de la circulation profonde, et l'âge moyenne des eaux profondes, ont intégré la vitesse verticale sur l'ensemble de l'eau couverte du monde (en coordonnée sphérique) en utilisant la structure thermique de l'ocean et la dynamique géostrophique. Ils ont négligé les effets de la salinité sur la variation de densité $d\rho = \alpha dT + \beta dS$ au niveau des gyres subtropicales. Ils obtiennent ainsi l'équation suivante $\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = -\frac{\beta \alpha g}{f^2} \frac{\partial T}{\partial x}$. Ils montrent qu'à partir du champ de vitesse, on peut déterminer le champ thermique moyen. Et à travers cette relation on peut connaitre la structure thermique (la stratification de l'ocean). Ils montrent également que l'expression de la vitesse verticale en termes d'épaisseur thermocline est intéressante car elle n'implique pas explicitement le paramètre de diffusion thermique α . Cette expression est très similaire à celle utilisée par (*Stommel 1958*) dans l'analyse de la circulation abyssale, mais en utilisant le modèle beaucoup plus primitive de *Veronis et Stommel*. Dans un article de sondage *Stommel et al (1957)* montre que le calcul de l'intégrale verticale du transport de masse dans l'ocean ne donne aucune idée de la distribution d'une propriété sur la verticale, alors que le calcul du courant géostrophique à partir des données d'observation ne donne que la distribution verticale du vecteur vitesse, mais pas son intégrale de plus l'intégration verticale annule complètement la contribution de la circulation thermohaline. Pour étudier l'interaction de l'écoulement à grande échelle et à méso-échelle de la diffusion turbulente diapycnale *Samelson et Vallis* détermine la vitesse verticale décalée entre les niveaux de vitesse horizontale. Cette vitesse verticale est obtenue en intégrant l'équation de continuité, $\frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0$ avec la vitesse verticale égale à zéro à la limite inférieure. Ils utilisent un modèle simple de circulation à grande échelle basé sur la formulation géostrophique planétaire. La grille verticale n'est pas uniforme, et une grille étirée est en effet normalement utilisée pour donner une résolution améliorée de la thermocline. *Stommel et Arons (1960)* développèrent un modèle analytique pour estimer la circulation abyssale et apporter des éléments de réponse à la question : Quelle est et comment expliquer la trajectoire de la circulation en profondeur et sa distribution spatiale ? Dans leur modèle, l'océan est divisé en deux couches de densité ρ_1, ρ_2 respectivement la thermocline et l'océan profond. Le modèle de *Stommel-Arons* propose une étude analytique pour déterminer la vitesse verticale au niveau de la thermocline (w_t) à travers l'équilibre de vorticité linéaire. Ainsi pour $w_t > 0$, on a un transport de même direction dans les couches supérieures, on en déduit par conservation du volume l'existence d'un courant de retour profond, non pris en compte dans la balance de Sverdrup ou l'équilibre de vorticité linéaire, dirigé vers l'équateur. Ce courant est agéostrophique et est nourri par les plongées locales au pôle. C'est en partant de ces remarques que *Stommel et Vallis* mirent au point un modèle simple représentant ces éléments de dynamiques *R. M. Samelson and Geoffrey K. Vallis, Journal of Marine Research, 5.5, 223-275, 1997.*

Vu l'importance de l'upwelling dans les régions continentales avoisinantes plusieurs efforts ont été mis en oeuvre pour quantifier les upwellings et déterminer le transport de masse et de chaleur dont ils sont responsables. Ces vitesses verticales ont été quantifiées par des méthodes indirectes car elles sont très faibles pour être directement mesurées. Ainsi ce sont les équilibres moyens de sel, de chaleur ou de masse qui ont été utilisés (*Wyrtki, 1981 ; Hansen and Paul, 1984 ; Bryden and Brady, 1985 ; Roemmich, 1983 ; Wunsch, 1983*), ainsi que les distributions de traceurs (*Broecker et al, 1978 ; Quay, 1983 ; Fine et al, 1983 ; Wunsch, 1984*), ou encore les déplacements des isothermes (*Wyrtki and El-din, 1982*). *Gouriou et Reverdin (1992)* ont intégré l'équation de continuité pour calculer la vitesse verticale à partir des courants mesurés pendant les campagnes SEQUAL(Seasonal Response of the Equatorial Atlantic Experiment) et FOCAL(Programme Français Océan

et Climat dans l'Atlantique Equatorial). *Halpern and Freitag (1987), Halpern et al (1989), et Bubnov (1987)* ont utilisé les données des mouillages courantométriques dans l'océan pacifique pour calculer la vitesse verticale en intégrant l'équation de continuité. Dans l'Atlantique équatorial, *Weingartner et Weisberg (1991)* se sont servi des données de courants horizontaux de l'expérience SEQUAL pour estimer la vitesse verticale entre la surface et la thermocline au centre du bassin (28°W).

2 Modèle numérique

La modélisation numérique de la circulation océanique est une discipline assez récente qui s'est développée au cours de la seconde moitié du XXième siècle. Il a fallu attendre 1946 pour avoir le premier calculateur électronique, l'Eniac (Electronic Numerical Integrator Analyser and Computer), afin de créer des schémas numériques pour résoudre les équations physiques qui régissent les océans. À l'heure actuelle, le développement intensif et l'existence d'outils de recherche puissant basés sur les ordinateurs, permettent de modéliser des systèmes à haute résolution. Dans notre cas, ces outils sont donc utiles pour comprendre avec un maximum de précision la circulation verticale océanique en donnant le sens et l'intensité des mouvements verticaux considérés jusqu'ici comme négligeable devant l'intensité des mouvements horizontaux.

Dans cette étude comme nous l'avons vu précédemment se portera sur l'estimation de la vitesse verticale géostrophique grâce aux modèles océaniques tridimensionnels NEMO(Nucleus for European Modeling Ocean)

2.1 Estimation avec NEMO

2.1.1 Présentation du modèle :

Le modèle NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) est un code numérique de calcul de circulation océanique et de glace de mer basé sur la nouvelle version d'OPA-9 (Océan PArallélisé ; *Madec et al., 1998*) et du modèle de glace LIM-2 (Louvain-la-Neuve sea-Ice Model ; *Fichefet et Maqueda, 1997*). NEMO est développé au LOCEAN (Laboratoire d'Océanographie et du Climat - Expérimentation et Analyse Numérique) et dans la communauté océanographique européenne pour simuler la circulation océanique régionale et globale, dans le cadre du projet européen MERSEA (Marine Environmental and Security for the European Area). Il est, et a été, l'outil numérique de prédilection de nombreux projets français et européens (DRAKKAR, CLIPPER, MERCATOR et MERSEA), et son code est en constante évolution.

2.1.2 Les équations primitives

NEMO résout les équations qui décrivent l'océan et qui sont obtenues par les équations primitives. Ces équations issues de la mécanique des fluides sont :

- Les équations de mouvement ou équations de Navier-Stokes, issues du principe de conservation de la quantité de mouvement
- L'équation de continuité, issue du principe de conservation de la masse
- L'équation d'évolution de la température, issue du principe de conservation de l'énergie

- L'équation d'évolution de la salinité, issue de la loi de conservation des substances dissoutes
- L'équation d'état de l'eau de mer qui lie température, salinité et masse volumique
Ainsi suivant l'échelle géophysique et le milieu étudié les approximations suivantes ont été réalisées.
 - L'approximation sphérique ou Couche mince : les surfaces géopotentielles sont supposées être des sphères, le vecteur de l'accélération gravitationnelle \vec{g} est donc parallèle au rayon de la Terre.
 - L'approximation d'eau peu profonde : la profondeur de l'océan est faible devant le rayon de la terre (3.8 km en moyenne devant 6400 km).
 - Approximation de Boussinesq qui permet de supposer la densité constante, si ses variations sont petites, dans tous les termes des équations à l'exception du terme de gravitation.
 - Approximation hydrostatique c'est à dire que l'équation de mouvement sur la verticale est réduite à un équilibre entre force de gravité et gradient vertical de pression.
 - L'hypothèse d'incompressibilité : la masse volumique étant considérée comme quasi-constante autrement dit la divergence du champ de vitesse est nulle
 - Et enfin l'hypothèse de fermeture turbulente : Les effets de petites échelles sur les phénomènes de plus grande échelle sont exprimés comme des caractéristiques de grande échelle.

La résolution des équations primitives de Navier-Stockes permet de connaître l'évolution de la vitesse verticale en tous points de notre domaine d'étude et ce calcul prend en compte les diverses influences pouvant affecter ce mouvement vertical.

Notons que NEMO a la particularité d'utiliser une condition limite de surface libre (*Roulet et Madec, 2000*) par opposition à l'approximation dite de "toit rigide".

Sous ces hypothèses et approximations précédentes nous avons les équations suivantes :

$$\frac{\partial \vec{u}_h}{\partial t} = \{(\nabla \times \vec{u}) \times \vec{u} + \frac{1}{2} \nabla_h (\vec{u}^2)\}_h - f \vec{k} \times \vec{u}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + D^u + F^u \quad (1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2)$$

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

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{u} T) + D^T + F^T \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{u} S) + D^S + F^S \quad (5)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (6)$$

avec $\vec{u} = \vec{u}_h + w \vec{k}$ = (u, v, w) est le vecteur vitesse(m/s) et h l'indice du vecteur horizontal local. T la température en $^{\circ}\text{C}$, S la salinité(en PSU), ρ la masse volumique in-situ (en kg/m^3), p la pression(en Pa), η le niveau de surface libre(en m), z la coordonnée verticale ascendante, \vec{k} le vecteur unitaire ascendant, f le paramètre de coriolis($f = 2y \sin \phi$). D^u, D^T, D^S les paramètres physiques à grande échelle pour la quantité de mouvement, la température et la salinité. F^u, F^T, F^S sont les termes de forçage de la quantité de mouvement, la température et la salinité à la surface de l'océan.

2.1.3 Conditions aux limites

. Les conditions aux frontières verticales sont définies par deux surfaces, $z=-H(i,j)$ et $z = \eta(i, j, k, t)$, où H est la profondeur de l'océan et η la hauteur de la surface de la mer. H et η sont exprimés par rapport à une surface de référence, $z=0$, choisie comme surface moyenne figure 6. L'océan peut échanger des flux de chaleur, d'eau fraîches, de sel, et la dynamique avec la terre solide, les marges continentales, la glace de mer et l'atmosphère. La pression totale à une profondeur donnée z est composée d'une pression de surface p_s

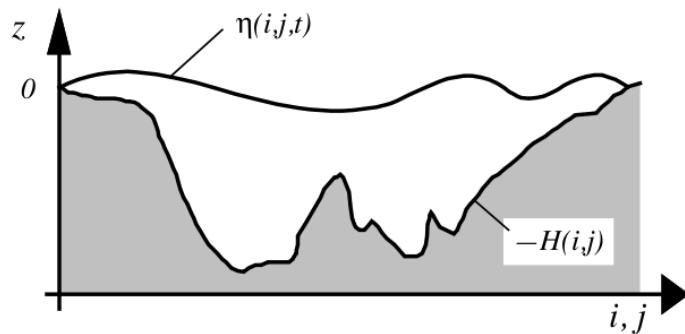


FIG. 6: Les deux surfaces limites de l'ocean $z = -H(i, j)$ et $z = \eta(i, j, t)$

à une surface équipotentielle de référence ($z = 0$) et une p_h pression hydrostatique tel que : $p(i, j, k, t) = p_s(i, j, t) + p_h(i, j, k, t)$. Ce dernier est calculé en intégrant l'équation 8, en supposant que la pression en décibars peut être approchée selon la profondeur en mètres dans l'équation 12. La pression hydrostatique est alors donnée par :

$$p_h(i, j, k, t) = - \int_{\zeta=z}^{\zeta=0} g\rho(T, S, \zeta) d\zeta \quad (7)$$

2.1.4 Présentation des configurations

Tous les résultats proviennent du modèle NEMO sur la grille ORCA025 qui a une résolution spatiale de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, de 27 km à 12 km dans l'Arctique, avec une grille verticale de 46 niveaux espacés de 6 m en surface à 250 m au fond.

Nous avons utilisé deux configurations :

Les premiers résultats proviennent de la configuration ATLROP :configuration régionale de l'Atlantique tropicale sur le domaine 30°N - 30°S en latitude et 60°W - 20°E ,développée par Anne Charlotte Peter.Cette configuration forcée par DSF4(Drakkar Forcing Sets 4) avec une résolution temporelle en moyenne de 5jours.

Les autres résultats proviennent de la configuration globale développée au cours du projet Europeen DRAKKAR utilisant une simulation interannuelle en moyenne climatologique sur la période 1980-2004. Dans la suite nous appelerons :

Simulation ATLROP, la configuration régionale ATLROP de Anne Charlotte Peter.
Simulation-inter, la simulation interannuelle de la configuration globale issue du projet DRAKKAR

3 Méthodologie

3.1 Estimation de la vitesse verticale géostrophique

Dans l'océan, en se plaçant suffisamment à grande échelle et en dehors des couches limites frictionnelles (on néglige les effets de viscosités turbulentes), nous pouvons supposer que l'écoulement intérieur est dominé par la géostrophie et sous les approximations suivantes :

- Approximation de Boussinesq qui permet de supposer la densité constante, si ses variations sont petites, dans tous les termes des équations à l'exception du terme de gravitation.
- Approximation hydrostatique c'est à dire que l'équation de mouvement sur la verticale est réduite à un équilibre entre force de gravité et gradient vertical de pression.
- Approximation du plan β : Cette approximation consiste à se placer dans un plan tangent à la sphère, dans lequel on utilise un système de coordonnées cartésiennes, $f = \beta \cdot y + f_0$

On obtient donc le système d'équation suivante

$$-fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (8)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (9)$$

$$-\rho g - \frac{\partial p}{\partial z} = 0 \quad (10)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad (11)$$

La différentiation croisée des équations (8) et (9), combinée avec l'équation de continuité (10) nous donne l'équilibre de vorticité linéaire

$$\beta v = f \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (12)$$

De même la différentiation de (8), combinée avec l'équation hydrostatique (10), mènent au vent thermique zonal $\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial x}$.

Enfin la combinaison de ces deux dernières équations donnent l'équation du second degrés suivante $\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = -\frac{\beta g}{\rho_0 f^2} \frac{\partial \rho}{\partial x}$ qui ne sera pas traitée dans cette présente étude. L'équation de vorticité linéaire (12) indique que l'on peut déduire les vitesses verticales géostrophiques w par une intégration simple :

$$w(z) = \int_{z'=h}^{z'=z} \frac{\beta v}{f} dz' - w(h) \quad (13)$$

avec h le niveau de référence à déterminer.

Nous allons d'abord :

Faire la Comparaison des différentes simulations à travers un diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à 200m de profondeur.

Ensuite essayer de caractériser la validité de l'équilibre de vorticité linéaire $\beta v = f \frac{\partial w}{\partial z}$ en faisant un diagnostic de ce dernier suivant toute la colonne d'eau.

Enfin estimer cette vitesse verticale partant de cet équilibre de vorticité linéaire avec

d'abord comme condition au limite $w_s(z = -1061) = w_m(z = -1061)$, puis $w_s(z = -1061) = 0$ et enfin à partir de la surface $w_s(0) = 0$ ou w_{ek} , dans le but de déterminer les niveaux de référence pour l'estimation à partir d'observations climatologiques. Avec w_s la vitesse estimée et w_m la vitesse du modèle.

3.2 conditions aux limites

L'estimation de cette vitesse verticale ; l'équation(12), nécessite la connaissance de d'une condition aux limites. Dans un premier temps, on peut proposer les conditions aux limites suivantes :

$$- w_s(z = -1061) = w_m(z = -1061)$$

$$- w_s(z = -1061) = 0$$

$$- w_s(z = 0) = 0$$

$$- w_s(z = 0) = w_{ek}$$

w_{ek} désigne le pompage d'Ekman.Ce pompage d'Ekman est déterminé à partir des données de tension du vent en surface τ en plus de la densité et il sera calculé comme suit :

$$\begin{aligned} w_{ek} &= \frac{1}{\rho_0} \text{curl}\left(\frac{\vec{\tau}}{f}\right) \\ w_{ek} &= \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{1}{f} \frac{\partial \tau^x}{\partial x} - \frac{\partial(\frac{\tau^y}{f})}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (14)$$

Avec τ^x la tension de vent zonal et τ^y la tension de vent méridien Nous allons comparer cette vitesse verticale estimée avec le champ de vitesse verticale du modèle.Nous essayerons d'établir le domaine de validité spatio-temporellede cette dynamique.

4 Résultats et discussion

Dans cette section, nous présentons les résultats obtenus à travers les deux configurations (configuration ATLROP et la configuration Globale). D'abord nous allons faire une comparaison de ces deux configurations à travers un diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à 200m de profondeur. Nous allons ensuite utiliser la dernière configuration pour poursuivre le diagnostic de cet équilibre afin de déterminer le domaine de validité de cet équilibre et estimer la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire avec des niveaux de référence différents.

4.1 Comparaison des différentes simulations à travers un diagnostic de l' équilibre de vorticité linéaire à -200m

Nous allons d'abord faire le diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire entre βv et $f \frac{\partial w}{\partial z}$ suivant les différents jeux de données provenant tous de la même grille ORCA025 . En même temps nous allons comparer les résultats des différentes simulations à -200m. Pour mieux diagnostiquer cette équilibre de vorticité linéaire nous avons représenté βv et $f \frac{\partial w}{\partial z}$, la différence $\beta v - f \frac{\partial w}{\partial z}$, et enfin le pourcentage relatif sur les différentes figures. En ce qui concerne la simulation ATLROP nous avons pu faire le diagnostic en comparant βv et $f \frac{\partial w}{\partial z}$ ainsi que le pourcentage d'erreur relatif. Les deux cartes obtenues sont proches

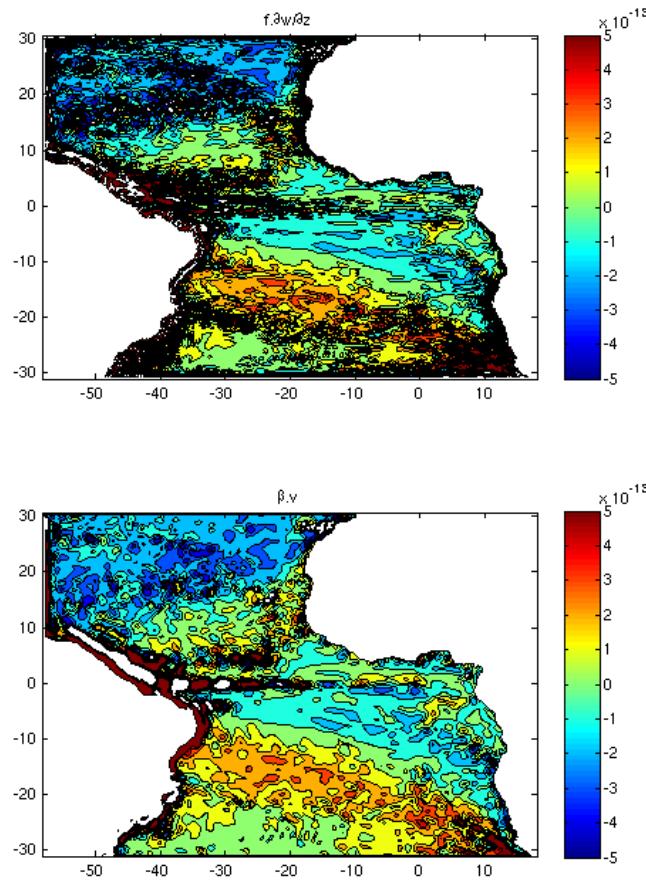


FIG. 7: Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire Simulation ATLROP à -200m de profondeur

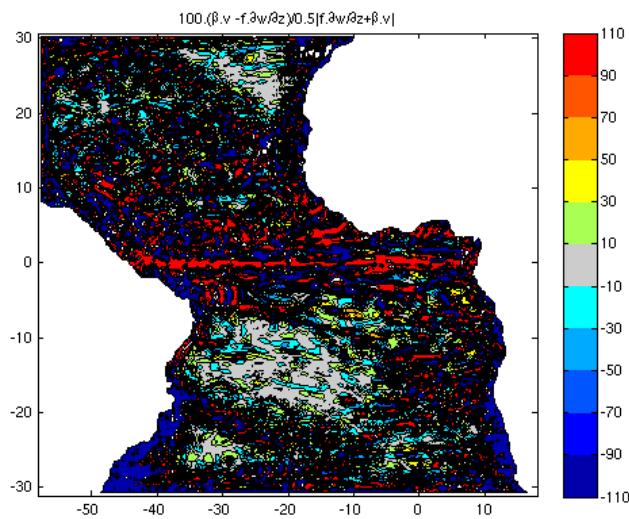


FIG. 8: Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire, pourcentage d'erreur Simulation ATLROP à -200m de profondeur

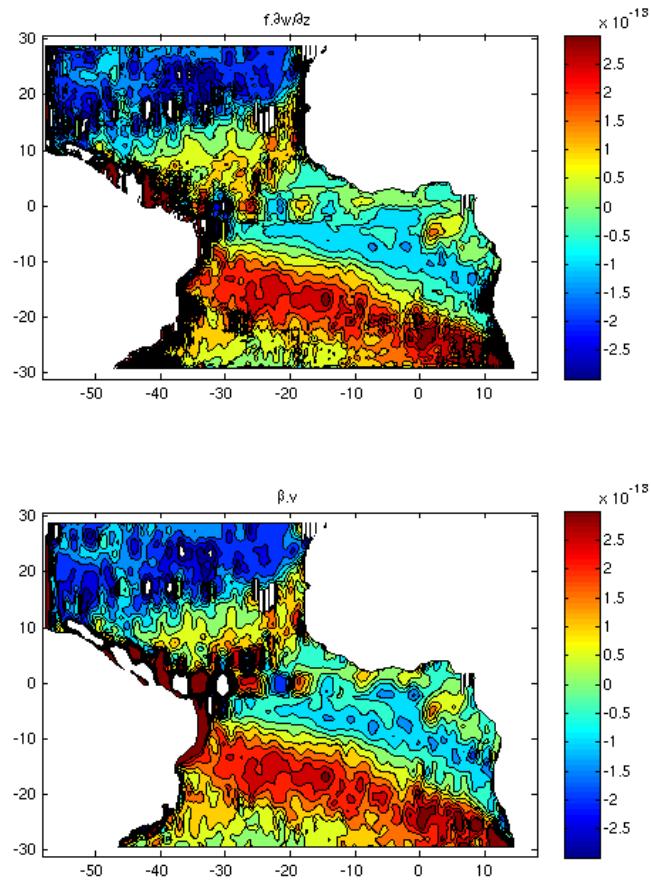


FIG. 9: Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire Simulation ATLROP à -200m de profondeur, application du filtre

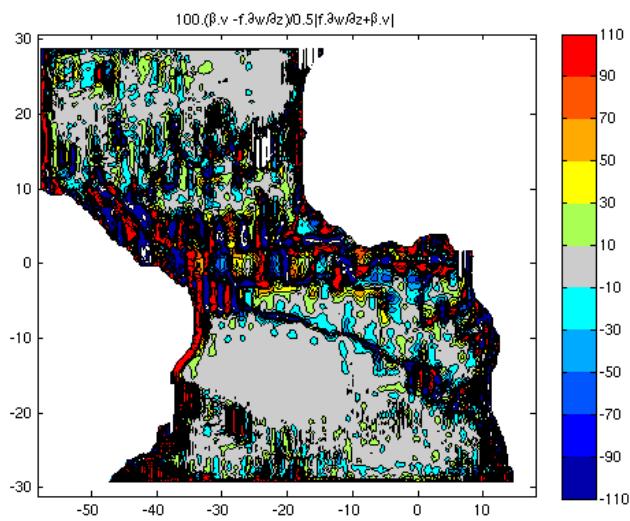


FIG. 10: Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire, pourcentage d'erreur Simulation ATLROP à -200m de profondeur, application du filtre

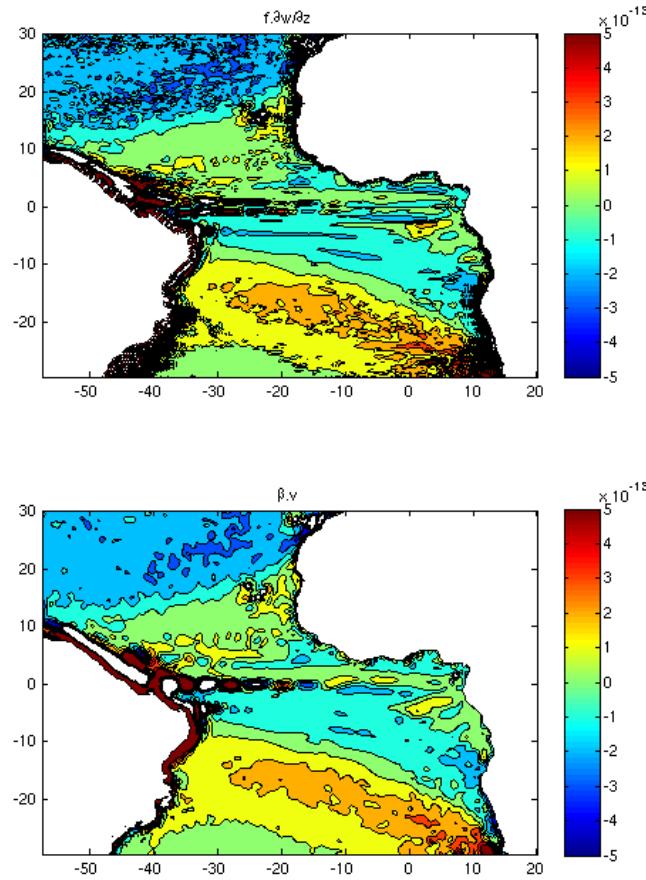


FIG. 11: Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire avec la configuration globale :simulation interannuelle periode(1980-2004) à -200m de profondeur

en terme d'ordre de grandeur mais elles sont trop bruitées sur les figure 7 et figure 8 et ne nous a pas permis de conclure. Nous nous sommes rendu compte qu'en appliquant un filtre spatial on obtient des résultats satisfaisants comme le montre les figure 9 et figure 10 . La simulation ATLROP régional est moyennée sur une seule année, sans aucune moyenne de la variabilité spatiale petite échelle, donc donne des résultats très bruités . Au niveau du pourcentage d'erreur, on voit mieux les zones où le pourcentage d'erreur est faible révélant ainsi les zones où l'équilibre de sverdrup marche. On voit également que l'équilibre marche bien au niveau des gyres subtropicaux surtout au Sud figure 10. Ce diagnostic nous permet de voir qu'au niveau de l'équateur l'équilibre de vorticité linéaire ne marche pas à cause de la force de coriolis qui est faible voir nulle à ce niveau et aussi au niveau des frontières des continents à cause des vigoureux courants agéostrophiques qui ont lieu le long des bords ouest des bassins océaniques. Enfin avec la simulation interannuelle réalisée sur la période 1980-2004 dont on a les données sur tout le globe les résultats issus de ce diagnostic se voient encore améliorés par rapport à la simulation ATL-TROP qui a un forçage climatologique d'une année figure 11 et figure 12 et nous avons ici une simulation interannuelle sur la période 1980-2004. La simulation climatologique DRAKKAR a une moyenne sur plus de 20ans, donc ce "bruit" est fortement diminué. C'est pour ça que la fig 11 est beaucoup moins bruitée que la figure 7. IL faut ajouter

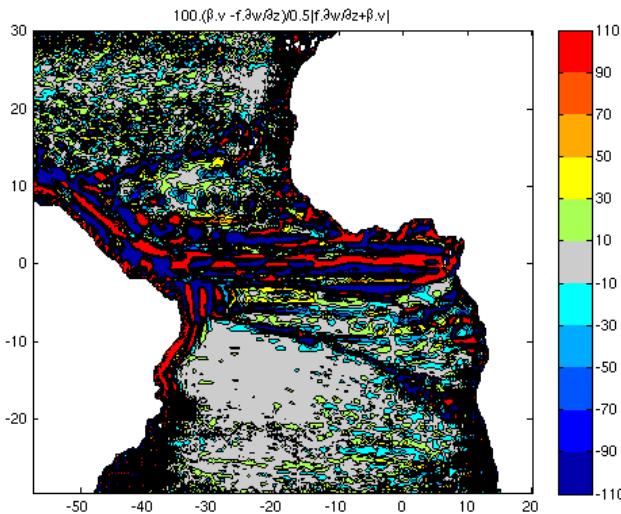


FIG. 12: Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire pour le pourcentage d'erreur relatif avec la configuration globale :simulation interannuelle periode(1980-2004) à -200m de profondeur

que dans cette simulation interannuelle, nous avons tous les variables (sorties de modèles) pour déterminer le domaine de validité de cet équilibre et éventuellement continuer ce diagnostic suivant différentes profondeurs, estimer la vitesse verticale à travers l'équilibre de vorticité linéaire avec différentes conditions au limite.

Dans la suite nous allons seulement utiliser **simulations-inter** du projet DRAKKAR.

4.2 Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à partir de -100 mètres jusqu' à -3000 mètres

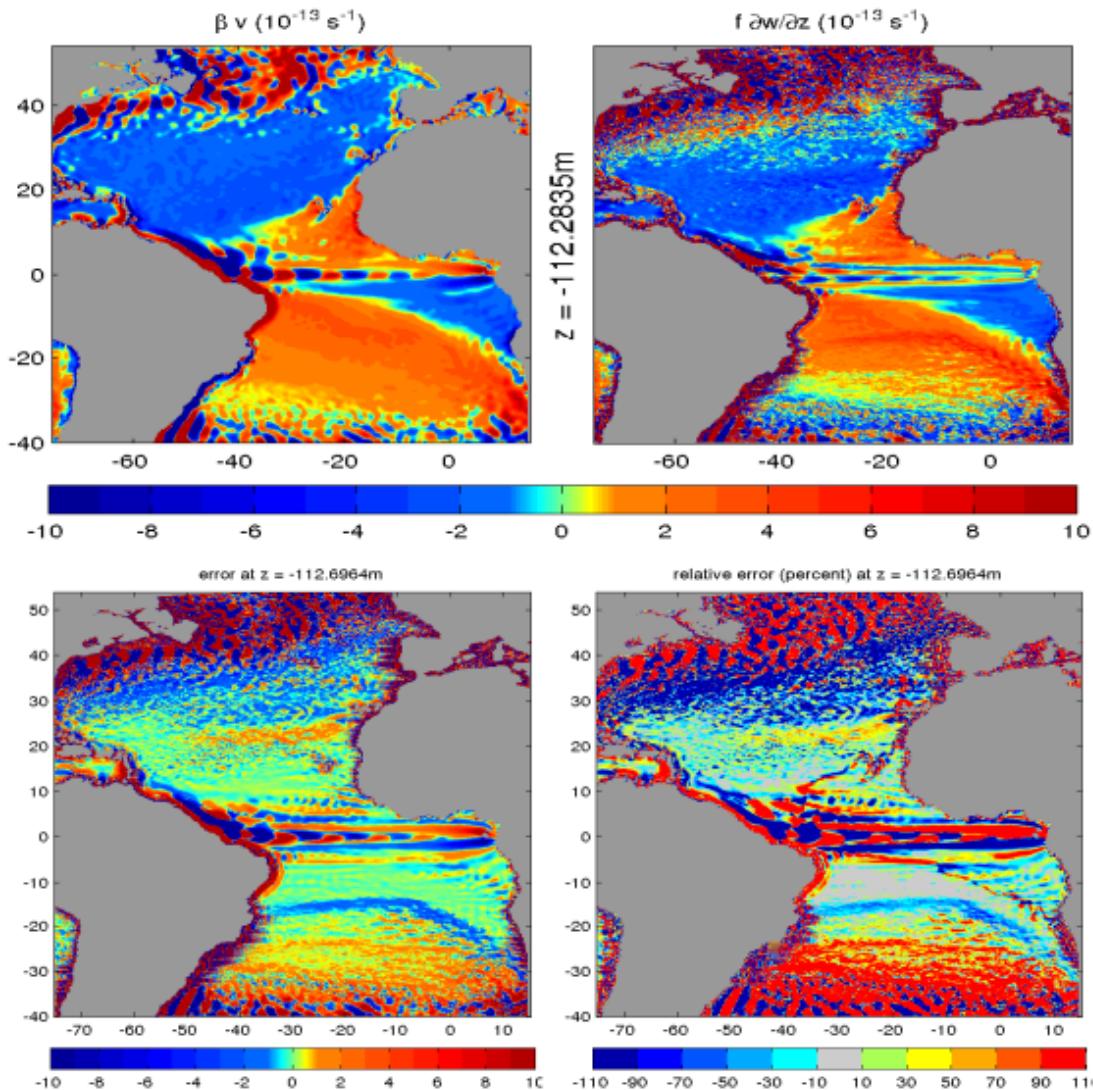


FIG. 13: Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à -112m de profondeur

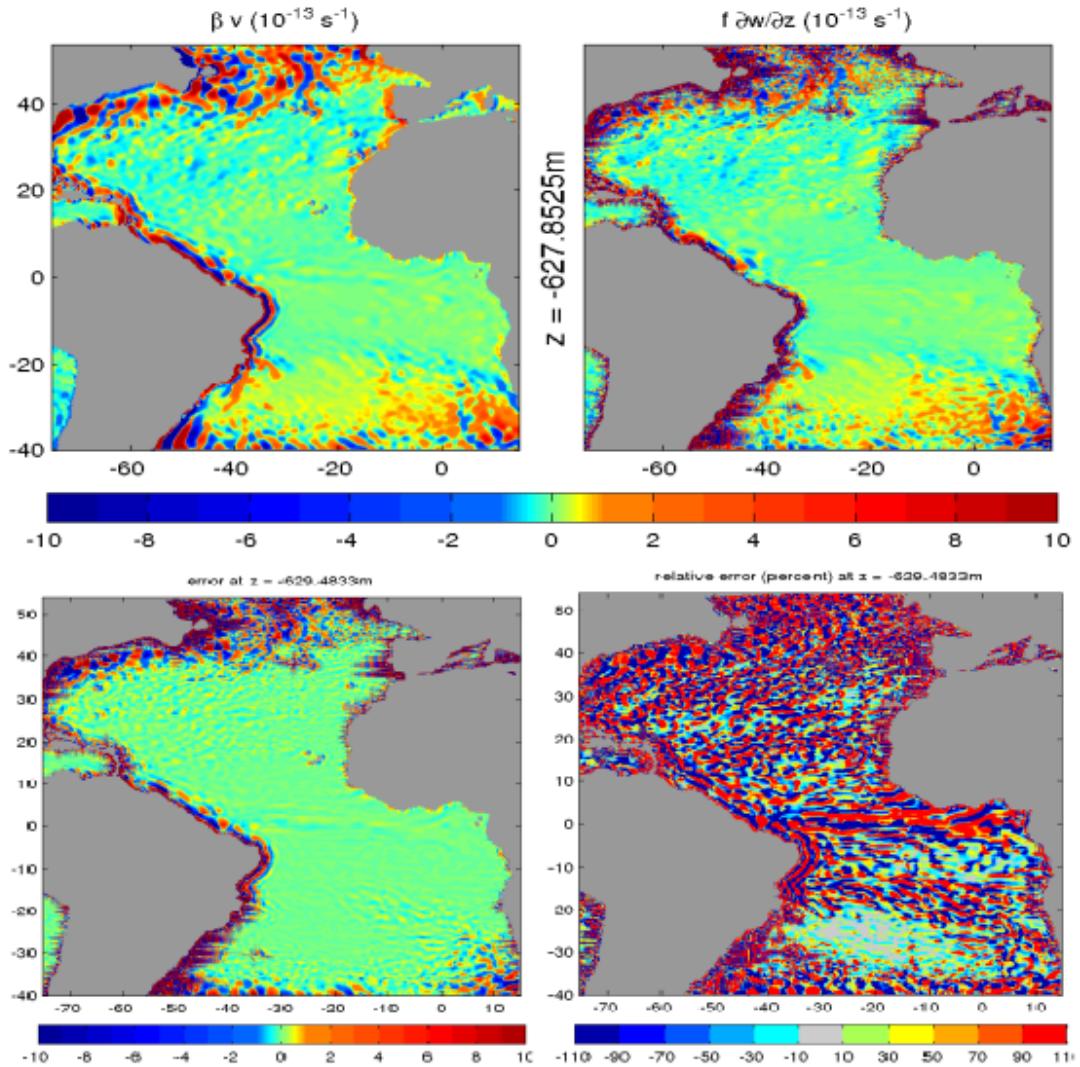


FIG. 14: Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à -627m de profondeur

Nous savons que l'équation de sverdrup $\beta v = f \frac{\partial w}{\partial z}$ indique que l'étirement ou la compression des colonnes d'eau doit être compensé par des vitesses méridiennes. Un étirement provoque une migration de la colonne d'eau vers le nord, à l'inverse une compression provoque une migration vers le sud. Le diagnostic de la relation de sverdrup suivant différentes profondeurs nous permettra de savoir jusqu'à quelles profondeurs cette relation reste valable ainsi que les zones où l'équilibre reste valide.

Pour quantifier l'écart à l'équilibre de vorticité linéaire, on a normalisé la différence $\beta v - f \frac{\partial w}{\partial z}$ par la moitié de la somme des deux termes en valeur absolue. Ceci a l'avantage de donner un ordre de grandeur relatif de cette différence. Néanmoins, quand le dénominateur de ce rapport s'annule, ceci entraîne artificiellement une erreur relative très grande. On doit donc regarder à la fois l'erreur absolue ($\beta v - f \frac{\partial w}{\partial z}$) et l'erreur relatif $100 \cdot \frac{\beta v - f \frac{\partial w}{\partial z}}{0.5 \cdot |\beta v + f \frac{\partial w}{\partial z}|}$ pour avoir une bonne idée de l'écart de l'équilibre de vorticité linéaire.

Sur la figure 13 nous constatons que l'équilibre de vorticité linéaire marche bien aux niveaux des deux gyres subtropicaux, sur le dôme de Guinée et sur une partie du bassin d'Angola. Mais on note un fort signal du gradient vertical de la vitesse verticale au niveau du gyre Sud qui donne des erreurs relativement importantes. L'erreur absolue et le pour-

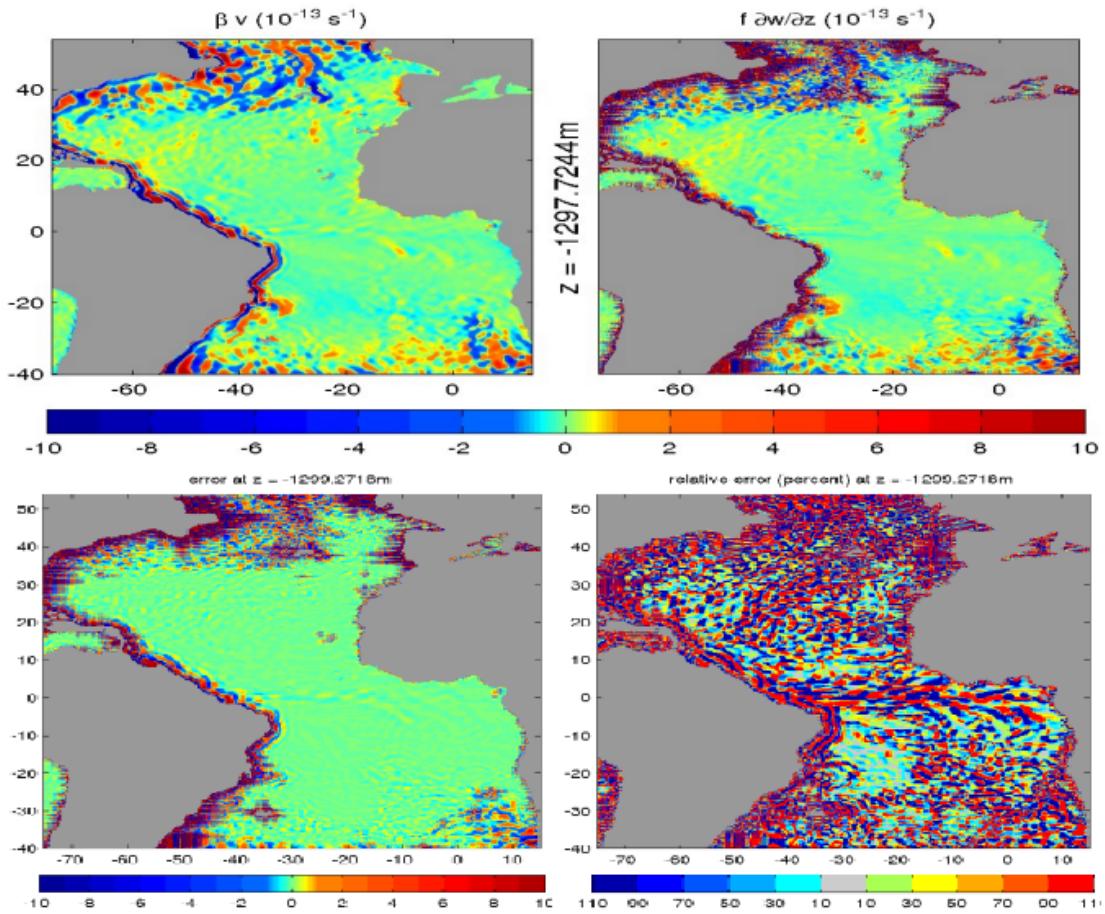


FIG. 15: Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à -1297m de profondeur

centage d'erreur relatif montre qu'à -112m le diagnostic marche bien autour de 10 °S et 10 °N c'est à dire une partie des deux gyres seulement. L'équilibre n'est pas valide au niveau des bords ouest, dans cette zone on note la présence de forts courants. Ces courants forts entraînent des termes advectifs fort négligés dans l'approximation géostrophique, c'est pourquoi dans cette zone nous avons de fortes erreurs. Cette équilibre n'est valide aussi au niveau de l'équateur grâce à la force de coriolis qui est faible voir nulle à ce niveau impliquant un pourcentage d'erreur relatif fort car $f \frac{\partial w}{\partial z}$ très faible devant βv . Nous voyons également que l'équilibre n'est pas valide à cette profondeur au niveau des hautes latitudes grâce à la couche de mélange qui donne à ce niveau aussi d'importantes erreurs.

Sur la figure 14 représentée à -627 m l'équilibre est valide à cette profondeur, toutes les grandes structures sont représentées mais βv et $f \frac{\partial w}{\partial z}$ sont faibles à cette profondeur sauf au niveau des hautes latitudes et sur les bords ouest grâce aux termes advectifs importants. L'erreur absolue donne des valeurs faibles sur pratiquement tout le bassin mais l'erreur relatif montre que cet équilibre est bien valide autour de (20 °S -30 °S) et seulement en certaines parties du gyre Nord et au niveau du bassin d'Angola.

L'estimation marche également bien vers 1297 m de profondeur 15 dans beaucoup de zones au niveau des gyres surtout au niveau du gyre Sud en se réorientant seulement sur l'erreur relatif mais une observation de la représentation de βv et $f \frac{\partial w}{\partial z}$ montre que cet équilibre marche à grande échelle. À 2000 m de profondeur la représentation de βv et $f \frac{\partial w}{\partial z}$ figure 16 montre que les deux graphes sont bien en accord, car toutes les grandes structures sont également représentées même si les vitesses sont faibles en profondeur. Sur l'erreur relatif

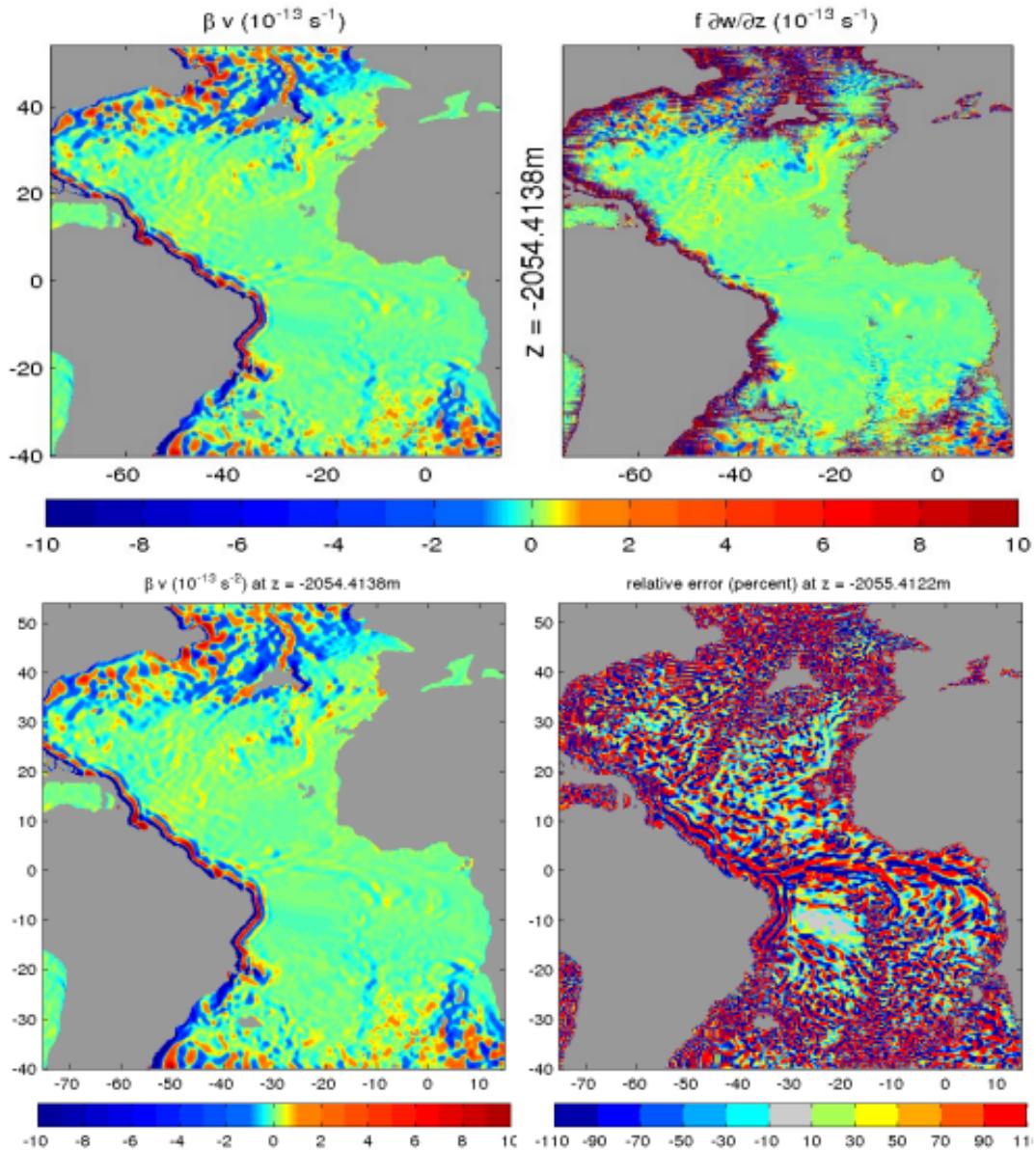


FIG. 16: Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à -2055m de profondeur

on voit bien que l'équilibre marche dans certaines zones notamment autour de 10°S et dans le gyre Nord. Au fond vers 3000 m de profondeur les vitesses deviennent de plus en plus faibles ceci entraîne un pourcentage d'erreur relatif grande de l'ordre de 100 % en valeur absolue car on a tendance à diviser par zéro. Et même à cette profondeur l'équilibre marche dans les plaines abyssales situées de part et d'autre du dorsale médio-atlantique dans le gyre S et à l'est du gyre Nord figure 17. L'apparition du dorsale est plus nette sur la carte de $f\frac{\partial w}{\partial z}$ que sur celle de βv et également l'estimation marche bien à grande échelle.

L'analyse des différents résultats issus du diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire dit de Sverdrup nous permet de confirmer que dans l'océan intérieur où la friction horizontale est négligeable on retrouve bien sûr la relation de Sverdrup habituelle plus particulièrement dans les gyres subtropicaux. Ce diagnostic nous permet de dire que cet équilibre n'est pas valide au niveau :

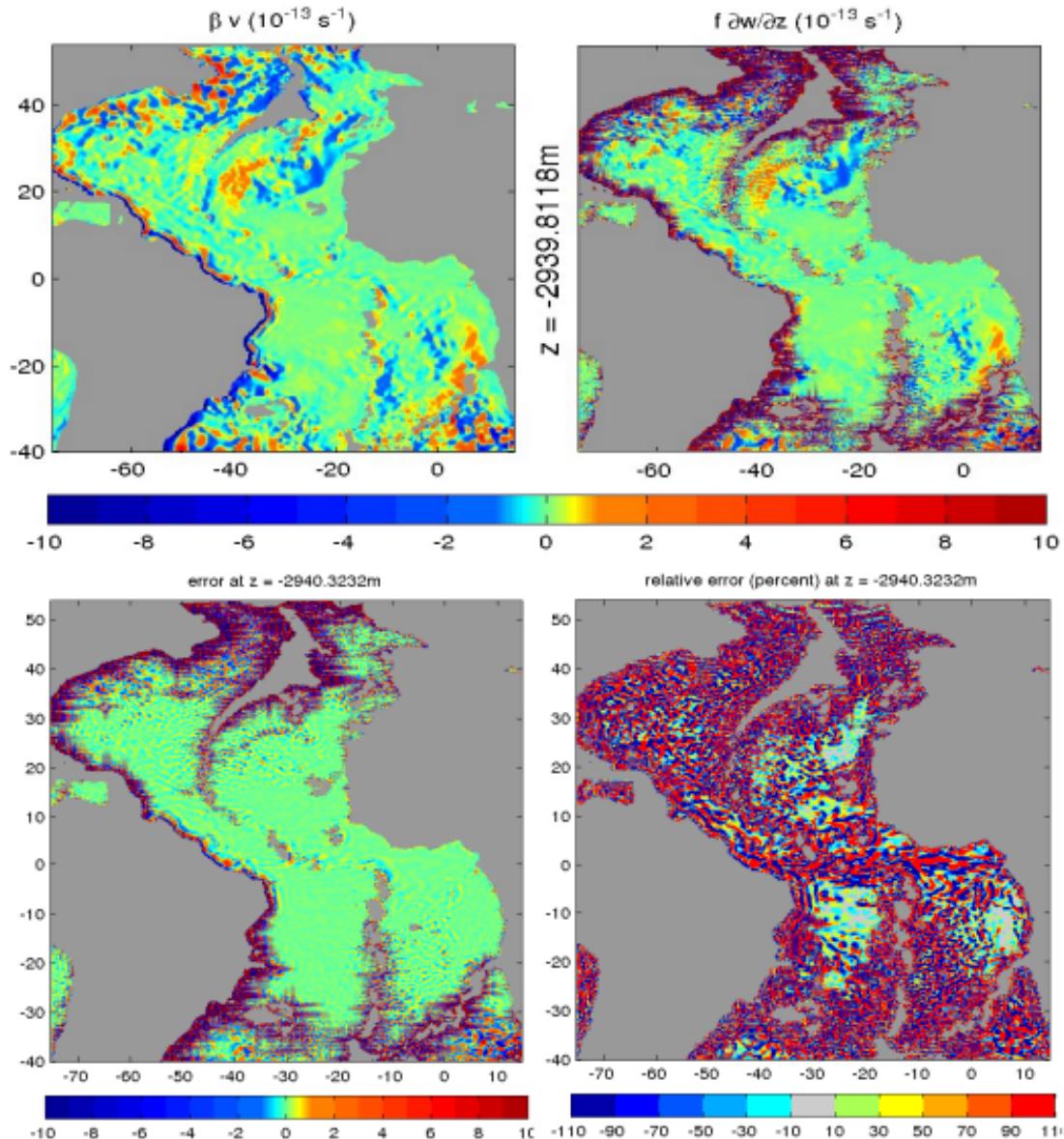


FIG. 17: Diagnostic de l'équilibre de vorticité linéaire à -3000m de profondeur

- Des zones de hautes latitudes grâce à la couche de mélange qui génère beaucoup de tourbillons.
- Au niveau des bords ouest dû à la présence de forts courants qui entraînent des termes d'advection forts jusqu'ici négligés dans l'approximation géostrophique.
- Au niveau de l'équateur à cause de la force de coriolis qui est faibles.

De plus nous constatons que ce diagnostic marche aussitôt bien vers les -100m jusqu'en profondeur et non en surface à cause des couches limites frictionnelles et à grande échelle . Ainsi nous pouvons en déduire comme domaine de validité de cet équilibre, les deux gyres subtropicaux (Nord et Sud) qui sont à l'intérieur de l'océan à partir de -100m jusqu'au -3000m de profondeur, mais également au niveau du bassin de guinée et en certaines profondeurs au niveau du bassin d'Angola. Ce diagnostic montre que l'océan est en équilibre de vorticité linéaire que si l'on est, en dehors des frictions (à plus de 100m sous la mer ou à plus de 100m du fond de l'océan, et dès que l'on est à plus de 100km de la côte), à l'intérieur de l'océan.

Ainsi dans la suite nous espérons avoir une estimation réaliste de la vitesse verticale au niveau des deux gyres.

4.3 Estimation de la vitesse verticale à partir de l'équilibre de vorticité linéaire

Partant de l'équilibre de vorticité linéaire nous allons reconstruire la vitesse verticale géostrophique par intégration verticale de $\frac{\beta v}{f}$ avec les conditions au limite suivantes :

- $w_s(z = -1061) = w_m(z = -1061)$
- $w_s(z = -1061) = 0$
- À partir de la surface ($w(z = 0) = 0$ ou $w(z = 0) = wek$)

Avec w_s la vitesse verticale estimée et w_m la vitesse verticale du modèle

4.3.1 Estimation de la vitesse verticale avec la condition au limite $w_s(z = -1061) = w_m(z = -1061)$

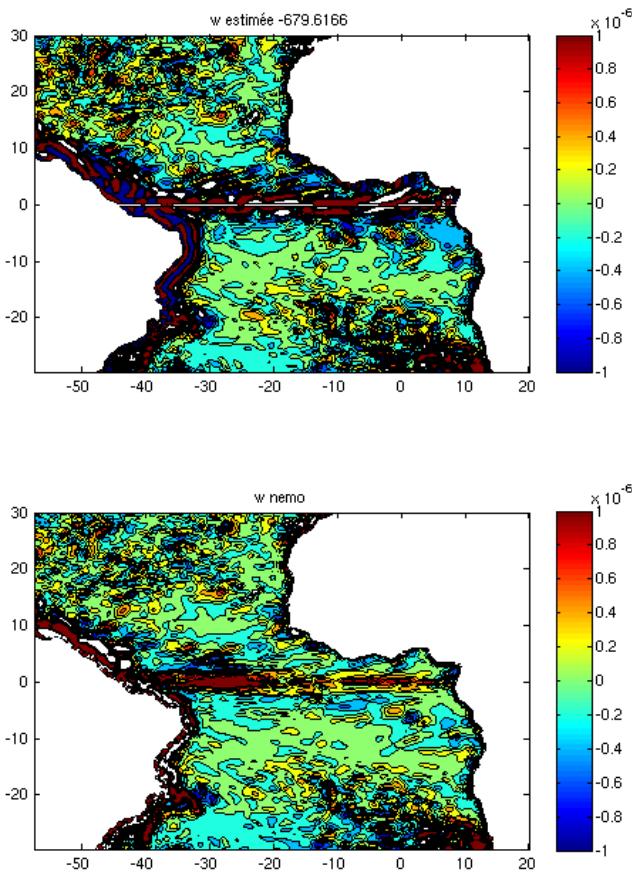


FIG. 18: Estimation de la vitesse verticale à partir de la relation de sverdrup à -679m

L'estimation de la vitesse verticale géostrophique en intégrant l'équation de vorticité linéaire $\beta v = f \frac{\partial w}{\partial z}$ partant de -1061 m jusqu'en surface avec comme condition au limite $w_s(z = -1061) = w_m(z = -1061)$ donne des résultats qui sont un peu satisfaisant et nous

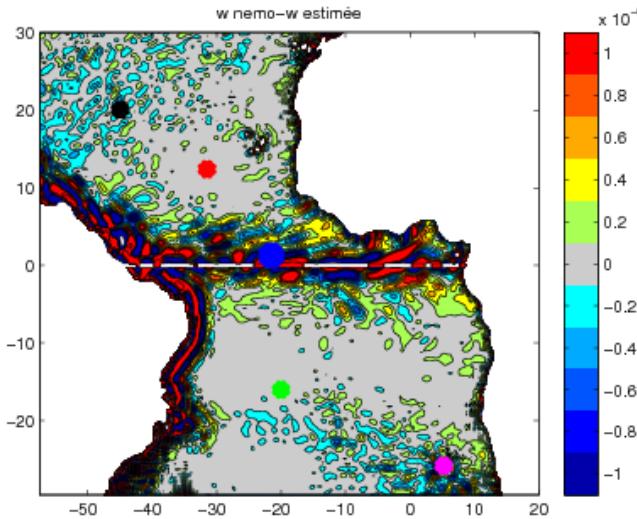


FIG. 19: Difference entre la vitesse verticale estimée et la vitesse verticale du modèle et points choisis pour le tracé des profils verticaux à -679m

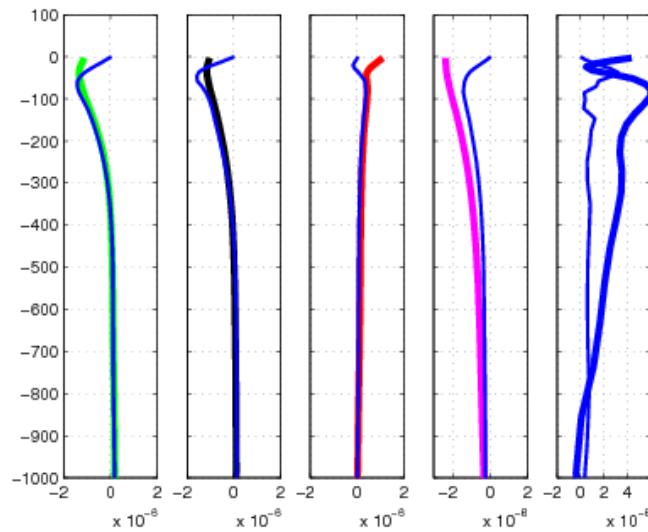


FIG. 20: Les profils verticaux de la vitesse verticale estimée et ceux du modèle des points définis sur la figure 19

constatons que plus on s'éloigne du niveau de référence ($z=-1061$) moins notre estimation marche. On voit clairement sur la figure 19 tracée à -679m qu'au niveau des gyres là où on a un équilibre de vorticité linéaire et un peu partout du bassin, la différence entre la vitesse verticale estimée et la vitesse verticale du modèle est nettement faible ce qui montre une estimation satisfaisante de ces vitesses verticales. L'observation de la figure 24 confirme bien cette bonne estimation des deux vitesses verticales car toutes les grandes structures sont bien représentées ce qui nous laisse croire que l'estimation marche bien à grande échelle. Pour illustrer cela nous avons sélectionné différents points spatiaux (en couleur) sur la figure 19 de la différence entre la vitesse estimée et la vitesse du modèle et à ces points on leur associe chacun les profils verticaux des vitesses verticales (estimée et modèle) figure 20.

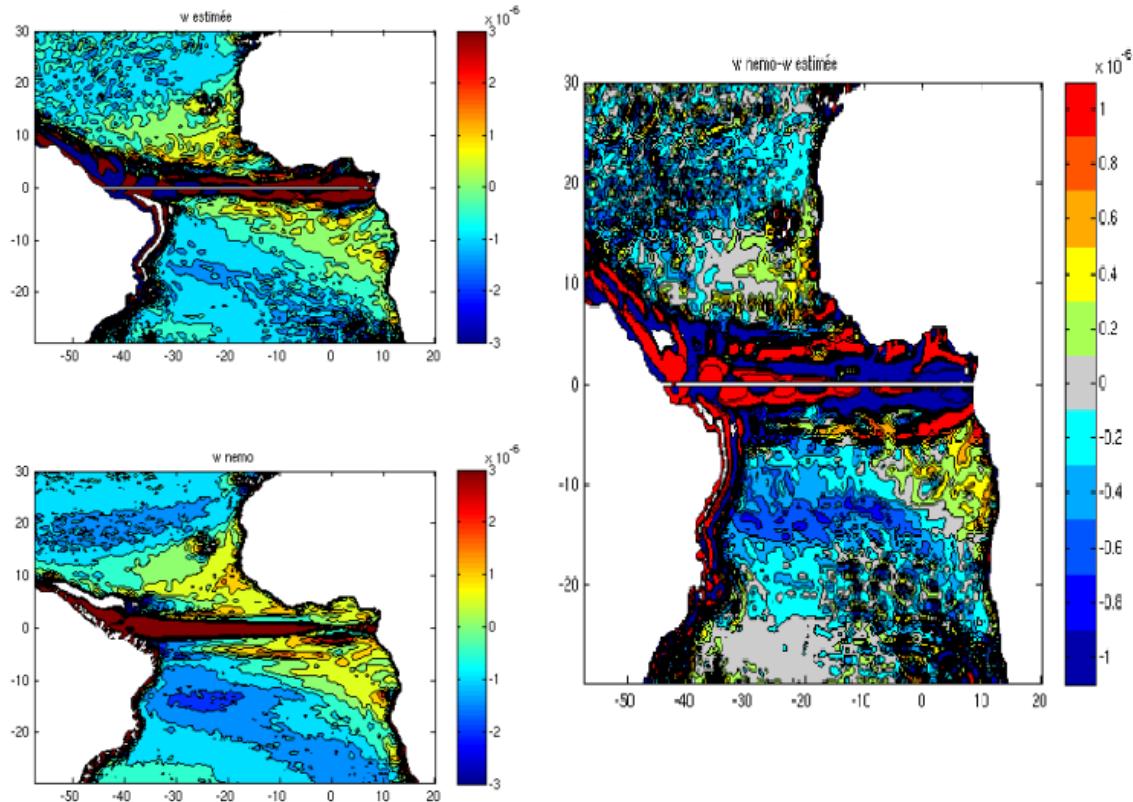


FIG. 21: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de la relation de sverdrup à -70m de profondeur

Nous avons délibérément pris différents points dans les zones où l'estimation marche bien et des zones comme l'équateur où l'équilibre de vorticité linéaire n'est pas vérifié à cause de la force de coriolis virtuellement nulle à ce niveau. Les profils verticaux sont bien en accord avec les cartes d'estimation de la vitesse verticale à cette profondeur. Par exemple au niveau du point bleu de l'équateur, à cette profondeur le profil vertical de la vitesse estimée et celui du modèle ne sont pas comparables pourvu que les deux courbes sont décalées comme le montre la figure 20 . Le point choisi à 5.25°E 25°S (le point rose) montre qu'en surface jusqu'à -700 mètres les deux vitesses verticales (estimée et modèle) ne sont pas confondus ce que montre la figure 24 tracée à -679 mètres car cette zone est marquée par la présence de beaucoup de tourbillons, qui rendent cette zone agéostrophique en surface. Et sur les points vert et rouge situés respectivement au niveau des gyres sub-tropicaux sud et nord, les profils verticaux montrent, qu'en dehors des couches limites frictionnelles (de la surface jusqu'à -50 mètres de profondeurs) une estimation réaliste de la vitesse verticale. Pour illustrer cela, regardons les différentes cartes d'estimations de la vitesse verticale suivante en surface vers -70m jusqu'à -920m près de la condition limite mais n'oublions pas que cette estimation n'est valable que sur les 1000 premiers de profondeur.

Sur la figure 21, le graphe de droite wnemo-westimé est bien en accord avec les profils verticaux car jusqu'à peu près -90m l'estimation n'est réaliste qu'au niveau de certaines parties des gyres notamment au niveau du point rouge et autour de 20°S dans la partie ouest du bassin. Comme nous l'avons vu au niveau du diagnostic de la relation de sverdrup en regardant seulement westime et wmodele nous avons l'impression que l'équilibre

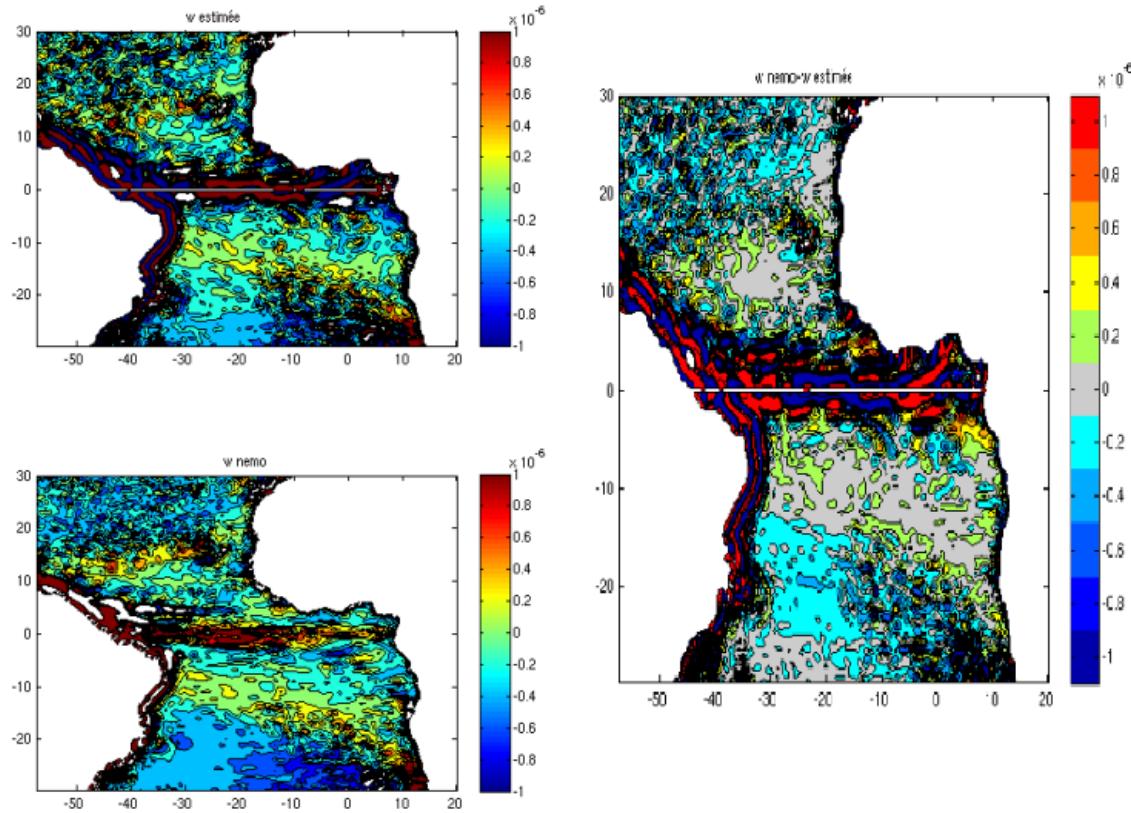


FIG. 22: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à -295m de profondeur

marche presque partout dans le domaine pourvu que nous avons toutes les grandes structures. Mais la différence $w_{\text{modele}} - w_{\text{estimée}}$ montre les zones où l'estimation marche bien notamment au niveau des gyres. Les profils verticaux montrent une bonne estimation dans la partie ouest du gyre Nord à partir de -100m le point noir mais sur la figure 22 on voit que cette zone est un peu bruitée, nous avons appliqué un filtre pour enlever ces petites tourbillons mais puisque c'est des simulations inter-annuelles l'effet du filtre n'est pas si bien ressenti. . Sur la figure 23 nous avons une bonne estimation de la vitesse verticale géostrophique et qui est bien en accord avec les profils verticaux. Nous constatons également que plus nous approchons de la condition limite, plus l'estimation devient nette et même les zones marquées par la présence de tourbillons deviennent lisses en se référant seulement à la différence ($w_{\text{modele}} - w_{\text{estimée}}$) toujours tracée à la droite des figures. De plus nous notons la présence de tourbillons jusqu'à même -920m de profondeur sur le bord est autour de 25°S, l'effet des vents est encore ressenti à ce niveau.

Nous avons ici une bonne estimation dans les régions de l'océan soumise à l'équilibre de vorticité linéaire notamment au niveau des gyres (à l'intérieur de l'océan). Mais l'inconvénient de cette estimation avec cette condition limite est qu'il sera difficile de trouver des données à -1000 m pour valider ces résultats, même si elle nous permet de connaître les zones où les vitesses estimées sont bien en accord sur celles du modèle. Ainsi nous allons tenter d'estimer la vitesse verticale avec comme condition $w(z = -1061) = 0$ car il sera facile de trouver des données d'observation pour valider ce calcul car la théorie prédit que la vitesse en bas de la couche de mélange est nulle vers les -1000 m et éventuellement intégrer à partir de la surface jusqu'au fond

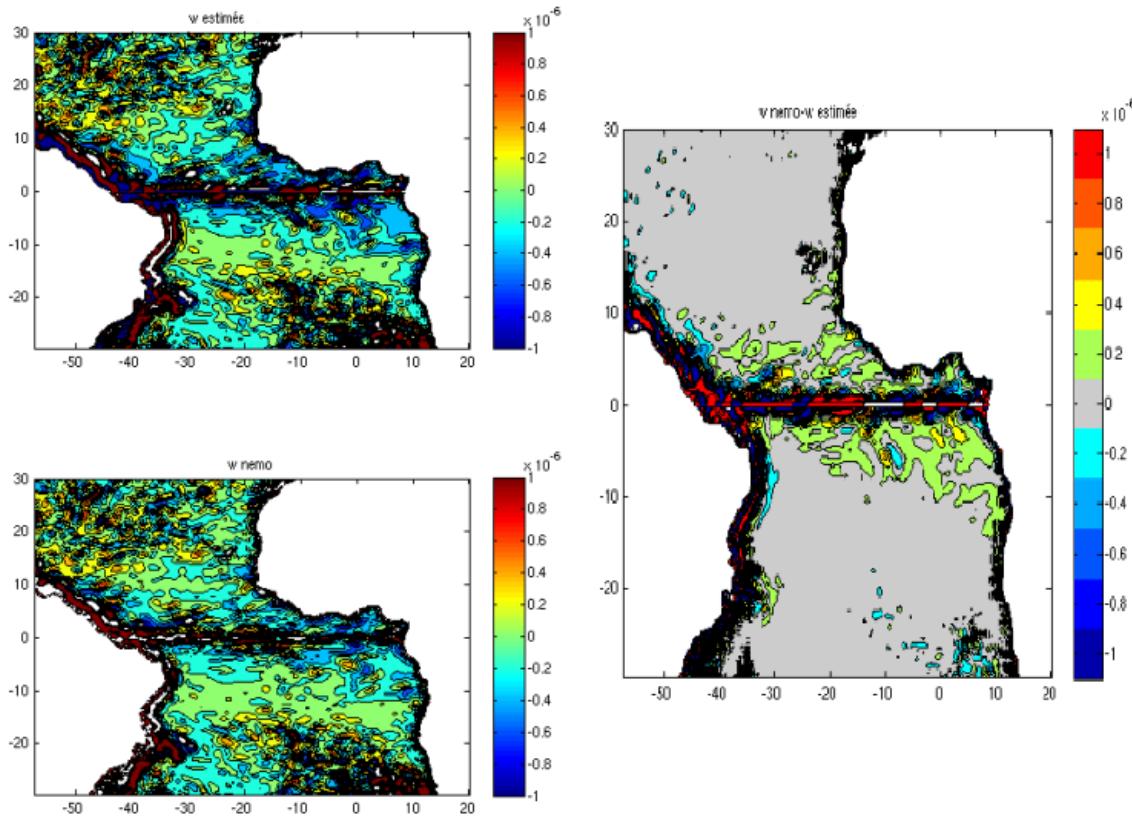


FIG. 23: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à -920m de profondeur

4.3.2 Estimation de la vitesse verticale avec la condition au limite $w_s(z = -1061) = 0$

Partant de l'équilibre de vorticité linéaire nous avons pu estimer la vitesse verticale suivant différentes profondeurs à partir de -1061m jusqu'à la surface avec la condition au limite $w_s(z = -1061) = 0$.

L'estimation de ces vitesses verticales nous permettent d'avoir une idée sur la structure des champs de vitesse verticale en surface dans l'atlantique. Nous voyons qu'au niveau des gyres et dans la bande équatoriale c'est l'effet du pompage d'ekman qui domine. Les vitesses verticales sont négatives (Downwelling) dans le gyre subtropical Nord et positives (Upwelling) de l'équateur jusqu'autour de 10 °N et on retrouve ce même phénomène dans l'hémisphère Sud.

Dans un premier temps nous allons représenter seulement la vitesse estimée et celle du modèle pour avoir une vue d'ensemble de la reconstruction de la vitesse. Cette estimation donne des résultats satisfaisants, toutes les structures de la vitesse verticales sont représentées, l'effet du pompage d'ékman est nettement visible avec les downwelling au niveau des gyres et upwelling dans la bande équatoriale près de la surface comme nous pouvons le voir sur la figure 25 tracée à 85m de profondeur. Pour illustrer les résultats obtenus avec cette première approche nous avons sélectionné différents points spatiaux (en couleur), et à chaque point on lui associe son profil vertical comme nous pouvons le voir sur la figure 26 . Notons que le tracé du profil vertical de la vitesse en un point ne donne pas beaucoup d'informations au niveau du domaine mais seulement en ce point. Et globalement l'estimation semble bien marcher au niveau des gyres comme le montre les

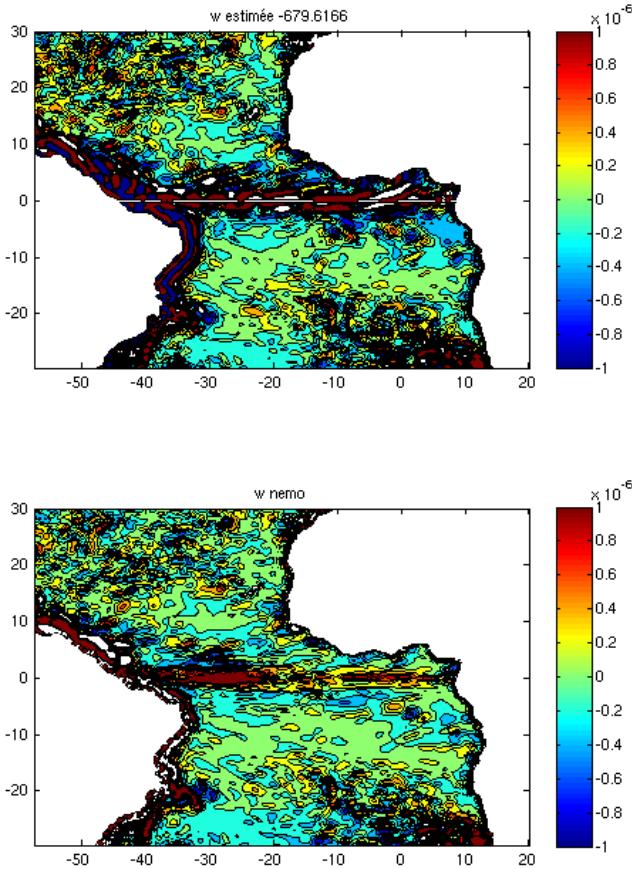


FIG. 24: Estimation de la vitesse verticale à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à -679m

points vert et marron choisis respectivement au niveau des gyres sud et nord. Le point noir situé près de l'équateur vers environ 8°N l'estimation marche bien près de la surface dans l'intervalle (-50 -100)m mais à partir de -100m les courbes sont décalées. Et au niveau de l'équateur les deux vitesses ne sont pas comparables car la vitesse estimée est calculée à partir de la force de coriolis en divisant β par f et cette force est quasiment nulle dans cette bande équatoriale.

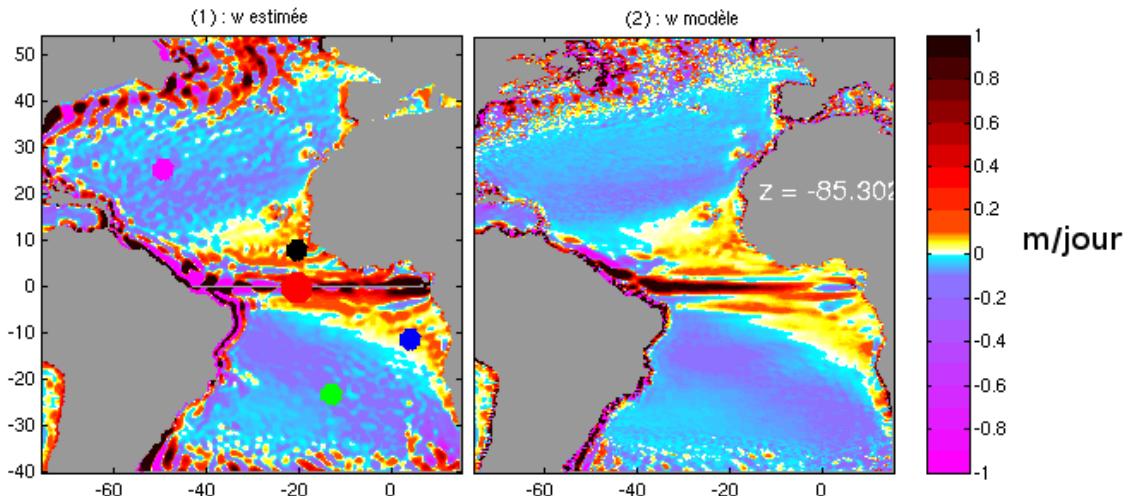


FIG. 25: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à -85m avec condition au limite $w_s(z = -1061) = 0$

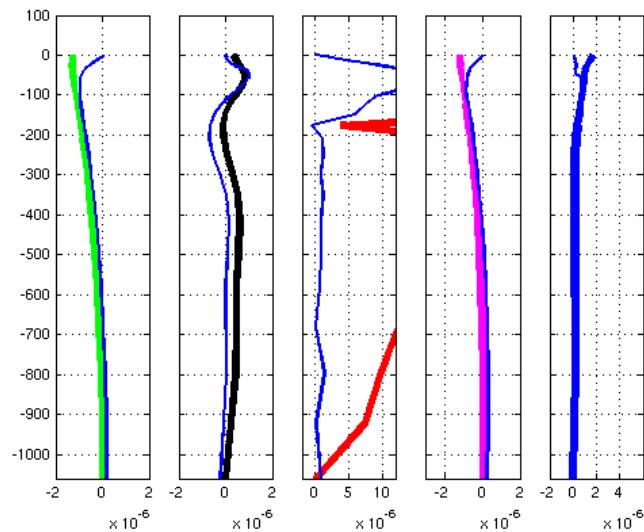


FIG. 26: Les profils verticaux de la vitesse verticale estimée et ceux du modèle des points définis sur la figure 25

Comme nous l'avons fait plus haut, nous allons regarder à la fois les cartes de vitesse, d'erreur absolue (westimé-wmodèle) et de pourcentage d'erreur relatif pour pouvoir donner toutes les informations relatives à l'estimation suivant cette condition au limite. Sur la figure 27 nous avons une estimation réaliste au niveau des gyres avec des vitesses verticales négatives due au transport d'ekman qui advecte les eaux chaudes vers le Nord dans le gyre sub-tropical et au niveau de la dôme de guinée vers les -70 mètres. Vu notre échelle l'erreur absolue donne peu de détails contrairement à l'erreur relatif. Ce dernier montre bien les zones où notre estimation marche bien notamment les deux gyres et le dôme de guinée. Mais le problème avec l'erreur relatif est que plus on s'approche du niveau de référence, la vitesse estimée tend vers zero et ça génère un pourcentage d'erreur qui tend lui vers (-110 à +110) %. Vers les 112m de profondeur, la vitesse estimée et la vitesse du modèle sont bien en accord. Les downwelling au niveau des gyres et les upwelling

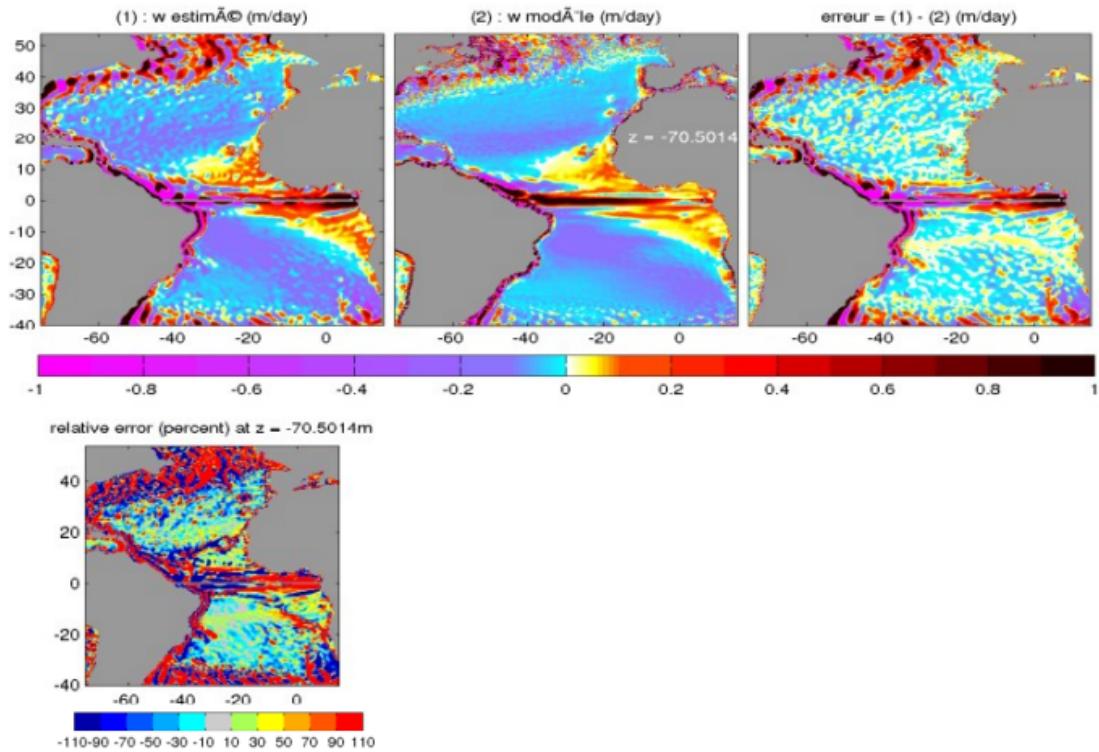


FIG. 27: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à -70m avec condition au limite $w_s(z = -1061) = 0$

dans la bande équatoriale sont bien représentés au niveau des deux cartes de vitesses (estimée et modèle) figure 28 mais l'upwelling équatoriale est plus poussé (jusqu'à peu près 18 °N) sur la carte de vitesse estimée que sur celle de la vitesse du modèle .On voit mieux le passage à zéro de la vitesse verticale (intersection entre les vitesses négatives et les vitesses positives) sur la carte de la vitesse du modèle que sur celle estimée. Le pourcentage d'erreur relatif confirme bien ce bon accord et montre en plus des gyres que l'estimation marche bien en quelques endroits notamment dans le dôme de guinée et dans une partie du bassin d'Angola. À 793 de profondeur nous présentons seulement les cartes de vitesse et de l'erreur relatif car l' erreur relatif est importante lorsqu'on s'approche da la référence ($z = -1061m$) . Les vitesses verticales sont faibles presque dans tout le domaine sauf dans la partie Sud-est figure 29. Le modèle donne des vitesses positives de l'ordre de (0.2 à 0.4)m/jour tandis que l'estimation donne des vitesses négatives de l'ordre de -0.2m/jour, parfois même nulle c'est pourquoi l'erreur montre des vitesses positives dans cette partie Sud-est marquant les fortes vitesses que produit le modèle. Mais nous remaquons que l'estimation marche en quelques zones au niveau de le gyre sub-tropical Sud notamment dans la bande située en latitude autour de 30 °S et en longitude 30 °W - 5°W.

L'estimation de cette vitesse verticale avec cette condition au limite donne des résultats assez satisfaisants au niveau des zones où l'équilibre de vorticité linéaire marche bien notamment dans tout le domaine sauf le long des bords ouest ; l'équateur, les hautes latitudes et en surface sur les 40 premiers mètres. Et l'avantage de cette estimation avec cette condition limite est qu'il sera facile de trouver des données d'observation pour pouvoir valider cette estimation. Notons que cette estimation marche bien à partir de 50m de profondeur jusqu'à 600m de profondeur. Cette nouvelle palette de couleur utilisée au niveau

de cette estimation nous permet à la fois de connaître le domaine de validité de cette estimation et la structure en surface des vitesses verticales. Ces dernières sont soumises à l'effet du pompage d'ekman. Nous voyons clairement les vitesses négatives dans les gyres révélant les plongés d'eau grâce à l'accumulation d'eau due au transport d'ekman, de même que les vitesses verticales positives dans la bande équatoriale (10°N - 10°S) cf figure 27. Nous allons voir si l'estimation en intégrant à partir de la surface va donner des résultats meilleurs.

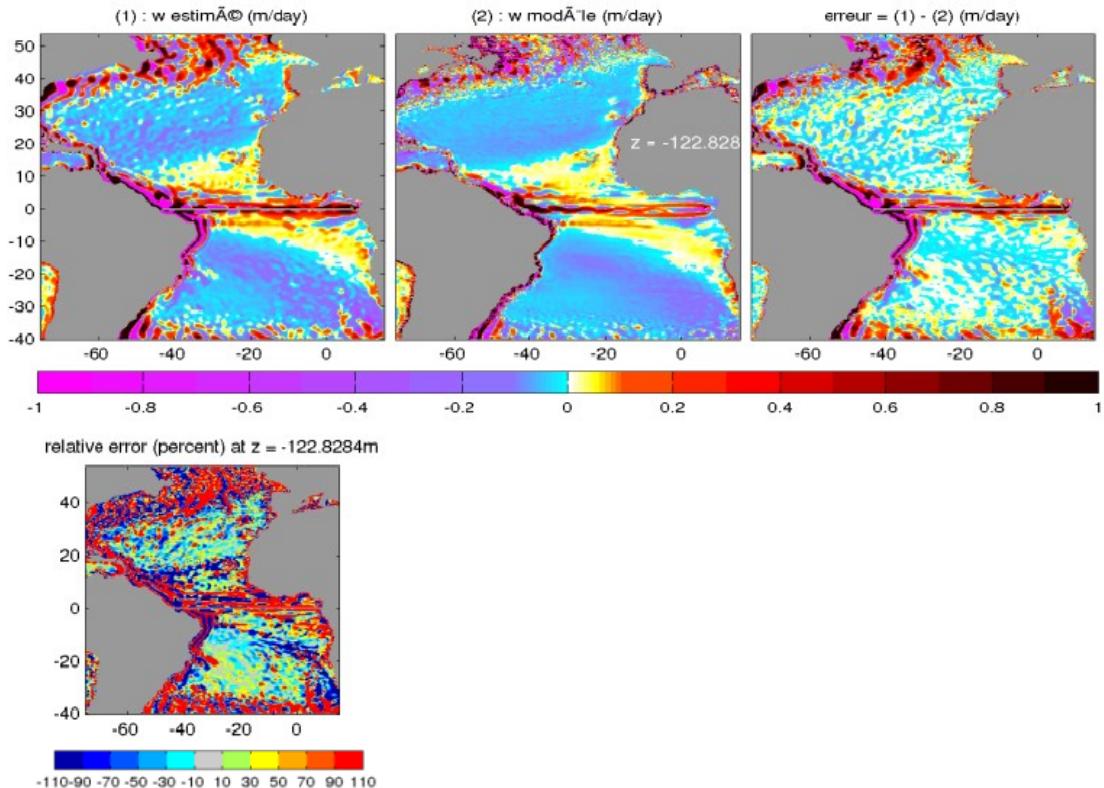


FIG. 28: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à -112m avec condition au limite $w_s(z = -1061) = 0$

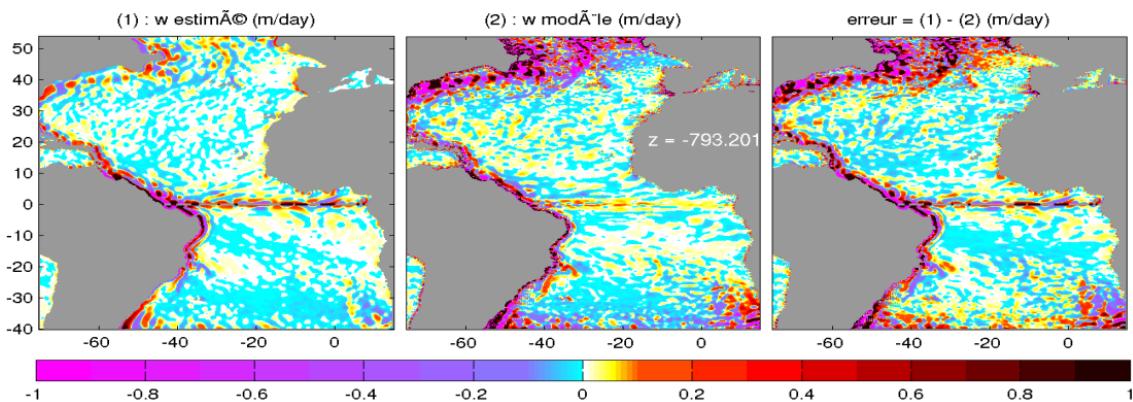


FIG. 29: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de la relation de sverdrup à -793m avec condition au limite $w_s(z = -1061) = 0$

4.3.3 Estimation de la vitesse verticale à partir de la surface jusqu'à profondeur avec la condition au limite ($w(z = 0) = 0$ et $w(z = 0) = wek$)

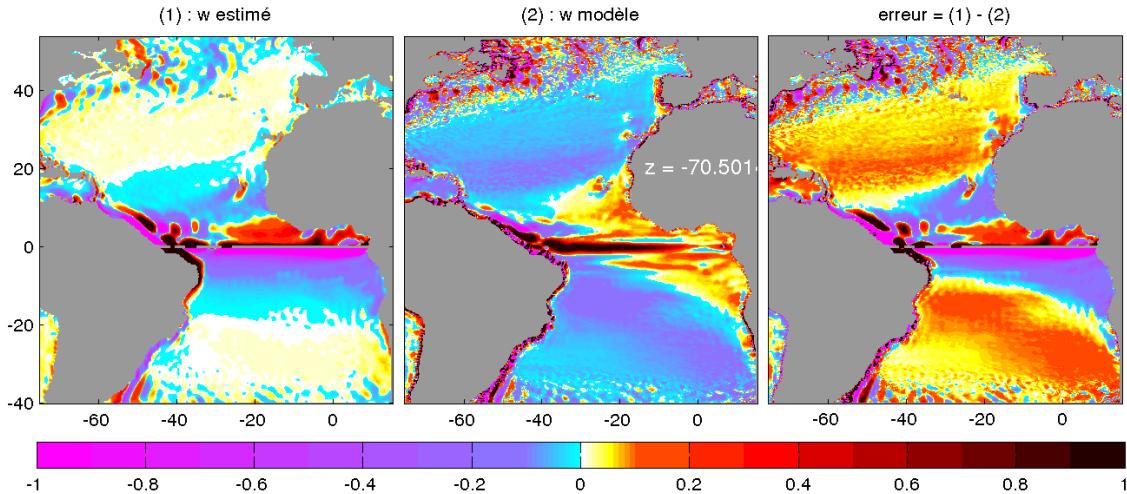


FIG. 30: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire sur toute la colonne d'eau à -70m avec condition au limite
 $w_s(z = 0) = 0$

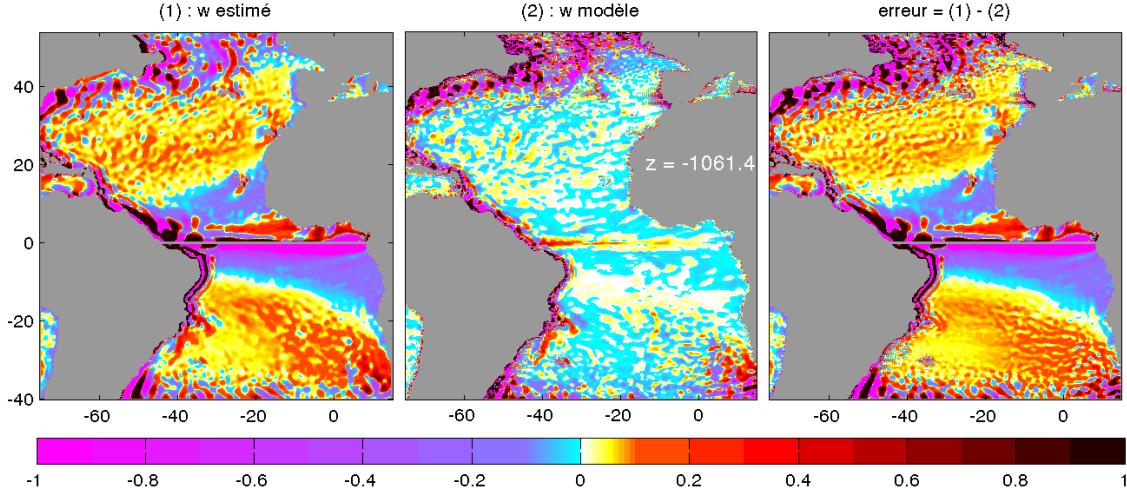


FIG. 31: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire sur toute la colonne d'eau à -1061m avec condition au limite
 $w_s(z = 0) = 0$

Cette estimation de la vitesse verticale est faite suivant deux conditions au limite, d'abord nous avons posé $w(z = 0) = 0$, ensuite $w(z = 0) = wek$ pour voir ce que l'estimation donne.

Dans un premier temps nous allons regarder l'estimation avec la condition au limite $w(z = 0) = 0$ sur les 70m, 1061m et 2597m de profondeur.

Sur la figure 30 nous voyons que le vitesse estimée et celle du modèle ne sont pas comparables. L'estimation à cette profondeur ne marche pas même dans les gyres où l'équilibre de vorticité linéaire est valide. Vu la condition $w(z = 0) = 0$ la vitesse estimée en surface est faible sur tout le bassin sauf à l'équateur ce qui fait que la différence $w_s - w_m$ donne

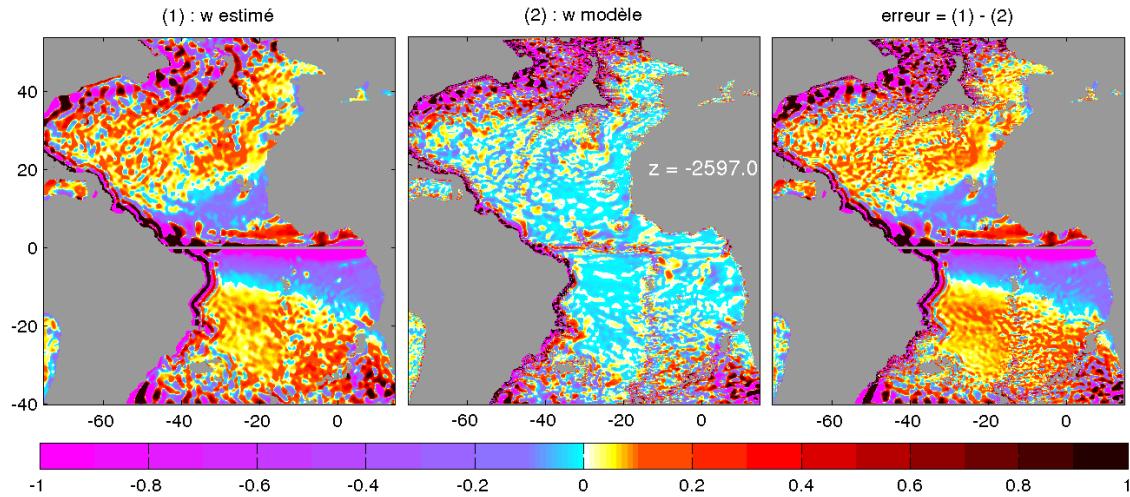


FIG. 32: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire sur toute la colonne d'eau à -2597m avec condition au limite $w_s(z = 0) = 0$

des valeurs assez élevées aux niveau des gyres. Nous contatons le phénomène inverse sur la figure 31 tracée à -1061m là où la vitesse du modèle est faible et négative, nous obtenons une vitesse estimée extrêmement élevée et positives surtout au niveau des gyres. La carte d'erreur montre bien que ces deux vitesses ne sont pas du tout comparables et même vers 2500m de profondeur l'estimation ne marche pas cf figure 32. De ces résultats nous pouvons en déduire que la reconstruction de la vitesse verticale à travers cette méthode et avec cette condition ne donne pas des résultats satisfaisants autrement dit nous ne pouvons reconstruire la vitesse verticale sur toute la colonne d'eau avec cette condition au limite même dans les zones soumises à l'équilibre de vorticité linéaire.

Nous allons ensuite essayer de reconstruire la vitesse verticale avec la condition au limite $w(z = 0) = wek$.

Cette estimation semble marcher seulement en surface vers 70m de profondeur sur une

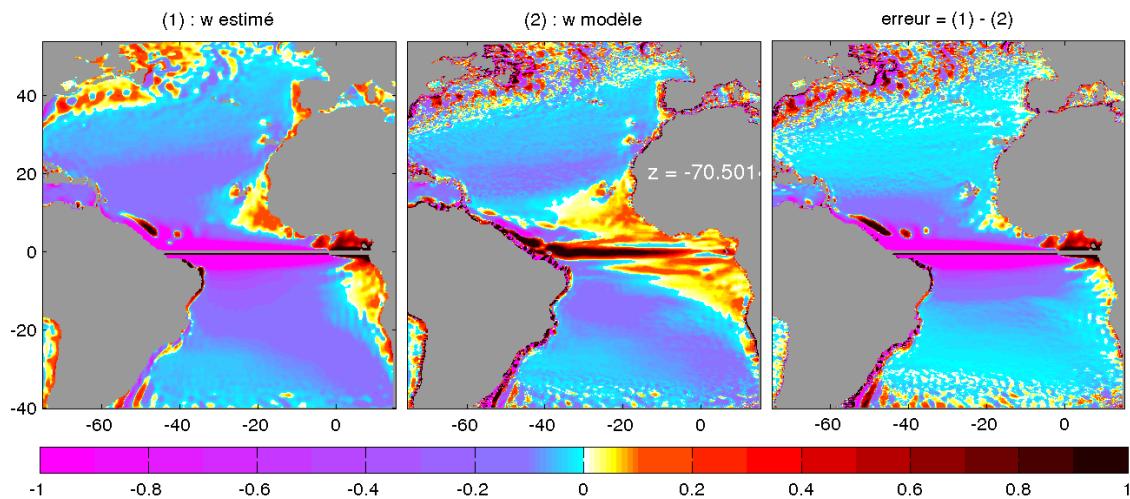


FIG. 33: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire sur toute la colonne d'eau à -70m avec condition au limite $w_s(z = 0) = wek$

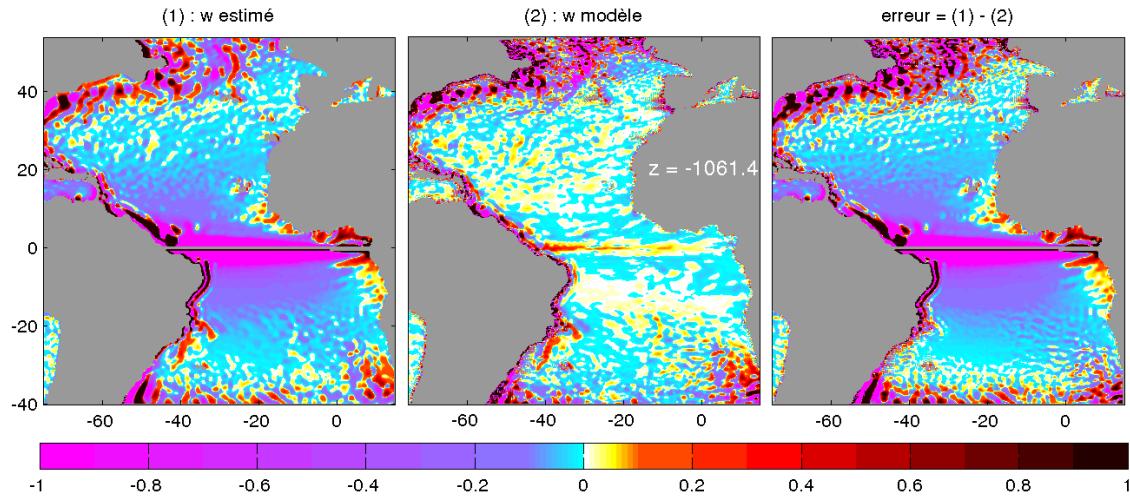


FIG. 34: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire sur toute la colonne d'eau à -1061 m avec condition au limite $w_s(z = 0) = wek$

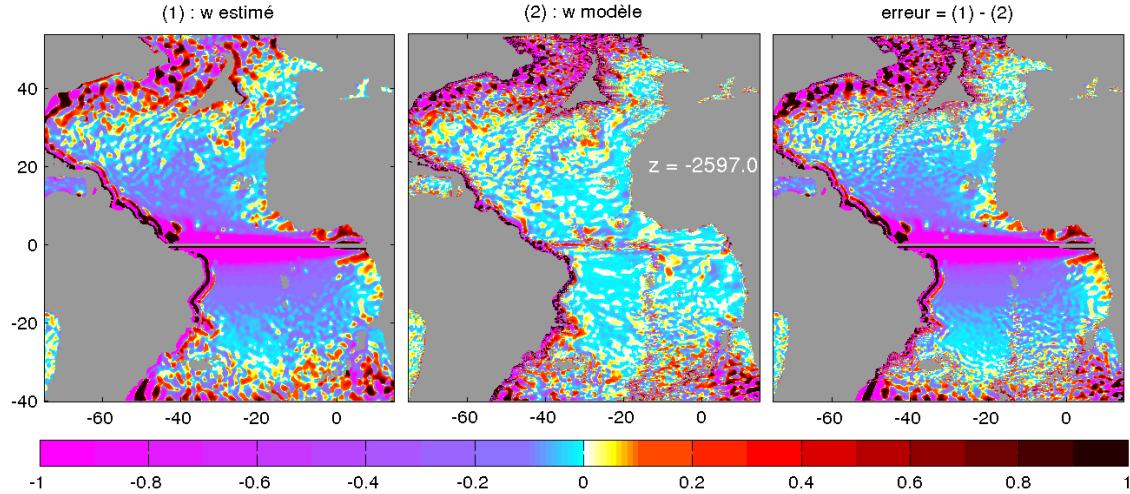


FIG. 35: Estimation de la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire sur toute la colonne d'eau à -2597 m avec condition au limite $w_s(z = 0) = wek$

petite partie au niveau des gyres notamment autour de 20 °N et au niveau de la gyre-subtropicale Sud comme le montre la figure 33. Elle montre également le downwelling au niveau des gyres (vitesses verticales négatives) et l'upwelling au niveau du dôme de Guinée (vitesses verticales positives) dus au transport d'ekman. Mais vers -1000m les deux vitesses ne sont plus comparables, l'erreur absolue est pratiquement pareille à la vitesse estimée d'où on peut négliger la vitesse du modèle devant la vitesse estimée. En profondeur la vitesse verticale est en norme faible voir nulle, comme le montre la vitesse du modèle mais celle estimée est en norme de l'ordre de 0.2m/j même au niveau des gyres figure 34.

Ces résultats nous montrent qu' on ne peut pas reconstruire la vitesse verticale géostrophique à partir de l'équilibre de vorticité linéaire à partir de la surface jusqu'en profondeur avec ces conditions au limites $w(z = 0) = 0$ ou $w(z = 0) = wek$. Cette dernière montre la

structure de la vitesse en surface, les upwelling équatoriales et les downwelling au niveau des gyres (pompage d'ekman) mais elle ne donne pas de résultats qui nous permettent de le comparer avec la vitesse du modèle.

La reconstruction de la vitesse à partir de l'équilibre de vorticité linéaire donne des résultats satisfaisants dans les zones où cet équilibre est valide partout dans le domaine sauf à l'équateur où la force de coriolis est nulle, dans les bords ouest grâce aux vents forts agéostrophiques qui rendent forts les termes d'advection, en dehors du couche de mélange et à grande échelle. Le choix des conditions au limites est important car il nous permet de pouvoir valider cette estimation avec des données d'observation. Dans cette étude nous avons vu que l'intégration partant de -1000m jusqu'en surface avec les deux conditions au limite ($w_s(z = -1061) = w_m(z = -1061)$ et $w_s(z = -1061) = 0$) donne des résultats réalistes dans les gyres, en dehors des couches limites frictionnelles, loin des côtes contrairement à l'estimation partant de la surface jusqu'au fond de l'océan avec $w(z = 0) = 0$ et $w(z = 0) = wek$. Notons que wek est calculé à partir de la tension de vent via l'équation 13. Puisque les deux conditions au limite ($w_s(z = -1061) = w_m(z = -1061)$ et $w_s(z = -1061) = 0$) donne des résultats satisfaisants en terme de comparaison et de structure en surface et en profondeur des vitesses verticales il sera plus judicieux d'estimer la vitesse verticale avec la condition $w_s(z = -1061) = 0$ car il sera facile de trouver des observations pour valider cette reconstruction de la vitesse verticale. La connaissance du domaine de validité de l'équilibre de vorticité linéaire ainsi l'estimation de la vitesse verticale à partir de cet équilibre nous a permis de connaître dans quelles zones et les conditions à utiliser pour faire une estimation réaliste de la vitesse verticale suivant l'équation 12. Cette reconstruction ne sera pas traitée dans cette stage mais nous avons une idée sur les zones et profondeurs où les vitesses verticales estimées peuvent être en accord avec les vitesses du modèle.

Conclusion et perspectives

L'objectif de ce stage était d'estimer les vitesses verticales à l'aide de la géostrophie. Pour ce faire nous avons d'abord essayé de diagnostiquer l'équilibre de vorticité linéaire. Les résultats issus de ce diagnostic montrent que l'équilibre de vorticité n'est pas valide à petites échelles, dans les bords ouest à cause des courants forts qui augmentent les termes d'advection négligés dans l'approximation géostrophique, à l'équateur grâce à la force de coriolis qui est faible et dans les hautes latitudes grâce à la couche de mélange qui est importante et accompagnée de fortes tourbillons à ce niveau. Ensuite la reconstruction de la vitesse verticale à partir de -1000 m jusqu'en surface est réaliste dans les zones où l'équilibre de vorticité linéaire est valide. Mais celle avec la condition au limite $w_s(z = -1061) = 0$ est beaucoup plus réaliste car il sera facile de trouver des données observations pour valider cette estimation. Les profils verticaux de la vitesse verticale du modèle montrent que cette vitesse est sensiblement nulle à ce niveau et les théories prédisent que la vitesse en bas de la couche de mélange est nulle vers les 1000m de profondeur. La reconstruction de la vitesse verticale à partir de la surface jusqu'en profondeur n'est pas réaliste pourvue que les deux vitesses ne sont plus comparables. cette reconstruction nous a également permis de connaître la structure de la vitesse verticale sur les 1000 mètres, avec en surface vers les 50m de profondeurs l'effet du pompage d'Ekman qui montre les zones d'upwelling et de downwelling. Cette méthode est beaucoup plus adéquate que celle utilisée par (*Stommel et al 1957*) qui à partir de l'équation de continuité détermine la vitesse verticale. Cette méthode nécessite à la fois la connaissance de la vitesse méridienne et la vitesse zonale contrairement à notre méthode qui nécessite seulement la connaissance de la vitesse méridienne. *Stommel* montra que le calcul de l'intégrale verticale ne donne aucune idée sur la distribution d'une propriété sur la verticale.

Dans la suite il serait intéressant :

- de diagnostiquer l'équilibre géostrophique utilisé pour déterminer l'équilibre de vorticité linéaire.
- avec la connaissance du domaine de validité de l'équilibre de vorticité linéaire, estimer la vitesse verticale à partir de l'équation du second degré $\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = -\frac{\beta g}{\rho_0 f^2} \frac{\partial \rho}{\partial x}$ puisque avec la densité il sera facile de valider ce calcul à partir des données d'observation
- Valider ces différentes estimations à partir des données d'observations.
- Et puisque nous avons une configuration globale qui simule tout le globe, estimer les vitesses verticales à l'aide de la géostrophie sur tous les bassins océaniques.
- Enfin reconstruire la vitesse verticale avec le modèle ROMS

Du point de vue personnel l'objectif pédagogique de ce stage a été atteint, puisqu'il m'a permis de d'aiguiser mes connaissances physiques de la dynamique à grande échelle de l'océan, de se confronter à un véritable sujet de recherche, d'apprendre à maîtriser certains outils informatiques (matlab, latex). À ce titre Je tiens à remercier sincèrement Dr Philippe ESTRADE, Dr Alban LAZAR et Dr Juliette MIGNOT, Dr Malick WADE pour leur disponibilité et leurs conseils précis et précieux ainsi que toute la famille LPAO-SF.

BIBLIOGRAPHIE

- **Broecker, H. C., J. Petermann,, and W. Siems, 1978 :** The influence of wind on CO₂ exchange in a wind-wave tunnel, including the effects of monolayers, *J. Mar. Res.*, 36, 595-610.
- **Bryden H.L., and E.C. Brady, 1985 :** Diagnostic model of the three-dimensional circulation in the upper equatorial Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1255- 1273.
- **Bubnov, V., 1987 :** Vertical motions in the central equatorial Pacific, *Oceanol. Acta*, Proc. Int. Symp. on Equatorial Vertical Motion, SP, 15-17.
- **Estrade, P., 2002 :** Impact de la diffusion verticale sur la thermocline dans le gyre subtropical nord-atlantique, Rapport de stage DEA Brest 19p
- **Fichefet, T., et M. M. Maqueda, 1997 :** Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics, *J. Geophys. Res.*, 102, 609-646, 19, 123
- **Fine, R. A., W. H. Peterson, C. G. H. Rooth, and H. G. Ostlund, 1983 :** Cross equatorial tracer transport in the upper waters of the Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 88, 763-769.
- **Gordon, A. L., and K. T. Bosley, 1991 :** Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 38, 323-343.
- **Hisard, P., and Morlière, A. (1973) :** La terminaison du contre-courant équatorial subsuperficiel Atlantique (courant de Lomonosov) dans le Golfe de Guinée, *Cah. ORSTOM, Sér. Océanogr.*, 11, 455-464.
- **Hisard, P., Citeau, J., and Morlière, A. (1975) :** Le courant de Lomonosov et la formation de la zone frontale du cap Lopez (baie de Biafra, Golfe de Guinée), *Cah. ORSTOM, Sér. Océanogr.*, 13(2), 107-116.
- **Mercier, H., Arhan, M. and Lutjeharms, J.R.E. (2003) :** Upper-layer circulation in the eastern Equatorial and South Atlantic Ocean in January-March 1995 *Deep-Sea Research I*, 50, 863-887.
- **Gouriou, Y., and G. Reverdin, 1992 :** Isopycnal and diapycnal circulation of the upper equatorial Atlantic Ocean in 1983-1984, *J. Geophys. Res.*, 97(C3), 3543-3572.
- **Hansen D. V. and Paul C.A., 1984 :** Genesis and effects of long waves in the equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, 89, 10-431, 10-440.
- **Halpern, D., and P. H. Freitag, 1987 :** Vertical motion in the upper ocean of the equatorial eastern Pacific, *Oceanol. Acta.*, Proc. Int. Symp. on Equatorial Vertical Motion, SP, 19-26.
- **Halpern, D., R. A. Knox, D. S. Luther, and S. G. H. Philander, 1989 :** Estimates of equatorial upwelling between 140 °W and 110 °W during 1984, *J. Geophys. Res.*, 94, 8018-8020.
- **Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, C. Levy, 1998 :** OPA8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual, Notes du Pôle de modélisation IPSL, note n°11, Décembre 1998.
- **Peter, A. C, 2007 :** Variabilité de la température de la couche de mélange océanique en Atlantique équatorial aux échelles saisonnières à interannuelles, à l'aide de simulations numériques. Thèse de doctorat d'Université toulouse III 190p
- **Robinson, A. R. and H. Stommel. 1959 :** The oceanic thermocline and the associated thermohaline circulation. *Tellus*, 11, 295-308.
- **Salmon, R. 1990 :** The thermocline as an "internal boundary layer". *J. Mar. Res.*, 49,249-280.
- **Samelson, R. and G.K Vallis. 1997 :** Large-Scale circulation with small diapycnal gradients. *J. Mar. Res.*, 55, 103-125.

- cnal diffusion : The two-thermocline limit. J. Mar. Res., 55, 223-275.
- **Stommel, H. and A. Arons. 1960** : On the abyssal circulation of the world ocean-I. Stationnary planetary flow patterns on a sphere. Deep-Sea Res., 6, 140-154.
 - **Stramma, L. and England, M. (1999)** : On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. Journal of Geophysical Research Oceans, 104, 20863-20883
 - **Stramma L., Shott, F., 1999** : The mean flow field of the tropical Atlantic ocean, Deep Sea Research, part II, 46, 279-304, 1999.
 - **Wacongne, S. and Piton, B. (1992)** : The near-surface circulation in the north-eastern corner of the South Atlantic ocean. Deep-Sea Research, 39, 1273-1298.
 - **Weingartner, T.J., and R.H. Weisberg, 1991b** : A description of the annual cycle in sea surface temperature and upper ocean heat in the equatorial Atlantic, J. Phys. Oceanogr., 21, 83-96.
 - **Wunsch, C., 1984** : An estimate of the upwelling rate in the equatorial Atlantic Ocean based on the distribution of bomb radiocarbon and quasigeostrophic dynamics. J. Geophys. Res., 89, 7971-7978.
 - **Wyrtki, K., and G. Eldin, 1982** : Equatorial upwelling events in the central Pacific, J. Phys. Oceanogr., 12, 984-988.