

Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale
Spécialité : Océanographie Physique

Présentée par

Catherine Guiavarc'h

**Modélisation haute-résolution des courants
dans le Golfe de Guinée :
Etude des oscillations bimensuelles.**

Soutenue le 12 mars 2007

Composition du Jury :

M. Xavier Carton	Président du jury
Mme Pascale Delecluse	Rapporteur
Mme Christine Provost	Rapporteur
Mme Valérie Quiniou-Ramus	Examineur
Mme Anne-Marie Treguier	Co-directrice de thèse
Mme Annick Vangriesheim	Co-directrice de thèse

**Thèse préparée au sein du Laboratoire Environnement Profond et du Laboratoire de
Physique de l'Océan de l'IFREMER
Cofinancée par IFREMER et TOTAL**

Introduction	3
I. Ondes piégées à la côte	9
I.1 Théorie.....	9
I.2 Observations d'ondes piégées le long de la pente.....	14
I.3 Oscillations bimensuelles dans le Golfe de Guinée.....	16
II. Variabilité des courants dans le Golfe de Guinée	19
II.1. Variabilité basse fréquence dans le Golfe de Guinée: cycle saisonnier.....	20
II.1.1 <i>Circulation en surface</i>	20
II.1.2 <i>Circulation en subsurface</i>	22
II.1.3 <i>Circulation dans les couches intermédiaires et profondes</i>	24
II.2 Mécanisme de la variabilité intrasaisonnière.....	26
II.3 Analyses de nouvelles données de courant dans le Golfe de Guinée.....	30
II.3.1 <i>Dans le Sud du Golfe de Guinée sur le site Biozaire</i>	30
II.3.2 <i>Dans le Nord du Golfe de Guinée</i>	37
II.4 Influence de la marée sur la variabilité des courants sur le site Biozaire.....	40
III. Modélisation haute résolution du Golfe de Guinée	45
III.1 Modèle GUINEA.....	45
III.1.1 <i>Construction du modèle</i>	45
III.1.2 <i>Mise en place du modèle</i>	46
III.2 Validation du modèle GUINEA.....	50
III.2.1 <i>Circulation dans le Golfe de Guinée</i>	50
III.2.2 <i>Climatologie</i>	53
IV. Origine de la variabilité bimensuelle sur le talus du Golfe de Guinée	57
IV.1 Reproduction des oscillations observées sur le site Biozaire.....	57
IV.1.1 <i>Résultats du modèle GUINEA sur le site Biozaire</i>	58
IV.1.2 <i>Apport de la haute résolution</i>	61
IV.1.3 <i>Robustesse des résultats par rapport aux vents utilisés</i>	62
IV.2 Oscillations à l'équateur.....	64
IV.3 Mécanisme de forçage des oscillations sur le talus.....	68
IV.3.1 <i>Etude de l'influence des vents locaux</i>	68
IV.3.2 <i>Etude de l'influence des vents sur domaine GUINEA</i>	71
IV.3.3 <i>Etude de l'influence de la variabilité dans l'Ouest du bassin Atlantique</i>	72
IV.3.4 <i>Etude de l'influence de la variabilité équatoriale</i>	73
IV.3.5 <i>Propagation des ondes</i>	74
IV.4 Sélection de la période des ondes côtières : pourquoi le signal à 14 jours est-il si fort?.....	76
IV.4.1 <i>Forçage du vent</i>	76
IV.4.2 <i>Oscillations à l'équateur</i>	77
IV.4.3 <i>Propagation des ondes en ondes côtières</i>	77

V. Caractéristiques spatiales et temporelles des ondes bimensuelles dans le Golfe de Guinée	81
V.1 Modèle linéaire: ATLEQ	81
V.2 Structure spatiale des ondes bimensuelles	84
<i>V.2.1 Structure verticale des ondes</i>	84
<i>V.2.2 Structure horizontale de ondes</i>	90
V.3 Intermittence du signal bimensuel dans le Golfe de Guinée	95
<i>V.3.1 Analyse en ondelettes des courants sur le site A de Biozaire</i>	95
<i>V.3.2 Cycle saisonnier de oscillations bimensuelles</i>	98
<i>V.3.3 Variabilité interannuelle des oscillations</i>	102
Conclusions et perspectives	109
Bibliographie	113

Introduction

Comparées à l'océan hauturier, les zones de marge continentale sont des zones extraordinairement énergétiques. Dans les zones de forte pente topographique, appelées pentes continentales et séparant l'océan côtier de l'océan hauturier, la circulation océanique est fortement contrainte par les gradients de pente et on y observe des variations de température, de salinité, de hauteur d'eau et de courant très prononcées. Ces fortes variations décroissent lorsque l'on s'éloigne de la côte. Pour les fréquences les plus hautes allant de quelques heures à quelques jours, la marée est un des principaux moteurs de cette variabilité. Aux échelles de temps allant de quelques jours à plusieurs semaines (voir quelques mois), échelles toujours haute-fréquence en comparaison aux variabilités saisonnière et inter-annuelle, une grande partie de cette énergie piégée le long de la pente s'explique par la présence d'ondes dites piégées à la côte.

Le phénomène de marée a intéressé les physiciens depuis des siècles puisque dès 350 avant J.C, Aristote attribuait les marées à la lune et dès la fin du 19^{ème} siècle, les physiciens maîtrisaient les méthodes pour prédire les marées. Au contraire, les ondes piégées à la côte sont un sujet d'étude beaucoup plus récent dans l'histoire de l'océanographie physique. Les premiers modèles théoriques ont été développés au début des années 70, avec la théorie des ondes de Rossby topographiques développée par Rhines (1970) et la théorie des « ondes piégées à la côte » ou « Coastal Trapped Waves » (CTW) (Huthnance, 1978). Les modèles théoriques idéalisés ainsi que les observations sur la pente ont permis de mieux appréhender ces ondes piégées, mais à l'heure actuelle les modèles 3D de circulation générale océanique sont un outil formidable pour étudier de manière plus réaliste et plus globale de telles ondes et ainsi améliorer notre connaissance sur les échanges entre l'océan hauturier et l'océan côtier.

Dans l'océan Atlantique équatorial et plus particulièrement dans le Golfe de Guinée, plusieurs études dans les années 70 et 80 se sont intéressées à la variabilité aux échelles de temps intra-saisonnières (Houghton et Beer, 1976; Houghton, 1979; Picaut et Verstraete, 1979; Garzoli, 1987 ; Houghton et Colin, 1987; Colin et Garzoli, 1988). Mais dans les années 90 et le début des années 2000, l'étude de la variabilité haute-fréquence a un peu été délaissée au profit de l'étude de la variabilité plus basse fréquence, allant du saisonnier à l'interannuel, comme par exemple l'étude des phénomènes de

mousson africaine et des évènements dits « El Nino Atlantique ». Aujourd'hui, l'étude de la variabilité aux échelles intra-saisonnières est de nouveau explorée avec par exemple les récentes études de Bunge *et al* (2006) ou de von Schuckmann (2006). Mon travail s'inscrit dans la même philosophie en s'intéressant à l'étude de la variabilité aux périodes intra-saisonnières le long de la marge continentale du Golfe de Guinée.

La problématique de cette étude est de mieux comprendre, grâce à la modélisation des courants dans le Golfe de Guinée, les oscillations de courant bimensuelles observées sur la pente. Ces oscillations bimensuelles remarquables ont été observées à partir de données de courantométrie le long de la pente continentale du Golfe de Guinée (figure 1). Ces données de courant, servant de point de départ de ma thèse, ont été récoltées dans le cadre du programme Biozaire qui avait pour but la caractérisation des écosystèmes benthiques. Les données de courant, près du fond le long de la pente continentale du Golfe de Guinée au large des côtes de l'Angola, ont mis en évidence des oscillations de courant très énergétiques à une période proche de 15 jours. Ces oscillations bimensuelles étaient si énergétiques que sur le spectre d'énergie cinétique, la période de 15 jours dominait toutes les autres périodes alors qu'habituellement l'océan est plutôt dominé par les basses fréquences.

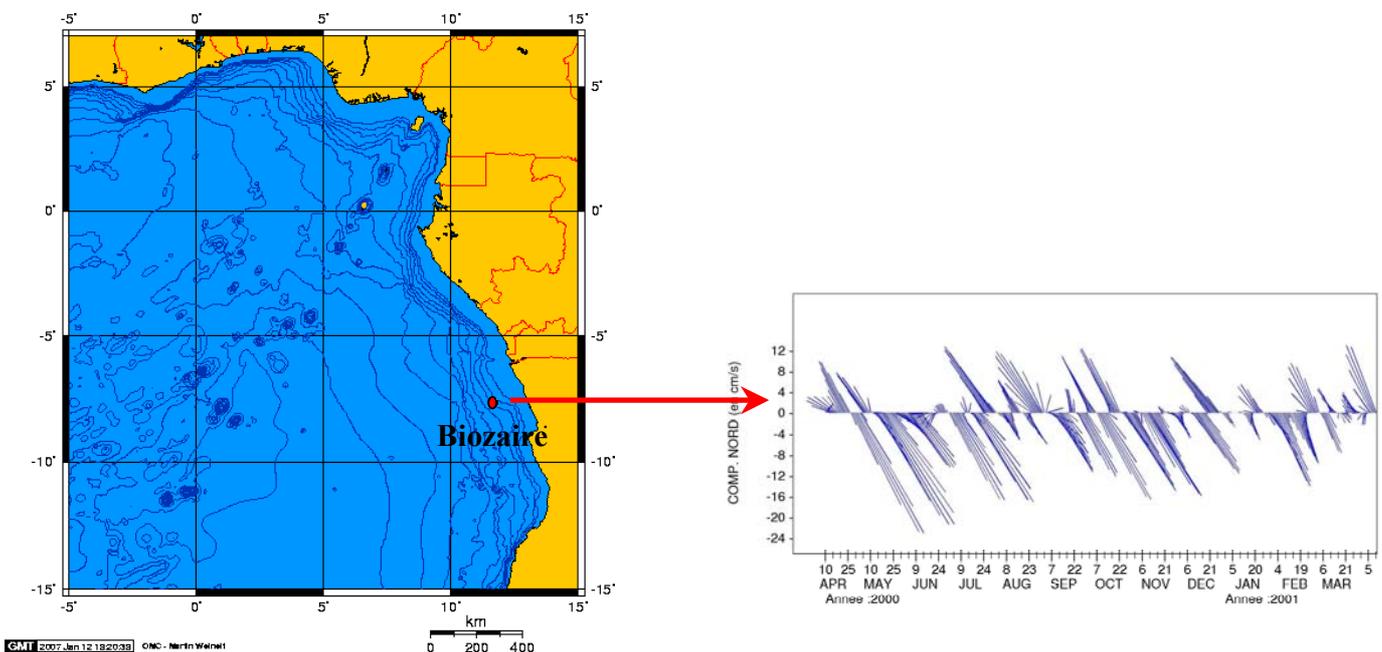


Figure 1 : Position du site Biozaire où était situé le mouillage (à gauche). Composante Nord du stickplot de courant sur le site Biozaire à 30 mètres du fond (à droite).

Vangriesheim *et al* (2005) ont interprété ces oscillations intensifiées près du fond et orientées le long de la bathymétrie en terme d'ondes de Rossby topographiques et de « coastal trapped waves » décrites par les modèles théoriques. Mais ces modèles restent limités par de fortes hypothèses sur la géométrie de la pente notamment. Des simulations d'un modèle de circulation océanique trois dimensions au 1/6ème de degré et à 43 niveaux verticaux (modèle CLIPPER) n'ont pu reproduire de manière convaincante ces oscillations de courant. C'est dans ce contexte qu'est apparu le projet de construire un modèle très haute résolution de la circulation dans le Golfe de Guinée au 1/12ème de degré et à 100 niveaux verticaux dans le but d'étudier et de mieux comprendre les oscillations bimensuelles particulièrement remarquables par leur énergie. Les différentes simulations de ce modèle, conçu spécialement dans le cadre de l'étude de ces oscillations, vont permettre d'explorer et de mieux comprendre les mécanismes de forçage de ces ondes. De plus, l'apport du modèle est de pouvoir étendre l'étude locale réalisée grâce aux données à une étude globale de la variabilité haute-fréquence dans tout le Golfe de Guinée.

En plus de l'intérêt scientifique lié à la compréhension de la physique de ces ondes bimensuelles, ce travail possède également un intérêt plus industriel. Ma thèse a en effet été cofinancée par l'IFREMER et TOTAL. Près de la zone où les oscillations bimensuelles très énergétiques ont été observées, TOTAL a commencé à exploiter du pétrole. Pour exploiter ces ressources pétrolières, il est important de connaître l'environnement de la zone et donc de bien connaître les courants. La connaissance des courants va en effet permettre d'étudier le comportement des flotteurs (type barge de production ancrée), des risers faisant la liaison entre le fond et la surface et des pipelines posés sur le fond. Toutes les échelles temporelles des courants sont importantes que ce soit la circulation générale, l'inertie ou la marée. Afin de les dimensionner, l'accumulation de chargement sur les risers est étudiée d'où l'importance de connaître la variabilité des courants sur toute la colonne d'eau et à toutes les échelles de temps. En effet, même de la variabilité plus basse fréquence comme des tourbillons peut créer par effet de décollement des vibrations du riser à beaucoup plus haute-fréquence (de l'ordre de la seconde). A l'heure actuelle, pour dimensionner les barges, les risers et les pipelines, on utilise essentiellement des mesures de vague, de vent et des mesures de courant. Si le modèle de circulation dans le Golfe de Guinée ne va pas permettre l'étude de la variabilité à très haute-fréquence des courants (de quelques secondes à quelques heures), il va toutefois permettre de connaître les variations de courant aux échelles de temps allant de la journée à la circulation générale. Pour ces différentes échelles de temps, le modèle va nous permettre de simuler les courants sur les différents sites et sur toute la colonne d'eau et de situer une année de mesure en un point dans son contexte régional et temporel. Les données de

courant ayant montré l'importance des oscillations à 15 jours dans la variabilité des courants près du fond sur le site d'exploitation, mieux comprendre ces ondes bimensuelles si énergétiques a donc un intérêt industriel en plus de l'intérêt scientifique.

Plan du manuscrit

Des études dans les différents océans ont montré que la variabilité observée sur les pentes continentales aux échelles de temps intra-saisonnières telles les oscillations bimensuelles observées dans le Golfe de Guinée (figure 1) était en grande partie due à la présence d'ondes piégées à la côte. Dans un premier chapitre, je vais donc présenter la théorie des ondes piégées à la côte et également citer quelques exemples non-exhaustifs d'oscillations de courant observées le long des pentes continentales et interprétées en terme d'ondes piégées. J'exposerai ensuite les résultats des modèles d'ondes piégées dans le cas des oscillations bimensuelles observées dans le Sud du Golfe de Guinée.

Afin de replacer les oscillations de courant observées le long de la pente du Golfe de Guinée dans un contexte plus général, dans un second chapitre, je vais m'attacher à décrire la circulation dans le Golfe de Guinée. Dans un premier temps je vais exposer la circulation moyenne et son cycle saisonnier, cette étude étant de plus nécessaire à la validation du modèle régional de circulation GUINEA. Dans une deuxième partie, je m'intéresserai à la variabilité intra-saisonnière dans l'océan Atlantique tropical. En m'appuyant sur la bibliographie, j'exposerai les différents mécanismes de forçage évoqués pour expliquer la variabilité haute-fréquence dans l'Est de l'océan Atlantique tropical. Dans une troisième partie, j'analyserai les mesures de courant originales effectuées par l'IFREMER et TOTAL le long de la pente continentale du Golfe de Guinée au Nord et au Sud de l'équateur.

Dans le troisième chapitre, les différentes caractéristiques du modèle seront présentées. Je discuterai également des différents problèmes rencontrés lors de la mise en place de ce modèle. Ce chapitre permettra également la validation du modèle en comparant les résultats du modèle aux connaissances sur la circulation et à la climatologie dans le Golfe de Guinée.

Dans le quatrième chapitre, le modèle ainsi validé, je vais pouvoir comparer les résultats du modèle aux différentes données exposées dans le deuxième chapitre. Des simulations du modèle avec différents forçages atmosphérique vont permettre d'explorer le mécanisme de forçage des oscillations. Nous

allons élucider l'origine des oscillations et étudier la propagation du signal à 15 jours.

Le modèle permet d'étendre l'étude locale des oscillations à une étude plus globale. C'est ce qui sera présenté dans le cinquième chapitre, où je m'intéresserai aux structures verticale et horizontale du signal à 15 jours, en m'appuyant sur les résultats du modèle GUINEA ainsi que sur les résultats d'un modèle linéaire de l'Atlantique équatorial. Dans ce chapitre, j'étudierai également la persistance dans le temps des oscillations bimensuelles. Les séries de donnée sur le site Biozaire étant de longue durée (4 années de 2000 à 2003), je vais pouvoir étudier l'intermittence du signal à 15 jours grâce à des analyses en ondelette et comparer ces résultats de donnée aux résultats du modèle GUINEA et du modèle linéaire.

Chapitre I

Ondes piégées à la côte «Coastal trapped waves»

I.1 Théorie

La topographie contraint fortement les écoulements océaniques, a fortiori dans les zones de pente topographique très forte appelées pentes continentales. Dans tous les océans, des oscillations de courant le long de la pente continentale à des périodes allant de quelques jours à plusieurs semaines ont été observées. Pour expliquer ces oscillations orientées le long de la topographie plusieurs théories, sur lesquelles se sont basés Vangriesheim *et al* (2005) dans leur étude des oscillations bimensuelles dans le Golfe de Guinée, ont été développées :

- la théorie des ondes de Rossby topographiques
- la théorie des ondes piégées à la côte ou CTW pour Coastal Trapped Waves

Les ondes de Rossby topographiques sont des ondes de fréquences sub-inertielles dues aux mouvements perpendiculaires aux isobathes des colonnes de fluide qui sont ainsi étirées ou compressées. Par la loi de conservation de la vorticité potentielle, les colonnes de fluide se déplaçant vers les eaux plus profondes gagnent de la vorticité relative. En faisant l'approximation quasi-géostrophique, l'équation de conservation de la vorticité potentielle devient :

$$\frac{D}{Dt}\left(\frac{\zeta+f}{h}\right)=0 \quad (1)$$

- ζ : vorticité relative
- f : paramètre de Coriolis
- h : hauteur totale du fluide.

Les ondes de Rossby topographiques se propagent en gardant les eaux les moins profondes sur leur droite (gauche) dans l'hémisphère Nord (Sud). Rhines (1970) a été le premier à proposer une théorie pour les ondes de Rossby topographiques dans le cas d'un fluide stratifié uniformément avec l'approximation quasi-géostrophique et avec une pente constante et infinie. L'équation de vorticité

obtenue en faisant l'approximation linéaire est alors de la forme (Pedlosky, 1979) :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f_0^2}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0 \quad (2)$$

- $\psi(x,y,z,t)$: fonction courant
- N^2 : fréquence de Brunt-Väisälä
- $f = f_0 + \beta y$ (approximation du plan β)

La fonction courant solution de l'équation (2) prend alors la forme $\psi(x,y,z,t) = F(z)e^{i(kx+ly-\omega t)}$, x étant la direction along-slope et y la direction cross-slope, k étant le nombre d'onde dans la direction x et l celui dans la direction y . Les conditions aux limites sont :

- en $z=0$ $\frac{\partial \psi}{\partial z} = 0$ soit $w=0$

- en $z=-H$ $\frac{w}{v} = \alpha$ avec α l'angle entre la pente topographique et l'horizontale en faisant l'approximation faible pente.

Si on pose $S = \frac{N^2}{f_0^2}$, qui est indépendant de z car la stratification est uniforme, l'équation (2) devient :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + S^{-1} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \right) + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0 \quad (3)$$

Les solutions de l'équation (3) de forme $\psi(x,y,z,t) = \text{Re} \phi(z) e^{i(kx+ly-\omega t)}$ satisfont l'équation:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} + m^2 \phi = 0 \quad (4)$$

avec $m^2 = -S \left(\frac{\beta k}{\omega} \right) + K^2$ et $K^2 = k^2 + l^2$, K étant le nombre d'onde horizontal.

Si on se met dans les cas des petites longueurs d'onde, c'est-à-dire suffisamment petites pour pouvoir négliger la sphéricité de la terre, l'effet planétaire peut-être négligé. Pour $\beta = 0$, les solutions de l'équation (4) sont alors des ondes de Rossby topographiques telles que :

$$\phi(z) = \frac{A \cosh(\sqrt{S} K z)}{\cosh(\sqrt{S} K H)} \quad (5)$$

La vitesse horizontale V de ces ondes est :

$$V = V_0 \cosh \left(\frac{KN}{f_0} z \right) \quad (6)$$

On peut également en déduire la relation de dispersion pour les ondes de Rossby topographiques en

milieu stratifié :

$$\omega = \frac{\alpha N \sin \theta}{\tanh\left(\frac{KH N}{f_0}\right)} \quad (7)$$

où α est la pente et θ est l'angle entre le vecteur d'onde et la direction cross-slope (figure I.1).

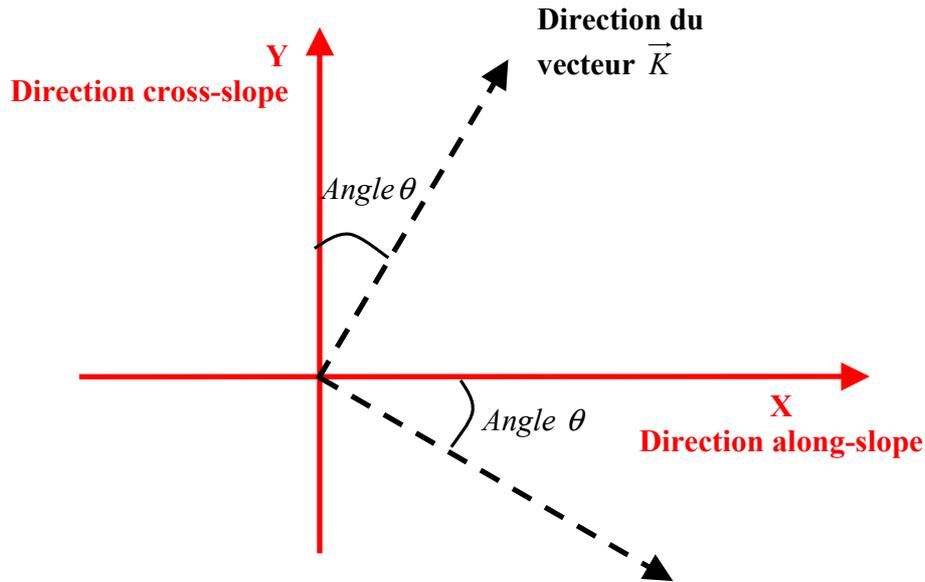


Figure I.1 : Présentation du repère projeté sur la topographie avec la direction du vecteur d'onde \vec{K}

L'équation 6 montre que les vitesses horizontales sont en cosinus hyperbolique et sont donc intensifiées près du fond. Pour les basses fréquences, les courants, perpendiculaires au vecteur d'onde \vec{K} , tendent à être alignés avec la topographie (équation 7). A partir de l'équation (6), il est facile de déduire le ratio d'énergie cinétique R entre deux profondeurs z_1 et z_2 (où z_2 est plus profond que z_1).

$$R = \left[\frac{\cosh\left(\frac{KN}{f_0} z_1\right)}{\cosh\left(\frac{KN}{f_0} z_2\right)} \right]^2 \quad (8)$$

Ce rapport d'énergie cinétique mettant en évidence l'intensification près du fond ($|z_1| > |z_2|$ donc $R < 1$) permet de déterminer le nombre d'onde correspondant à cette intensification. L'intensification près du fond est plus importante pour les fortes stratifications, c'est-à-dire pour les grands nombres de Burger

($Bu = \frac{N^2 H^2}{f_0^2 L^2}$), et ω petit (Ou, 1980). H et L étant respectivement la hauteur et la longueur caractéristiques de la pente, Bu est représentatif de la stratification. Lorsque $Bu \ll 1$, on se trouve dans le cas d'une faible stratification.

Le modèle linéaire de Rhines permet également de prédire l'orientation des oscillations :

$$\theta = \sin^{-1} \left[\left(\frac{2\pi}{T} \alpha N \right) \tan \left(\frac{KNH}{f_0} \right) \right] \quad (9)$$

T étant la période du signal observé.

Dans ce modèle d'onde développé par Rhines (1970), les solutions sont des ondes intensifiées au fond et dont l'alignement avec la bathymétrie (angle θ) dépend de la période des ondes T , correspondant bien aux caractéristiques des ondes observées le long des pentes continentales. Cependant ce modèle admet certaines limites puisque l'on considère une pente constante et infinie.

Un autre modèle a donc été développé, il s'agit d'un modèle d'ondes piégées à la côte ou de CTWs (pour coastal trapped waves). Dans ce modèle décrit par Huthnance (1978), on ne considère plus une pente constante et infinie mais une pente variable et finie. Les CTWs sont des ondes se propageant le long des pentes continentales c'est-à-dire le long de très fortes pentes topographiques. Dans ces conditions, les variations de f peuvent être négligées. Huthnance résout les équations du mouvement pour les CTWs grâce à l'équation pour la perturbation de pression p :

$$p(x, y, z, t) = \sum F_n(x, z) \phi_n(y, t) \quad (6)$$

où x , y et z sont les coordonnées cross-slope, along-shore et verticale, et où F_n est la structure des ondes CTW libres et ϕ_n leur amplitude. On calcule la vitesse v along-shore grâce à la relation géostrophique $v = -(\rho_0 f_0)^{-1} p_x$. La condition aux limites $F_n \rightarrow 0, x \rightarrow \infty$ permet de résoudre les valeurs propres de F_n qui sont les vitesses de phases c_n des différents modes de CTWs. Brink et Chapman (1987) ont écrit un modèle numérique utilisé par Vangriesheim *et al* (2005) permettant de calculer ces valeurs propres et vitesses de phases. L'amplitude des ondes ainsi décrites diminue lorsque l'on s'éloigne de la côte, les ondes sont donc « piégées à la côte » (figure I.2).

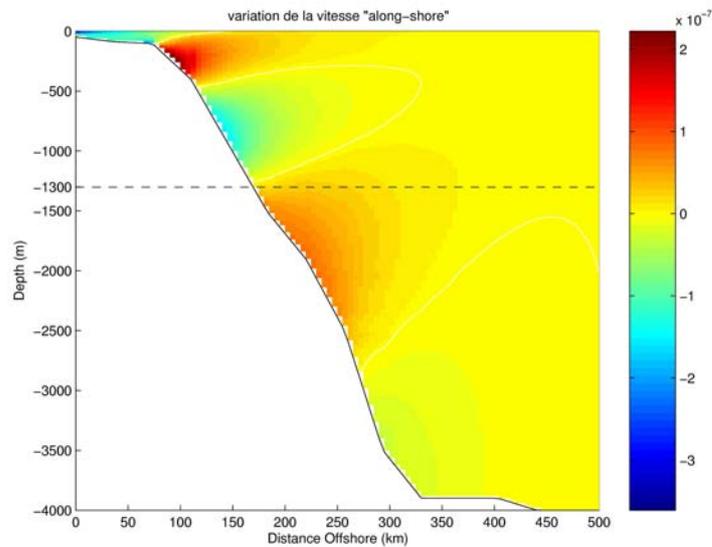


Figure I.2 : *Modèle de Brink et Chapman : Structure de la vitesse « along-shore » à la période 15 jours pour le mode barocline 4 dans le cas du site Biozaire (André, 2003)*

Ces ondes ont été classées en trois types d'ondes par Huthnance (1975):

- les ondes de berge (appelées « edge waves ») ont des fréquences supérieures à f_0 . Elles se propagent le long de la côte dans les deux directions. Ces ondes très peu sensibles à la rotation de la terre ont pour force de rappel la gravité.
- Les ondes de pente baptisées « ondes de plateau continental » (continental shelf waves) par Huthnance, ont des fréquences inférieures à f_0 . Elles se propagent toujours le long de la pente de manière cyclonique par rapport aux eaux profondes. Leur force de rappel est due à la conservation de la vorticité potentielle (équation 1).
- les ondes de Kelvin sont exponentiellement piégées le long d'un mur vertical. Leur force de rappel est due à l'équilibre entre la force de Coriolis et le gradient de pression. Les ondes de Kelvin basse-fréquence et de nombre d'onde faible se déplacent à la vitesse des ondes longues de gravité (Huthnance, 1975).

Les ondes de berge sont généralement confinées à la côte où la stratification est homogène. Par contre, pour les deux dernières catégories, c'est à dire pour les ondes de fréquence sub-inertielle ($\omega < f$), la stratification joue un rôle important dans la dynamique des ondes (Huthnance, 1978 ; Clarke, 1977). L'importance relative de la stratification et de la topographie sur les CTWs dépend du nombre de Burger Bu . Lorsque la stratification est faible, c'est à dire pour les petits nombres de Burger, les ondes

deviennent indépendantes de la profondeur et ont alors le comportement d'ondes barotropes de plateau continental (barotropic shelf waves) (Huthnance, 1978). Pour les fortes stratifications ($Bu \gg 1$), les ondes sont affectées par la stratification et sont similaires à des ondes de Kelvin baroclines, la structure des vitesses et de la pression, verticale dans le cas des faibles stratifications, est alors proche de l'horizontale (figure I.3). Dans la limite des très petites longueurs d'onde, les ondes ont le comportement d'ondes de Rossby topographiques décrites par Rhines (1970). Le nombre de Burger joue un rôle similaire pour les ondes de Rossby topographiques et pour les ondes piégées à la côte.

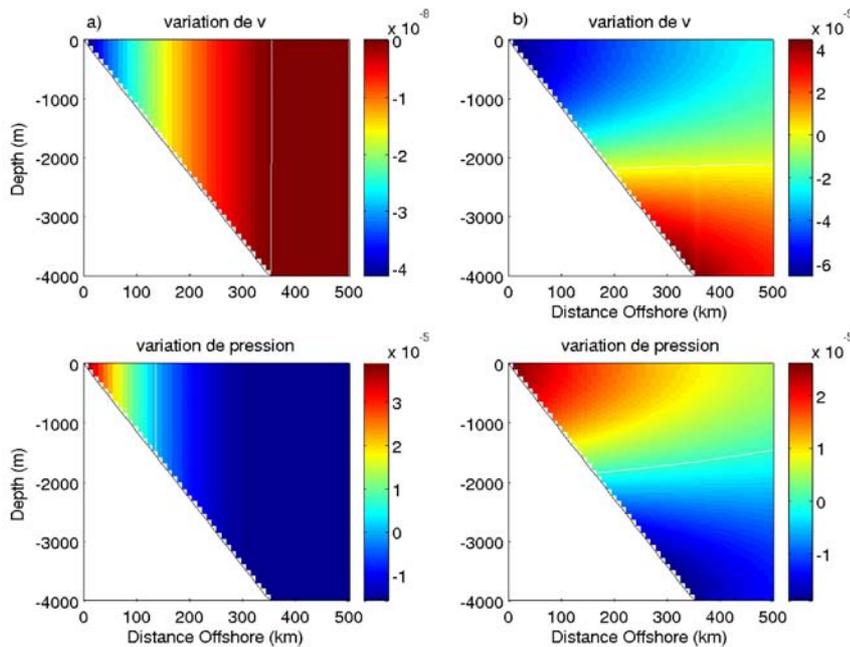


Figure I.3 : *Modèle de Brink et Chapman : Structure de la vitesse « along-shore » et des variations de pression du premier mode barocline. (André, 2003)*

a) pour une faible stratification $N^2=1.10^{-8} s^{-2}$

b) pour une forte stratification $N^2=1.10^{-3} s^{-2}$

I.2 Observations d'ondes piégées le long de la pente

Des oscillations des courants de pente à des périodes intra-saisonnières ont été observées dans divers endroits du globe et interprétées en terme d'ondes piégées à la côte. Certaines de ces oscillations de courant le long de la pente ont été interprétées comme étant des ondes de Rossby topographiques

décrites par la théorie de Rhines (1970) (Rory *et al*, 1976, Johns and Watts, 1986, Aikman *et al*, 1988). Un exemple récent est décrit par Uehara *et al* (2000). Sur la pente de Kuril-Kamchatka, ils ont observé à partir d'un mouillage long terme situé à 41°30N-144°30E aux profondeurs 1000m et 3000m des oscillations de courant à 15 jours. Les oscillations de courant sont intensifiées près du fond puisqu'à 3000m, le signal à 15 jours observé est plus énergétique qu'à 1000m. A 1000m, la variabilité des courants est de même amplitude pour la vitesse zonale que pour la vitesse méridienne mais à 3000m le signal à 15 jours est plus énergétique le long de la bathymétrie, les oscillations se polarisent le long de la pente près du fond. Les inversions de courant sont clairement visibles à 3000m et l'amplitude de ces oscillations est de 5cm.s⁻¹. Uehara *et al* (2000) observent une variabilité bimensuelle cohérente suivant la verticale entre 1000m et 3000m. A partir du rapport entre l'énergie cinétique à 1000m et 3000m, Uehara *et al* ont déterminé la longueur d'onde et la vitesse de phase des oscillations. La longueur d'onde obtenue varie de 100 à 506 km au cours de leurs 5 années de mesures. Uehara *et al* observent un angle par rapport à la bathymétrie très proche de l'angle prédit par la théorie des ondes de Rossby topographiques. Dans le cas des oscillations de courant profond sur la pente de Kuril-Kamchatka, la théorie des ondes de Rossby topographiques semble pouvoir décrire les ondes observées.

Le modèle d'onde de Rossby topographique est plus généralement utilisé pour étudier les oscillations de courant observées en eau profonde. Pour les observations sur le plateau continental, c'est le modèle des CTWs qui est généralement appliqué (Pizarro and Shaffer, 1998, Jordi *et al*, 2005, Shaffer *et al*, 1997). Dans les eaux peu profondes de la mer Baltique, Pizarro et Shaffer (1998) ont analysé des oscillations de courant le long de la pente principalement à des périodes de 7 jours. Ils ont effectué leur étude à partir de données de courantomètres situés vers 18°E-58°N. Les courantomètres étaient situés à 70 et 90m alors que la profondeur totale est de 100m. Si des pics d'énergie sont observés notamment pour les périodes 4.5 et 7 jours, pour autant, pour ces deux profondeurs les spectres sont dominés par la variabilité basse fréquence (>100 jours). Les fluctuations de courant sont légèrement plus énergétiques à 70m qu'à 90m. Les courants sont orientés le long de la pente et il existe une forte corrélation entre la composante le long de la pente des vents locaux et les courants le long de la pente à 70m et 90m. La plus grande cohérence est trouvée pour les oscillations dans la bande de période centrée autour 4.5 jours. De plus pour les périodes d'environ une semaine, les oscillations sont intensifiées près du fond. Si pour les périodes de 4.5 jours, Pizarro *et al* évoquent le vent local comme mécanisme de forçage des ondes, pour les périodes où le signal est intensifié au fond, ils évoquent le vent distant car la cohérence avec les vents locaux est beaucoup moins évidente. Pizarro et Shaffer ont montré que les résultats du

modèle de CTWs forcées par le vent étaient en adéquation avec les données de courant mesurées en mer Baltique suggérant que la théorie des CTWS permette d'expliquer ces oscillations de courant le long de la pente.

Dans le Pacifique Est, le long de la côte chilienne, Shaffer *et al* (1997) ont observé des oscillations aux périodes 50, 10 et 5 jours à partir de données de courant et de hauteur d'eau. Ils ont interprété ces oscillations comme des CTWs. Les oscillations de courant les plus fortes apparaissent à la période 50 jours (jusqu'à 75cm.s^{-1}). Les fluctuations de période 10 jours apparaissent en octobre-novembre. Vers $20\text{-}25^\circ\text{S}$, aux périodes 6-10 jours, les courants dans les 300 premiers mètres sont corrélés aux vents locaux qui présentent de la variabilité pour les périodes 5 et 10 jours. Pour les données en dessous de 300m, la corrélation vent-courant se dégrade. Shaffer *et al* observent une cohérence entre les hauteurs d'eau à 18°S et les courants en dessous de 300m à 30°S . Ils mettent ainsi en évidence une propagation de l'équateur vers le pôle (au-delà de 30°S) à une vitesse de 2.9 m.s^{-1} . Cette vitesse de propagation est en accord avec le premier mode barocline des CTWs du modèle de Brink et Chapman (1987). Shaffer *et al* appuient l'idée que les CTWs observées le long de la côte chilienne aux périodes 50, 10 et 5 jours, sont forcées par des ondes équatoriales. En effet, ils observent dans les courants à l'équateur des ondes de Kelvin du premier mode barocline de période 50 jours se propageant vers l'Est. Ces ondes forcées par les coups de vents d'Ouest à l'équateur forcent ensuite les CTWs en atteignant la côte. Ils montrent que pour les périodes autour de 10 jours les ondes équatoriales forçant les CTWs sont des ondes mixtes de Rossby-Gravité ou onde de Yanai du 1er mode barocline.

Ces quelques exemples ont montré que plusieurs théories peuvent être appliquées pour décrire les oscillations de courant observées le long de la pente. On retrouve des similarités entre les oscillations le long des pentes chiliennes décrites par Shaffer *et al* et les oscillations bimensuelles observées dans le Golfe de Guinée au large de l'Angola (Vangriesheim *et al*, 2005). C'est, comme pour le Chili, un cas d'oscillations sur le bord Est, dans l'hémisphère Sud et proche de l'équateur. Vangriesheim *et al* (2005) ont interprété ces ondes avec l'aide des différents modèles théoriques.

I.3 Oscillations bimensuelles dans le Golfe de Guinée

Dans le Golfe de Guinée, des oscillations de période 15 jours des courants profonds le long de la pente à $7^\circ40\text{S}$ ont été mis en évidence à partir de mesures de courant de longue durée sur un site appelé

Biozaire (Vangriesheim *et al*, 2005). Ces mesures seront décrites plus en détail dans le chapitre II. La particularité de ces observations qui a motivé mon travail de thèse, est la prédominance de la variabilité à 15 jours du signal sur toutes les autres périodes. Ces oscillations à 15 jours sont intensifiées près du fond, orientées le long de la bathymétrie et ont une amplitude de 20-30 cm.s^{-1} . Vangriesheim *et al* (2005) ont utilisé la théorie des ondes linéaires et montré que la théorie des ondes de Rossby topographiques ne permettait pas de décrire correctement ces ondes. Grâce à la théorie de Rhines (1970), connaissant l'intensification des courants au fond, on peut calculer la longueur d'onde des oscillations et l'angle du vecteur d'onde avec la topographie (équations 8 et 9). Dans le cas présent, l'intensification observée correspond à une structure d'onde de Rossby topographique de longueur d'onde de 150-300 km laissant donc une grande incertitude. A partir de ces longueurs d'onde, Vangriesheim *et al* ont calculé l'angle théorique entre l'orientation des courants et la topographie. Cet angle est alors de 15 à 30°, ce qui n'est pas en accord avec les observations des oscillations de courant qui sont pratiquement alignées le long de la topographie. Dans le cas du modèle des ondes de Rossby topographiques, on est limité par une fréquence de Brunt-Väisälä N constante. Or, sur le site Biozaire, N n'est pas constante.

Vangriesheim *et al* ont donc essayé d'interpréter ces oscillations à 15 jours en terme de CTWs à partir du modèle de Brink et Chapman (1987) pour lequel on utilise un profil de N variant sur la verticale. Les intensifications des oscillations observées entre 150mab (meter above the bottom) et 30mab et celle entre 410mab et 30mab sont compatibles avec les modes baroclines 3 et 5 des CTWs. Pour le mode 3, les oscillations à 4000m de profondeur et à 1300m sont en déphasage alors que pour le mode 5 elles sont en phase ce qui correspond mieux aux observations. Cependant il semble qu'un mode unique ne permette pas d'expliquer les oscillations. En effet, Vangriesheim *et al* décrivent des oscillations à différentes périodes (15-30 jours) et la relation de phase entre les différentes profondeurs n'est pas bien établie, la différence de phase entre 2 profondeurs variant d'une année sur l'autre. Dans le cas des oscillations de courant bimensuelles le long de la pente du Golfe de Guinée, les modèles linéaires n'ont donc pas permis de reproduire complètement les caractéristiques des ondes observées. Vangriesheim *et al* (2005) ont également regardé les résultats du modèle de circulation générale CLIPPER (1/6ème de degré – 43 niveaux verticaux) forcé par des vents journaliers. Si des oscillations de période 15 jours étaient bien reproduites par le modèle sur le site Biozaire, leur amplitude était beaucoup trop faible comparée à celle des observations. De plus, sur le site Biozaire, le signal dans le modèle était dominé par la variabilité à 30 jours et non celle à 15 jours. Pour ces raisons, il est nécessaire pour modéliser ces

oscillations de construire un modèle régional haute résolution du Golfe de Guinée.

Les théories des Coastal Trapped Waves et des ondes de Rossby topographiques permettent d'expliquer les oscillations de courant aux périodes intra-saisonnières observées le long des pentes continentales. Dans le modèle théorique des ondes de Rossby topographiques (Rhines, 1970), la pente est supposée infinie, il n'y a donc pas de côte. Pour ces raisons, ce modèle a surtout été utilisé pour décrire les oscillations de courant pour les grandes profondeurs (Uehara et al, 2000). Dans le modèle de Coastal Trapped Waves présenté par Huthnance (1978), la pente a une extension finie. La présence de la côte est un élément essentiel de cette théorie utilisée par les auteurs pour décrire les oscillations piégées à la côte en eaux peu profondes ou à des profondeurs intermédiaires (Shaffer et al, 1997; Pizarro et Shaffer, 1998).

Sur la pente continentale, vers 7°S dans le Golfe de Guinée, ces deux modèles théoriques ainsi que le modèle de circulation générale CLIPPER ont permis l'étude des oscillations bimensuelles observées vers 1300m. Ces modèles ne permettant de reproduire toutes les caractéristiques des oscillations orientées le long de la bathymétrie et intensifiées près du fond, un modèle régionale de circulation océanique haute résolution du Golfe de Guinée va être développé spécialement pour cette étude.

Chapitre II

Variabilité des courants dans le Golfe de Guinée

Avant de discuter dans les chapitres suivants de la modélisation des oscillations bimensuelles, il est essentiel de faire une étude générale de la variabilité des courants aux différentes échelles de temps dans le Golfe de Guinée. Si en effet, le principal travail de cette thèse s'appuie sur un travail de modélisation numérique, il ne faut pas oublier que le point de départ de ce travail est basé sur des observations d'oscillation faites à partir de données de courant le long de la pente du Golfe de Guinée.

Dans un premier temps, nous nous intéresserons à la variabilité basse fréquence des courants. Les connaissances sur la circulation générale et sur le cycle saisonnier des courants seront exposées en commençant par la description de la circulation dans les couches superficielles pour terminer par la circulation dans les couches plus profondes. Connaître la circulation générale dans le Golfe de Guinée est essentiel dans l'optique de la construction d'un modèle régional du Golfe de Guinée. Avant toute étude de la variabilité haute-fréquence de ce modèle, il sera indispensable de le valider notamment en comparant sa circulation aux connaissances que l'on a de la zone.

Dans une deuxième partie, afin de mieux comprendre le forçage des oscillations haute-fréquences dans le Golfe de Guinée, une étude bibliographique des différents mécanismes de forçage, tels que le vent, les instabilités de courant et la marée, pouvant expliquer la variabilité haute-fréquence dans l'Est de l'Atlantique équatorial et plus particulièrement dans le Golfe de Guinée sera discutée.

Dans une troisième partie, des données de courant originales, au Nord et au Sud de l'équateur le long de la pente continentale du Golfe de Guinée, mises à disposition par TOTAL et l'IFREMER, vont nous permettre de décrire les caractéristiques des oscillations de courant que nous souhaitons modéliser. Enfin dans une quatrième et dernière partie, nous discuterons de l'influence de la marée sur le forçage des oscillations présentes sur le site A de Biozaire.

II.1. Variabilité basse fréquence dans le Golfe de Guinée : cycle saisonnier

II.1.1 Circulation en surface

Dans l'océan Atlantique tropical, la circulation dans les couches superficielles est principalement conditionnée par le régime des alizés. La variabilité saisonnière de ces champs de vents entraîne une variabilité de la circulation. Les alizés, orientés de Sud à Est au Sud de l'équateur et Sud-Ouest le long des côtes Nord du Golfe de Guinée, se renforcent nettement durant l'été boréal correspondant au déplacement vers le Nord de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) (Peterson et Stramma, 1991) (figure II.1).

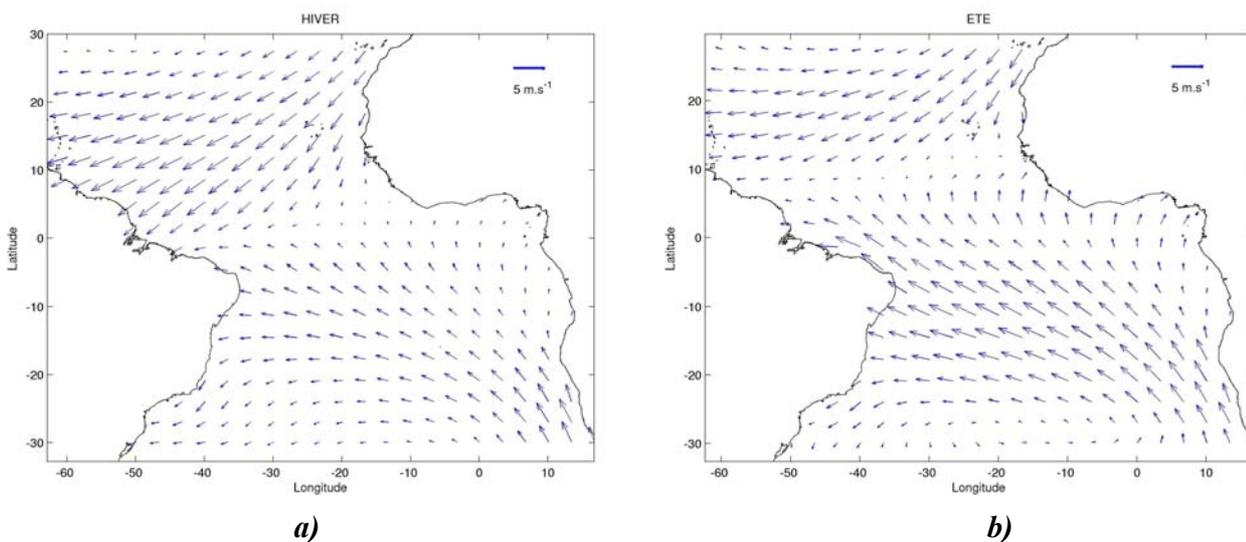


Figure II.1 : Tension du vent dans l'Atlantique équatorial en hiver boréal a) (décembre-février) et en été boréal b) (juin- août) (vents ERS), moyenne des années 1995-1999.

L'orientation des vents entraîne une circulation vers l'Ouest en surface sous la forme d'un large courant, le Courant Equatorial Sud (SEC: South Equatorial Current) (Molinari, 1982). On distingue trois branches du SEC, séparées par le Contre-Courant Equatorial Sud (SECC : South Equatorial Counter-Current) et le Sous-Courant Equatorial (EUC : Equatorial Under-Current) qui s'écoulent vers l'Est (figure II.2).

La limite Nord du Courant Equatorial Sud est formée par le Contre Courant Nord Equatorial (NECC: North Equatorial CounterCurrent), situé entre 3° et 10°N. Sa source principale est la réflexion du Courant Nord Brésilien (NBC) entre 5° et 8°N (Bourles *et al.* 1999; Schott *et al.*, 2002). Il est également alimenté par un transport rétrofléchi du Courant Nord Equatorial (NEC) ainsi que par la branche Nord du SEC. Le NECC est maximum en automne de l'hémisphère Nord. Durant le printemps il s'affaiblit et peut même s'inverser à l'Ouest du bassin Atlantique tropical.

Le NECC se prolonge ensuite par le Courant de Guinée qui s'écoule vers l'Est jusqu'à 4°E le long des côtes africaines et transporte des eaux chaudes de faible salinité originaires de l'Ouest du bassin (Stramma et Schott, 1999). Le courant de Guinée est maximum durant l'été boréal et minimum durant l'hiver (Arnault, 1987). A la fin de l'été lorsque le Courant de Guinée est le plus intense, il s'étend vers le Sud (Richardson et Philander, 1987). En réponse au vent, on observe une intensification du courant de Guinée au cours de l'été et une provoque la remontée de la thermocline vers le Nord pour satisfaire l'équilibre géostrophique favorisant ainsi l'apparition d'un upwelling côtier vers 5°N le long des côtes du Golfe.

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). Son bord Est forme le courant d'Angola (AC). En s'écoulant vers le Sud, le courant d'Angola rencontre le courant du Benguela orienté vers le Nord, causant un front de température appelé le front Angola-Benguela, bien développé dans les 50 premiers mètres et détectable jusqu'à 200m de profondeur. A 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 thermique 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.

Le signal saisonnier le plus fort dans le Golfe de Guinée est le refroidissement des eaux de surface à l'équateur. Cet upwelling équatorial est dû d'une part à la divergence des courants créée par l'intensification des alizés durant l'été boréal, et d'autre part à la remontée de la thermocline causée par le régime des vents dans l'Ouest du bassin via des ondes de Kelvin équatoriales (McCreary *et al.*, 1984). Si cet upwelling a un signal essentiellement saisonnier, sa présence et son amplitude

différant d'une année sur l'autre.

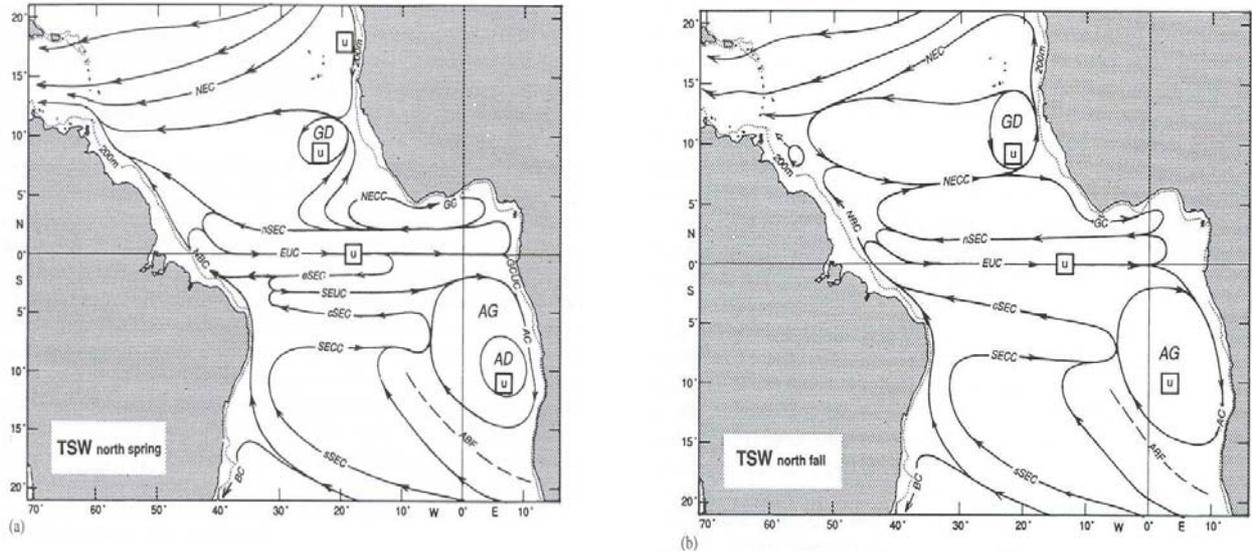


Figure II.2 : *Distribution schématique des principaux courants entre 0 et 100m de profondeur pour le printemps boréal et l'automne boréal (selon Stramma et Schott, 1999). Courants montrés : le courant équatorial Nord (NEC), le dôme de Guinée (GD), le contre-courant Nord équatorial (NECC), le courant 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). Le symbole u représente les zones de possible upwelling.*

II.1.2 Circulation en subsurface

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 réflexion 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 sous-courant du Gabon-Congo (GCUC: Gabon-Congo UnderCurrent) à 1-6°S (Hisard et Morlière, 1973;

Hisard *et al.*, 1975; Wacongne et Piton, 1992). La branche Nord du sous-courant équatorial forme la partie subsuperficielle de la branche Nord du courant équatorial sud. Les proportions de l'EUC qui s'orientent vers le Nord et vers le sud ne sont pas encore bien définies et peuvent dépendre de la position du sous-courant et de ses méandres à l'approche de l'île de Sao Tomé.

Le Sous-Courant Equatorial présente une variabilité saisonnière importante due au cycle saisonnier des alizés et est maximum entre mai et novembre (Figure II.2). L'EUC présente des variations saisonnières et interannuelles de son maximum de courant vers l'Est. Selon Wacongne et Piton (1992), pendant le printemps et l'été boréals, l'EUC atteint le bord Est du bassin, remplissant ainsi un réservoir de sel et créant un gradient de pression forçant un courant salé vers le Sud-Est : le sous-courant du Gabon-Congo présent seulement durant cette période. Pendant les autres saisons, à 1°E, l'EUC forme une branche vers l'Est à la latitude de 2-8°S qui atteint à son tour le bord Est et nourrit ainsi le Sous-Courant du Gabon-Congo vers 4-6°S qui alimente la gyre d'Angola (AG), à partir de 6°S (Stramma et Schott, 1999). La relation entre la variabilité de l'EUC et la tension de vent des alizés est indirecte car l'établissement du gradient de pression et son échelle de temps dépendent de l'échelle du bassin et du temps de trajet des ondes de Kelvin et de Rossby équatoriales. Arhan *et al* (2006), mettent en évidence à partir de simulations numériques deux maxima dans le cycle annuel de l'EUC. Le premier maximum apparaît en été et en automne boréals dans le centre du bassin dû au forçage local de la composante zonale du vent, et un deuxième apparaît en avril-mai plus prononcé près du bord Ouest.

De part et d'autre du Sous-Courant Equatorial, se trouvent le Sous-Courant Equatorial Nord (NEUC: North Equatorial UnderCurrent) et le Sous-Courant Equatorial Sud (SEUC; South Equatorial UnderCurrent). Contrairement au Contre Courant Equatorial Nord qui rejoint le Golfe de Guinée, le NEUC ne semble pas pénétrer dans l'Est du Bassin (Arhan *et al.*, 1998), et s'incurve vers le Nord avant de se prolonger dans le dôme de Guinée (Voituriez, 1981). La terminaison de ces courants est particulièrement complexe et variable, le lien du Sous-Courant Equatorial et du Sous-Courant Equatorial Sud avec les courants orientés vers l'ouest des gyres équatoriale et subtropicale Sud, c'est-à-dire les branches équatoriale et Sud du CES est encore mal connu (Stramma et Schott, 1999).

II.1.3 Circulation dans les couches intermédiaires et profondes

La circulation dans les couches intermédiaires et profondes de l'océan Atlantique Sud est fortement liée à la circulation thermohaline globale. Nous allons décrire les différentes masses d'eau alimentant le Golfe de Guinée en commençant par les masses d'eau situées dans les couches intermédiaires pour aller vers les masses d'eau plus profondes. Dans les couches intermédiaires, entre 500 et 1200 m, la circulation est essentiellement alimentée par de l'Eau Antarctique Intermédiaire (AAIW: Antarctic Intermediate Water) originaire du passage de Drake puis advectée vers le Nord par le courant des Falklands. Cette masse d'eau, présentant un maximum d'oxygène et un minimum de salinité provenant des eaux de surface de l'Antarctique plonge en se dirigeant vers le Nord. La langue d'eau dessalée est visible à 300m de profondeur vers 45°S et à 900m vers 30°S. L'AAIW est ensuite advectée à l'équateur par les courants zonaux vers l'Est du bassin Atlantique tropical jusqu'au Golfe de Guinée (Larqué *et al*, 1997).

Plus en profondeur, vers 2000m, le Golfe de Guinée est alimenté par l' Eau Profonde Nord Atlantique (NADW: North Atlantic Deep Water). Dans l'Atlantique tropical, l'export vers le Nord en surface d'eaux chaudes est compensé par l'entrée de NADW pénétrant le bassin tropical par un courant de bord Ouest le long de la pente continentale américaine: le Courant profond de bord Ouest (DWBC: Deep Western Boundary Current). Les eaux du courant de bord Ouest, principalement composées de NADW, sont advectées vers l'Est par les courants zonaux. Il existe deux chemins vers l'Est pour la NADW, l'un à l'équateur, l'autre vers 20-25°S (Arhan *et al*, 2003). Vers 0°E, une partie de la NADW est déviée vers le Nord du Golfe de Guinée (Baie du Biafra) et recircule vers l'Ouest, une autre partie de la NADW est déviée vers le sud dans la circulation cyclonique de la gyre d'Angola (Figure II.3).

Dans les couches les plus profondes, au-dessous de 2000m, l'eau présente dans le bassin de Guinée est un mélange de NADW et d'eau Antarctique de fond (Arhan *et al*, 2003). L'eau Antarctique de fond (AABW: Antarctic Bottom Water) est advectée vers l'équateur par les courants de bord Ouest le long des côtes américaines, puis vers l'Est par les courants zonaux équatoriaux traversant la dorsale médio-atlantique via les zones de fracture de Romanche et Chain. C'est lors du franchissement de ces zones de fracture que l'eau Antarctique de fond se mélange avec la NADW.

Que ce soit dans les couches intermédiaires ou dans les couches plus profondes, la circulation à

l'équateur est caractérisée par une alternance de jets zonaux vers l'Est et vers l'Ouest entre 500m et 2500m (Bourlès *et al*, 2003). C'est via ces courants zonaux que les différentes masses d'eau sont advectées dans le Golfe de Guinée. L'extension vers l'Est des courants zonaux reste encore mal connue. Dans le Sud-Est du bassin, la circulation est dominée par une circulation cyclonique. Cette circulation cyclonique correspond à la gyre d'Angola qui dans les couches profondes se décale vers le sud (Stramma et England, 1999).

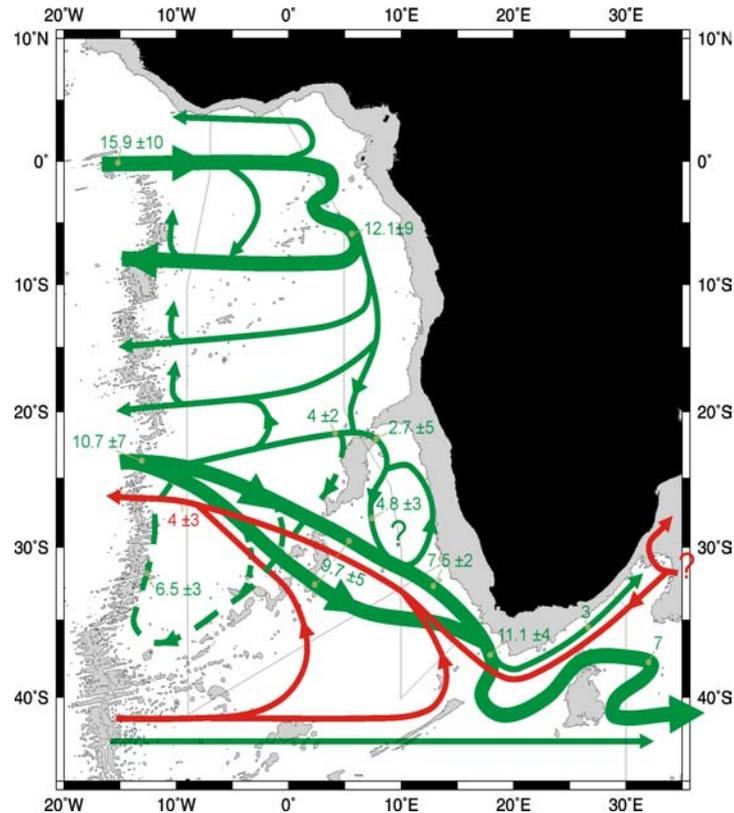


Figure II.3: *Circulation schématique de la NADW (en vert) dans l'Est de l'océan Atlantique Sud (Arhan et al, 2003)*

La circulation dans la partie centrale de l'océan Atlantique équatorial profond présente des fluctuations annuelles et semi-annuelles de la composante zonale de la vitesse (Thierry *et al*, 2004). Ces variations annuelles et semi-annuelles profondes sont une réponse aux variations saisonnières du forçage du vent dans l'Atlantique équatorial et plus particulièrement à la variabilité de la composante zonale du vent dans la bande équatoriale. Les fluctuations présentent des structures cohérentes avec la dynamique des ondes équatoriales. L'énergie est transmise dans les couches profondes par la propagation verticale de

l'énergie des ondes de Kelvin et de Rossby (Thierry, 2000 ; Thierry *et al*, 2006).

Cette étude bibliographique, nécessaire pour comprendre la circulation dans le Golfe de Guinée et donc pour pouvoir la modéliser correctement, a mis en évidence le rôle prépondérant que joue le cycle saisonnier dans la variabilité de la circulation de la surface jusqu'aux couches les plus profondes. Mais que ce soit à l'équateur ou près des côtes, de nombreuses études ont également mis en évidence une variabilité à des fréquences intra-saisonnières pouvant aller de quelques jours à quelques mois et dominant parfois le signal.

II.2 Mécanismes de la variabilité intrasaisonnière

Pour expliquer la variabilité aux fréquences intra-saisonnières, différents mécanismes de forçage ont été évoqués. Si l'instabilité des courants équatoriaux est parfois suggérée pour expliquer la génération d'ondes à ces périodes, les mécanismes de forçage le plus souvent évoqués sont le forçage par la marée et par le vent.

Dans le Golfe de Guinée à 0°N-3°W, à partir de données de courantomètres situés aux profondeurs 560m et 1930m, Weisberg et Horigan (1981) ont mis en évidence une variabilité des courants à une période d'environ un mois dominant le signal. Cette variabilité se retrouve essentiellement dans la composante méridienne des courants, ils attribuent donc cette variabilité à des ondes de Yanai (ou ondes mixtes de Rossby-Gravité) qui seraient générées plus à l'Ouest par les instabilités des courants équatoriaux et se propageraient ensuite vers l'Est.

A partir de données de courantomètres déployés en 1992 plus à l'Ouest vers 15°W près des zones de fractures Romanche et Chain, Thierry (2000) met également en évidence des oscillations en profondeur dans une bande de périodes de 25-45 jours proche de la période observée par Weisberg et Horigan (1981). Mais contrairement aux observations de Weisberg et Horigan à 3°W, les oscillations dans cette période 25-45 jours ne dominent pas le signal. Cette différence entre les fluctuations observées à 3°W et 15°W s'expliquerait par le fait que les ondes de Yanai de période 30 jours observées à 3°W sont générées par les instabilités des courants vers 15°W et se propagent ensuite vers l'Est ce qui explique qu'elles dominent le signal seulement dans l'Est du bassin. A partir de simulations numériques, Thierry (2000) montre que les ondes haute-fréquences ne dominent le signal que dans l'Est du bassin atlantique équatorial.

Dans le Nord du Golfe de Guinée le long de côtes africaines, de nombreux auteurs ont étudié la variabilité à des périodes d'environ 15 jours, très énergétiques dans cette zone, et ont souvent évoqué le forçage par la marée pour expliquer la génération d'ondes. La première étude mettant en évidence ces oscillations bimensuelles dans le Nord du Golfe de Guinée est l'étude de Picaut et Verstraete (1979). Le long des côtes africaines, ils ont mis en évidence l'existence des oscillations de la hauteur d'eau à des périodes de 13.7 et 14.7 jours. La période 13,7 jours de la première onde correspond à la période de l'onde de marée Mf (période exacte 13.661 jours) qui a une phase constante tout au long de la côte. La deuxième onde se propage le long de la côte vers l'Ouest à une vitesse de phase de $53\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ et à une longueur d'onde de 675km. Elle a une période de 14.7 jours qui est équivalente à la période de l'onde de marée Msf (période exacte 14.765 jours). Les composantes de la marée Mf et Msf étant très faibles dans le Golfe de Guinée, Picaut et Verstraete expliquent cette oscillation par une interaction non-linéaire entre deux ondes de marée. En effet lorsque les ondes de marée se propagent le long de la côte, elles sont modifiées par la topographie et il y a apparition d'harmoniques à des fréquences plus basses. En calculant ces harmoniques, Picaut et Verstraete concluent que l'onde à la période Mf observée peut être due à l'interaction non-linéaire entre les marées K2 et M2 alors que l'onde Msf est due à l'interaction entre les ondes M2 et S2.

Houghton (1979) met également en évidence la présence, près des côtes du Ghana, d'ondes de plateau continental forcées par la marée et se propageant dans le Golfe de Guinée. Dans la même zone vers 0°W , près des côtes du Ghana, Houghton et Beer (1976) ont observé au cours de l'upwelling côtier de 1974 des fluctuations de température de surface à la période de 15 jours se propageant vers l'Ouest. Ils interprètent ces ondes comme étant probablement dues à des ondes de Kelvin internes. Ces ondes ayant un rayon de déformation proche de la largeur du plateau, sont générées par un couplage résonnant avec les ondes de plateau présentes. Clarke et Battisti (1983) ont étudié des oscillations en comparant les observations aux résultats de modèle linéaire. La vitesse des ondes observées ($53\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) est proche de la vitesse du second mode de leur modèle numérique. Là encore, ils évoquent l'interaction non-linéaire, due aux effets de friction sur le fond, entre M2 et S2 pour forcer ces oscillations.

Un autre mécanisme de forçage largement évoqué pour expliquer la variabilité intra-saisonnière dans l'Atlantique équatorial et dans le Golfe de Guinée est le forçage par le vent. Une grande partie des études sur la variabilité haute-fréquence dans l'Atlantique équatorial a découlé des mesures effectuées au cours du programme FOCAL/SEQUAL en 1983-1984. Garzoli (1987) a étudié les oscillations

forcées dans l'Atlantique équatorial à partir des données de hauteur dynamique et de vent. La durée des mesures est de 15 mois. Garzoli montre que trois bandes d'énergie apparaissent prédominantes à l'équateur et à 3°N dans le signal océanique et atmosphérique. Ces bandes sont de période 20-30 jours, 13-16 jours et d'environ 7 jours soit de même période que les ondes d'inertie-gravité, la bande de période 20-30 jours étant la plus énergétique. Elle montre que le signal entre 13 et 15 jours est plus énergétique dans l'Est du bassin Atlantique équatorial que dans l'Ouest. Nous avons vu qu'au Nord du Golfe de Guinée, Picaut et Verstraete (1979) ont évoqué les ondes de marée pour expliquer la présence d'oscillations bimensuelles des hauteurs d'eau aux périodes 13,6 et 14,7 jours. Dans le cas des observations à l'équateur, Garzoli montre qu'étant donné le changement d'amplitude et de phase du signal aux périodes 13-16 jours d'une année sur l'autre, l'amplitude du signal associée à la marée M_{sf} n'est pas prépondérante. L'analyse spectrale croisée des vents et des hauteurs dynamiques montre en effet que ces oscillations sont plus probablement générées par le forçage atmosphérique. La cohérence entre la composante zonale du vent et les enregistrements de hauteur dynamique près de la station météorologique est significative (0.6). Garzoli met également en évidence une propagation vers l'Est de ces oscillations grâce à une décomposition en mode et une analyse spectrale croisée des différents enregistrements de hauteur dynamique le long de l'équateur. L'amplitude du signal montre un pic à 3°N, mais la distribution méridienne de l'amplitude du signal ne permet pas d'identifier l'onde, les amplitudes du signal entre 6 et 9°N étant trop faibles pour correspondre à une onde de Rossby et le maximum d'amplitude à 3°N ne permettant pas l'interprétation en ondes de Kelvin.

A partir de données de courantomètres situés près de la surface à 10m et 35m sur le mouillage à 0°N-4°W au cours du programme FOCAL, Houghton (1989) met en évidence des fluctuations à haute-fréquence de la composante méridienne des courants ayant un maximum de variance dans la bande de période 10-20 jours. Colin et Garzoli (1988) et Houghton et Colin (1987) montrent que les fluctuations de la vitesse méridienne comprise dans la bande de période 4-15 jours sont corrélées avec les variations de la tension de vent méridienne. Les fluctuations de la vitesse méridienne paraissent être d'une part dues à des ondes de Rossby-Gravité (Houghton et Colin, 1987) et d'autre part à des ondes d'inertie-gravité (Colin et Garzoli, 1988) excitées par la prédominance des vents méridiens dans l'Est du Golfe de Guinée (voir figure II.1). Colin et Garzoli (1988) mettent également en évidence à partir des mesures de vents et des courants des corrélations entre les pics d'énergie observés dans les vents et ceux observés dans les courants dans les bandes de période 20-50, 10-20, 7-10 et 3-4 jours. L'amplitude de la réponse de l'océan est maximum pour les bandes de période 20-50 jours et 10-20 jours. Dans la bande de période 14-16 jours, les composantes zonales et méridiennes des vents et des courants sont

corrélées, les vents ayant une avance de phase de 1,8 jours.

Dans une étude plus récente (Bunge *et al*, 2006), la présence d'un pic d'énergie à 15 jours dans les composantes méridiennes des courants mesurés à l'équateur est mise en évidence à partir de données. Les données mesurées au cours du programme EQUALANT (1999-2000) à l'équateur près de 10°W proviennent de mesures ADCP pour les 60 premiers mètres et de courantomètres pour 13 niveaux entre 745 et 1525m. La durée des enregistrements est d'un an. Les oscillations à 15 jours, très énergétiques près de la surface, sont principalement observées entre juin et juillet. Près de la surface les oscillations sont présentes dans les deux composantes zonale et méridienne des courants et sont sans doute forcées par la tension de vent qui présente des oscillations simultanées dans la même bande de périodes. Si les oscillations à 15 jours sont présentes à toutes les profondeurs pour la composante méridienne, les oscillations de la composante zonale ne sont visibles qu'à 800m. A cette profondeur, la composante méridienne est symétrique par rapport à l'équateur et la composante zonale antisymétrique évoquant ainsi la structure d'une onde mixte de Rossby-Gravité. Après avoir fait l'hypothèse que les oscillations à 15 jours observées correspondent à des ondes mixtes de Rossby-Gravité, Bunge *et al*. ont calculé la vitesse de propagation vers l'Est du signal à partir de la théorie linéaire des ondes équatoriales. La vitesse de propagation obtenue est de 51 cm.s^{-1} , elle correspond aux vitesses des modes baroclines 4 ou 5 pour l'Atlantique équatorial. La présence de signal à 15 jours dû à des ondes de Rossby-Gravité n'est pas particulière à l'Atlantique Equatorial ; ces ondes se propageant vers l'Est sont également discutées dans le cas de l'océan Indien par Sengupta *et al* (2004) où elles sont générées par la variabilité intra-saisonnières des vents.

Ces nombreuses études ont montré que la variabilité aux périodes intrasaisonnières était importante dans l'Atlantique équatorial, en particulier dans l'Est du bassin. Le forçage des ondes intra-saisonnières par la marée est avancé seulement dans le Nord du Golfe de Guinée le long des côtes. A l'équateur les oscillations de courant et de hauteur d'eau observées sont fortement corrélées aux fluctuations de vent. De nouvelles données originales de courants dans le Nord et le Sud du Golfe de Guinée mises à disposition par TOTAL et l'IFREMER vont nous permettre de compléter nos connaissances sur la variabilité haute-fréquence dans le Golfe de Guinée.

II.3 Analyses de nouvelles données de courant dans le Golfe de Guinée

II.3.1 Dans le Sud du Golfe de Guinée sur le site Biozaire

L'étude de la variabilité des courants dans le Sud du Golfe de Guinée va s'appuyer exclusivement sur l'étude de différentes mesures de courant effectuées sur un site appelé site A de Biozaire situé à 7°20S–11°30E (figure II.4) où la profondeur est de 1300m (Vangriesheim *et al*, 2005). Les premières données disponibles sont les données recueillies par l'IFREMER au cours des campagnes BIOZAIRE entre 2000 et 2003. Le programme Biozaire, qui avait pour but l'étude des écosystèmes benthiques, était donc un programme plus à composante écologique que physique et ne concernait que la couche d'eau profonde (on se référera souvent à la hauteur au-dessus du fond). Le site Biozaire a été choisi en collaboration avec TOTAL qui y a commencé une exploitation pétrolière. Suite à l'étude de Vangriesheim *et al* (2005) utilisant les données de courant d'avril 2000 à janvier 2003 pour la profondeur 30m au-dessus du fond (mab pour meter above the bottom pour la suite), on dispose maintenant d'une année supplémentaire sur le site A, avec les données de février à décembre 2003. Ces quatre années de mesures de courant presque continues sur le site A vont permettre d'étudier la variabilité inter-annuelle du signal (discutée dans le chapitre V).

Pour les 3 premières années de mesures de courants à 30 mab, Vangriesheim *et al* avaient noté des courants moyens annuels orientés vers le Sud-Est avec des vitesses méridiennes variant de -1.4 cm.s^{-1} en 2001 à -2.7 cm.s^{-1} en 2000 et des vitesses zonales allant de 0.5 cm.s^{-1} en moyenne pour l'année 2001 à 1.7 cm.s^{-1} pour l'année 2000 (tableau II.1). Pour l'année 2003, les vitesses moyennes sont aussi orientées vers le Sud-Est avec une vitesse moyenne zonale de 0.4 cm.s^{-1} et une vitesse méridienne de -1.6 cm.s^{-1} . Excepté pour l'année 2000 où les courants sont plus intenses, les courants semblent peu varier en amplitude d'une année sur l'autre et gardent la même orientation moyenne vers le Sud-Est. Toujours sur le site A de Biozaire, à 410m du fond, les courants sont moins intenses qu'au fond, les courants moyens sont d'environ 0.7 cm.s^{-1} contre 2 cm.s^{-1} à 30 m du fond. L'orientation des courants est quasi-méridienne vers le Sud alors qu'à 30 mab elle est Sud-Est (Tableau II.1). Cette orientation des courants vers le Sud vers 900m et vers le Sud-Est vers 1300m est en accord avec le schéma de circulation dans la zone (figure II.2 et II.3). Comme pour les courants moyens, l'énergie cinétique

turbulente à 30m du fond semble peu varier d'une année sur l'autre si l'on excepte l'année 2000 où elle est de $43 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ contre 21 à $28 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ pour les autres années disponibles. On remarque une intensification de l'énergie cinétique turbulente près du fond puisqu'elle est en moyenne de $29 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ à 30mab contre $18 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ à 410mab.

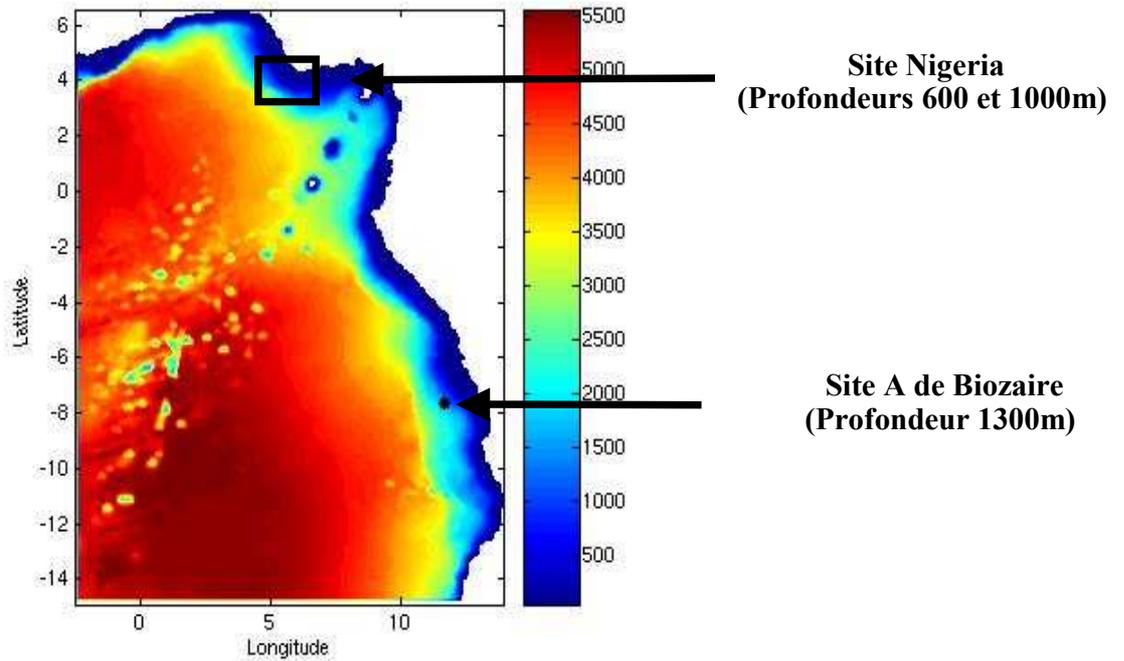


Figure II.4 : Bathymétrie (en m) du Golfe de Guinée pour le modèle GUINEA et positions des mouillages dits site A de Biozaire et Nigeria.

Site A de Biozaire	Année	Moyenne de la vitesse zonale (cm.s ⁻¹)	Moyenne de la vitesse méridienne (cm.s ⁻¹)	Moyenne du module de la vitesse (cm.s ⁻¹)	Moyenne de l'Energie cinétique turbulente (cm ² .s ⁻²)
IFREMER 890m (410mab)	2001	-0,2	-0,4	0,4	17
IFREMER 890m (410mab)	2002	-0,1	-0,4	0,4	21
IFREMER 1270m (30mab)	2000	1,7	-2,7	5,1	43
IFREMER 1270m (30mab)	2001	0,5	-1,4	1,1	28
IFREMER 1270m (30mab)	2002	0,6	-1,9	2,0	21
IFREMER 1270m (30mab)	2003	0,4	-1,6	1,4	24

TOTAL 385m	1998	0,3	-0,4	0,1	19
TOTAL 585m	1998	-0,1	-0,4	0,1	14
TOTAL 785m	1998	-0,5	0,2	0,1	13
TOTAL 985m	1998	0,6	-0,4	0,3	19
TOTAL 1185m	1998	0,4	0,3	0,1	23
TOTAL 1370m	1998	0,9	-1,1	1,0	23

Tableau II.1: Statistiques des mesures de courant sur le site A de Biozaire pour les données IFREMER de 2000 à 2003 et pour les données TOTAL en 1998. (mab pour meter above the bottom)

Pour l'étude de la variabilité des courants aux périodes intra-saisonniers, un filtrage Lanczos passe-bas a été effectué afin de supprimer les ondes de marée et d'inertie. La période de coupure choisie est de 6 jours c'est-à-dire supérieure à la période des oscillations d'inertie à cette latitude. Un stickplot (Figure II.5) des courants à 30m du fond permet de mettre clairement en évidence des oscillations orientées le long de la bathymétrie avec des inversions de courant. A 410mab (Figure II.5), on observe également des oscillations avec des inversions de courants mais leur amplitude est plus faible qu'à 30mab et leur orientation moins polarisée le long de la bathymétrie (Vangriesheim *et al*, 2005). Ces oscillations sont persistantes au long des 4 années de mesures de 2000 à 2004 (non montré). La variabilité saisonnière et inter-annuelle des oscillations sera discutée ultérieurement dans le chapitre V. Sur l'analyse spectrale (figure II.6) des courants à 30mab pour le site A de Biozaire, un pic d'énergie apparaît pour une bande de période entre 12 et 17 jours. Ce signal bimensuel sera par la suite nommé « signal à 15 jours ». A 30mab, le spectre est dominé par le signal à 15 jours, mais un autre pic d'énergie plus étroit est également visible à la période 30 jours. Ce pic d'énergie à 30 jours est bien plus faible que celui à 15 jours. Au niveau 410mab, on retrouve également ces deux pics d'énergie à 15 et 30

jours mais ils sont bien moins énergétiques qu'à 30mab.

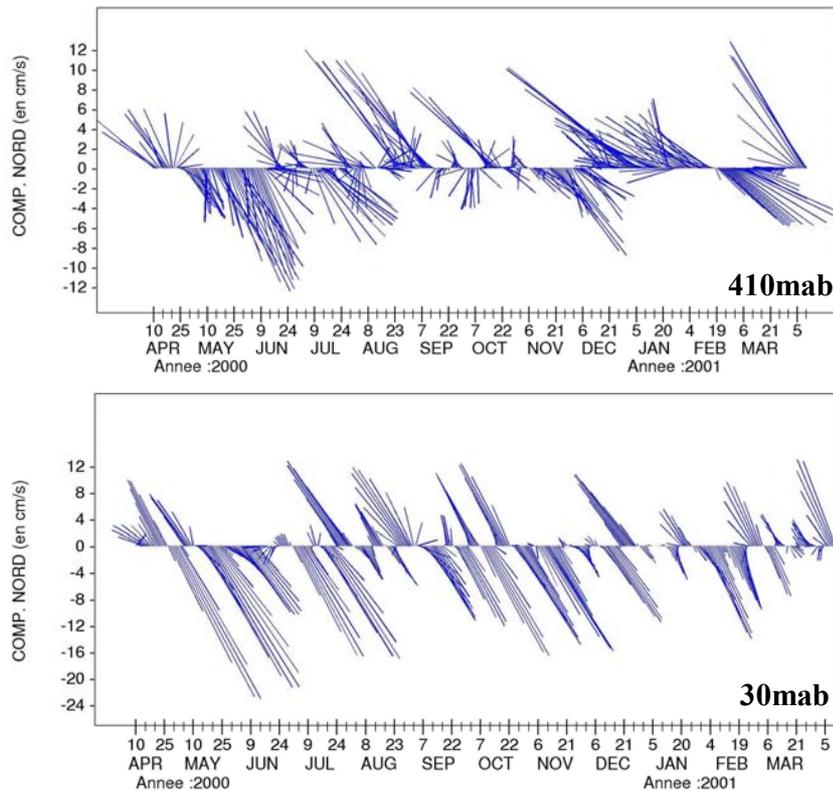


Figure II.5: *Stickplots des courants sur le site A de Biozaire (données IFREMER) à 410m du fond (en haut) et à 30m du fond (en bas). Attention aux échelles.*

Au cours du programme BIOZAIRE, des données de courant ont également été recueillies sur le site C, proche du site A mais plus éloigné du talus continental. La profondeur d'eau sur le site C est de 4000m. Près du fond sur ce site C, on retrouve des oscillations à 15 et 30 jours certes moins marquées que sur le site A mais toujours significatives (Figure II.6), le signal à 30 jours étant aussi énergétique que celui à 15 jours (Vangriesheim *et al*, 2005). Ces résultats suggèrent une probable propagation du signal vers le fond le long de la pente.

En plus des 4 années de données Ifremer sur le site A de Biozaire, on dispose sur ce même site de données de courantométrie mises à disposition par TOTAL. Le mouillage TOTAL était situé à 7°40S - 11°40E, soit très proche du mouillage IFREMER (7°20S – 11°30E) *.

* records, obtained by Total E&P Angola in Angola waters (block17)

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to thank their respective Companies for permission to publish this paper. The views expressed are those of the authors, and do not necessarily reflect those of their Companies. The authors also wish to thank Block 17 Concessionnaire SONANGOL, Sociedade Nacional de Combustíveis de Angola, EP Sonangol, as well as Total E&P Angola's partners in Block 17 - Esso Exploration Angola (Block 17) Ltd., BP Exploration (Angola) Ltd., Statoil Angola Block 17 A.S., Norsk Hydro Dezassete A.S - for their authorisation to publish this paper."

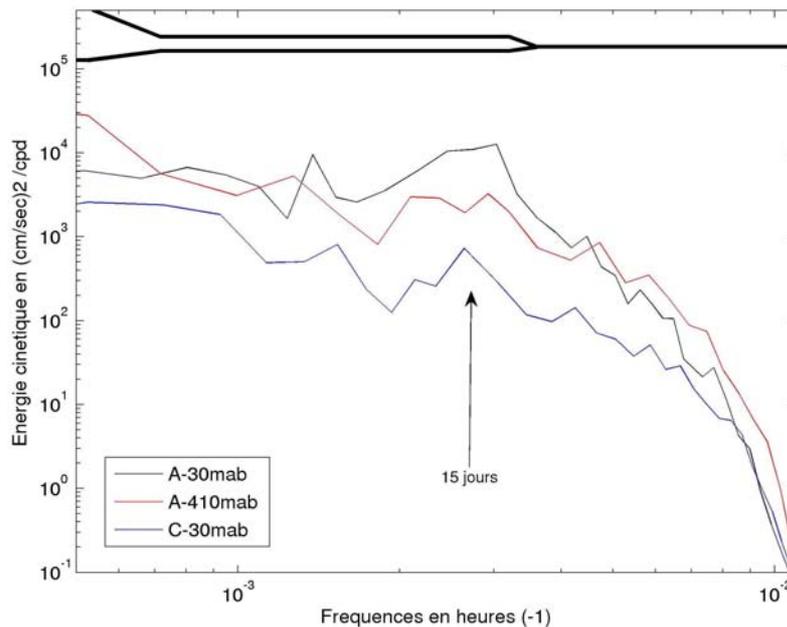


Figure II.6: Spectres d'énergie cinétique sur le site Biozaire pour les mesures de courant de l'IFREMER sur le site A (4 années à 30mab, 2 années à 410mab) et le site C (3 années). Les courbes noires (en gras) représentent l'intervalle de confiance à 95%.

Les mesures, d'une durée de 1 an, ont été effectuées de septembre 1997 à octobre 1998 aux profondeurs allant de la subsurface jusqu'au fond (385m, 585m, 785m, 985m, 1185m, 1370m) et vont nous permettre d'avoir plus d'informations sur la colonne d'eau. La profondeur étant de 1385m, le courantomètre situé à 1370m est à 15m au-dessus du fond.

Comme pour les données Biozaire de l'IFREMER, les courants moyens près du fond sont orientés vers le Sud-Est (tableau II.1) avec une amplitude moyenne du même ordre de grandeur (environ $1,4 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$). A 200m du fond (soit 1185m), on observe sur l'hodographe intégré (Figure II.7) des courants moyens orientés vers le Sud-Est de septembre à décembre alors que de janvier à août les courants s'inversent et prennent une orientation Nord-Ouest. De même, aux profondeurs 785m et 985m, on observe une renverse saisonnière des courants d'une orientation Sud-Est à une orientation Nord-Ouest au cours des mois de juillet et août. Cette renverse du courant est également visible sur les données Biozaire de l'Ifremer en 2001 à 410m du fond. Plus proche de la surface à 385m et 585m, on observe également dans les données TOTAL une renverse des courants en septembre d'une orientation plutôt Sud-Est vers une orientation Nord-Ouest. Cette renverse des courants plus proche de la surface peut être influencée

par le signal saisonnier du sous-courant Gabon-Congo présent en subsurface seulement au printemps et à l'été (Stramma et Schott, 1999). La disparition du courant à la fin de l'été en septembre peut expliquer la renverse des courants observée dans les données en septembre.

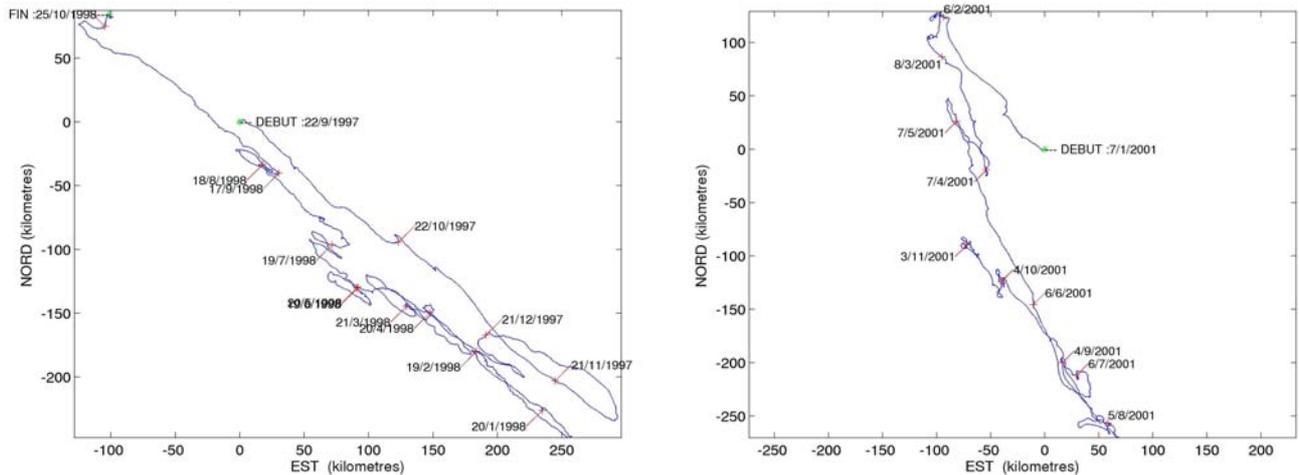


Figure II.7: hodographe intégré des vitesses sur le site A de Biozaire :

- à gauche à la profondeur 1185 pour les données **TOTAL** (année 1997).
- à droite : à la profondeur 890m pour les données **IFREMER** (année 2001).

L'énergie cinétique turbulente est plus importante près du fond (tableau II.1), puisque l'on retrouve les valeurs les plus fortes pour les courantomètres situés à 1185m et 1370m avec des valeurs d'environ $23 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ce qui est proche des valeurs observées à partir des données Ifremer pour la profondeur 1270m (28 en moyenne sur les 4 ans de mesures). A 985m, on retrouve les mêmes valeurs que pour les données Ifremer à 890m ($19 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ en moyenne).

Pour ce qui est de la variabilité à plus haute-fréquence, on retrouve des oscillations de courant avec inversion de direction à toutes les profondeurs (de 385m à 1370m)(Figure II.8). Ces oscillations de courant sont fortement polarisées le long de la bathymétrie pour les mesures en profondeur et notamment à 1185m. A 385m, si des inversions de courants sont visibles sur les stickplots, l'orientation de ces oscillations est plus bruitée et moins influencée par la topographie.

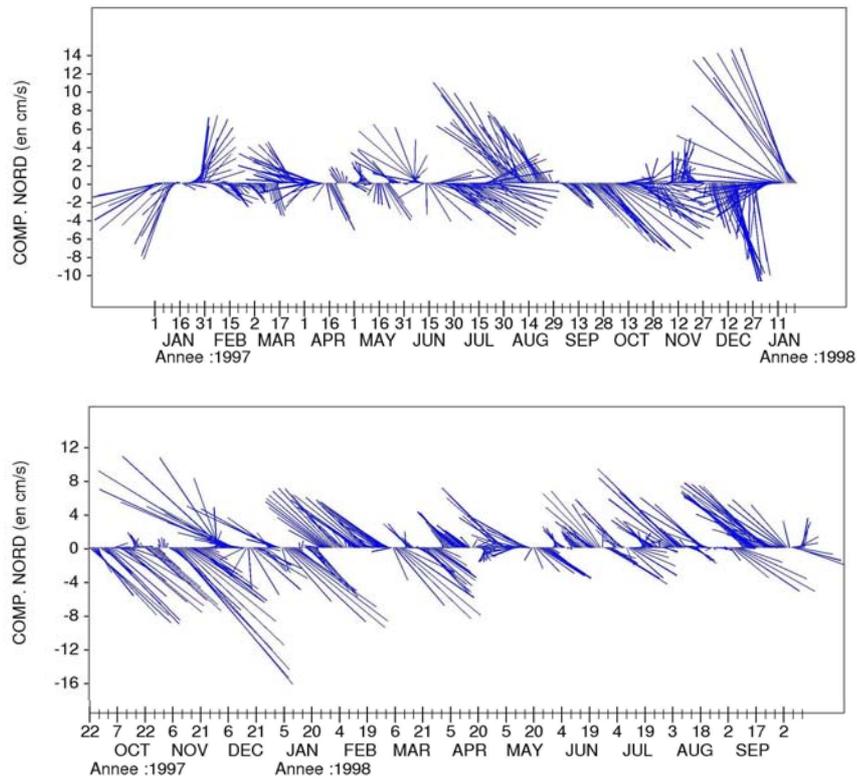


Figure II.8: Stickplot des courants sur le site A de Biozaire (données TOTAL) aux profondeurs 385m (en haut) et 1185m (en bas).

Sur le spectre d'énergie cinétique (figure II.9), on observe un pic à une période proche de 15 jours à toutes les profondeurs. Ce spectre confirme ainsi la présence d'oscillation à 15 jours non seulement près du fond comme le montraient déjà les données de l'Ifremer mais également dans les couches plus proches de la surface puisque le pic d'énergie à 15 jours apparaît très nettement dès 385m. Les oscillations à 15 jours sont donc présentes sur toute la colonne d'eau, les stickplots ont montré une plus forte polarisation des courants le long de la pente près du fond et les spectres d'énergie cinétique ont mis en évidence une intensification des courants près du fond, les pics à 15 jours aux 2 niveaux les plus bas (1185m et 1370m) étant les plus énergétiques.

L'intensification se fait vraiment près du fond puisque le niveau d'énergie à 585m n'est pas supérieur à celui à 385m de manière significative, le niveau d'énergie à 785m étant même inférieur à ceux à 385m et 585m. L'intensification est réellement visible à partir de 985m. Ces deux séries de mesures sur le site A de Biozaire ont mis en évidence la présence d'un signal à 15 jours persistant présent de la surface jusqu'au fond, intensifié près du fond et orienté le long de la bathymétrie.

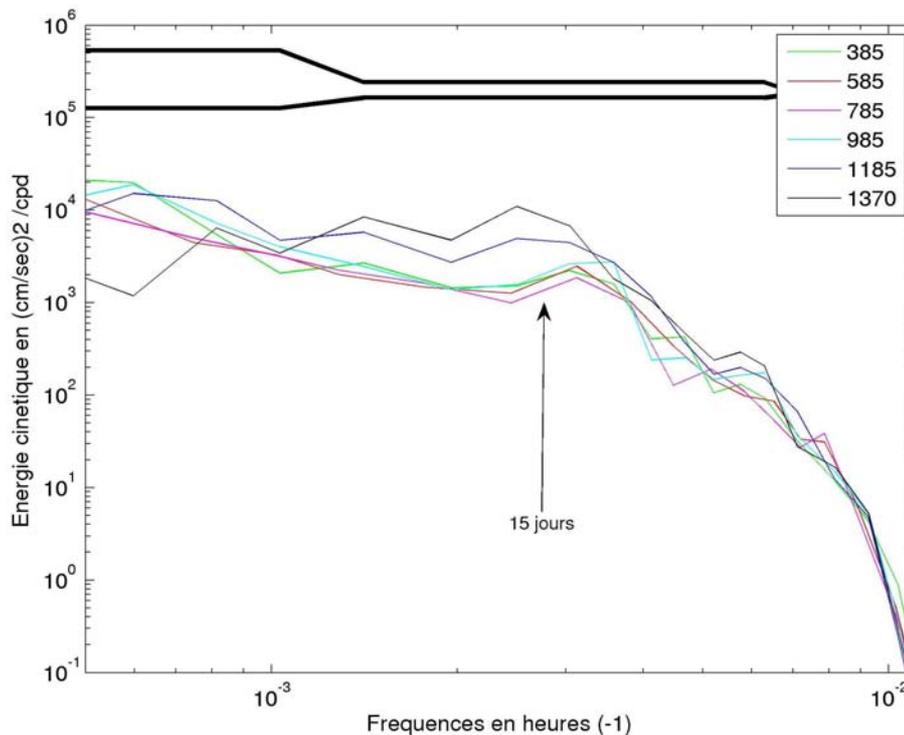


Figure II.9: Spectres d'énergie cinétique sur le site A de Biozaire des données TOTAL filtrées à 6 jours pour toutes les profondeurs. Les courbes noires (en gras) représentent l'intervalle de confiance à 95%.

II.3.2 Dans le Nord du Golfe de Guinée

Différentes études dont celle de Picaut et Verstraete (1979) à partir de données de SSH (sea surface height) et de SST (sea surface temperature) ont montré la présence d'ondes bimensuelles dans le Nord du Golfe de Guinée. Des données originales de courantométrie le long de la pente mises à disposition par TOTAL vont permettre l'étude de la variabilité des courants près du fond dans la partie Nord du Golfe de Guinée. Les données ont été collectées près des côtes du Nigeria, en 6 points de mesure (Figures II.4 et II.10) situés dans une zone entre 4°E-7°E et 3°N-5°30N, le long de la pente de février 1995 à janvier 1996.

Trois mouillages étaient disposés à une profondeur d'eau de 1000m, les trois autres à une profondeur d'eau de 350m. Pour les mouillages à la profondeur 1000m, les courantomètres ont été disposés aux profondeurs de 20m, 70m, 200m, 350m, 600m et 995m. Pour ceux à 350m, ils étaient disposés aux profondeurs 20m, 70m, 200m et 350m. Malheureusement, il y a beaucoup de discontinuité dans les mesures. Pour chaque mouillage nous ne disposons jamais d'une année en continu et de plus les

mesures ne sont pas forcément simultanées entre les différents mouillages. Les mesures, enregistrées toutes les 10 minutes, ont été filtrées de la même manière que les données sur le site A de Biozaire. Les séries de données correctes étant de trop courte durée, il est très difficile de mettre en évidence une circulation moyenne dans la zone. Il est toutefois possible d'étudier la variabilité plus haute fréquence.

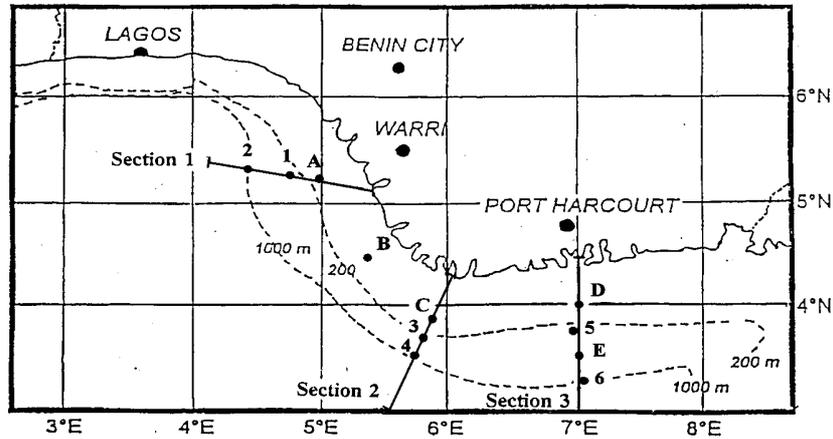


Figure II.10: Positions des mouillages sur le site Nigeria, la profondeur d'eau pour les stations 1,3 et 5 est de 350m, celle pour les stations 2, 4 et 6 et de 1000m

Pour les mesures effectuées près du fond à 995m sur les stations 2 et 6, on observe des pics d'énergie proche de 15 jours très énergétique (figure II.11, non montré pour la station 2) alors que sur la station 4 à cette profondeur on observe certes des oscillations à une période proche de 15 jours mais le pic d'énergie est beaucoup moins marqué et moins énergétique (Figure II.11).

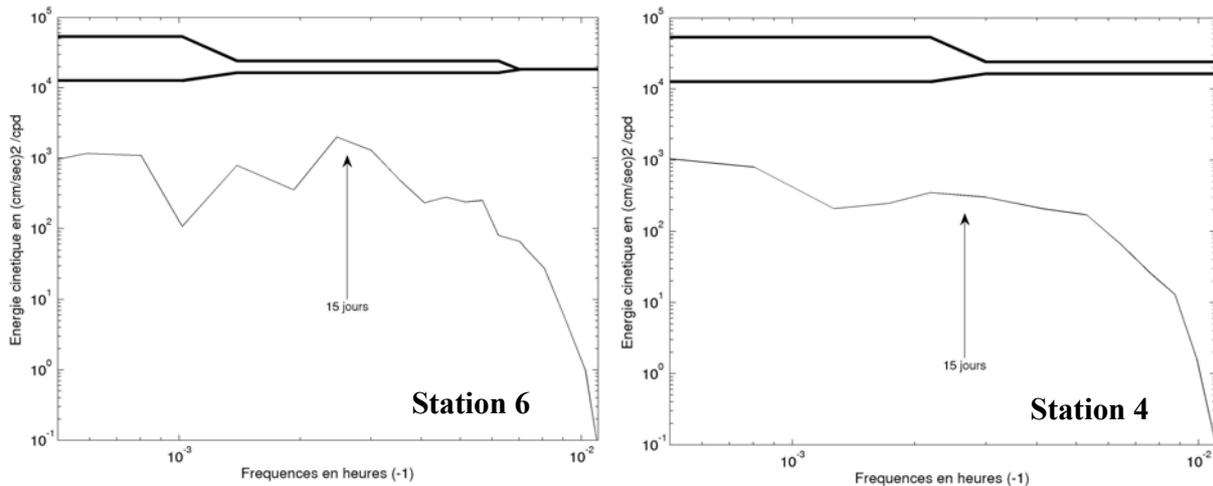


Figure II.11 : Spectre d'énergie cinétique à 995m pour la station 6 de Nigeria (à gauche) et pour la station 4 de Nigeria (à droite). Les courbes noires (en gras) représentent l'intervalle de confiance à 95%.

Si les données près du fond plus au Sud du Golfe de Guinée montraient une orientation très nette le long de la bathymétrie, on ne retrouve pas une influence aussi nette de la topographie pour les mesures dans le Nord du Golfe. En effet, pour la station 2 à 995m il est très difficile de fixer une orientation préférentielle pour les oscillations car il n'y a pas d'inversion des courants mais seulement une modulation de leurs amplitudes (Figure II.12).

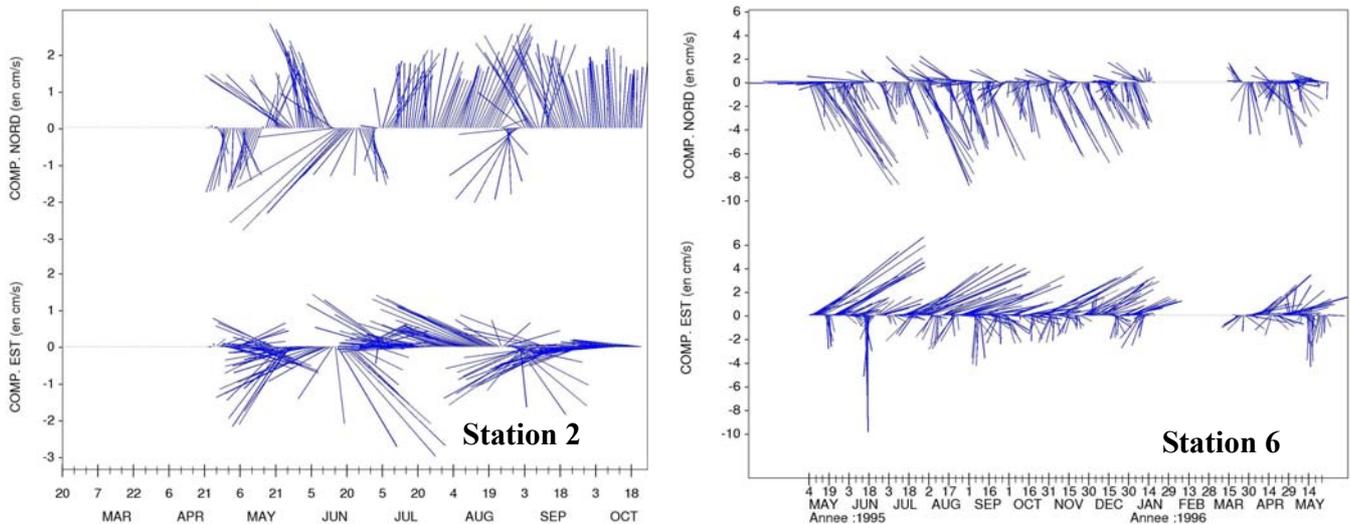


Figure II.12: *Stickplots des courants à la profondeur 995m pour les stations 2 (à gauche) et 6 (à droite) du site Nigeria*

Sur la station 6 à 995m l'orientation des oscillations est beaucoup plus nette mais ne suit pas strictement la bathymétrie. Ces différences d'orientation par rapport aux données dans le Sud du Golfe de Guinée, peuvent venir du fait que les mesures sont effectuées très près du fond, à 5m seulement de profondeur. Si près du fond, l'orientation des courants est donc modifiée par la présence de la couche d'Ekman de fond. Pour les mesures plus éloignées du fond, à la profondeur 600m, où l'on dispose de séries de mesures plus longues, on retrouve pour les trois stations des oscillations à 15 jours plus nettement orientées le long de la bathymétrie (Figure II.13).

Les mesures sur la station 6 sont suffisamment longues à toutes les profondeurs, exceptée à 350m, pour étudier le signal sur toute la colonne d'eau. On observe des pics d'énergie à une période proche de 15 jours pour toutes les profondeurs (non montré), excepté 350m. Ce pic d'énergie s'intensifie au fur à mesure que l'on se rapproche du fond. Si les mesures n'ont pas permis d'étudier la propagation du signal d'une station à l'autre, elles ont mis en évidence la présence dans le Nord du Golfe de Guinée d'oscillations des courants à une période proche de 15 jours et intensifiées près du fond. Ces

oscillations dans le Nord du Golfe de Guinée sont cependant moins énergétiques que celles observées dans le Sud.

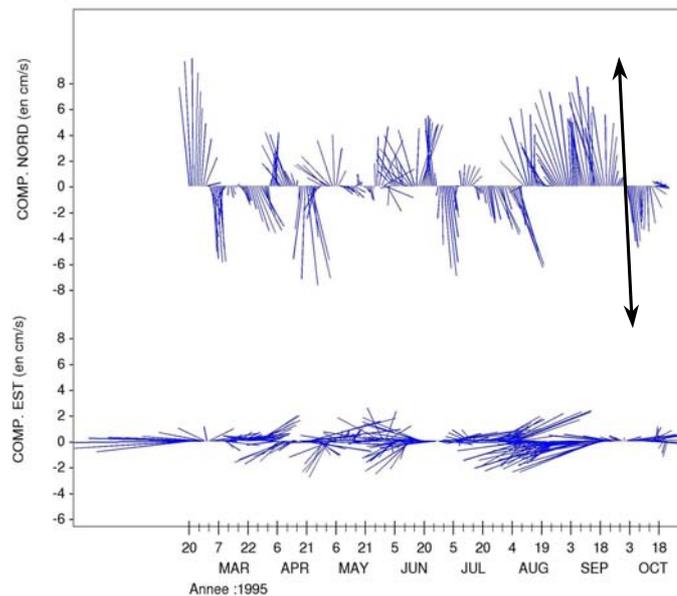


Figure II.13 : Stickplot des courants à la profondeur 600m pour la station 2 du site Nigeria. La flèche noire représente l'orientation de la bathymétrie.

II.4 Influence de la marée sur la variabilité des courants sur le site Biozaire

Les données sur le site A de Biozaire ainsi que celles dans le Nord du Golfe de Guinée près des côtes du Nigeria, montrent la présence d'oscillations à des périodes proches de 15 jours sur toute la colonne d'eau de la surface jusqu'au fond. A de telles fréquences, le forçage par la marée peut être évoqué pour expliquer les oscillations puisque l'on retrouve des composantes astronomiques ayant des périodes proches de 15 jours telle la composante Mf et la composante Msf. Picaut et Verstraete (1979) ont interprété le signal observé dans les hauteurs d'eau près des côtes comme un signal forcé par les ondes de marée. Dans leur étude faite à partir de 10 années de mesures de hauteur d'eau à Abidjan, ils observent très distinctement sur le spectre deux pics d'énergie très étroits aux périodes 13,7 et 14,7 jours correspondants aux périodes des composantes Mf et Msf de la marée, c'est pourquoi ils évoquent la marée comme forçage des oscillations à 14 jours.

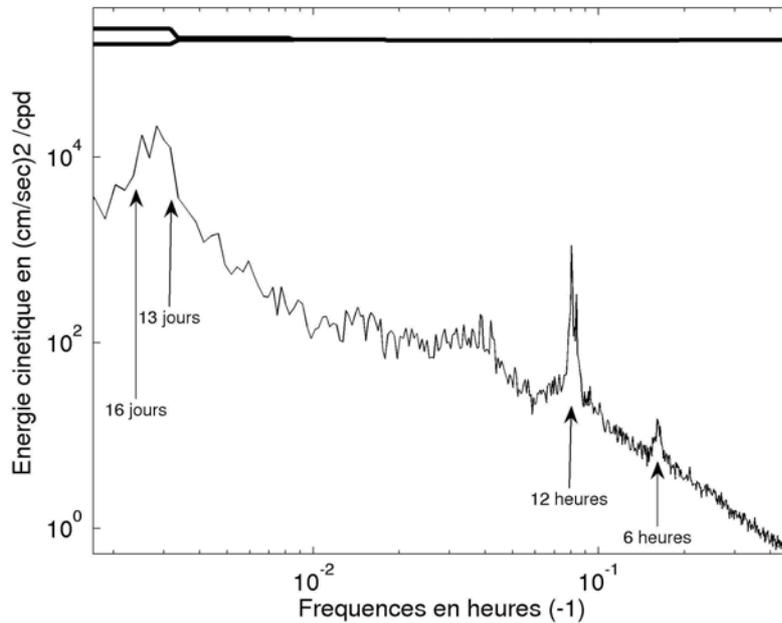


Figure II.14 : Spectre d'énergie cinétique pour les 4 années de données IFREMER de courants non-filtrés sur le site A de Biozaire à 1300m de profondeur. Les courbes noires (en gras) représentent l'intervalle de confiance à 95%.

Contrairement à leurs observations, sur le spectre d'énergie cinétique effectué à partir des 4 années de mesures de courants sur le site A de Biozaire à 1300m, on n'observe pas de pics distincts pour les périodes 13,7 et 14,7 jours mais plutôt une bande de période centrée sur 14-15 jours pour laquelle le signal est très énergétique (figure II.14). Par contre pour les périodes de 6 et 12 heures, on observe bien des pics d'énergie très étroits mettant en évidence la marée comme mécanisme de forçage des oscillations à ces périodes.

Pour confirmer l'hypothèse que la marée n'est pas responsable des oscillations à 15 jours observées sur le site Biozaire, des analyses harmoniques ont été effectuées pour les 4 années de mesures de courants de l'IFREMER avec l'aide du programme T_TIDES développé sous matlab (http://www.eos.ubc.ca/~rich/t_tide/t_tide_v1.1.zip). Le tableau II.2 représente ces analyses pour les composantes Mf et Msf ainsi que pour les composantes M2, S2 et K2 évoquées par Verstraete et Picaut comme interagissant non-linéairement pour créer de l'énergie aux périodes de Mf et Msf. Cette analyse harmonique va nous permettre d'évaluer quelles sont les composantes astronomiques pour lesquelles nous retrouvons un signal significatif dans les courants sur Biozaire. Pour qu'une

composante soit considérée comme significative, il faut retrouver un signal sur bruit non-négligeable, mais il faut également que la phase du signal soit stable, le forçage astronomique ne variant pas d'une année sur l'autre.

Seule la composante M2 de la marée semble significative puisque l'on retrouve un signal sur bruit important pour les 4 années de mesures, allant de 7,6 en 2001 jusqu'à 25 en 2002. De plus, on retrouve une phase relativement stable d'une année sur l'autre entre 48 et 60° excepté pour l'année 2002 où la phase est de 350°. Ceci confirme les observations faites sur le spectre d'énergie cinétique (figure II.14) où on observe un pic très étroit à la période 12 heures correspondant à la période de la marée M2.

Pour les composantes Msf et Mf le signal sur bruit reste relativement faible, ne dépassant pas respectivement 2,7 et 2,3. De plus, la phase du signal varie fortement d'une année sur l'autre tant pour la composante Msf (entre 15 et 244°) que pour la composante Mf (entre 126 et 352°) écartant ainsi le forçage astronomique pour expliquer les oscillations observées aux périodes proches de Msf et Mf. Cette étude permet d'écarter la marée comme mécanisme de forçage des oscillations bimensuelles.

Cette hypothèse écartant la marée comme mécanisme de forçage des oscillations bimensuelles observées sur Biozaire, s'appuie également sur les résultats de différentes simulations du modèle ROMS dans le Golfe de Guinée, réalisées par Patrick Marchesiello et Frédéric Marin (IRD Brest), forcée par des vents climatologiques avec et sans le forçage astronomique. Si le modèle forcé par la marée reproduisait des oscillations à des périodes proches de 15 jours contrairement au modèle sans forçage astronomique, les oscillations ainsi modélisées avaient des caractéristiques bien différentes de celles observées à partir des mesures. Les oscillations avaient une amplitude bien inférieure à celle des données et le signal beaucoup moins énergétique que celui des données était totalement barotrope et n'était donc pas intensifié près du fond.

MSF	Major	Emaj	Angle	EAngle	Phase	Epha	Snr
2000	2,8	2,9	117,3	53,6	189,6	77,5	1,0
2001	4,9	3,0	114,5	20,3	15,1	34,3	2,7
2002	3,3	2,2	114,1	25,5	136,1	39,4	2,3
2003	3,4	2,3	116,2	27,1	244,7	43,7	2,3

MF	Major	Emaj	Angle	EAngle	Phase	Epha	Snr
2000	3,5	3,3	119,9	52,4	158,8	67,1	1,1
2001	2,5	2,7	110,5	40,3	167,1	70,8	0,9
2002	2,5	2,1	112,0	27,0	126,4	62,0	1,4
2003	3,4	2,3	121,7	30,8	352,2	37,1	2,3

M2	Major	Emaj	Angle	EAngle	Phase	Epha	Snr
2000	1,3	0,4	39,2	17,2	48,1	19,5	12,0
2001	0,8	0,3	44,0	31,1	60,5	27,1	7,6
2002	1,2	0,2	5,3	20,6	349,1	26,1	25,0
2003	1,2	0,4	39,2	22,7	50,1	25,3	10,0

S2	Major	Emaj	Angle	EAngle	Phase	Epha	Snr
2000	0,6	0,3	70,3	51,5	79,4	31,0	2,9
2001	0,5	0,3	46,3	34,7	99,9	36,5	3,0
2002	0,7	0,2	42,5	20,8	94,1	20,5	9,8
2003	0,4	0,3	56,7	68,0	106,0	62,5	1,9

K2	Major	Emaj	Angle	EAngle	Phase	Epha	Snr
2000	0,4	0,4	148,3	46,3	57,3	67,7	0,9
2001	0,3	0,3	36,9	49,1	24,7	53,6	1,5
2002	0,3	0,2	108,5	55,3	42,8	41,7	2,8
2003	0,4	0,3	35,3	41,5	110,4	45,5	2,9

Tableau II.2 : Analyse harmonique des courants pour les 4 années de données IFREMER sur le site A de Biozaire à 30mab pour les composantes MSF (période 14,766 jours), MF (13,661 jours), M2 (12,42 heures), S2 (12 heures) et K2 (11,96 heures).

- *major* : axe major des ellipses de courants (en cm.s-1)
- *Emaj* : estimation de l'erreur pour l'axe major
- *Angle* : inclinaison de l'axe major en degré
- *EAngle* : estimation de l'erreur sur l'angle
- *Phase* en degré
- *EPhase* : Estimation de l'erreur sur la phase
- *Snr* : Signal sur bruit

La circulation dans le Golfe de Guinée est caractérisée par des courants zonaux près de l'équateur et une gyre cyclonique centré à 13°S – 5°E. En surface, cette circulation est fortement contrainte par les vents d'où un cycle saisonnier très marqué. En subsurface, le principal courant, le sous-courant équatorial (EUC) s'écoulant vers l'Est a également une variabilité saisonnière prononcée.

Si le cycle saisonnier joue un rôle important dans la variabilité des courants dans le Golfe de Guinée, les oscillations aux périodes intra-saisonnières sont également présentes. Ces oscillations peuvent être forcées par différents mécanismes tels que les instabilités de courant, le forçage de la marée et le forçage par le vent.

De nouvelles données de courants ont permis de compléter l'étude de Vangriesheim et al (2005) sur les oscillations bimensuelles de courant dans le Golfe de Guinée. Ces données ont mis en évidence des oscillations de période 15 jours dominant la variabilité à toutes les autres échelles de temps. Ces oscillations présentes sur toute la colonne d'eau sont intensifiées près du fond où elles sont polarisées le long de la bathymétrie.

L'analyse du spectre d'énergie cinétique et une analyse harmonique suggère que la marée n'est pas le mécanisme de forçage principal de ces ondes. Le travail de modélisation va nous permettre de confirmer l'hypothèse du forçage atmosphérique.

Chapitre III

Modélisation haute résolution du Golfe de Guinée

Le chapitre précédent a montré que différents auteurs avaient étudié la variabilité haute fréquence dans l'Est de l'océan Atlantique tropical et dans le Golfe de Guinée à partir de données, que ce soit de courant, de hauteur d'eau ou de température. Pour l'étude des oscillations bimensuelles dans le Golfe de Guinée, présentée dans les chapitres IV et V, en plus des observations effectuées grâce aux données de courant mises à disposition par l'IFREMER et TOTAL, nous nous sommes appuyés sur les résultats d'un modèle de circulation générale océanique construit spécialement pour cette étude. Ce modèle régional haute résolution du Golfe de Guinée, appelé GUINEA, va être présenté dans ce chapitre. Les principaux problèmes rencontrés lors de la mise en place du modèle seront également exposés. Afin de le valider, nous allons dans une dernière partie comparer les courants moyens du modèle à la circulation générale dans le Golfe de Guinée. Nous comparerons également la température et la salinité du modèle à la climatologie.

III.1 Modèle GUINEA

III.1.1 Construction du modèle

La grille du modèle GUINEA est une grille Mercator au 1/12ème de degré. Le domaine GUINEA couvre le Golfe de Guinée de 2°5W jusqu'aux côtes Ouest de l'Afrique et de 15°S Sud jusqu'aux côtes (figure II.4, 199*261 points de grille). La grille verticale a 100 niveaux, la résolution est de 5m en surface et de 70m à partir de 1500m jusqu'au fond. Ceci est une nette amélioration par rapport à la grille du modèle CLIPPER puisque la résolution verticale était de 200m. La modélisation des courants près du fond va ainsi être améliorée avec ce nouveau modèle GUINEA. Le modèle GUINEA est basé sur le code parallèle aux équations primitives NEMO-OPA9 développé au LODYC (Madec *et al*, 1998). C'est un modèle aux différences finies du 2nd ordre avec surface libre. Le système de coordonnées est un système z utilisant les partial-steps, c'est à dire qu'une maille de la grille peut-être

partiellement océanique permettant ainsi une meilleure représentation de la topographie. Les frontières Ouest et Sud du modèle sont des frontières ouvertes. Elles sont forcées par des sorties de modèle englobant le domaine GUINEA. Les champs de température et de salinité sont appliqués pour les deux frontières. Le modèle est forcé uniquement par la vitesse zonale à la frontière : la vitesse zonale seule à la frontière Ouest et la vitesse méridienne seule à la frontière Sud. La bathymétrie a été calculée à partir de la bathymétrie ETOPO2 filtrée (filtre de Shapiro) et interpolée sur la grille. Les champs de température et de salinité du modèle sont initialisés avec la climatologie de Levitus.

Le modèle est forcé par les flux CORE (Large and Yeager, 2004) pour les 10 années de simulation de 1995 à 2004 (dont 5 années de spin-up de 1995 à 1999). Les flux radiatifs sont journaliers et proviennent du produit ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project). La température à 10m et l'humidité spécifique sont disponibles toutes les 6 heures et proviennent de la réanalyse NCEP/NCAR. Les flux turbulents sont calculés par les formules « bulk » CORE. Les précipitations mensuelles proviennent d'observations satellites. Pour les différentes simulations, deux produits de vent sont utilisés pour forcer le modèle GUINEA. Les vents CORE, provenant de la réanalyse NCEP/NCAR sont disponibles toutes les 6 heures pour les 10 années de simulation de 1995 à 2004 et les vents QUIKSCAT sont journaliers et disponibles à partir de l'année 2000 seulement. Le modèle est forcé par les apports fluviaux provenant de l'étude de Dai et Trenberth (2003). Les apports fluviaux proviennent d'une climatologie mensuelle et sont interpolés sur une grille Mercator au $1/12^{\text{ème}}$ de degré (Bourdalle-Badie et Treguier, 2006). Il y a un rappel à la climatologie pour la salinité de surface, le coefficient de rappel est de 0.25 m.j^{-1} .

III.1.2 Mise en place du modèle

Le modèle GUINEA comprend deux frontières ouvertes, une au Sud et l'autre à l'Ouest du domaine. La mise au point des forçages aux frontières a été très délicate notamment à la frontière Ouest. En effet, dans cette zone proche de l'équateur les principaux courants sont zonaux et la frontière Ouest intersecte ainsi le sous-courant équatorial, fort courant pouvant avoir une vitesse atteignant 1 m.s^{-1} .

Dans un premier temps, le modèle a été forcé aux frontières par la climatologie mensuelle du modèle CLIPPER (Treguier *et al*, 2003). Le modèle CLIPPER est un modèle au $1/6^{\text{ème}}$ de degré de l'océan Atlantique. Il est comme le modèle GUINEA basé sur le code OPA. Les simulations CLIPPER couvrent la période 1979-2000 et sont forcées par les vents et les flux de l'ECMWF. A la frontière

Ouest, le modèle GUINEA est forcé par les champs de température, de salinité et de vitesse zonale. A la frontière Sud, il est forcé par les champs de salinité, de température et de vitesse méridienne. Pour cette première simulation de nombreux tourbillons étaient générés aux frontières et plus particulièrement à la frontière Ouest, ces tourbillons se propageaient ensuite dans le domaine et perturbaient le signal.

Sur la figure III.1a, représentant la vitesse zonale pour la simulation forcée par CLIPPER à la frontière, on observe de nombreux tourbillons à la frontière Ouest notamment à 6°S et 14°S, et dans le Nord le long de la côte entre 2°E et 4°E. On observe également des tourbillons qui se sont propagés, perturbant ainsi le courant de Guinée s'écoulant normalement vers l'Est. La présence de ces tourbillons perturbe la circulation non seulement dans une zone proche de la frontière mais ils ont également une influence sur l'ensemble du domaine GUINEA. Afin de résoudre ce problème lié à l'apparition de tourbillons, des couches éponges ont été ajoutées sur les deux frontières ouvertes à l'Ouest et au Sud.

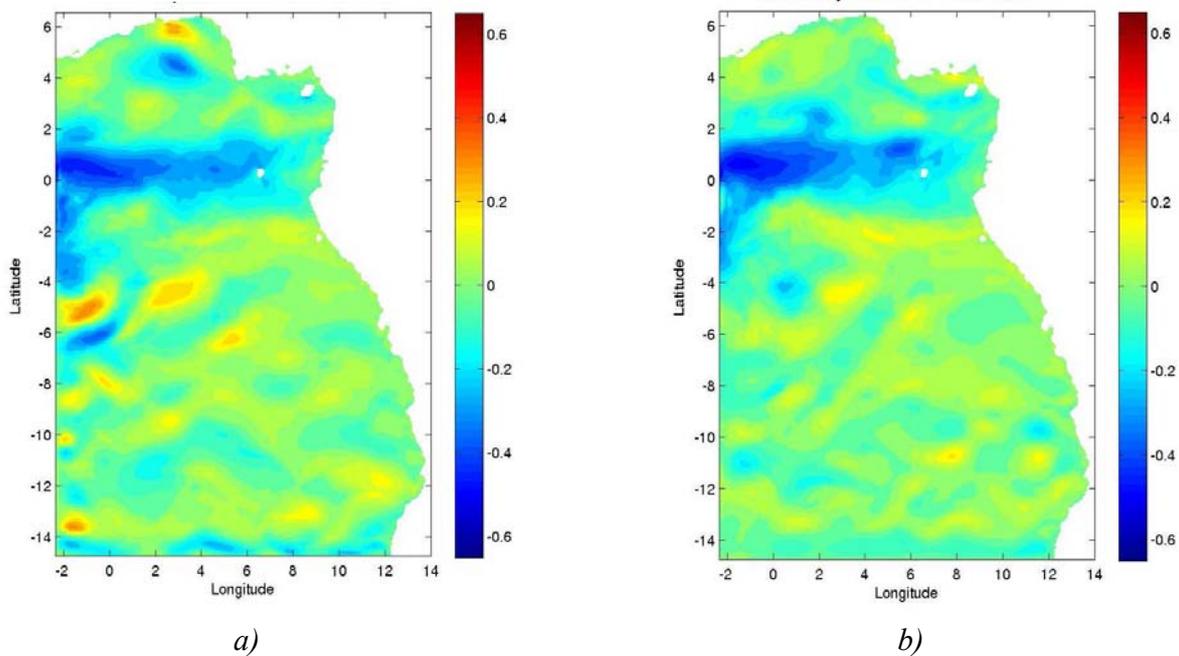


Figure III.1: Champs de vitesse zonale en $m.s^{-1}$ à la profondeur 20m pour le mois 1 de la 3ème année de simulation du modèle GUINEA forcé avec CLIPPER aux frontières. a) sans couche éponge b) avec couche éponge.

Pour cette configuration, l'opérateur horizontal pour le mélange latéral est biharmonique avec un coefficient $ahm0 = -5.10^9 m^4.s^{-1}$. Près des frontières ouvertes, on ajoute une couche éponge c'est à dire

qu'on ajoute un opérateur laplacien (coefficient $\text{ahmb0}=350\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) sur une distance de 100km afin d'augmenter la viscosité. L'ajout de couches éponges a nettement amélioré le problème de génération de tourbillons aux frontières, puisque sur la figure III.1, on observe que les tourbillons présents le long de la frontière Ouest ainsi que ceux près des côtes dans le Nord dans la simulation sans couche éponge, ont disparu dans la simulation avec couche-éponge.

Pour les premières simulations tests, le modèle GUINEA a été forcé aux frontières par les résultats des simulations CLIPPER mais pour l'étude de la variabilité haute fréquence dans le modèle GUINEA, il est nécessaire de forcer le modèle avec des frontières ouvertes journalières. Or, on ne dispose pas de sortie journalières avec les simulations CLIPPER. Un modèle de l'Atlantique Nord englobant le modèle GUINEA a été mis en place afin d'obtenir des frontières journalières.

Le modèle NATL470 utilisé pour forcer les frontières du modèle GUINEA est un modèle de l'Atlantique Nord au 1/4 de degré et à 46 niveaux verticaux. Le modèle s'étend de 24°S jusqu'à 70°N, la bathymétrie dans le Nord du modèle a été modifiée afin de supprimer les zones recouvertes de glace et supprimer le calcul de la glace de mer dans le modèle afin de gagner du temps de calcul. Aux frontières fermées Nord et Sud, des zones tampons avec relaxation à la température et à la salinité ont été ajoutées. Des sorties journalières ont été effectuées seulement pour les processeurs englobant le domaine GUINEA ; pour le reste du modèle, les sorties sont mensuelles (Figure III.2). Ce modèle permet de forcer le modèle GUINEA avec des sorties d'un modèle forcé par les mêmes vents et les mêmes flux et améliore ainsi la compatibilité à la frontière.

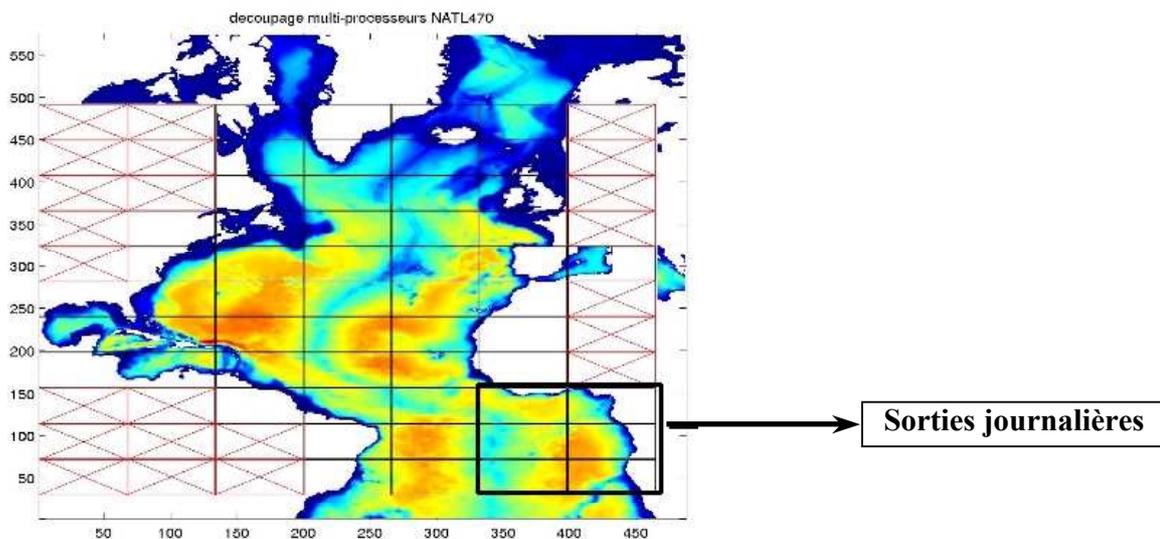


Figure III.2: Bathymétrie et découpage en multiprocesseurs du modèle NATL470.

La circulation en subsurface dans le Golfe de Guinée est dominée par le sous-courant équatorial (EUC). Ce sous-courant coupe la frontière Ouest et sa représentation a posé des difficultés lors de la mise en place du modèle GUINEA. Dans un premier temps, le sous-courant croissait dans le modèle jusqu'à exploser au bout de quelques années. Afin de "ralentir" le sous-courant, un opérateur laplacien a été ajouté dans les 500 premiers mètres de la bande équatoriale (entre 3°S et 3°N) avec une décroissance exponentielle en dessous de ces 500 premiers mètres selon la technique utilisée par Arhan *et al* (2006). Le juste équilibre a été trouvé avec un coefficient $ahmb0$ de $350m^2.s^{-1}$. Sur la figure III.3, on observe que le sous-courant n'augmente plus d'une année sur l'autre puisque les valeurs maximales du sous-courant équatorial en 2002 et 2003 sont inférieures à celle de 2001.

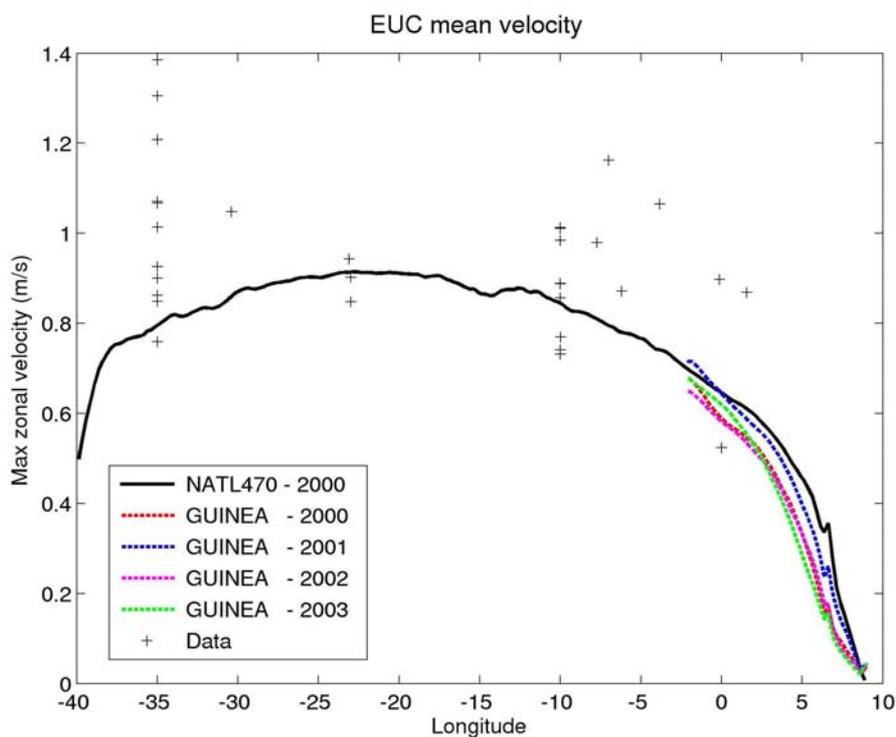


Figure III.3: Vitesse zonale maximale le long de l'équateur pour le modèle NATL470 (trait plein), pour le modèle GUINEA (trait discontinu) et à partir de données (croix). Les données proviennent de données d'ADCP utilisées par Arhan *et al* (2006).

Cette configuration du modèle GUINEA donne maintenant satisfaction. Avant d'étudier la variabilité haute fréquence dans le modèle, il est toutefois nécessaire de valider la circulation générale de la simulation ainsi que de vérifier que l'évolution de la température et de la salinité est en accord avec la climatologie et qu'il n'y a pas de dérive.

III.2 Validation du modèle GUINEA

III.2.1 Circulation dans le Golfe de Guinée

Dans l'Atlantique tropical, l'orientation des vents entraîne une circulation vers l'Ouest en surface sous la forme d'un large courant, le Courant Equatorial Sud (SEC). Le modèle GUINEA reproduit ce courant vers l'Ouest à l'équateur (Figure III.4). Le SEC est borné au Nord par le Contre Courant Nord Equatorial s'écoulant vers l'Est et se prolongeant dans le Golfe de Guinée par le Courant de Guinée le long des côtes africaines (Stramma et Schott, 1999). On peut également observer ce courant dans le modèle GUINEA (Figure III.4). De plus, la circulation en surface est en accord avec les résultats du modèle CLIPPER, on retrouve en effet la même structure des courants zonaux (Figure III.4) avec tout de même des courants zonaux plus forts dans le modèle GUINEA. Dans le modèle GUINEA, on observe un courant zonal orienté vers l'Est à 3°N qui n'est pas présent dans les simulations CLIPPER.

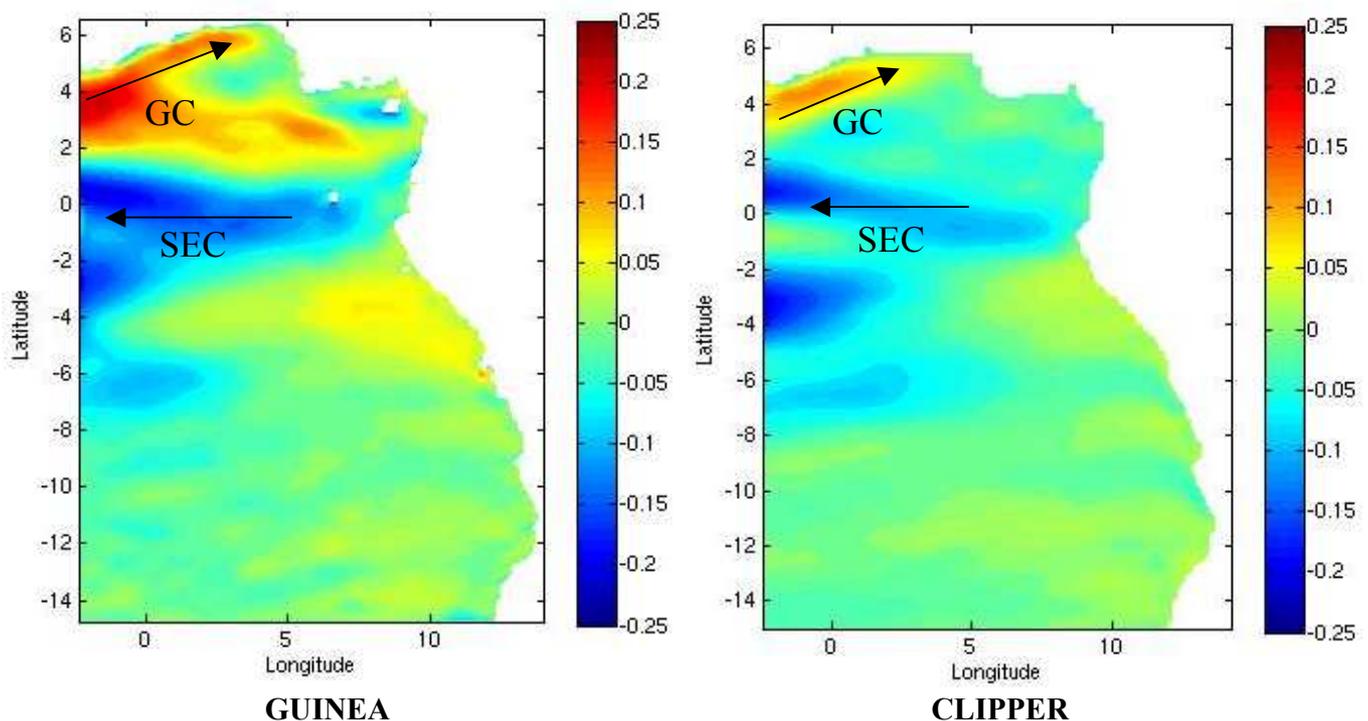


Figure III.4: Vitesse zonale en $m.s^{-1}$ à 20m pour la moyenne de l'année 2003 du modèle GUINEA (à gauche) et pour la moyenne climatologique du modèle CLIPPER (à droite). (GC: courant de GUINEA; SEC: Courant équatorial Sud)

Nous avons vu qu'en subsurface, le sous-courant équatorial dirige la circulation dans le Golfe de Guinée. L'EUC a une variabilité saisonnière importante due au cycle saisonnier des alizés, maximum entre mai et septembre. Le cycle annuel de l'EUC comporte deux maxima (Arhan *et al*, 2006), l'un en avril-mai l'autre en septembre-octobre. Dans le modèle GUINEA, on retrouve ces deux maxima en avril et en septembre (figure III.5) soit à des périodes très proches de celles décrites par Arhan *et al* (2006).

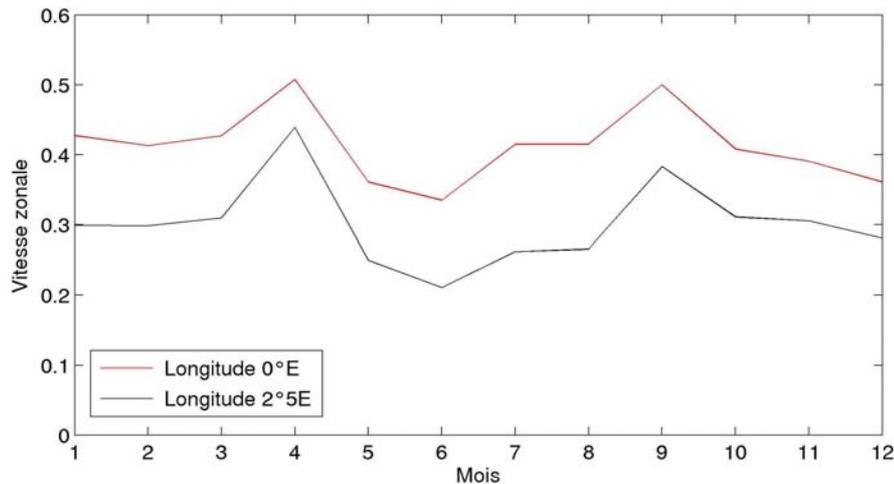


Figure III.5: Cycle saisonnier de la vitesse zonale moyenne en $m.s^{-1}$ entre $1^{\circ}N$ et $1^{\circ}S$ à la profondeur 70m pour la moyenne des années 2000-2004 de la simulation de référence du modèle GUINEA.

Dans le Golfe de Guinée, l'EUC se sépare en deux branches, l'une vers le Nord vers la Baie du Biafra, l'autre vers le Sud alimentant le Sous Courant du Gabon-Congo vers $6^{\circ}S$ (Hisard et Morlière, 1973; Hisard *et al*, 1975; Wacongne et Piton, 1992). La part de l'EUC partant vers le Nord et vers le Sud n'est pas encore bien définie et dépend de ses méandres à l'approche de l'île de Sao Tomé.

On retrouve dans le modèle une extension du sous-courant jusque Sao Tomé. La séparation du sous-courant vers Sao Tomé est visible sur la figure III.6 représentant la vitesse zonale à 70m du modèle pour le mois de septembre, mois pour lequel l'EUC est maximum dans le Golfe de Guinée (Arhan *et al*, 2006) et s'étend jusque Sao Tomé.

Sur le site Biozaire, on retrouve près du fond la même orientation vers le Sud-Est (tableau III.1) que sur les données IFREMER et TOTAL (tableau II.1) avec toutefois des valeurs inférieures puisque le module de la vitesse est de $1cm.s^{-1}$ pour les données TOTAL à 1370m, compris entre 1 et $5 cm.s^{-1}$ pour les 4 années de donnée IFREMER à 30mab et seulement 0,6 pour le modèle GUINEA à 1370m.

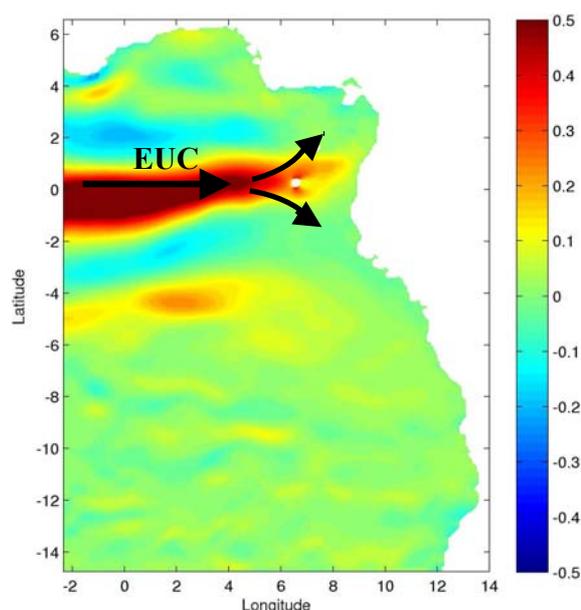


Figure III.6: Vitesse zonale en $m.s^{-1}$ à la profondeur 70m pour le mois de septembre de l'année 2003 de la simulation de référence du modèle GUINEA.

Site A de Biozaire	Moyenne de la vitesse zonale ($cm.s^{-1}$)	Moyenne de la vitesse méridienne($cm.s^{-1}$)	Moyenne du module de la vitesse ($cm.s^{-1}$)	Moyenne de l'énergie cinétique Turbulente ($cm^2.s^{-2}$)
GUINEA 385m	-0,4	0	0,4	10
GUINEA 585m	-0,6	0,4	0,7	10
GUINEA 785m	-0,1	0,1	0,1	11
GUINEA 985m	-0,1	0,2	0,2	11
GUINEA 1185m	0,1	-0,3	0,3	13
GUINEA 1370m	0,4	-0,5	0,6	15

Tableau III.1: Statistiques des courants sur le site A de Biozaire à partir de la simulation du modèle GUINEA.

Si l'on compare l'énergie cinétique turbulente des données TOTAL sur le site A de Biozaire avec celles du modèle GUINEA et celles du modèle NATL470, on remarque que dans les deux modèles l'énergie cinétique turbulente est inférieure aux observations (tableau III.2). Cependant, on peut observer de meilleurs résultats pour le modèle GUINEA particulièrement près du fond. En effet, si plus près de la surface à 385m, l'apport de la haute résolution est plus minime ($10cm^2.s^{-2}$ pour GUINEA contre

$7\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$ pour NATL470 et $19\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$ pour les données TOTAL), près du fond à 1370m, l'énergie cinétique turbulente dans le modèle GUINEA est pratiquement trois fois supérieure à celle du modèle NATL470, se rapprochant ainsi des données. L'augmentation des résolutions horizontale et verticale améliore la représentation des courants près du fond.

Profondeur	Data	GUINEA	NATL470
TOTAL 385m	19	10	7
TOTAL 585m	14	10	7
TOTAL 785m	13	11	9
TOTAL 985m	19	11	12
TOTAL 1185m	23	13	9
TOTAL 1370m	23	15	6

Tableau III.2: énergie cinétique turbulente sur le site A de Biozaire pour les données TOTAL, la simulation GUINEA et la simulation NATL470.

III.2.2 Climatologie

Une deuxième étape dans la validation du modèle est de vérifier que la température et la salinité du modèle ne dérivent pas par rapport à la climatologie. En surface les champs de température et de salinité sont fortement contraints et restent donc très proches de la climatologie de Levitus (non-mostraré). Par contre, en subsurface, au cours de la simulation, la température a tendance à dériver légèrement. On retrouve les mêmes structures dans le modèle et dans la climatologie avec des eaux chaudes dans la partie Nord du domaine et des eaux plus froides dans le Sud en particulier près des côtes (figure III.7). Mais les eaux de subsurface du modèle ont tendance à se réchauffer et sont donc légèrement plus chaudes que la climatologie de Levitus. On observe le même réchauffement aux profondeurs entre 100 et 500m (figure III.7). Ce réchauffement s'explique par le fait que le modèle ne réussit pas à reproduire le pincement de la thermocline mais aussi parce que le modèle reproduit une thermocline plus profonde que celle de la climatologie (figure III.8).

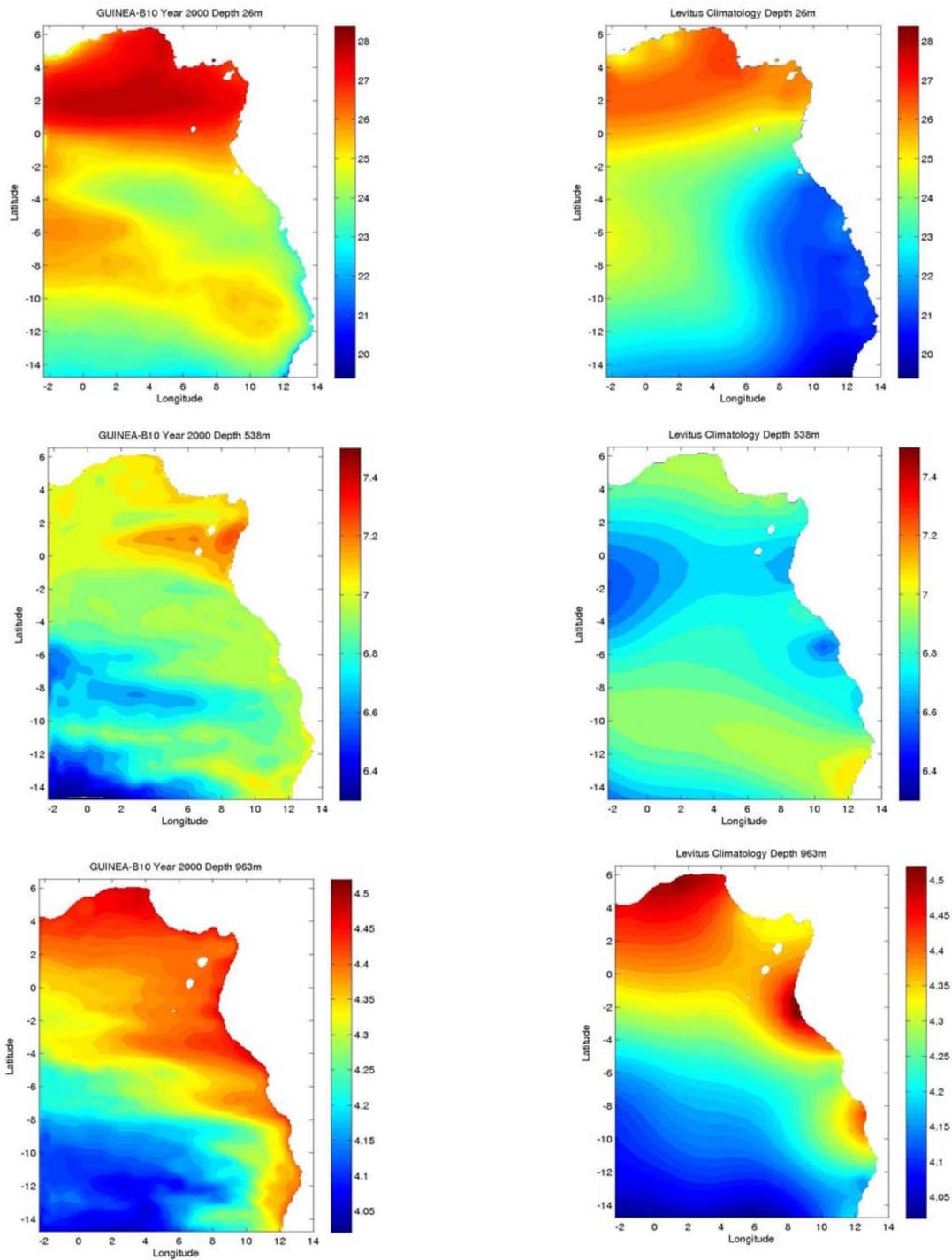


Figure III.8: Champs de température moyenne (en °C) pour la dixième année (année 2004) de simulation du modèle GUINEA (à gauche) et pour la climatologie de Levitus (à droite) aux profondeurs 20m (en haut), 500m (au milieu) et 1000m (en bas).

Si on compare sur la coupe de température les isothermes 16°C et 20°C du modèle à celles de la climatologie, on voit très nettement un approfondissement et un éclatement de ces isothermes (Figure III.8) et donc un réchauffement dans les couches supérieures. Ce phénomène de dilatation de la thermocline était déjà présent dans les simulations CLIPPER et NATL470 (Figure III.8). Dans les couches plus profondes, on retrouve des températures très proches de la climatologie comme vers la profondeur 900m (figure III.8).

Le problème de pincement de la thermocline dépend des paramétrisations du mélange vertical et horizontal et est donc difficile à résoudre. Cependant, malgré ce problème provoquant un réchauffement en subsurface, on peut considérer que le modèle donne des résultats satisfaisants: la dérive par rapport à la climatologie en salinité (non montrée) et en température reste limitée compte tenu de la durée de la simulation (10 ans) et la circulation générale du modèle est bien en accord avec les connaissances. Ces résultats nous permettent de valider l'utilisation du modèle GUINEA pour l'étude de variabilité à plus haute fréquence.

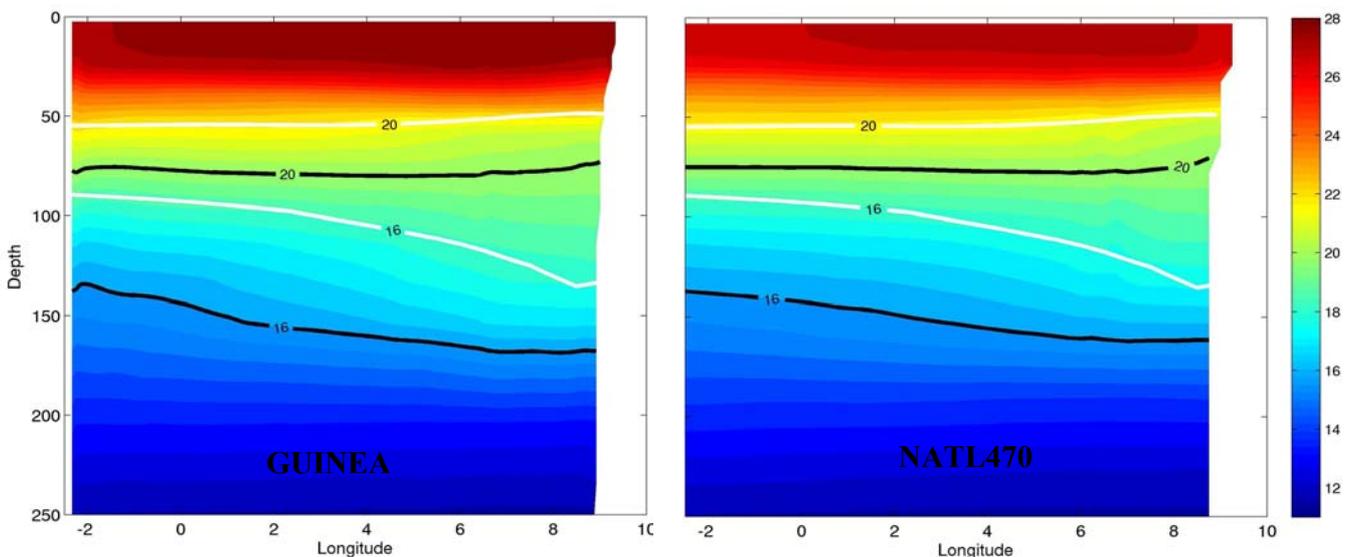


Figure III.8: Coupe de la température (en °C) à l'équateur pour le modèle GUINEA (à gauche) et pour le modèle NATL470 (à droite). Les courbes noires représentent les isothermes 16 et 20° C du modèle, les courbes blanches représentent les mêmes isothermes pour la climatologie de Levitus

Le modèle GUINEA développé pour l'étude des oscillations bimensuelles dans le Golfe de Guinée est un modèle de circulation générale océanique au $1/12^{\text{ème}}$ de degré à 100 niveaux verticaux développé sur le code NEMO-OPA.9. Le modèle s'étend de $2^{\circ}5'W$ jusqu'aux côtes et de $15^{\circ}S$ jusqu'au côtes. Les deux frontières Ouest et Sud sont des frontières ouvertes et le modèle est forcé par les flux CORE pour les dix années de simulation de 1995 à 2004, par les vents CORE de 1995 à 1999 et par les vents QUIKSCAT de 2000 à 2004.

Le modèle GUINEA reproduit de manière satisfaisante la circulation générale dans la zone. Si le modèle ne réussit pas à reproduire le pincement très marqué de la thermocline, on n'observe pas de dérive importante de la température par rapport à la climatologie.

Sur le site Biozaire, on observe dans le modèle GUINEA des courants moyens ayant la même orientation Sud-Est que les courants moyens observés à partir des données. L'énergie cinétique turbulente sur le site Biozaire est nettement améliorée puisque, avec le modèle GUINEA, on retrouve un niveau d'énergie proche de celui des données contrairement aux modèles plus basse résolution.

Chapitre IV

Origine de la variabilité bimensuelle sur le talus du Golfe de Guinée

Dans ce chapitre, nous allons dans un premier temps vérifier que le modèle GUINEA reproduit bien les oscillations bimensuelles observées sur le site A de Biozaire. Plusieurs études (Garzoli, 1987; Bunge *et al*, 2006) ayant mis en évidence la présence d'oscillations à l'équateur dans une bande de période 10-20 jours. Nous allons donc, dans une deuxième partie, étudier la variabilité et les caractéristiques des ondes équatoriales à partir du modèle. Dans une troisième partie, différentes simulations du modèle GUINEA vont nous permettre d'explorer les mécanismes de forçage des oscillations bimensuelles sur le talus continental. Enfin dans une dernière partie, nous allons essayer de comprendre pourquoi le signal sur le talus est dominé par la période de 15 jours.

IV.1 Reproduction des oscillations observées sur le site Biozaire

La première simulation du modèle GUINEA, dite de référence, va permettre de mesurer l'apport de la haute résolution dans la modélisation des oscillations observées le long de la pente continentale. La résolution horizontale est multipliée par 2 par rapport à CLIPPER, la résolution verticale passe de 46 à 100 niveaux. La représentation de la bathymétrie est de plus améliorée par l'utilisation de partiel steps, c'est-à-dire que la maille du dernier niveau peut-être partiellement océanique et s'ajuste ainsi à la topographie. Plusieurs simulations ont été réalisées avec différents forçages (voir tableau IV.2). Pour cette simulation de référence, le modèle GUINEA est forcé par les vents QUIKSCAT et par les frontières ouvertes journalières issues du modèle NATL470. Cette simulation est la plus réaliste possible, elle a pour but de reproduire des oscillations ayant des caractéristiques les plus proches possibles de celles observées sur le terrain.

IV.1.1 Résultats du modèle GUINEA sur le site Biozaire

La simulation de référence reproduit les oscillations observées sur le site Biozaire de manière remarquable. On retrouve des oscillations de période 15 jours orientées le long de la bathymétrie pour les cinq années de simulation (Figure IV.1). Les oscillations ont certes une amplitude pic à pic inférieure à celle des données mais de même ordre de grandeur. En effet, avec le modèle GUINEA les oscillations ont une amplitude de 15-20cm.s⁻¹ pour les cinq années de simulation, contre 20-30cm.s⁻¹ pour les quatre années de données.

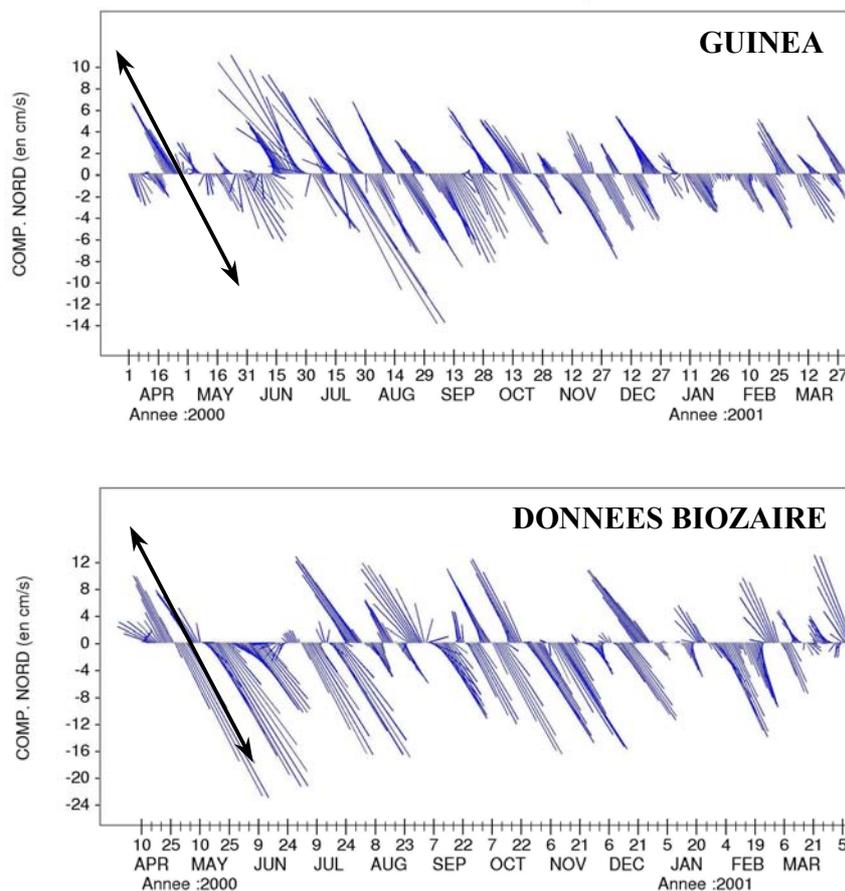


Figure IV.1: Vecteurs plot des vitesses sur le site A de Biozaire à 1300m d'Avril 2000 à Avril 2001. Les flèches noires représentent l'orientation de la bathymétrie. En haut: modèle GUINEA, simulation de référence. En bas : donnée IFREMER. Attention les échelles suivant l'axe des ordonnées ne sont pas les mêmes.

L'étude des spectres d'énergie cinétique au point de grille du modèle le plus proche du site A de Biozaire permet d'étudier plus en détail ces oscillations. Les données sur le site A de Biozaire ont montré un pic d'énergie à 15 jours intensifié près du fond. Comme pour les données, pour les résultats du modèle, on observe un pic d'énergie vers la période de 15 jours (Figure IV.2). Les spectres ont été tracés pour les profondeurs 772m, 963m et 1163m. Ces profondeurs correspondent aux niveaux du modèle les plus proches des profondeurs pour lesquelles nous disposons des données TOTAL de courant sur le site A de Biozaire, c'est à dire 785m, 985m et 1185m. Ce pic est nettement intensifié près du fond. Le rapport entre l'énergie cinétique dans une bande de période 13-16,5 jours à 1163m de profondeur et celle à 772m est compris entre 3 et 5 (tableau IV.1). Ceci est en adéquation avec les données puisque, avec les données TOTAL sur le site A, on obtient un rapport d'énergie compris entre 2.8 et 5 pour les profondeurs 1185m et 785m.

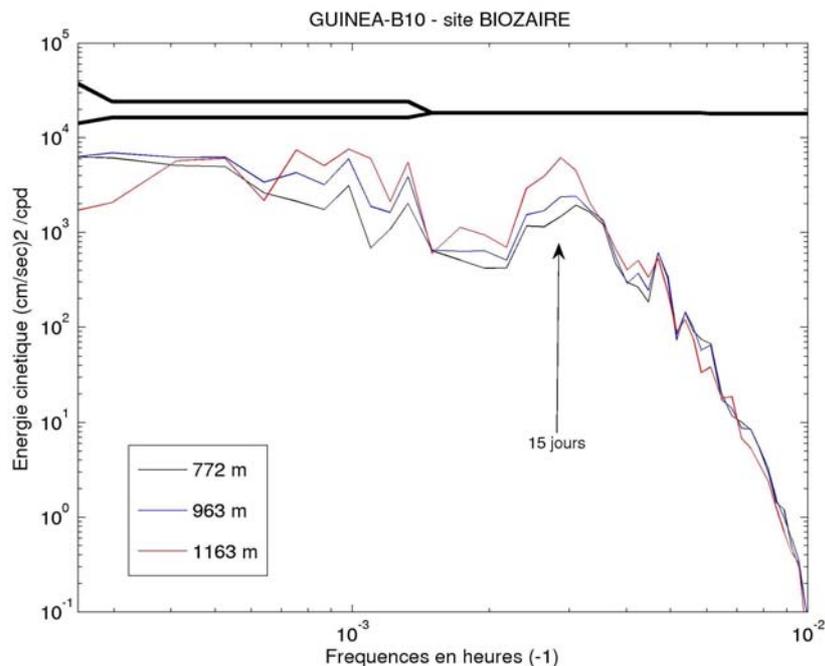


Figure IV.2: Spectre d'énergie cinétique sur le site A de Biozaire pour la simulation de référence du modèle GUINEA. Les courbes noires (en gras) représentent l'intervalle de confiance à 95%.

Toutefois, si on compare les résultats du modèle avec non plus les données TOTAL mais avec les données IFREMER sur le site A de Biozaire, on observe que l'intensification du signal dans la même bande de période 15 jours est plus marquée pour les données IFREMER. Le rapport d'énergie entre les profondeurs 1270m et 890m est compris entre 6 et 10 pour les données Biozaire de l'IFREMER alors qu'il varie seulement de 2.6 à 5 pour la simulation de référence du modèle GUINEA. Les différences

entre les données IFREMER et les données TOTAL illustrent la variabilité interannuelle du signal observé, les mesures IFREMER ayant été effectuées entre 2000 et 2003, les données TOTAL en 1997 et 1998 .

La figure IV.3 montrant le niveau d'énergie dans la bande de fréquence centrée sur 15 jours pour les différents niveaux du modèle GUINEA montre clairement l'intensification du signal à 15 jours près du fond. On observe que le niveau d'énergie dans le modèle est très proche de celui des données pour les profondeurs entre 785 et 1185m alors qu'il est inférieur pour les profondeurs 385 et 585m. Pour les mesures près du fond, le niveau d'énergie du signal à 15 jours est également plus élevé dans les données que dans le modèle, mais les mesures près du fond sont effectuées à 15m et 30m du fond, pour les données TOTAL et IFREMER respectivement alors que dans le modèle la dernière couche a une épaisseur de 70m. La résolution verticale du modèle est toujours sans doute insuffisante pour reproduire le signal au voisinage proche du fond.

	Profondeurs (en m)	Période (en jours)	Rapport d'énergie entre les 2 profondeurs
Données TOTAL	1185 – 785	12 – 17	2.8 – 5
	1185 – 985	12 – 17	1.7 – 3
Données IFREMER	1270 – 890	13-16.5	6 – 10
GUINEA-B10	1163 – 770	13.5 – 16	3 – 5.3
	1163 – 963	13.5 – 16	2.2 – 4
	1300 – 900	13.5 – 16	2.6 – 5

Tableau IV.1: Comparaison entre le niveau d'énergie cinétique dans la bande de fréquence 12-17 jours à différentes profondeurs sur le site A de Biozaire pour les données TOTAL, les données IFREMER et les résultats de la simulation de référence du modèle. Les profondeurs du modèle ont été choisies pour être le plus proche possible de celles des données.

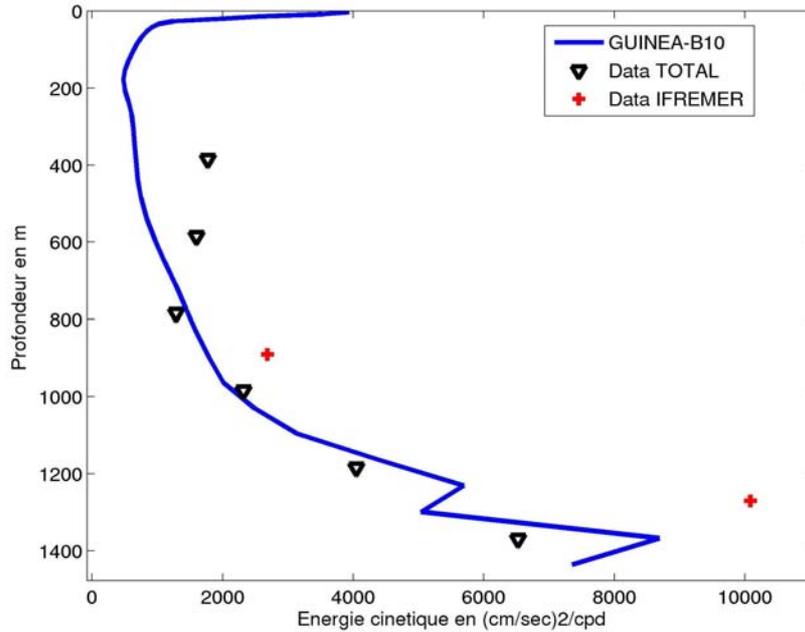


Figure IV.3: Niveau d'énergie cinétique pour la bande de période autour de 15 jours sur le site A de Biozaire pour la simulation de référence du modèle GUINEA et pour les données TOTAL et IFREMER.

IV.1.2 Apport de la haute résolution

Grâce à cette simulation du modèle forcé par des frontières journalières et les vents journaliers QUIKSCAT, nous avons pu reproduire les oscillations observées sur la pente continentale du Golfe de Guinée. Nous retrouvons des oscillations à une période proche de 15 jours ayant une amplitude pic à pic comparable aux observations, ce qui n'était pas le cas pour le modèle CLIPPER. Les simulations du modèle CLIPPER donnaient des amplitudes pic à pic 5 à 10 fois inférieure à celle des données. De plus, le modèle reproduit également une intensification du signal près du fond très proche de celle observée à partir des données BIOZAIRE et TOTAL.

Cette première simulation met en évidence l'apport de la haute résolution dans la modélisation de ces oscillations présentes le long de la pente. Les spectres d'énergie cinétique (Figure IV.4) des modèles GUINEA et NATL470 jusqu'aux profondeurs 785m sont quasi identiques alors que pour les couches plus profondes le niveau d'énergie à 15 jours est nettement plus élevé dans le modèle GUINEA. L'augmentation de la résolution horizontale ($1/12^{\text{ème}}$ de degré contre $1/4$ de degré) et de la résolution

verticale (70 m au fond contre 200m pour le modèle NATL470) a permis d'améliorer la modélisation des oscillations à 15 jours près du fond mais il est difficile de conclure laquelle de ces deux résolutions est la plus importante car l'élément important est une représentation réaliste de la bathymétrie qui s'améliorera d'autant qu'on augmentera les deux résolutions verticale et horizontale de la grille.

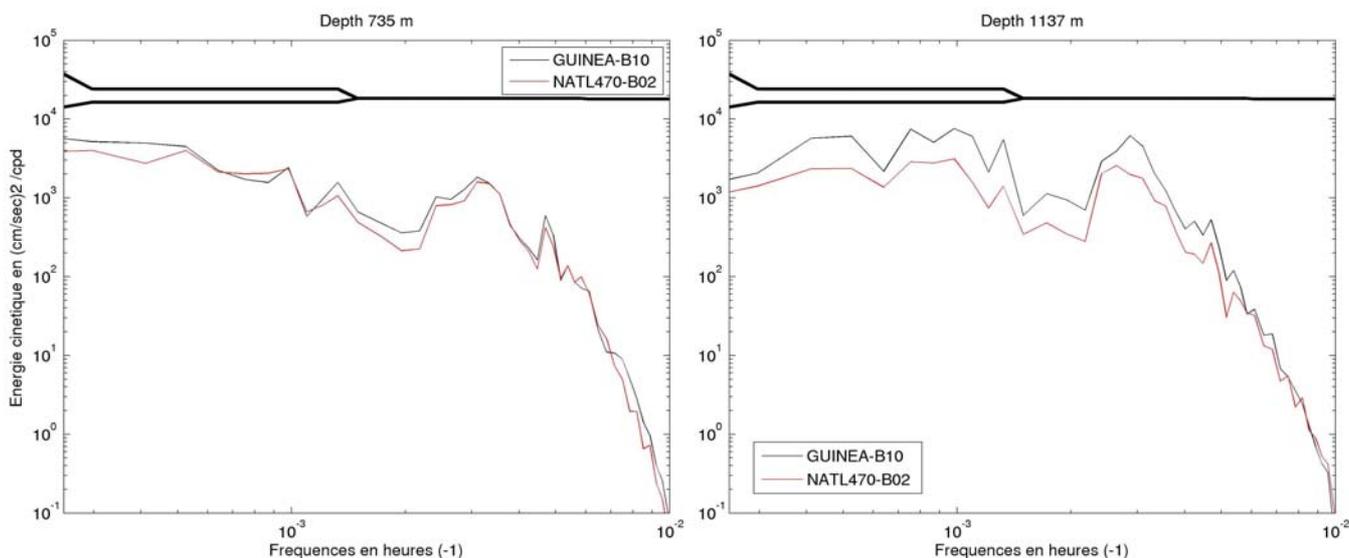


Figure IV.4: Spectre d'énergie cinétique sur le site A de Biozaire pour les modèles GUINEA et NATL470 aux profondeurs 785m (à gauche) et 1185m (à droite).

IV.1.3 Robustesse des résultats par rapport aux vents utilisés

Deux simulations quasi-identiques ont été effectuées afin de tester l'influence du produit de vent sur la reproduction des oscillations bimensuelles. La deuxième simulation, dite « CORE », très proche de la simulation de référence forcée par les vents QUIKSCAT, est forcée par les vents CORE et par des frontières journalières issues du modèle NATL470 forcé par les vents CORE (tableau IV.2). Les vents CORE proviennent de la réanalyse NCEP/NCAR. La résolution temporelle est de 6 heures contre 14 heures pour les vents QUIKSCAT. Les vents NCEP montrent un biais en particulier dans les zones où les vents sont importants. Dans les vents CORE, la vitesse des vents a donc été corrigée en comparaison avec les vents QUIKSCAT. Malgré le problème de biais connu sur les directions, elles n'ont pas été modifiées.

Pour ces deux simulations les spectres d'énergie cinétique près du fond (Figure IV.10) sur le site A de

Biozaire sont quasi similaires. Les deux spectres présentent un pic d'énergie à la période 15 jours de même largeur et de même intensité. La simulation forcée par les vents CORE reproduit entre 84 et 104 % du signal observé sur le site A dans la simulation de référence (tableau IV.3). Le produit de vent utilisé pour forcer le modèle a donc peu d'incidence sur la reproduction des oscillations à 15 jours le long du talus continental.

Nom de la simulation	Caractéristiques
Référence	<ul style="list-style-type: none"> - Vents journaliers QUIKSCAT. - Frontières journalières NATL470-B02. - But : reproduire les oscillations observées sur le site A de Biozaire, simulation la plus réaliste possible
Vents mensuels	<ul style="list-style-type: none"> - Vents mensuels QUIKSCAT. - Frontières journalières NATL470-B02. - But: Etudier le rôle de la variabilité intramensuelle des vents dans l'Ouest du bassin Atlantique (à l'Ouest de la frontière – 2°5W) sur le forçage des oscillations présentes le long de la pente continentale.
Frontières mensuelles	<ul style="list-style-type: none"> - Vents journaliers QUIKSCAT. - Frontières mensuelles NATL470-B02. - But: Etudier le rôle des vents dans le domaine GUINEA sur le forçage des oscillations présentes le long de la pente continentale.
Variabilité Equatoriale	<ul style="list-style-type: none"> - Vents QUIKSCAT journaliers dans une bande équatoriale entre 5°N et 5°S, mensuels sur le reste du domaine - Frontières NATL470-B02 journalières dans une bande équatoriale entre 5°N et 5°S, mensuelles sur le reste des frontières. - But: Etudier le rôle de la dynamique équatoriale sur le forçage des oscillations bimensuelles.
Vent local	<ul style="list-style-type: none"> - Vents QUIKSCAT journaliers le long de la côte entre 3°S et 15°S, mensuels ailleurs. - Frontières mensuelles NATL470-B02. - But: Etudier le rôle des vents locaux sur le forçage des oscillations présentes le long de la pente continentale.
Vents CORE	<ul style="list-style-type: none"> - Vents à 6-heure CORE. - Frontières journalières NATL470-B03. - But : Etudier la robustesse du modèle par rapport au produit de vents

Tableau IV.2: *Tableau récapitulatif des différentes simulations du modèle GUINEA, les flux de chaleur et d'eau douce sont identiques pour toutes les simulations, la durée des simulations est de 5 ans de 2000 à 2004. NATL470-B02 : simulation du modèle NATL470 avec les vents journaliers QUIKSCAT, NATL470-B03 : simulation avec les vents à 6-heures CORE.*

IV.2 Oscillations à l'équateur

Garzoli (1987), Bunge *et al* (2006) ont mis en évidence des oscillations de période 15 jours dans l'Atlantique équatorial et ont relié ces oscillations à la théorie des ondes équatoriales dont il est utile de rappeler les propriétés. A l'équateur on retrouve quatre types d'ondes : les ondes d'inertie gravité, les ondes de Rossby, les ondes de Yanai et les ondes de Kelvin. La théorie des ondes linéaires à l'équateur permet d'obtenir la relation de dispersion pour les ondes équatoriales (1) d'un mode barocline donné.

$$\left(\frac{\omega}{c_n}\right)^2 - k^2 - \beta \cdot \frac{k}{\omega} = (2m+1) \frac{\beta}{c_n} \quad (1)$$

où :

- k : nombre d'onde
- ω : pulsation
- n : mode barocline
- m : mode méridien
- c_n : vitesse de phase du $n^{\text{ième}}$ mode barocline

Pour les ondes d'inertie-gravité on néglige les mouvements lents ($|\omega| \gg |k|$), la relation de dispersion devient donc:

$$\omega^2 = (2m+1)\beta c_n + k^2 c_n^2 \quad (2)$$

Pour les ondes de Rossby, les mouvements rapides sont négligés ($|\omega| \ll |k|$) et l'équation (1) devient:

$$\omega = \frac{-k\beta}{(2m+1)\frac{\beta}{c_n} + k^2} \quad (3)$$

Les ondes de Yanai correspondent au cas $m=0$ et (1) devient:

$$\frac{\omega}{c_n} - k \frac{\beta}{\omega} = 0 \quad (4)$$

Enfin pour les ondes de Kelvin, c'est à dire pour le cas $m=-1$, (1) devient simplement:

$$\omega = c_n k \quad (5)$$

Garzoli (1987) et Bunge *et al* (2006) ont décrit les ondes bimensuelles observées comme étant des ondes de Yanai. Les ondes de Yanai n'existent qu'à l'équateur. La vitesse zonale des ondes de Yanai est nulle à l'équateur et sa structure est anti-symétrique par rapport à l'équateur. Au contraire la vitesse méridienne de ces ondes est maximale à l'équateur et est symétrique par rapport à celui-ci. La figure IV.5, présente la structure de la vitesse zonale des ondes de Yanai pour les 4 premiers modes baroclines dans le cas de l'Atlantique équatorial.

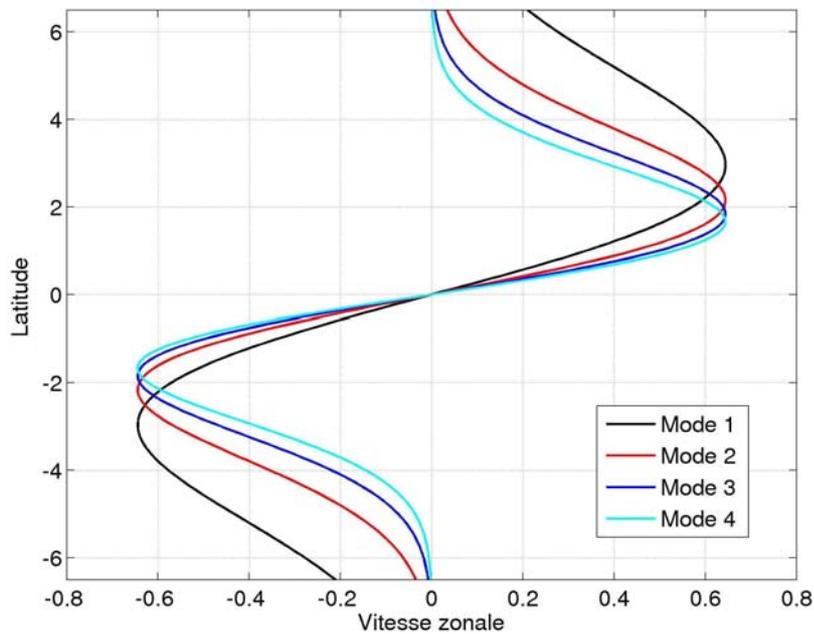


Figure IV.5: Structure méridienne de la vitesse zonale de l'onde de Yanäi pour les 4 premiers modes baroclines dans le cas de l'Atlantique équatorial.

Dans la simulation de référence du modèle GUINEA, on retrouve à l'équateur un pic d'énergie cinétique dans une bande de période autour de 15 jours (figure IV.6). Contrairement aux oscillations sur le talus, le spectre n'est toutefois pas dominé par le signal bimensuel, le signal de période 35 jours étant le plus énergétique. Ces résultats sont comparables aux observations de Bunge *et al* (2006) à 10°W, puisque s'ils ont observé de la variabilité dans les courants profonds entre 800 et 1500m dans une bande de période 10-20 jours où l'oscillation principale a une période de 14 jours, ils observaient également de la variabilité dans les bandes de période 5-10 jours, 20-40 jours et 40-100 jours. Dans la bande de période 20-40 jours, ils observent des oscillations aux périodes 24-25 jours et 33-34 jours, périodes correspondant aux ondes tropicales d'instabilité. Pour les plus basses fréquences dans la bande de périodes 40-100 jours, la grande majorité des fluctuations est observée à des périodes de 60-80 jours pour la composante zonale et 60 jours pour la composante méridienne. Pour la bande de période 10-20 jours, qui nous intéresse ici dans le cas de l'étude des ondes bimensuelles, Bunge *et al.* ont montré qu'à 800m, le signal à 15 jours présentait une structure symétrique par rapport à l'équateur dans la composante méridienne et antisymétrique dans la composante zonale, caractéristique des ondes de Yanäi.

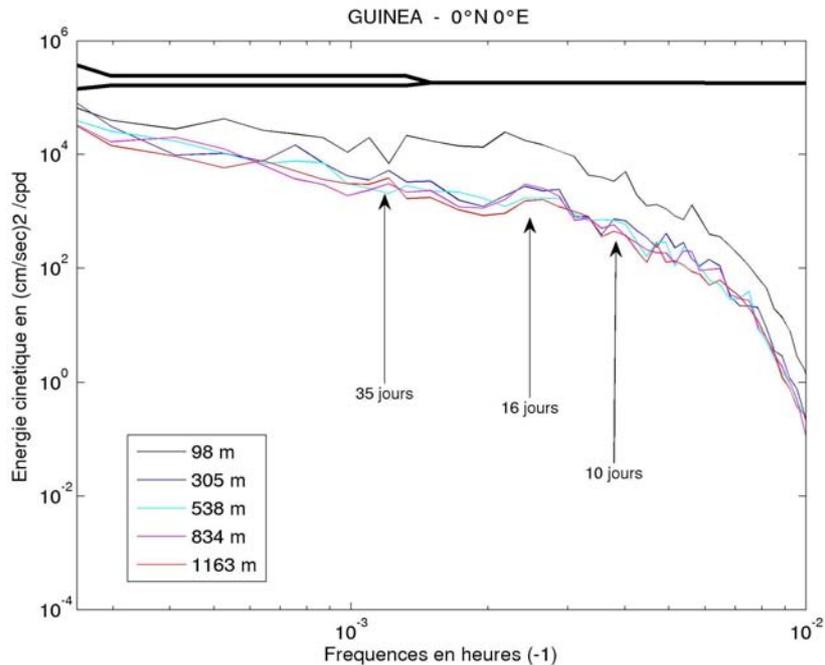


Figure IV.6 : Spectre d'énergie cinétique pour la simulation de référence du modèle GUINEA à la position 0°N-0°W. Les courbes noires (en gras) représentent l'intervalle de confiance à 95%.

Afin de déterminer la nature des ondes équatoriales de période 15 jours reproduites dans le modèle GUINEA, des sections équatoriales de l'énergie cinétique pour la période 15 jours ont été tracées à partir des résultats de la simulation de référence. Pour calculer l'énergie cinétique, on effectue une analyse spectrale des vitesses pour tous les points de grille du modèle le long de la section équatoriale, puis on extrait de ces résultats la bande de période 13-17 jours. Afin de caractériser les ondes équatoriales, nous avons tracé les sections équatoriales de l'énergie cinétique due à la composante zonale des vitesses et due à la composante méridienne (Figure IV.7).

Il apparaît évident sur ces deux sections que l'énergie à la période 15 jours à l'équateur en profondeur est essentiellement due aux oscillations des courants méridiens, la comparaison entre la carte d'énergie à partir des vitesses méridiennes et celle à partir des vitesses zonales montre clairement des oscillations beaucoup plus énergétique sur la composante méridienne des vitesses pour les profondeurs en dessous de 200m. Excepté dans les 200 premiers mètres où, bien qu'inférieure à la composante méridienne, la composante zonale ne peut être négligée, les ondes équatoriales de période 15 jours observées dans le Golfe de Guinée n'ont donc pas de signal en u mais seulement un signal en v. Les résultats du modèle GUINEA montrent donc que les oscillations de périodes 15 jours à l'équateur dans l'Est de l'Atlantique équatorial en dessous de 200m sont principalement dues à des ondes de Yanai confirmant ainsi les résultats de l'étude de Bunge *et al* (2006) effectuée à partir de données.

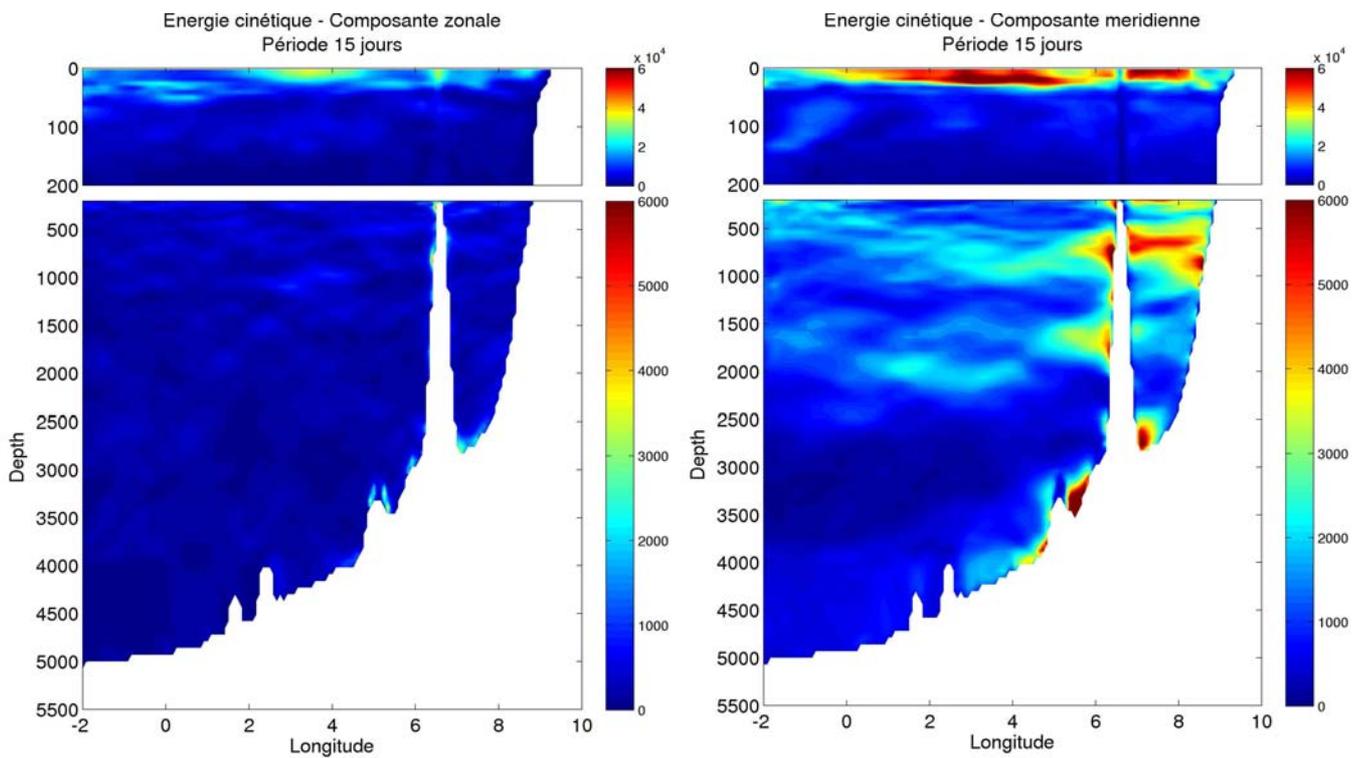


Figure IV.7 : Carte de l'énergie à 15 jours en $(\text{cm}\cdot\text{s}^{-1})^2/\text{cpd}$ pour la section équatoriale à partir des résultats de la simulation de référence du modèle GUINEA. Pour les vitesses zonales (à gauche), pour les vitesses méridiennes (à droite). Un zoom est effectué sur les 200 premiers mètres pour lesquels l'échelle de couleur est multipliée par 10, le signal étant beaucoup plus énergétique en surface

On peut observer sur les figures IV.7 un signal plus énergétique dans l'Est du bassin équatorial. Ceci s'explique car les ondes de Yanai sont générées à l'équateur tout le long du rail équatorial par la composante méridienne de la tension de vent à l'équateur et le gradient méridien de la composante zonale de la tension de vent. Les ondes se propageant vers l'Est, il y a accumulation d'énergie dans l'Est des bassins équatoriaux (Shaffer *et al*, 1997; Sengupta *et al*, 2004).

Cette étude a mis en évidence que le modèle GUINEA reproduisait des oscillations à 15 jours des courants méridiens à l'équateur caractéristiques des ondes de Yanai. Dans le cas de l'Atlantique équatorial, les ondes de Yanai ont une structure méridienne de leur vitesse zonale allant de 5°N à 5°S pour les premiers modes.

IV.3 Mécanisme de forçage des oscillations sur le talus

L'étude préliminaire à partir du modèle CLIPPER et la première simulation ont montré que les oscillations étaient forcées par le vent. Cette hypothèse est vérifiée grâce à la simulation du modèle GUINEA dite "mensuelle" (tableau IV.2) c'est à dire avec des frontières ouvertes mensuelles et des vents QUIKSCAT mensuels. Cette simulation ne reproduit pas les oscillations à 15 jours sur le site A de Biozaire, en effet le spectre d'énergie ne présente aucun pic à cette période (Figure IV.8). Ces oscillations sont donc forcées par les vents, mais elles peuvent être forcées par le vent local ou par un vent distant.

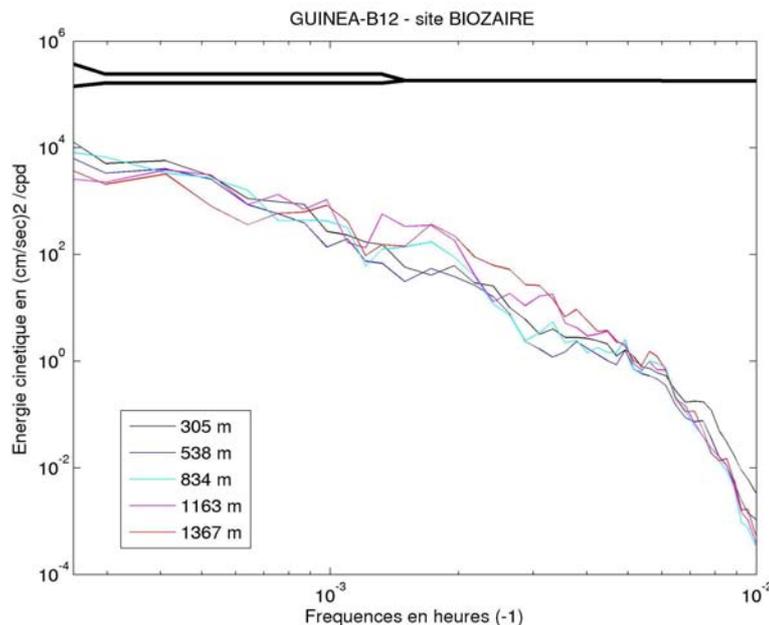


Figure IV.8: Spectre d'énergie cinétique sur le site A de Biozaire pour la simulation "mensuelle" modèle GUINEA.

IV.3.1 Etude de l'influence des vents locaux

Afin d'explorer le rôle des vents locaux sur la génération d'oscillations à 15 jours le long de la pente la simulation dite "vent local" (tableau IV.2) a été effectuée de 2000 à 2004. Le modèle est forcé par les vents QUIKSCAT journaliers le long des côtes africaines (entre 10°E et la côte et entre 3°S et la frontière sud du domaine) où ont été observées les oscillations, et par les vents mensuels QUIKSCAT sur le reste du domaine. Les frontières ouvertes sont mensuelles et proviennent du modèle NATL470

forcé par les vents QUIKSCAT.

La simulation “vent local” n'a pas permis de reproduire des oscillations des courants à 15 jours le long de la pente. En effet, si on compare la figure IV.9 représentant les courants sur le site A de Biozaire à 1300m pour la simulation “vent local” aux mêmes figures (figure IV.1) représentant ces courants pour la simulation de référence, on remarque certes une orientation des courants le long de la bathymétrie mais l'amplitude de cette oscillation est plus faible et surtout le signal est dominé par une période d'environ 100 jours soit une période bien plus grande que les 15 jours observés.

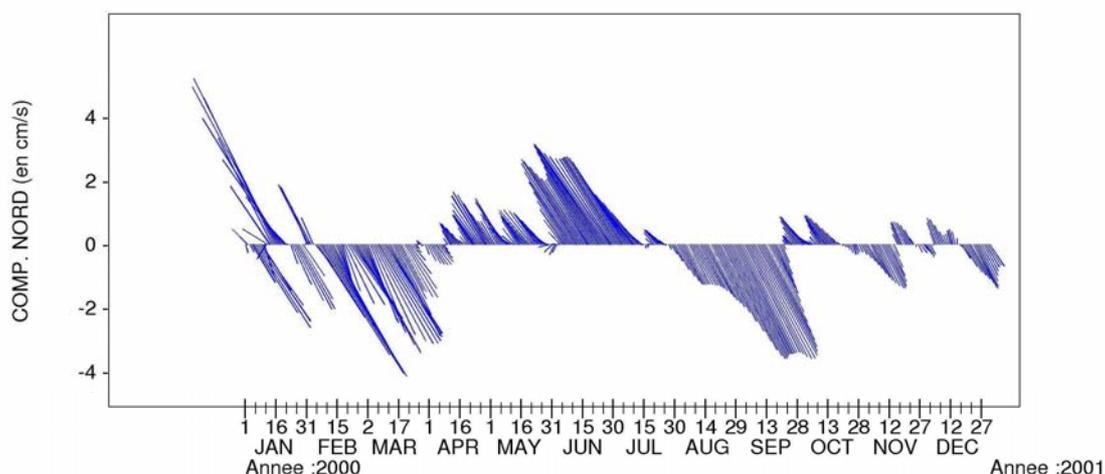


Figure IV.9: *Stickplot des courants sur le site A de Biozaire à 1300m de Janvier à Décembre 2000 pour la simulation « vent local ».*

Cette absence d'oscillations à la période 15 jours est d'autant plus visible sur le spectre d'énergie cinétique pour la profondeur 1300m du site A (figure IV.10). En effet, pour la simulation “vent local”, le niveau d'énergie dans la bande de période proche de 15 jours est bien inférieur à celui des observations et de la simulation de référence. Les niveaux d'énergie dans la bande 11-20 jours au site A aux différentes profondeurs pour la simulation “vent local” sont 100 fois inférieurs à ceux de la simulation de Référence (tableau IV.3) qui montre des résultats proches des données. Le forçage du modèle par des vents locaux ne permet donc pas à lui seul la génération d'oscillations à une période de 15 jours des courants. Ce résultat suggère que ces ondes ne soient pas forcées localement mais générées par des vents distants. Ces ondes peuvent être générées par les vents dans la partie Est de l'Atlantique, c'est-à-dire sur le domaine GUINEA ou par des vents dans l'Ouest du bassin. L'influence des vents dans la partie Est du bassin va être étudiée grâce à la simulation dite “vents journaliers – OBC mensuelles”.

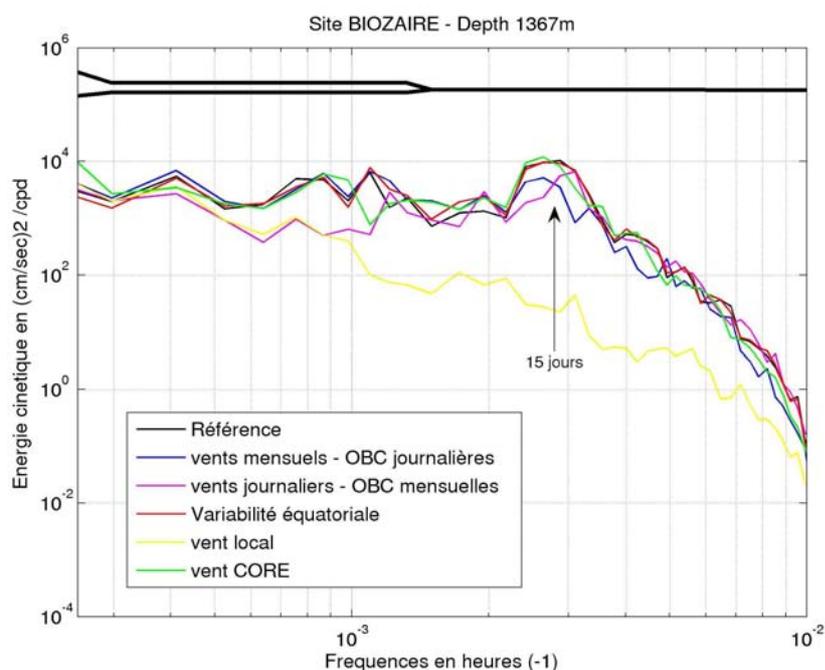


Figure IV.10: Spectres d'énergie cinétique à la profondeur 1367m sur le site A de Biozaire pour les différentes simulations du modèle GUINEA. Les courbes noires (en gras) représentent l'intervalle de confiance à 95%.

Profondeur	Référence	Vent mensuel	Frontières mensuelles	Variabilité équatoriale	Vent local	Vent CORE
538m	100	63	67	104	1	84
710m	100	43	72	103	1	84
963m	100	34	73	93	1	97
1163m	100	39	63	96	1	104
1367m	100	44	51	96	1	96

Tableau IV.3: Pourcentage d'énergie dans la bande de période 11-20 jours par rapport à la simulation de référence pour les différentes simulations de GUINEA. Les différentes simulations sont décrites dans le tableau IV.2.

IV.3.2 Etude de l'influence des vents sur domaine GUINEA

Comme pour les autres simulations, la simulation “vents journaliers – OBC mensuelles” (tableau IV.2) a été effectuée pour les années allant de 2000 à 2004. Le modèle GUINEA a été forcé par les vents journaliers QUIKSCAT sur l'ensemble du domaine et par des frontières ouvertes mensuelles identiques à celle de la simulation “vent local”. Dans la simulation “vents journaliers – OBC mensuelles”, les frontières sont mensuelles, c'est à dire qu'on supprime l'influence des vents journaliers à l'Ouest de la frontière, on ne laisse donc que la variabilité des vents à l'Est du bassin Atlantique comme mécanisme de forçage des ondes.

Pour cette simulation, on observe comme pour la simulation de référence des oscillations des courants orientées le long de la bathymétrie à une période proche de 15 jours. Cependant l'amplitude des oscillations est seulement de $10\text{-}12\text{cm.s}^{-1}$ (non montré), et donc sensiblement inférieure à celle de la simulation de référence ($15\text{-}20\text{cm.s}^{-1}$) et celle des données ($20\text{-}30\text{cm.s}^{-1}$).

Les oscillations à 15 jours sont bien visibles sur le spectre d'énergie cinétique puisqu'on observe sur le site A (figure IV.10) un pic d'énergie dans une bande de période proche de 15 jours. Ce pic est moins large que le pic sur la simulation de référence. Il est en effet compris entre 14 et 17 jours contre 12 et 17 jours. Le niveau d'énergie bien qu'inférieur à celui de la simulation de référence reste très significatif. Le tableau IV.3 montre que la simulation “vents journaliers – OBC mensuelles” réussit à reproduire environ 70% du signal de période 11-20 jours de la simulation de référence entre 500 et 1150m et 50% à la profondeur de 1367m. L'intensification du signal près du fond est très semblable à ce que l'on retrouve avec la simulation de référence puisque le rapport d'énergie entre à 1163m et celle à 763m est comprise entre 2.5 et 4.5 contre 3 et 5.3 pour la référence.

La génération d'ondes se propageant le long de la pente est donc en partie forcée par la variabilité des vents dans l'Est du bassin Atlantique. S'il est donc clair que les vents journaliers sur la partie Est du bassin Atlantique permettent de reproduire en partie le signal à 15 jours, tant au niveau de l'amplitude que de l'intensification au fond, on ne retrouve cependant pas le même niveau d'énergie qu'avec la simulation de référence, soulignant le fait qu'une partie de ces ondes doit être forcée dans l'Ouest du bassin. Le modèle GUINEA ayant sa frontière Ouest à $2^{\circ}5$ W, la variabilité des vents dans l'Ouest du bassin Atlantique est introduite dans le modèle via la frontière ouverte Ouest. Afin d'étudier son

influence nous avons effectué une nouvelle simulation “Vents mensuels – OBC journalières”.

IV.3.3 Etude de l'influence de la variabilité dans l'Ouest du bassin Atlantique

Pour cette simulation “Vents mensuels – OBC journalières” (tableau IV.2), le modèle GUINEA a été forcé par les vents QUIKSCAT mensuels et par les frontières journalières sorties du modèle NATL470. Comme pour celle de Référence, dans la simulation “Vents journaliers – OBC mensuelles”, les courants présentent des oscillations à 15 jours orientées suivant la bathymétrie. L'amplitude des courants est inférieure à celle de la simulation de référence et donc à celle des données. On peut observer sur le spectre d'énergie cinétique à 1300m au site A de Biozaire (figure IV.10) un pic d'énergie pour les périodes autour de 15 jours.

Comme pour la simulation “Vents journaliers – OBC mensuelles”, le pic d'énergie est moins large que celui de la simulation de référence mais si pour la simulation “Vents journaliers – OBC mensuelles” le pic d'énergie est décalé vers les hautes fréquences (15-17 jours), la simulation “Vents mensuels – OBC journalières” montre un pic décalé vers les basses fréquences, 12-15 jours contre 12-17 jours pour la référence.

Les niveaux d'énergie aux différentes profondeurs sont inférieurs à ceux de la simulation de Référence et ceux de la simulation “Vents journaliers – OBC mensuelles” (tableau IV.3). Entre 700m et 1367m, la simulation reproduit entre 35 et 45 % du signal observé sur la simulation de référence alors qu'à 500m 63% du signal est reproduit c'est à dire un résultat proche de la simulation “Vents journaliers - OBC mensuelles”. L'intensification du signal entre 1163m et 763m de cette simulation “Vents mensuels - OBC journalières” est proche des résultats des simulations de référence et “Vents journaliers - OBC mensuelles”. Le rapport d'énergie entre la profondeur 1163m et 763m est compris entre 2.7 et 4.8, il est de 3-5.3 pour la référence.

Ces résultats montrent que la variabilité des courants dans l'Ouest du bassin équatorial, introduit dans le modèle via la frontière Ouest, génère des ondes bimensuelles qui se propagent vers l'Est à l'équateur puis qui se propagent en ondes côtières vers le Sud et le Nord du bassin. La variabilité bimensuelle dans l'Ouest du bassin est certainement due à la génération d'ondes forcées par la variabilité des vents. On ne peut pour autant exclure totalement le rôle que pourraient jouer les ondes tropicales d'instabilité.

En effet, Grodsky *et al* (2005) ont montré, à partir de données d'un mouillage situé à l'équateur à 23°W, l'existence d'ondes tropicales d'instabilité responsables de fluctuations de courant, de température et de salinité à des périodes de 20 à 30 jours. Si les périodes auxquelles ces ondes ont été observées sont supérieures à la période des oscillations observées, on ne peut exclure totalement la présence de telles ondes à la période 15 jours.

Cette simulation a permis de montrer que la variabilité introduite par la frontière Ouest suffisait pour reproduire une partie des oscillations bimensuelles sur le site Biozaire. La frontière Ouest intersectant l'équateur, il est probable que la dynamique équatoriale joue ici un rôle important. Une nouvelle simulation a été effectuée pour vérifier cette hypothèse.

IV.3.4 Etude de l'influence de la variabilité équatoriale

Pour cette simulation dite "Variabilité équatoriale" (tableau IV.2), le modèle GUINEA a été forcé pour les années 2000-2004 avec les vents journaliers pour la bande équatoriale (5°S-5°N) et avec des vents mensuels sur le reste du domaine. De même, la frontière Ouest est forcée par les sorties journalières du modèle NATL470 entre 5°S et 5°N et par ses sorties mensuelles sur le reste de la frontière. La frontière Sud est forcée par les sorties mensuelles du modèle NATL470. Dans un premier temps une simulation similaire mais avec une variabilité journalière entre 2°N et 2°S a été effectuée, mais les résultats de cette simulation étaient très décevants puisque seulement 50% du signal était reproduit. En effet l'étude de la variabilité à l'équateur dans la simulation de référence a montré que les oscillations des courants à l'équateur étaient dues à des ondes de Yanai or ces ondes ont une extension méridienne comprises entre 5°N et 5°S (figure IV.5). En forçant le modèle avec des vents journaliers seulement entre 2°N et 2°S nous ne pouvions donc reproduire qu'une partie de ces ondes de Yanai.

Comme le laissait penser l'hypothèse d'ondes forcées à l'équateur se propageant en ondes côtières, la simulation "variabilité équatoriale" réussit à reproduire les oscillations observées à 7°40 S sur le site A de Biozaire. On observe en effet des oscillations de courant le long de la pente. L'amplitude des oscillations est similaire à celle de la simulation de référence. Le spectre d'énergie cinétique à 1300m (figure IV.10) montre un pic autour de 15 jours de même largeur que pour la simulation de référence (12-17 jours) et d'intensité égale. Pour toutes les profondeurs, le niveau d'énergie pour la période autour de 15 jours est pratiquement identique à celui de la simulation de référence (tableau IV.3). La

simulation “Variabilité équatoriale” reproduit en effet 95% du signal de la simulation de référence. On retrouve donc également la même intensification près du fond que pour la simulation de Référence puisque le rapport entre l'énergie à 1163m et celle 763m est également compris entre 3 et 5,3.

Puisque le forçage par des vents haute-fréquence à l'équateur suffit à générer des oscillations des courants à 7°40 Sud, cette simulation valide donc l'hypothèse que les ondes côtières observées sur le site A de Biozaire sont en fait le résultat de la propagation d'ondes équatoriales générées dans tout le bassin équatorial et qui se réfléchissent en ondes côtières en atteignant les côtes de l'Afrique de l'Ouest.

IV.3.5 Propagation des ondes

Le modèle GUINEA a montré que les ondes côtières se propageant jusqu'à Biozaire avaient été générées à l'équateur. Il doit donc être possible de suivre la propagation des ondes. Lazar *et al* (2006) ont montré que les données d'altimétrie satellite permettaient, dans l'Est de l'Atlantique tropical, l'observation de la propagation à l'équateur puis le long des côtes d'ondes de Kelvin de période 2 mois. Les ondes observées sur Biozaire sont trop « haute-fréquence » pour pouvoir être observées grâce aux satellites. La période de révolution des satellites (~ 1 semaine) est en effet trop longue comparée à la période des oscillations. La propagation de ces ondes va cependant pour être étudiée grâce au modèle GUINEA. Ces ondes se propagent le long de la pente, il est donc possible de calculer leurs vitesses de propagation à partir d'un diagramme temps-latitude le long d'une isobathe. La côte africaine entre 2°N et 14°S étant principalement méridienne, on a tracé un diagramme temps-latitude des vitesses méridiennes le long de l'isobathe 1100m (figure IV.11).

On observe clairement sur ce diagramme des oscillations de la vitesse méridienne à des périodes proches de 15 jours qui se propagent vers le Sud et vers le Nord à partir de l'équateur. La propagation vers le Sud est nette et montre bien une propagation jusqu'à la latitude du site Biozaire (7°40S) et même au-delà. La vitesse de phase des oscillations calculée à partir de ce diagramme est d'environ 0.5 m.s⁻¹ et sa longueur d'onde est de 648 km. Ces résultats sont en adéquation avec l'étude de Vangriesheim *et al* (2005) à partir d'un modèle linéaire d'ondes piégées à la côte. En effet, cette vitesse de phase et cette longueur d'onde sont très proches de celles du mode 5 du modèle linéaire BIOGLAD (0.52 pour la vitesse – 679 km pour la longueur d'onde), Vangriesheim *et al* (2005) ayant montré que les modes 3 et 5 du modèle linéaire étaient ceux correspondant le mieux aux observations.

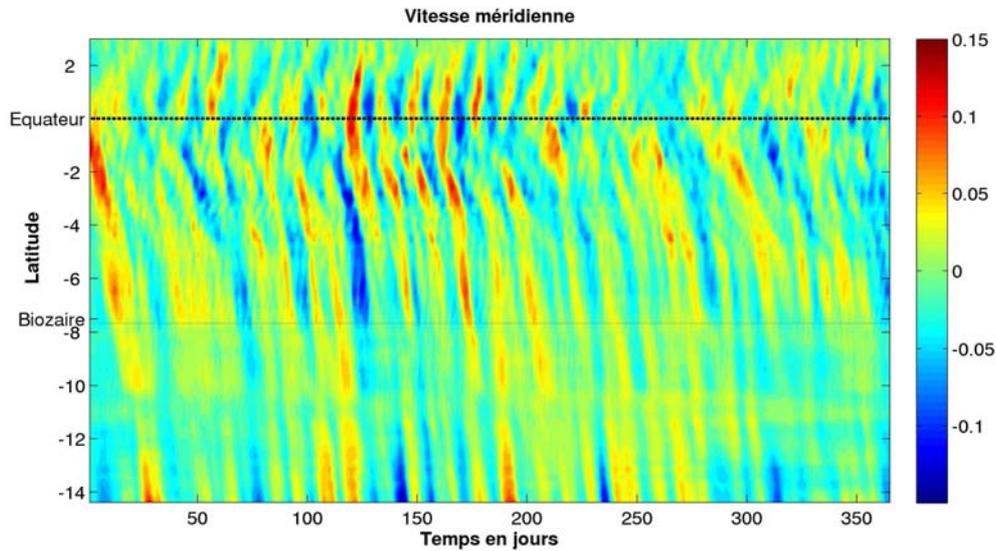


Figure IV.11: Diagramme temps-latitude des vitesses méridiennes en $m.s^{-1}$ le long du contour de profondeur 1100m entre $2^{\circ}N$ et $14^{\circ}S$ pour la simulation de référence de modèle GUINEA.

Sur site Biozaire, la stratification est importante, d'après la climatologie de Reynaud *et al.* (1998) la fréquence de Brunt-Väisälä est de $0.017s^{-1}$ dans les 100 premiers mètres et de $0.002s^{-1}$ en moyenne sur la colonne d'eau entre 0 et 4000m pour la zone comprise entre $8^{\circ}S$ et $7^{\circ}S$ et $8^{\circ}E$ et $12^{\circ}E$ (Vangriesheim *et al.*, 2005). On se trouve dans le régime des grands nombres de Burger. Pour ce régime, les Coastal Trapped Waves ont des caractéristiques proches des ondes de Kelvin côtières (Vangriesheim *et al.*, 2005). Les vitesses de propagation des modes de CTWs sont alors très proches des vitesses de propagation des ondes de Kelvin côtières. Dans le cas des ondes de période 15 jours, les vitesses de phase des 3 premiers modes du modèle de CTWs sont $2.84m.s^{-1}$, $1.39m.s^{-1}$ et $0.94m.s^{-1}$ contre $2.3m.s^{-1}$, $1.2m.s^{-1}$ et $0.8m.s^{-1}$ pour les ondes de Kelvin côtières (Vangriesheim *et al.*, 2005). Bunge *et al.* (2006) ont également montré que les ondes de Yanai observées à l'équateur avaient des vitesses de propagation de $0.5m.s^{-1}$ correspondant au 4ème et 5ème mode barocline.

Les simulations du modèle GUINEA ont permis de reproduire les oscillations bimensuelles observées sur le site Biozaire et de mettre en évidence l'origine équatoriale de ces ondes forcées par les ondes de Yanai et qui se propagent à $0.5m.s^{-1}$. Mais la prédominance de l'énergie à 15 jours sur le talus alors qu'à l'équateur le signal plus basse fréquence est plus énergétique n'est toujours pas expliquée.

IV.4 Sélection de la période des ondes côtières : pourquoi le signal à 15 jours est-il si fort?

IV.4.1 Forçage du vent

Comme vu précédemment, les ondes de période 15 jours observées dans le Golfe de Guinée sont forcées par le vent. Pour étudier la variabilité des vents dans le Golfe de Guinée, nous avons calculé le spectre d'énergie cinétique des vents QUIKSCAT zonaux et méridiens sur le domaine GUINEA entre 5°S et 5°N pour les années 2000-2004 (figure IV.12).

On observe plusieurs pic d'énergie à 35, 24, 14 et 9 jours, les pics à 35 et 14 jours étant les plus énergétiques, déjà mis en évidence par Garzoli (1987) et Colin et Garzoli (1988). Il y a donc dans le vent, un pic d'énergie à la même période que celui des oscillations de courants. Le forçage par le vent étant l'un des principaux mécanismes de forçage des ondes équatoriales, on peut s'attendre à retrouver à l'équateur des oscillations de courants à ces mêmes périodes de 35, 14 et 9 jours.

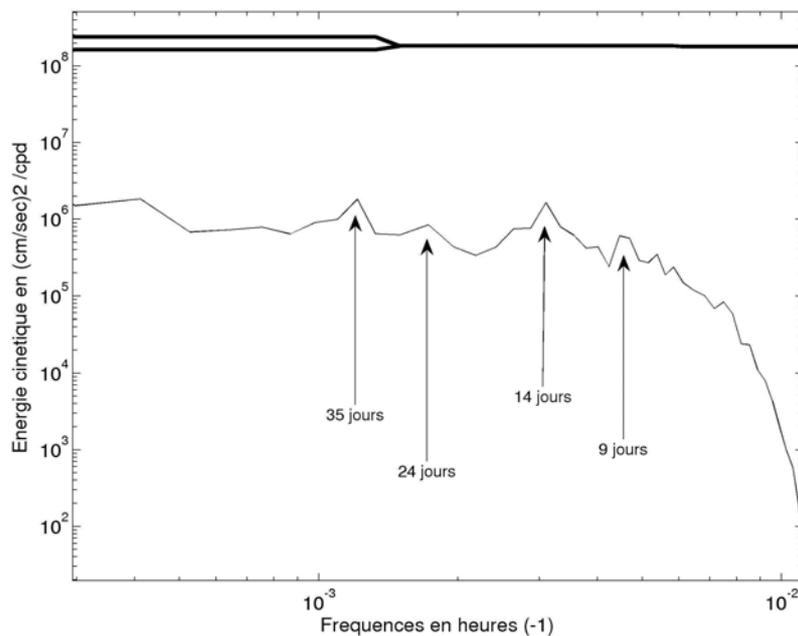


Figure IV.12: Spectre d'énergie cinétique des vents journaliers QUIKSCAT zonaux et méridiens entre 5°S et 5°N pour les années 2000-2004.

Notre démarche dans ce travail est d'étudier le forçage externe des vents sur l'océan, notre modèle étant forcé par les vents observés par le satellite QUIKSCAT. Cependant, il faut garder à l'esprit le couplage entre l'océan et l'atmosphère. En effet, dans les tropiques, le vent et la température de surface sont fortement couplés. Dans le cas de l'Atlantique tropical, Caltabiano *et al* (2005) ont mis en évidence, dans les champs de vent, une signature des ondes tropicales d'instabilité, c'est-à-dire de la variabilité interne à l'océan. Cependant, nous étudions ici seulement le forçage des vents sur l'océan, le couplage entre l'océan et l'atmosphère ne pourra être exploré qu'à partir d'un modèle couplé.

IV.4.2 Oscillations à l'équateur

Si l'on regarde le spectre des courants à 0°E à l'équateur, à partir de la simulation de référence du modèle GUINEA (figure IV.6), on observe la réponse des courants aux forçages par le vent. On retrouve des pics d'énergie pour les périodes 35, 16 et 10 jours. Dans le spectre du vent, le signal à 35 jours et celui à 14 jours ont la même amplitude. Dans les courants équatoriaux le pic d'énergie à 35 jours est supérieur à celui à 16 jours, ceci traduit le fait que l'océan ait une dynamique plus basse fréquence que l'atmosphère. Pour tout le spectre, on trouve le signal le plus énergétique près de la surface, les pics d'énergie à 35, 16 et 10 jours y sont moins marqués car pour toutes les autres périodes le signal est également très énergétique. La variabilité des vents QUIKSCAT dans le domaine GUINEA a permis le forçage d'oscillations à 35, 15 et 9 jours dans les courants à l'équateur. Les ondes forcées à l'équateur sont une réponse directe au forçage par le vent.

IV.4.3 Propagation des ondes en ondes côtières

Les ondes équatoriales de période 35, 15 et 9 jours ainsi générées se propagent ensuite jusqu'à la côte et se transforment en ondes côtières en conservant leurs fréquences. Cependant, le spectre d'énergie cinétique des courants sur le site A de Biozaire (figure IV.10) ne montre pas de pic d'énergie significatif à 35 et 9 jours, seul le pic d'énergie à 15 jours est observé. Si les ondes équatoriales à 15 jours se propagent vers le Sud et le Nord pourquoi n'observe t'on pas la même propagation pour les périodes 35 et 9 jours? Cette absence d'énergie à 35 et 9 jours peut-être expliquée par l'étude des fréquences de coupure des ondes de Rossby et d'inertie-gravité dans l'Atlantique équatorial.

Comme l'évoquent Shaffer *et al* (1997), pour certaines combinaisons de fréquence et de longueur

d'onde, il n'existe pas d'ondes piégées à l'équateur ayant une vitesse de propagation vers l'Ouest. C'est à dire que pour ces combinaisons fréquence - longueur d'onde, toute l'énergie se propage vers l'Est et ne peut ensuite être réfléchi qu'en ondes côtières ce qui explique pour ces fréquences une accumulation d'énergie dans l'Est des bassins, la côte Est agissant comme un filtre passe-bande.

Un diagramme de dispersion des ondes équatoriales, pour le mode méridien 1 ($m=1$) et pour les 3 premiers modes verticaux, va nous permettre d'étudier dans le cas du Golfe de Guinée les combinaisons pour lesquels il n'existe plus d'ondes dont l'énergie se propage vers l'Ouest. La vitesse de phase des ondes est $V_\phi = \frac{\omega}{k}$ et la vitesse de groupe correspond à la vitesse à laquelle l'énergie se propage est

$V_g = \frac{\partial \omega}{\partial k}$ avec ω la pulsation et k le nombre d'onde horizontale de l'onde. Lorsque V_g est négative, l'énergie se propage vers l'Ouest, lorsque V_g est positive elle se propage vers l'Est. Ce diagramme (figure IV.13) a été tracé à partir des relations de dispersion des différentes ondes équatoriales. La vitesse des modes linéaires a été calculée à partir du profil moyen de la fréquence de Brunt-Väisälä N^2 dans l'atlantique équatorial (cf. IV.2).

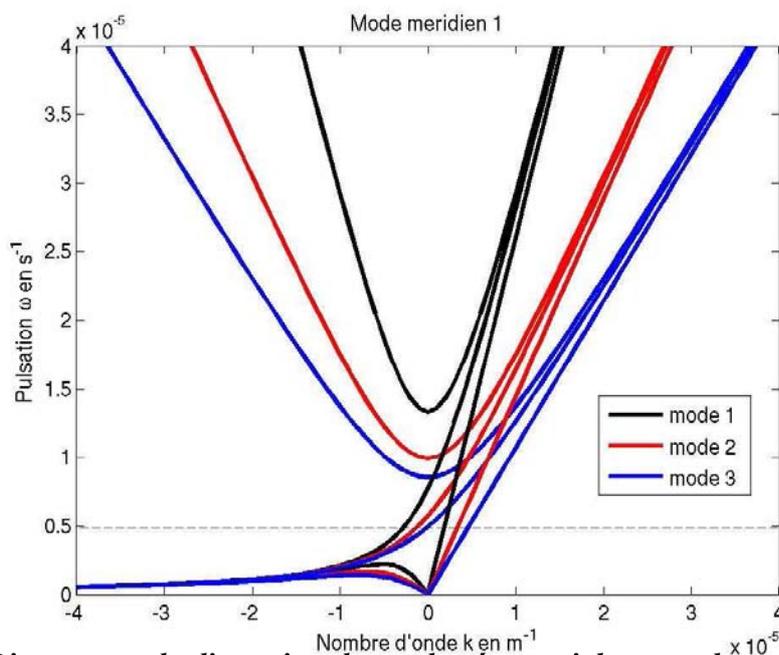


Figure IV.13: Diagramme de dispersion des ondes équatoriales pour le mode méridien 1 et les 3 premiers modes verticaux du Golfe de Guinée. La période $\frac{2\pi}{\omega}=15$ jours est représentée par la ligne horizontale en pointillé.

On observe que la fréquence maximale pour les ondes de Rossby correspond à la fréquence maximale du mode barocline $n=1$. Cette fréquence de coupure est de 30 jours. Pour les fréquences plus hautes, il n'y a pas dans le Golfe de Guinée d'ondes de Rossby équatoriales. C'est à dire que les ondes de périodes inférieures à 30 jours ne pourront pas se réfléchir sur le bord Est en ondes de Rossby. Pour la fréquence de coupure des ondes d'inertie-gravité, le problème est plus compliqué car lorsque le mode barocline augmente, la fréquence de coupure pour laquelle ces ondes peuvent exister diminue. La période jusqu'à laquelle on peut observer des ondes d'inertie-gravité est de 5 jours pour le mode vertical 1 et de 11 jours pour le mode vertical 5. Si on prend le cas du mode vertical 5, cela signifie que pour qu'une onde équatoriale puisse se réfléchir sur le bord Est en onde d'inertie gravité, il faut que sa période soit inférieure à 11 jours. Plus le mode vertical est élevé plus cette période sera élevée, cependant il faut atteindre le mode 10 pour obtenir une période de coupure de 16 jours.

Pour résumer, si on s'attache au cas des 5 premiers modes verticaux qui semblent décrire correctement les oscillations à 15 jours dans le Golfe de Guinée, des ondes ayant une période comprise entre 11 et 30 jours ne pourront se réfléchir sur le bord Est ni en ondes d'inertie-gravité ni en ondes de Rossby. Ces deux types d'ondes étant les seules ayant une vitesse de groupe vers l'Ouest, toute l'énergie des ondes incidentes va se propager en ondes côtières. A contrario, pour des périodes inférieures à 11 jours et celles supérieures à 30 jours, une partie de l'énergie des ondes qui va se réfléchir sur le bord Est le sera en ondes d'inertie-gravité et de Rossby avec une vitesse de groupe vers l'Ouest, la part d'énergie se propageant en ondes côtières diminuant d'autant. Ceci explique qu'à la latitude de Biozaire, on ne retrouve pas autant d'énergie à 35 et 9 jours qu'à l'équateur. Une partie de l'énergie à ces deux périodes s'est en effet réfléchi en ondes d'inertie-gravité pour le pic à 9 jours et en ondes de Rossby pour le pic à 35 jours, alors que pour la période 15 jours toute l'énergie s'est propagée en ondes côtières.

Le pic d'énergie à 15 jours observé sur le site Biozaire est dû au fait qu'il existe dans les vents équatoriaux un pic d'énergie à la même période forçant des ondes de Yanai dont l'énergie se propage vers l'Est. Cependant si sur le site Biozaire, le signal à 15 jours est le plus énergétique contrairement à ce qui est observé à l'équateur, c'est qu'à l'équateur il n'existe pas d'ondes de période comprise entre 11 et 30 jours dont l'énergie se propage vers l'Ouest. Ainsi, pour cette bande de période comprenant la période 15 jours, toute l'énergie incidente arrivant sur la côte va se propager en ondes côtières. Au contraire pour les autres périodes, dont les périodes 35 et 10 jours pour lesquelles on observe de pics d'énergie à l'équateur, seulement une partie de l'énergie se propagera en ondes côtières, une autre

partie se réfléchissant vers l'Ouest en onde de Rossby ou d'Inertie-gravité, le signal le long de la côte sera alors moins énergétique.

Grâce à l'apport d'une meilleure résolution verticale et horizontale, le modèle GUINEA nous a permis de reproduire des oscillations de courant le long de la pente du Golfe de Guinée en très bonne adéquation avec les observations. La simulation de référence, simulation la plus réaliste, reproduit des oscillations sur le site A de Biozaire ayant une amplitude très proche des amplitudes observées à partir des différentes données. Le pic d'énergie et l'intensification des oscillations près du fond sont également bien modélisés puisque l'on retrouve un pic d'énergie d'intensité comparable aux données et le rapport entre l'énergie à 1185m et celle à 785m de profondeur est du même ordre de grandeur.

Les différentes simulations ont permis d'explorer le mécanisme de forçage des ondes piégées à la côte et de conclure que ces ondes étaient forcées par la variabilité des vents à l'équateur. La variabilité à 15 jours des tensions de vent force tout au long de l'équateur des ondes de Yanai de même période dont l'énergie se propage vers l'Est du bassin avant de se transformer en ondes côtières. Les données satellites n'ont pas une résolution temporelle suffisante pour suivre la propagation des ondes, mais une propagation à $0.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ est clairement mise en évidence par les résultats du modèle GUINEA.

Si contrairement aux observations à l'équateur, le pic à la période 15 jours observé sur le site Biozaire est si énergétique et domine toutes les autres périodes, c'est que le bord Est agit comme un filtre passe-bande pour les ondes équatoriales. En effet, comme il n'existe pas, dans l'Atlantique équatorial, d'ondes de période comprise entre 11 jours et 30 jours ayant une vitesse de groupe et donc de propagation de l'énergie vers l'Ouest, toute l'énergie des ondes incidentes ayant une période comprise dans cette bande va donc se propager en ondes côtières ce qui explique le pic d'énergie à 15 jours remarquable observé sur Biozaire.

Chapitre V

Caractéristiques spatiales et temporelles des ondes bimensuelles dans le Golfe de Guinée

Dans le chapitre IV, nous avons vu que le modèle GUINEA nous a permis de reproduire les oscillations bimensuelles ayant les mêmes caractéristiques que celles observées à partir des données sur le site A de Biozaire. Grâce aux différentes simulations, nous avons pu étudier et comprendre le mécanisme de forçage des oscillations bimensuelles. La plupart des études sur les oscillations haute-fréquences se basent essentiellement sur des études de données. La variabilité haute-fréquence dans le Golfe de Guinée n'a jamais été étudiée à partir d'un modèle 3D comme nous pouvons le faire grâce au modèle GUINEA. Les caractéristiques principales des oscillations à 15 jours sur le site Biozaire ont été mises en évidence grâce aux données et reproduites par le modèle. Le modèle va nous permettre d'approfondir cette étude en regardant la structure 3D des oscillations.

Dans ce cinquième chapitre, nous allons essayer de mieux approfondir l'étude de la propagation des oscillations bimensuelles dans le Golfe de Guinée et notamment jusqu'au site Biozaire en étudiant la structure spatiale des oscillations. Nous allons également étudier la variabilité du signal à 15 jours en examinant la persistance du signal. Pour étudier la structure des ondes et la variabilité du signal, nous allons nous appuyer sur l'étude des données de courant de l'IFREMER, sur l'analyse des vents QUICSCAT et sur les résultats des simulations du modèle GUINEA mais aussi sur les résultats d'un modèle linéaire développé pour cette étude. Pour l'étude de ces oscillations bimensuelles, le modèle linéaire va nous permettre de comprendre ce qui est dû à la dynamique linéaire et ce qui est non-linéaire. Le modèle linéaire sera présenté dans une première partie de ce chapitre. Dans une deuxième partie, nous allons étudier les structures verticale et horizontale des ondes. Enfin dans une troisième partie, nous étudierons la variabilité saisonnière et interannuelle du signal à 15 jours.

V.1 Modèle linéaire de l'Atlantique équatorial: ATLEQ

Pour l'étude du signal à 15 jours dans le Golfe de Guinée, en plus des simulations du modèle GUINEA,

nous avons utilisé un modèle linéaire construit à partir du code NEMO-OPA.9. Ce modèle est à fond plat (H=3900m), il n'y a donc pas de bathymétrie mais seulement un trait de côte. Ce modèle de l'Atlantique tropical s'étend de 30°S à 30°N et de 60°W à 17°75E, la grille horizontale est au ¼ de degré. Pour ce modèle nous avons considéré une stratification homogène sur tout le domaine, c'est à dire que la fréquence de Brunt-Väisälä N^2 ne dépend que de z :

$$N^2(z) = -g \frac{\partial \bar{\rho}(z)}{\partial z} / \rho_0 \quad (1)$$

- $g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$, accélération de pesanteur
- $\bar{\rho}$: densité potentielle
- ρ_0 : densité moyenne de la colonne d'eau

Pour ce modèle ATLEQ, nous avons utilisé le profil moyen de N^2 pour l'Atlantique équatorial entre 5°S et 5°N calculé à partir de la climatologie de Reynaud (Reynaud *et al*, 1998). A partir de ce profil moyen nous avons pu effectuer une décomposition en modes verticaux et ainsi calculer les vitesses de phases des différents modes. Pour cette simulation du modèle linéaire, nous avons utilisé les 6 premiers modes baroclines. La figure V.1 présente la structure verticale de ces modes calculés à partir de la décomposition du profil de N^2 . Les vitesses de phase des modes sont reportées dans le tableau V.1.

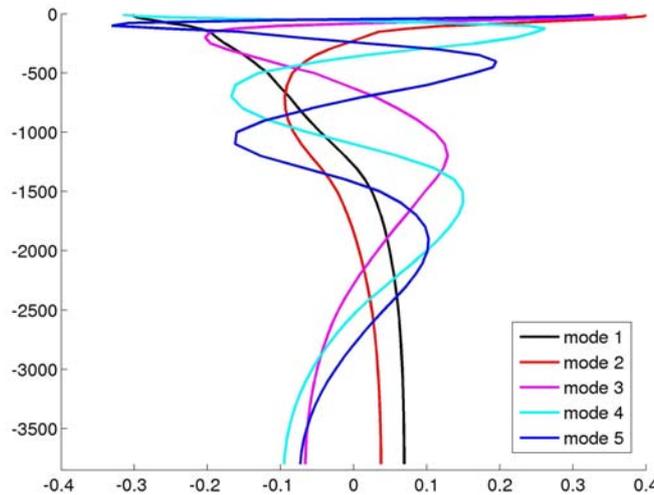


Figure V-1 : Structure des 5 premiers modes baroclines de l'Atlantique Equatorial utilisés dans le modèle linéaire ATLEQ.

Pour coder ce modèle linéaire, nous avons utilisé les équations shallow-water linéarisées (Pedlosky, 1987) :

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau^x}{h_{mix} \cdot \rho_0} \frac{u_{t-1}}{r_n} + D \Delta^2 u \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau^y}{h_{mix} \cdot \rho_0} \frac{v_{t-1}}{r_n} + D \Delta^2 v \quad (3)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h_n \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = -\frac{\eta_{t-1}}{r_n} \quad (4)$$

- u : vitesse zonale en m.s^{-1}
- v : vitesse méridienne en m.s^{-1}
- N^2 : fréquence de Brunt-Väisälä en s^{-2}
- $g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$, accélération de pesanteur
- $h_n = \frac{c_n^2}{g}$: hauteur équivalente du mode barocline n avec c_n la vitesse de phase du mode
- τ^x et τ^y : respectivement les composantes zonale et méridienne du stress du vent.
- D : coefficient de diffusion horizontal
- h_{mix} : profondeur de la couche de mélange en mètre. Nous avons fixé la profondeur de la couche de mélange h_{mix} à 50m. h_{mix} est la profondeur d'influence du vent. Au-delà de cette profondeur, l'influence du vent disparaît.

De la dissipation a été ajoutée dans le modèle linéaire via de la friction de Rayleigh. Nous avons appliqué les temps de décroissance utilisés par Illig *et al* (2004) pour leur modèle linéaire de l'Atlantique tropical développé pour l'étude des ondes longues équatoriales. Ces temps de décroissance ont été calculés avec la règle de Gent *et al* (1983).

$$r_n = r_1 \cdot \left(\frac{c_n}{c_1} \right)^q \quad (5)$$

- $q = 1,675$
- r_n : temps de décroissance pour le mode n
- c_n : vitesse du mode barocline n

Les temps de décroissance pour les 6 premiers modes baroclines sont reportés dans le tableau V.1. Ces

paramètres, contrôlant la dissipation, ont été choisis par Illig *et al* (2004) de manière à obtenir la meilleure comparaison possible avec les résultats du modèle CLIPPER dans le cas des ondes longues équatoriales.

Dans le modèle ATLEQ, nous avons ajouté 2 zones tampons sur les frontières fermées Nord et Sud afin que les ondes côtières ne puissent faire le tour du bassin. Nous avons effectué une simulation de 6 années de 1999 à 2004. Le modèle a été forcé avec les vents QUICKSCAT journaliers retranchés de la moyenne 2000-2004. La moyenne a été retranchée pour nous permettre d'effectuer un spin-up plus court, la variabilité basse-fréquence ainsi supprimée, le modèle atteint rapidement son équilibre. Le spin-up a été effectué pour l'année 1999 avec les forçages de l'année 2000.

Mode	Vitesse (m.s ⁻¹)	Temps de décroissance (jours)
1	2,35	839
2	1,35	316
3	0,92	156
4	0,71	81
5	0,54	55
6	0,46	50

Tableau V.1: Vitesses de phase en $m.s^{-1}$ et temps de décroissance (en jours) utilisés dans le modèle linéaire ATLEQ

V.2 Structure spatiale des ondes bimensuelles

V.2.1 Structure verticale des ondes

Vangriesheim *et al* (2005) ont montré que les oscillations bimensuelles observées sur le site A de Biozaire à partir des données IFREMER pouvaient être compatibles avec les modes baroclines 3 et 5 d'un modèle d'ondes piégées à la côte basé sur le code de Brink et Chapman (1987). Les vitesses de phase des modes 3 et 5 de leur modèle sont respectivement de 0,94 et 0,52 $m.s^{-1}$. Dans le modèle

GUINEA, on trouve une vitesse de propagation des ondes proche de $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ très proche de la vitesse du mode 5 du modèle d'ondes piégées. Dans le modèle linéaire ATLEQ, on retrouve des vitesses de phase proches de celles du modèle d'ondes piégées à la côte. La vitesse de phase la plus proche de la vitesse de propagation observée à partir des résultats du modèle GUINEA est la vitesse du mode barocline 5 ($0,54 \text{ m.s}^{-1}$). Dans le modèle d'ondes piégées, ce sont les modes baroclines 3 et 5 qui étaient les plus compatibles avec l'intensification observée sur le site A de Biozaire. Le chapitre IV a permis de mettre en évidence l'origine équatoriale des ondes côtières observées sur le site Biozaire. Les oscillations de courant sur Biozaire sont le résultat de la propagation d'ondes de Yanai en ondes côtières. A l'équateur à 10°W , Bunge *et al* (2006) observent des ondes de Yanai de mode barocline 4-5 de période 14 jours vers 800m de profondeur et trouvent pour ces ondes des vitesses de propagation de $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ très proches de la vitesse de propagation du mode barocline 5 du modèle linéaire de CTWs. Ces différents résultats semblent indiquer que les ondes bimensuelles se propageant le long de la pente continentale sont dominées par des modes baroclines élevés (du mode 3 au mode 5).

Dans le modèle linéaire ATLEQ, la structure verticale des ondes est contrainte par la structure de modes baroclines utilisés (figure V.1). Afin d'étudier la structure verticale des ondes à 15 jours, nous avons tracé des sections de l'énergie cinétique, pour les périodes entre 13 et 17 jours à la latitude de Biozaire, soit $7^\circ 40\text{S}$, pour les 6 modes de la simulation du modèle ATLEQ (figure V.2). Tous les modes baroclines ont leur amplitude maximale près de la surface, c'est donc en surface que l'on observe le maximum d'énergie à 15 jours pour tous les modes. En profondeur, la prédominance de tel ou tel mode sur la structure des ondes à 15 jours va dépendre de la profondeur à laquelle on se place. Par exemple, vers la profondeur de 1200m, les modes 3 et 5 montrent un maximum et vont donc dominer le signal à 15 jours. Les modes graves (1 et 2) sont les modes ayant les amplitudes les plus importantes, en surface ces modes vont donc dominer le signal. Par contre, leur amplitude décroît avec la profondeur, alors que les modes plus élevés ont des maxima importants en profondeur. Plus en profondeur, ce sont donc les modes élevés qui seront prépondérants et ce sont ces modes qui vont être responsables des oscillations près du fond.

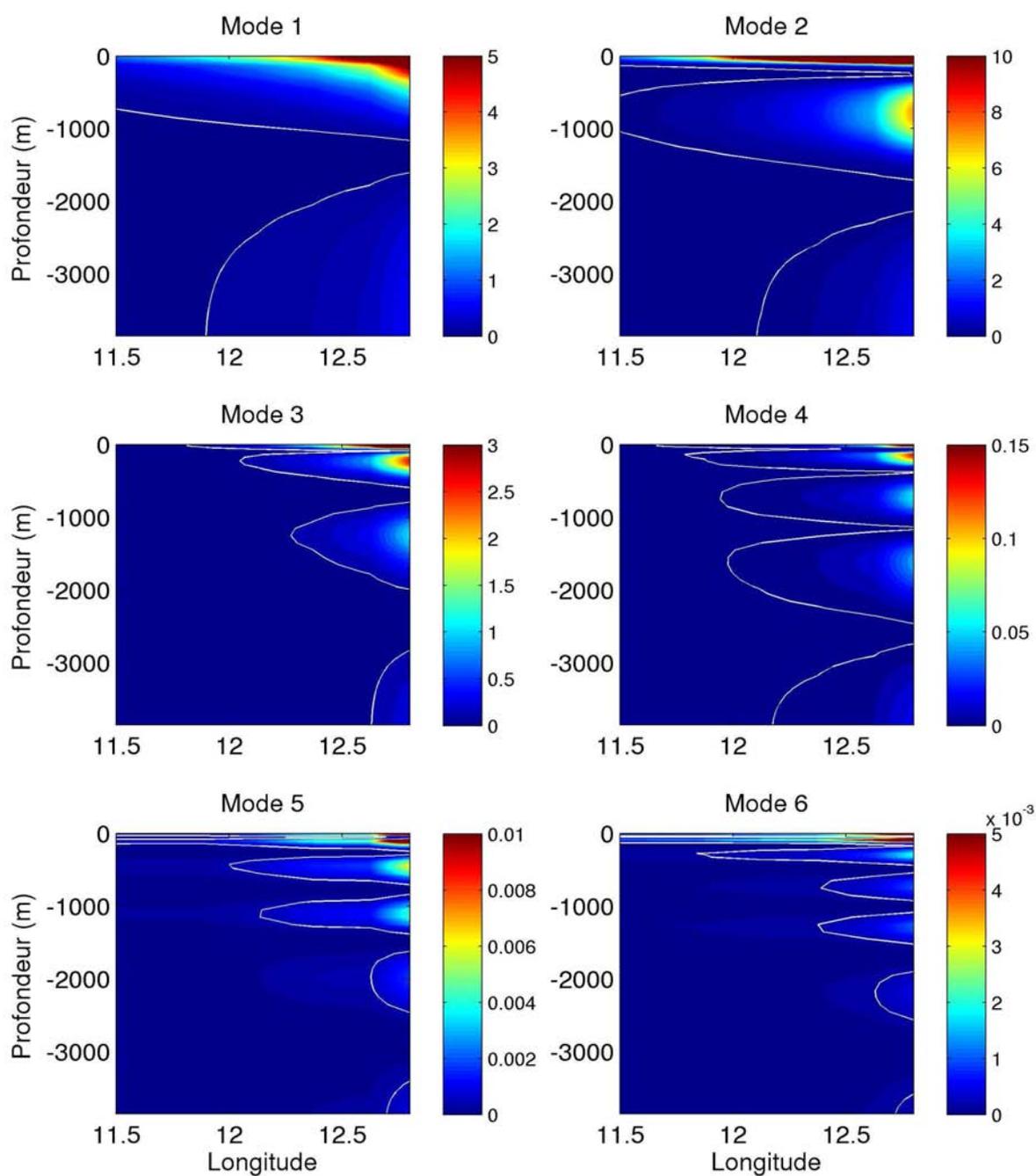


Figure V-2 : Sections de l'énergie cinétique en $(m.s^{-1})^2/cpd$ dans la bande de période 13-17 jours à la latitude du site Biozaire ($7^{\circ}40S$) pour les 6 modes de la simulation du modèle linéaire ATLEQ.

Il paraît hâtif de vouloir utiliser un modèle linéaire sans topographie pour l'étude d'ondes piégées à la côte étant donné l'importance de la pente continentale dans la dynamique de ces oscillations (voir chapitre I). Cependant Huthnance (1978) a montré que dans le cas de fortes stratifications, les ondes piégées à la côte sont très proches des ondes de Kelvin piégées contre un mur vertical. La correspondance de structure entre des ondes de Kelvin piégées contre un mur vertical et des ondes piégées à la côte est montrée sur la figure V.3. Sur le site Biozaire, on se trouve dans le cas d'une forte stratification. Vangriesheim *et al* (2005) ont montré que les ondes piégées à la côte avaient des caractéristiques proches de celles des ondes de Kelvin côtières. Ces résultats justifient l'utilisation du modèle linéaire à fond plat pour l'étude des ondes à 15 jours observées le long de la pente du Golfe de Guinée.

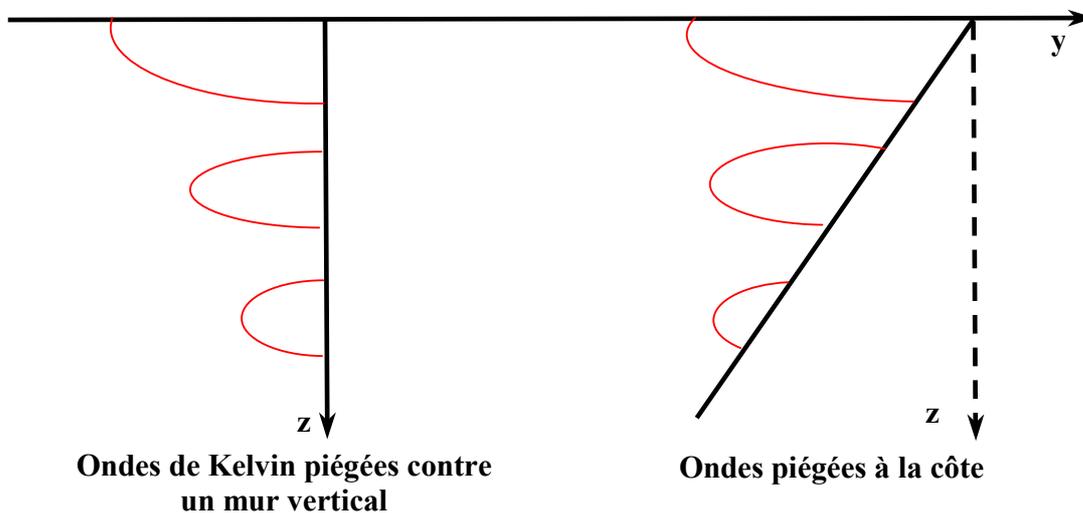


Figure V.3: Structure verticale des ondes de Kelvin piégées contre un mur vertical (à gauche) et des ondes piégées à la côte (à droite).

Le modèle ATLEQ permet ainsi de mieux comprendre l'intensification des oscillations près du fond du fait de la structure des différents modes baroclines. Mais l'étude de la structure des ondes à 15 jours avec le modèle linéaire est limitée par le fond plat situé à une profondeur d'environ 4000m. L'effet de la pente topographique sur la structure des modes n'est donc pas prise en compte. Pour compléter cette étude nous avons donc examiné les résultats du modèle GUINEA.

Des sections de l'énergie cinétique pour la période centrée sur 15 jours (figure V.4) ont été tracées à partir des résultats du modèle GUINEA pour différentes latitudes avec la même méthode que celle utilisée dans le chapitre IV pour les sections équatoriales. La structure verticale du signal bimensuel est certainement plus compliquée qu'un simple mode et ressemble plus probablement à une superposition de modes. On peut tout de même essayer de mettre en évidence les modes dominant les autres à partir de ces sections méridiennes. Comme déjà vu dans le chapitre IV, on observe un signal beaucoup plus énergétique dans l'Est du bassin sur la section d'énergie à l'équateur. Ceci est dû à l'accumulation de l'énergie cinétique provenant des ondes de Yanai générées tout au long de l'équateur et se propageant vers l'Est. La dissymétrie entre l'Est et l'Ouest se retrouve également dans la structure verticale des ondes puisque si vers 2°W le mode barocline 2 semble dominer le signal à 14 jours, lorsque l'on se déplace vers l'Est à 4°E, le mode 3 semble prépondérant. C'est encore plus à l'Est, entre 5°E et les côtes africaines, que l'on observe les modes les plus élevés (4-5). En résumé, dans l'Est du bassin on observe des modes baroclines plus élevés que dans l'Ouest. Cette dissymétrie entre l'Est et l'Ouest a déjà été mise en évidence par Thierry (2000) et Illig *et al* (2004) qui ont observé la prédominance des modes élevés dans l'Est du bassin Atlantique tropical à partir de simulations numériques.

La structure verticale à l'équateur à l'Est de 5°E devient très complexe à cause de la présence de l'île de Sao Tomé et il est très difficile de définir un mode dominant les autres. On observe une forte dissymétrie de part et d'autre de l'île. A l'Ouest de l'île, le signal semble avoir la structure du mode barocline 4. A l'Est de l'île c'est plutôt le mode 3 qui domine alors que près de côtes africaines on retrouve du mode 4. On retrouve également l'influence de l'île de Sao Tomé sur l'énergie près du fond, le signal étant particulièrement énergétique près du fond entre l'île et la côte.

Sur la section à 2°S, on observe un signal bimensuel montrant encore une structure barocline avec des modes élevés (mode 4). Lorsque l'on s'éloigne de l'équateur, on observe des modes plus bas, vers 4°S le mode 2 semble prédominer. Il n'est pas étonnant d'observer des modes plus élevés près de l'équateur, en effet, les modes élevés se dissipent plus rapidement que les modes les plus bas, donc plus on s'éloigne de l'équateur moins on observe de modes élevés. Cependant, la vitesse de propagation du signal à 15 jours jusqu'à Biozaire, ainsi que l'étude de Vangriesheim *et al* (2005) avec le modèle de CTWs, semble montrer que sur le site Biozaire, soit à la latitude 7°40S, les modes élevés (3 et 5) dominant le signal à 15 jours.

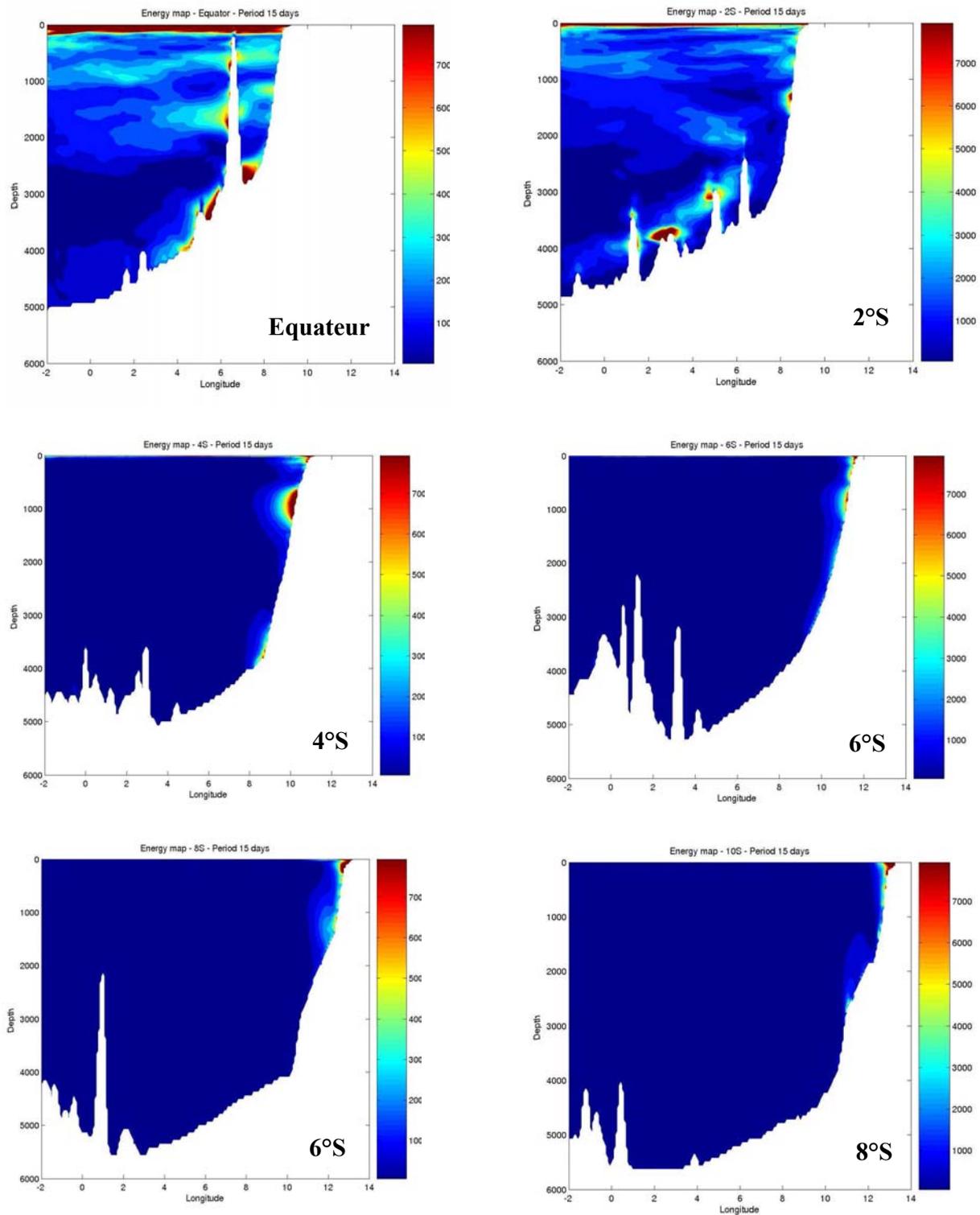


Figure V-4 : Sections méridiennes de l'énergie cinétique pour les périodes entre 13 et 17 jours en $(\text{cm}\cdot\text{s}^{-1})^2/\text{cpd}$ à partir des résultats de la simulation de référence du modèle GUINEA.

La structure verticale des oscillations est très complexe, correspondant à une superposition de plusieurs modes baroclines. De plus, la structure varie le long de la pente, les modes les plus élevés étant observés près de l'équateur. Si on ne peut donc pas désigner un mode vertical unique pour décrire les ondes à Biozaire, on peut toutefois conclure que les ondes à 15 jours observées sur Biozaire ont une structure verticale due aux modes baroclines élevés (du mode 3 au mode 5) confirmant ainsi les résultats du modèle linéaire montrant que les modes baroclines élevés étaient responsables d'un signal intensifié au fond.

V.2.2 Structure horizontale des ondes

Afin d'étudier la structure horizontale des ondes bimensuelles à partir du modèle linéaire ATLEQ, nous avons tracé des cartes d'énergie cinétique pour les 6 modes du modèle (figure V.5). Le diagramme temps-latitude (figure IV.11) met en évidence une propagation vers le Sud et vers le Nord des ondes à 15 jours. Pourtant, sur les cartes d'énergie cinétique pour les différents modes (figure V.5), on trouve un signal à 15 jours le long de la côte au Nord de l'équateur très faible pour les 6 modes alors que dans le Sud, on observe bien un signal très énergétique le long de la côte. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer cette dissymétrie Nord-Sud.

La première hypothèse est liée à l'influence de la côte africaine relativement proche de l'équateur au Nord. En effet, les ondes de Yanai ont une structure méridienne qui s'étend de 5°S à 5°N. La présence de la côte au Nord vers 4°N peut donc perturber la propagation des ondes de Yanai en ondes côtières vers le Nord. De plus, les ondes côtières à 15 jours ont une longueur d'onde d'environ 500-600 km supérieure à la distance entre l'équateur et les côtes africaines au Nord, ce qui peut expliquer une faible propagation vers le Nord. Pour les ondes de Yanai plus basses fréquences (31 jours – 1220km), Weisberg *et al* (1979) ont montré qu'elles n'étaient pas affectées par la présence des côtes à 500km au Nord de l'équateur.

Autre hypothèse, dans le Golfe de Guinée, Kaufman *et al* (1999) ont montré qu'il pouvait y avoir conversion de mode entre les ondes de Yanai se propageant vers l'Est à l'équateur et des ondes de Kelvin côtières se propageant vers l'Ouest le long de la côte quasi-zonale au Nord. Cette conversion d'une partie des ondes de Yanai incidentes avant leur arrivée sur le bord Est pourrait expliquer la dissymétrie Nord-Sud observée. Cependant cette hypothèse n'est pas validée par les résultats du

modèle linéaire, puisque l'on devrait alors observer une dissymétrie Nord-Sud avant même l'arrivée sur le bord Est. Or dans le modèle ATLEQ, on ne retrouve pour aucun mode (excepté peut-être le mode 1) une dissymétrie significative avant l'île de Sao Tomé (vers 6°5E).

Une autre hypothèse liée également à la géométrie des côtes africaines, peut être avancée. A l'équateur, vers le Nord la côte est pratiquement méridienne alors que vers le Sud la côte est plus inclinée. Soares *et al* (1999) ont étudié l'influence de la géométrie de la côte sur la réflexion d'ondes de Kelvin équatoriales sur les bords Est. Dans le cas de l'Atlantique, ils ont utilisé deux simulations d'un modèle linéaire, l'une intégrant la géométrie des côtes africaines et donc une dissymétrie à l'équateur, l'autre considérant un simple bord Est méridien. Leurs résultats montrent que dans le cas de la réflexion d'ondes de Kelvin équatoriales de périodes intra-saisonnières (environ 60 jours) sur le bord Est, le flux d'énergie transmis en ondes côtières vers le Nord reste invariable quel que soit le trait de côte utilisé, la côte africaine au Nord de l'équateur agit alors comme une simple côte méridienne. Au contraire, le flux d'énergie transmis vers le Sud varie d'une simulation à l'autre. Soares *et al* (1999) montrent que le flux d'énergie provenant des ondes de Kelvin incidentes transmis vers le Sud est plus important dans le cas de la simulation avec des côtes réalistes. Pour les périodes intra-saisonnières, la géométrie inclinée de la côte au Sud de l'équateur est plus favorable à la propagation d'ondes de Kelvin équatoriales en ondes côtières que la géométrie méridienne de la côte au Nord.

Si au Nord de l'équateur, on n'observe que peu de signal à 15 jours, ce signal est bien présent et très énergétique le long des côtes au Sud de l'équateur. Pour le mode 1 du modèle linéaire, on observe une propagation du signal jusqu'à 25°S (figure V.5), alors que pour les modes plus élevés la propagation ne s'étend pas autant vers le pôle (seulement jusqu'à 6°S pour le mode 6). Ce résultat est lié aux temps de décroissance que nous avons choisis pour ce modèle pour prendre en compte la plus forte dissipation des modes élevés. Pour le premier mode, le temps de décroissance est très long (839 jours), les ondes à 15 jours ont donc le temps de se propager sur une grande distance avant de disparaître. Plus le mode est élevé, plus le temps de décroissance est court (55 jours pour le mode 5 contre 839 pour le mode 1). Donc plus le mode est élevé plus la distance parcourue par les ondes avant de se dissiper et de disparaître sera courte. A la latitude de Biozaire, les modes 1 à 4 présentent de l'énergie à 15 jours, pour le mode 5 le signal devient très faible et il est quasi absent pour le mode 6.

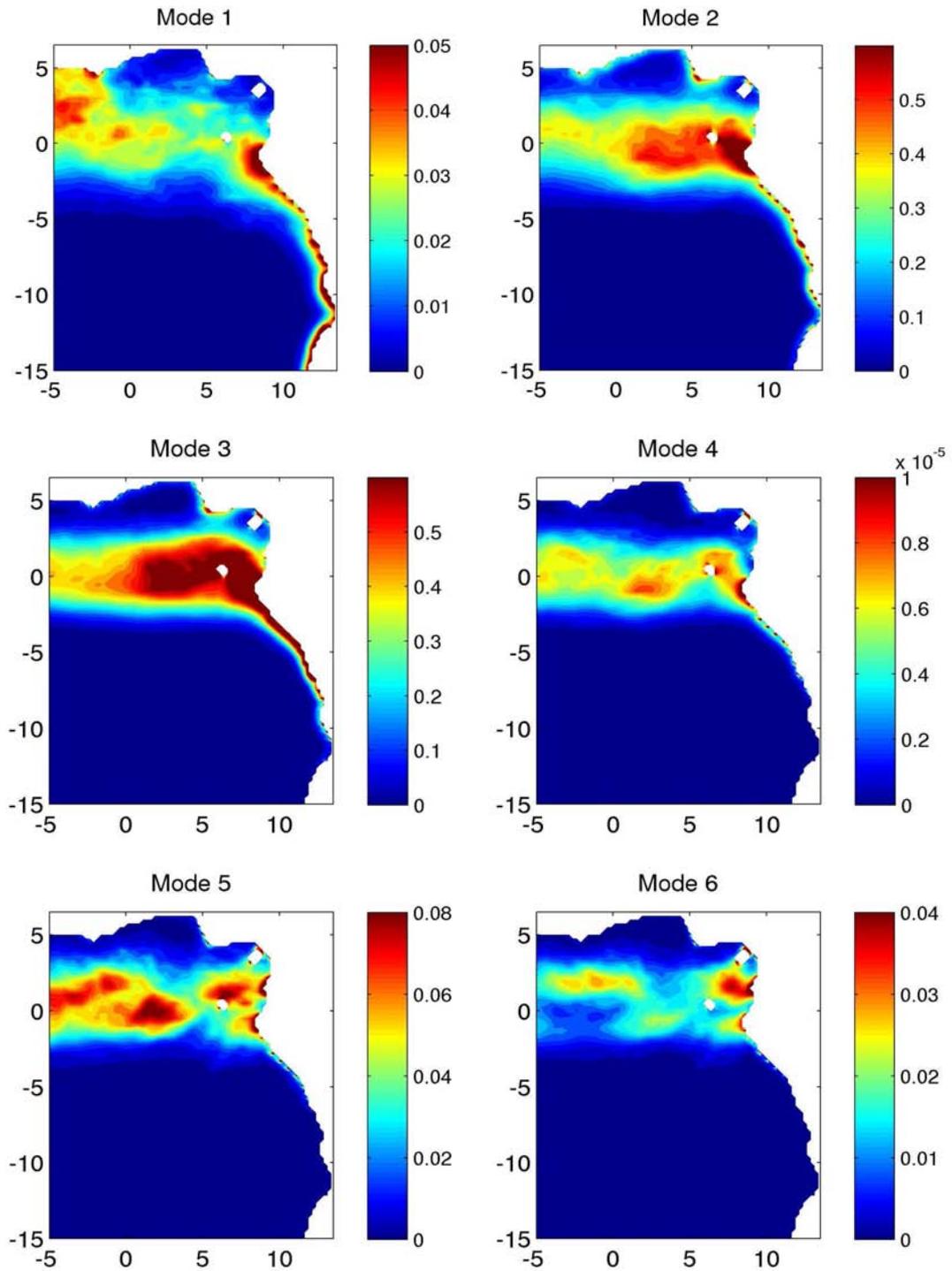


Figure V-5: Carte de l'énergie cinétique entre 13 et 17 jours en $(\text{cm.s}^{-1})^2/\text{cpd}$ pour les 6 modes du modèle linéaire ATLEQ. Les échelles diffèrent d'un mode à l'autre.

Les résultats du modèle linéaire mettent en évidence une faible propagation vers le Nord et une dissipation plus rapide des modes baroclines élevés lors de la propagation vers le Sud (figure V.5). Il est intéressant d'étudier les résultats du modèle GUINEA afin d'observer si la réponse est semblable à celle du modèle linéaire ATLEQ ou bien si elle est plus complexe. Pour cela nous avons tracé la carte des vitesses rms pour la période 15 jours à la profondeur 1160m (figure V.6). C'est à cette profondeur que l'on trouve le signal le plus énergétique le long des côtes. Des cartes ont également été tracées pour les autres périodes mais elles montraient un signal moins énergétique que celui à 15 jours.

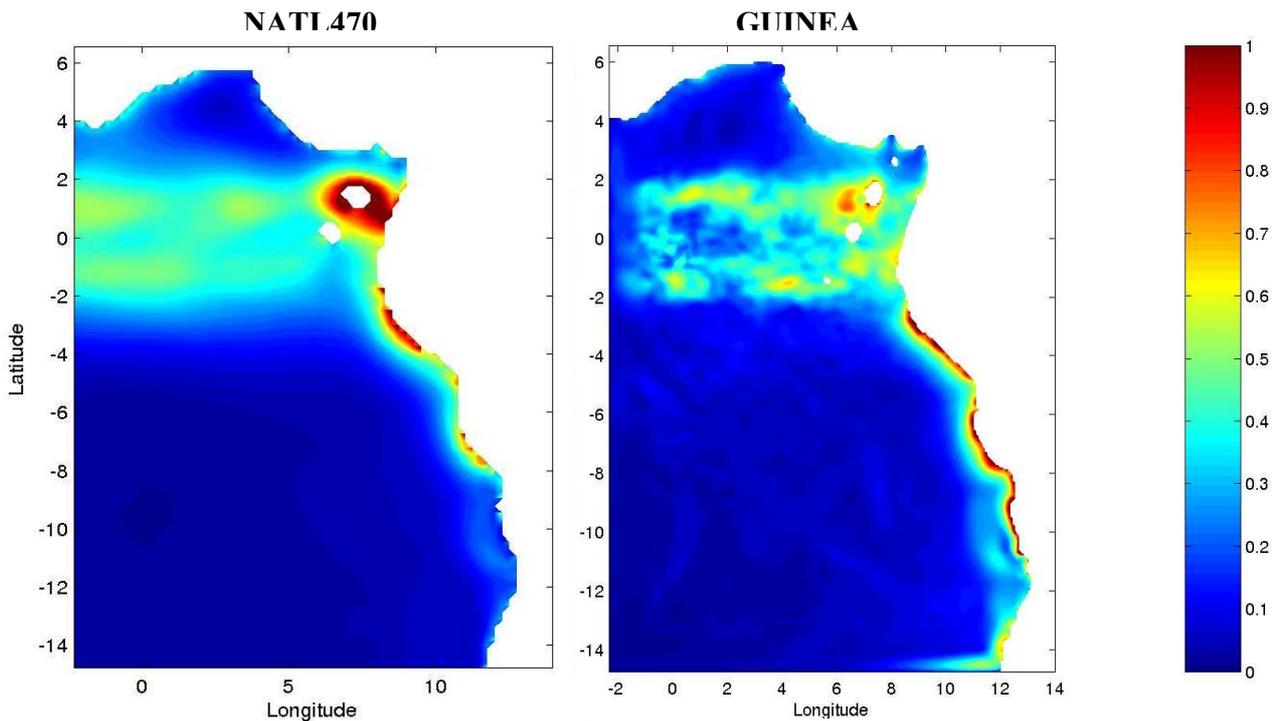


Figure V-6: Carte des vitesses rms en $m.s^{-1}$ entre 13 et 17 jours à 1160m calculées à partir de la simulation NATL470-B02 (à gauche) et à partir de la simulation GUINEA de référence (à droite).

Comme déjà observé avec le modèle linéaire, il y a une forte dissymétrie entre le signal présent au Sud de l'équateur et celui au Nord. Les hypothèses évoquées avec les résultats du modèle linéaire (influence de la côte zonale présente au Nord de l'équateur, inclinaison de la côte au Sud de l'équateur) ne sont pas contredites. L'étude de Soares *et al* (1999) sur la réflexion d'ondes sur le bord Est comportait, en plus de l'étude à partir d'un modèle linéaire, une étude jumelle à partir d'un modèle non-linéaire. Ils présentent donc les résultats de deux simulations du modèle non-linéaire, l'une avec un trait de côte réaliste représentant les côtes africaines, l'autre avec une côte méridienne. Les simulations du modèle non-linéaire montrent les mêmes résultats que le modèle linéaire c'est-à-dire que le flux d'énergie

transmis en ondes côtières vers le Nord reste le même quel que soit le trait de côte alors que le flux transmis vers le Sud est plus important dans le cas de la simulation avec côtes réalistes. Il n'est donc pas surprenant d'observer plus d'énergie à 15 jours au Sud de l'équateur, la géométrie de la côte africaine au Sud étant plus favorable à la transmission d'énergie aux périodes intra-saisonniers que la côte au Nord de l'équateur.

Pour la propagation vers le Sud, au-delà de 10-11°S, on n'observe pas de signal à 15 jours (figure V.6). La frontière Sud se trouvant très proche de cette latitude à 15°S, on peut s'interroger sur l'influence qu'elle pourrait avoir sur la propagation du signal vers le Sud, mais le modèle NATL470, ayant la frontière Sud à 24°S, montre des résultats similaires puisque comme dans le modèle GUINEA, on observe une nette diminution du signal à 15 jours au-delà de 10°S (figure V.6). Ces résultats contrastent avec les résultats de Shaffer *et al* (1997) le long de la côte chilienne. Ils ont en effet observé la propagation de CTWs dues à des ondes de Yanai forcées à l'équateur jusqu'à 30°S. Clarke et Ahmed (1999) ont montré que ces ondes de mode barocline 1 se propageant à 250 km.j⁻¹ au-delà de 30°S se propagent plus vite que les ondes de Kelvin côtières piégées contre un mur vertical. Pour expliquer cette disparition rapide du signal à 15 jours dans le modèle GUINEA, le modèle linéaire donne un éclairage intéressant. Le modèle linéaire a montré que plus le mode barocline des ondes était élevé plus le signal se dissipait rapidement. Or l'étude de la structure verticale des ondes à 15 jours a montré que les modes baroclines élevés (de 3 à 5) étaient responsables des oscillations bimensuelles. Il n'est donc pas surprenant de voir une disparition des ondes à 15 jours vers 10°S dans le modèle GUINEA, puisque dans le modèle linéaire le signal à 15 jours pour les modes 3, 4 et 5 est très faible au-delà de 10°S. Malheureusement nous ne disposons pas de données de courant plus au Sud pour confirmer les résultats du modèle. Dans le cas de leur étude près des côtes chiliennes, Shaffer *et al* ont mis en évidence que leurs ondes avaient une structure verticale en modes baroclines 1 et 2, ce qui explique une propagation du signal beaucoup plus au Sud.

Malgré une structure très complexe des oscillations à 15 jours dans le modèle GUINEA, cette étude a montré que la structure des ondes s'explique en grande partie avec la dynamique linéaire puisque les résultats du modèle ATLEQ ont permis de comprendre la structure observée avec le modèle non-linéaire GUINEA. Le modèle linéaire a permis de mettre en évidence l'importance des modes baroclines élevés pour expliquer l'intensification des oscillations près du fond. Si les résultats dans le modèle GUINEA sont plutôt une superposition de plusieurs modes baroclines, ce sont tout de même bien ces modes élevés (du mode 3 au mode 5) qui paraissent dominer. Pour la structure verticale, si le

modèle linéaire a permis de comprendre pourquoi nous n'observons pas ces ondes bimensuelles au-delà de 10°S dans le modèle GUINEA du fait de la dissipation plus rapide des modes élevés, les raisons de la faible propagation du signal vers le Nord ne sont pas encore totalement explicites.

V.3 Intermittence du signal bimensuel dans le Golfe de Guinée

Grâce à des analyses spectrales (Fourier), les 4 années de données IFREMER sur le site A de Biozaire ont permis de mettre en évidence des oscillations de courant le long de la bathymétrie à une période de 15 jours. Mais si l'analyse de Fourier permet de déterminer les différents pics d'énergie du signal, elle ne permet pas une étude temporelle du signal. En effet les fonctions utilisées pour l'analyse de Fourier sont des sinusoides et oscillent donc de manière indéfinie dans le temps. L'analyse n'est donc pas localisée dans le temps et n'est pas idéale pour l'étude des signaux non-stationnaires. Pour analyser des signaux non-stationnaires, on utilise une analyse temps-fréquence afin de localiser dans le temps les oscillations. La transformée en ondelettes est utilisée pour cette analyse temps-fréquence. Au lieu d'utiliser des sinusoides comme pour l'analyse de Fourier, on utilise des fonctions oscillantes localisées dans le temps c'est à dire des « petites ondes » ou ondelettes. A partir d'une ondelette mère, de moyenne nulle, les autres ondelettes sont engendrées par dilatation et translation. Dans cette étude, nous avons utilisé l'outil d'analyse en ondelettes développé sous matlab par A. Grinsted (www.pol.ac.uk/home/research/waveletcoherence). Dans leur étude à l'équateur Bunge *et al* (2006) ont également utilisé ces analyses en ondelettes pour étudier la variabilité des courants profonds. Dans cette partie nous allons dans un premier temps étudier les résultats de l'analyse en ondelettes des courants sur le site Biozaire à partir des données de l'IFREMER et des résultats des simulations des modèles ATLEQ et GUINEA, puis nous approfondirons l'étude en détaillant les variabilités saisonnières et inter-annuelles des ondes bimensuelles.

V.3.1 Analyse en ondelettes des courants sur le site A de Biozaire

Des analyses en ondelettes vont nous permettre d'effectuer une étude temps-fréquence des courants dans le Golfe de Guinée. La figure V.7 représente l'analyse en ondelettes de la composante along-shore des courants sur le site A de Biozaire à 30mab, à partir des 4 années de données de l'IFREMER. Comme cela a été mis en évidence à partir des spectres d'énergie cinétique plus classiques, c'est dans la bande de période centrée autour de 15 jours que l'on observe le maximum d'énergie. Cette analyse en ondelette met en évidence la non-stationnarité du signal bimensuel puisque l'on observe des périodes

où le signal à 15 jours est très peu énergétique, voire absent, comme à la fin des années 2001 et 2002. Cette non-stationnarité des oscillations de courant sur le site Biozaire ajoute un nouvel argument pour écarter la marée comme mécanisme de forçage. Le forçage astronomique étant stationnaire, si les ondes étaient générées par la marée, elles seraient également stationnaires.

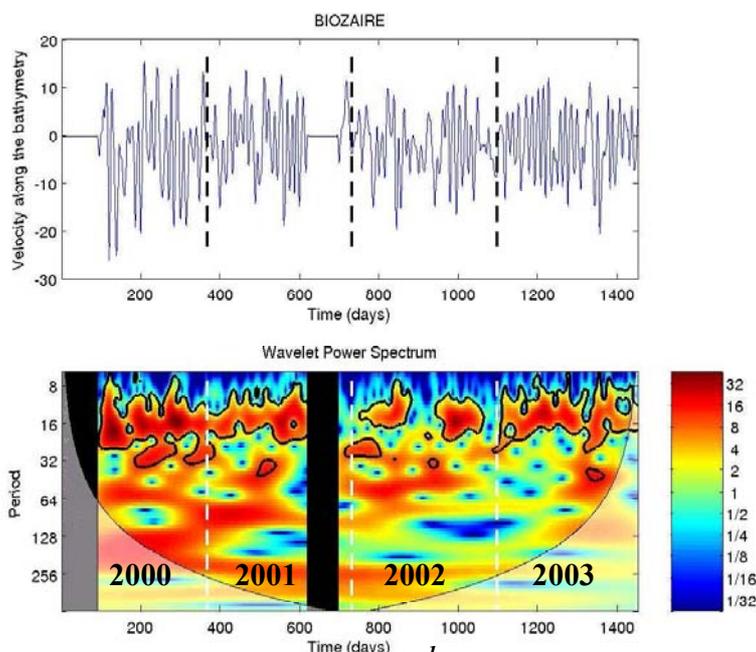


Figure V-7 : Vitesse le long de la bathymétrie en $m.s^{-1}$, données IFREMER sur le site A de Biozaire à 1300m (en haut). Analyse en ondelettes standardisée de ces vitesses (en bas). La période (en jours) est sur l'axe des ordonnées, le temps (en jours) est sur l'axe des abscisses, l'axe des couleurs représente l'énergie du signal dépendant du temps et de la période. Le contour noir représente le niveau de confiance 95%. La zone ombrée correspond au cône d'influence où le signal peut être altéré par les effets de bord.

Des analyses en ondelettes de la composante along-shore des courants sur le site A de Biozaire ont également été effectuées à partir des résultats des simulations du modèle linéaire ATLEQ et du modèle GUINEA. Pour le modèle ATLEQ, nous examinons les courants à la latitude du site Biozaire pour le point du modèle le plus proche de la côte et pour la somme des 6 premiers modes baroclines. Pour le modèle GUINEA, nous regardons les courants sur le point de grille le plus proche de la position de Biozaire. Pour ces 2 simulations, on observe des oscillations à 15 jours des courants non-persistantes au cours des 4 années 2000-2003 (figure V.8 et V.9). Cependant ces analyses en ondelettes montrent clairement des différences entre les résultats obtenus à partir des données et ceux à partir des modèles. Si les analyses en ondelettes à partir des résultats des modèles montrent bien toutes les deux une

intermittence du signal à 15 jours, on observe des intermittences qui paraissent beaucoup plus saisonnières avec le modèle linéaire qu'avec le modèle GUINEA et les données. De plus, le signal semble plus haute fréquence dans le modèle linéaire. Afin de comprendre cette intermittence, nous allons étudier en détail le cycle saisonnier du signal à 15 jours dans les courants et dans les vents forçant ces ondes bimensuelles.

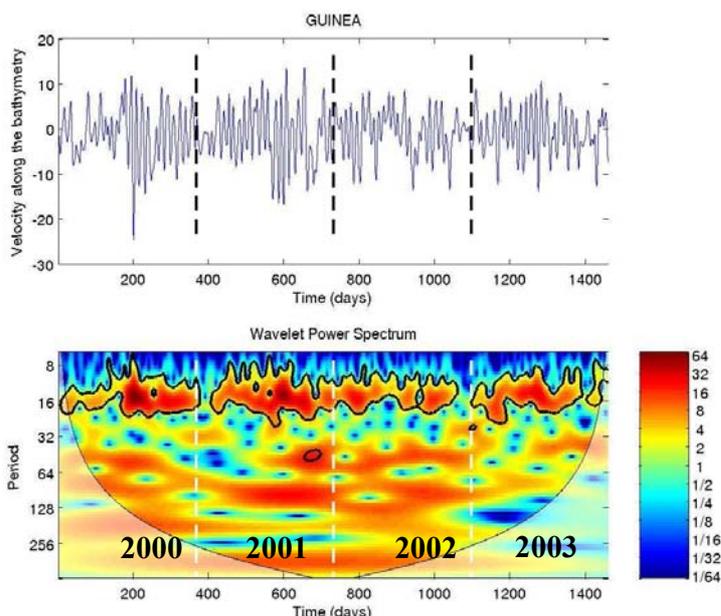


Figure V-8 : idem V-7 pour les vitesses de la simulation de référence du modèle GUINEA au point de grille le plus proche du site A de Biozaire à 1300m.

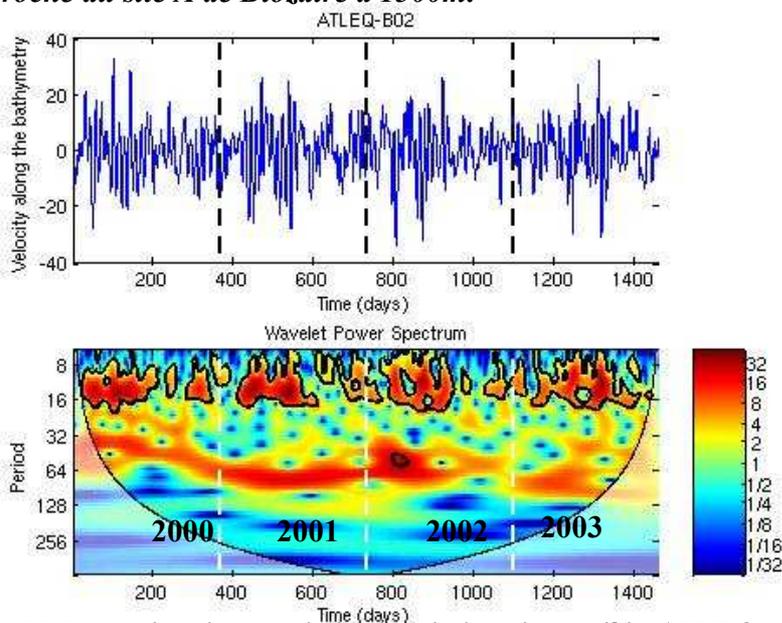


Figure V-9 : idem V-7 pour les vitesses de la simulation du modèle ATLEQ au point de grille le plus proche de la côte à la latitude du site A de Biozaire.

V.3.2 Cycle saisonnier des oscillations bimensuelles

Les données de courant de l'IFREMER sur le site Biozaire ont une durée de pratiquement 4 années en continu. Cette durée est suffisamment longue pour essayer d'analyser le cycle saisonnier du signal à 15 jours. La figure V.10 représente la moyenne sur les années 2000-2003 de la composante comprise entre 13 et 17 jours de l'analyse en ondelette de la composante along-shore des courants à 30 mab sur Biozaire. A partir ces données, on observe trois périodes dans l'année où le signal bimensuel est plus énergétique à 120, 190 et 290 jours (soit en mai, en juillet et en octobre). Pour ces trois périodes l'amplitude du signal est quasiment similaire. On peut également remarquer que si les variations d'amplitude du signal à 15 jours sont importantes, le signal est tout de même présent tout au long de l'année avec une amplitude plus faible de décembre à février.

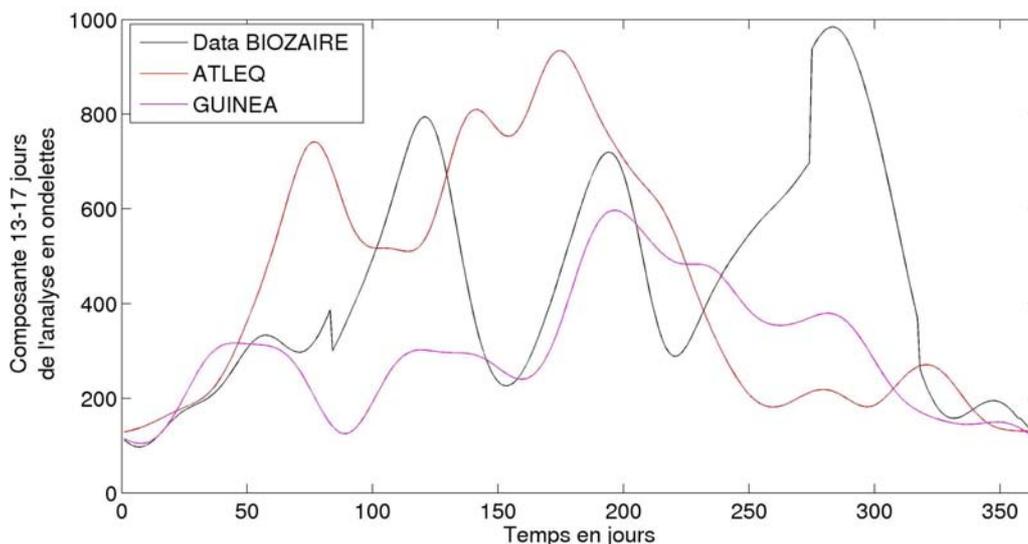


Figure V-10 : moyenne pour les années 2000-2003 de l'analyse en ondelette des courants en $(\text{cm.s}^{-1})^2$ sur le site A de Biozaire pour la période 13-17 jours à partir des données IFREMER (en noir), à partir des résultats de la simulation de référence du modèle GUINEA (en rose) et à partir des résultats du modèle linéaire ATLEQ facteur 0.5 (en rouge)

Le chapitre IV a permis de montrer que les ondes bimensuelles observées sur le talus étaient d'origine équatoriale et forcées par les vents. Pour comprendre le cycle saisonnier, il est primordial d'étudier la variabilité à 15 jours des vents équatoriaux. Les ondes équatoriales à l'origine des ondes côtières sont des ondes de Yanai. Les ondes de Yanai n'ont pas de composante zonale à l'équateur mais seulement une composante méridienne. De plus, elles ont une composante zonale antisymétrique par rapport à

l'équateur. Nous allons donc étudier la variabilité du signal à 15 jours dans la composante méridienne de la tension de vent à l'équateur et le gradient méridien entre 3°S et 3°N de la composante zonale de la tension de vent pour les vents QUIKSCAT à différentes longitudes (20°W, 15°W, 10°W, 5°W, 0°W et 5°E). Le gradient a été choisi entre 3°N et 3°S car cela est représentatif de la structure des ondes de Yanai dans l'Atlantique équatorial (figure IV.5). Bunge *et al* (2006) ont montré que la variabilité de période 11-15 jours dans les vents était plus importante à l'Est du bassin Atlantique équatorial, nous regarderons dans cette étude les vents entre 20°W et la côte africaine.

Pour la composante méridienne, on observe sur la figure V.11 pour les longitudes 5°W, 0°W et 5°E un maximum pour les mois de mai-juin (jours 150-200). A 5°W, un deuxième maximum apparaît quasi-simultané avec ceux à 20°W, 15°W et 10°W au mois d'avril (~100 jours). Pour les autres périodes de l'année, on retrouve un signal à 15 jours de faible amplitude pour toutes les longitudes. Pour la composante zonale, on observe aux longitudes 10°W, 5°W 0°W et 5°E un maximum de mars à mai (entre 50 et 140 jours) et deux autres maxima secondaires de plus faible amplitude en janvier et en décembre. Pour les autres périodes de l'année, le signal bimensuel persiste mais est beaucoup moins énergétique. Plus à l'Ouest, à 20°W, on observe un signal à 14 jours très énergétique de janvier à avril et à 15°W, le signal est de forte amplitude entre février et avril avec deux maxima à 50 et 100 jours. Pour les deux composantes, on peut remarquer que le signal bimensuel montre quasiment la même variabilité entre 10°W et 5°E. Ceci met en évidence la structure grande échelle de la circulation atmosphérique. De manière générale, on observe un signal à 15 jours plus énergétique au cours de la première partie de l'année (entre 0 et 200 jours) qu'au cours de la deuxième partie (entre 200 et 365 jours). Grodsky et Carton (2001) mettent en évidence, à partir des vents QUIKSCAT et des pluies TRMM, la présence d'oscillations à 15 jours dans les pluies et dans les vents dans le Golfe de Guinée. Ces oscillations bimensuelles précèdent le déclenchement de la saison des pluies commençant en été. Ceci est donc compatible avec du signal à 15 jours plus énergétique au cours de la première partie de l'année.

Ces résultats mettent en évidence des différences importantes entre le cycle saisonnier des oscillations bimensuelles des courants mesurés sur Biozaire et le cycle saisonnier de l'énergie à 15 jours dans les vents équatoriaux. Le premier maximum observé à partir des données IFREMER vers 120 jours, peut-être relié au maximum dans la composante zonale du vent pour les longitudes à l'Est du bassin (entre 10°W et 5°E) vers 100 jours. En effet, si on considère que les ondes côtières se propagent à la vitesse 0.5 m.s^{-1} , vitesse calculée dans le chapitre IV et correspondant également à la vitesse des ondes de

Yanaï observées par Bunge *et al* (2006), les ondes générées à l'équateur à 5°E mettront environ 25 jours pour arriver jusqu'au site Biozaire. Le maximum d'énergie à 15 jours dans les courants observée vers la période 120 jours peut donc être causé par le maximum dans la composante zonale du vent équatorial environ 20 jours plutôt. De plus, à l'Ouest à 15°W, on observe un maximum dans la composante zonale du vent environ 70-80 jours avant le maximum dans les courants (soit le temps mis par une onde générée à 15°W pour atteindre Biozaire). Le maximum dans les courants s'explique donc par l'accumulation des ondes forcées à l'équateur à la période 50 jours vers 15°W et à la période 100 jours vers 5°E qui arrivent simultanément sur la cote. Les 2 premiers maxima observés dans l'énergie à 15 jours des données de courant IFREMER sont associés à des maxima de cette énergie à 15 jours dans les vents à l'équateur.

Par contre, le 3^{ème} maximum observé à partir de 290 jours dans les données de courant n'est pas relié à un maximum d'énergie à 15 jours, ni dans la composante zonale ni dans la composante méridienne du stress des vents, puisque c'est durant cette période que la variabilité à 15 jours dans les vents est la plus faible. Si l'analyse des vents permet d'expliquer en partie les maxima observés dans l'énergie à 15 jours des courants sur Biozaire, les ondes étant forcées par les vents équatoriaux, pourquoi ne retrouve-t-on pas le même cycle saisonnier que celui des vents dans les courants? Pour répondre à cette question, nous allons étudier les résultats du modèle linéaire ATLEQ puis du modèle GUINEA.

Dans le modèle linéaire, le cycle saisonnier du signal à 15 jours des courants à la latitude de Biozaire est beaucoup plus marqué que pour les données IFREMER (figure V.10). Entre 50 et 250 jours le signal est très énergétique alors que le restant de l'année, il est relativement faible. A première vue, le cycle saisonnier du signal à 15 jours semble différer de celui du stress du vent puisque dans les vents on observe des maxima beaucoup plus étroits dans le temps. Cependant, si on fait une projection de la date d'arrivée sur le site Biozaire des ondes générées aux différentes longitudes par les maxima dans les composantes zonale et méridienne du vent équatorial, on constate que toutes les ondes arriveraient dans une fenêtre temporelle comprise entre 50 jours et 210 jours. La période de 50 jours correspond à la période d'arrivée des ondes générées durant la période 20-30 jours à la longitude 5°E. La période de 210 jours correspond à la période d'arrivée des ondes générées durant la période 120 jours à la longitude 20°W. Or cette période, comprise entre 50-210 jours, correspond à la période durant laquelle la variabilité bimensuelle des courants à la latitude de Biozaire dans le modèle ATLEQ est la plus importante. La réponse du modèle linéaire à la latitude de Biozaire est une accumulation de toutes les ondes à 15 jours générées à l'équateur par les vents, alors que dans les données, on observe une

variabilité des oscillations bimensuelles plus compliquée qu'une simple réponse linéaire aux vents. Pour reproduire le cycle saisonnier des oscillations bimensuelles sur Biozaire, la réponse du modèle linéaire n'est pas suffisante, nous allons donc regarder les résultats du modèle GUINEA.

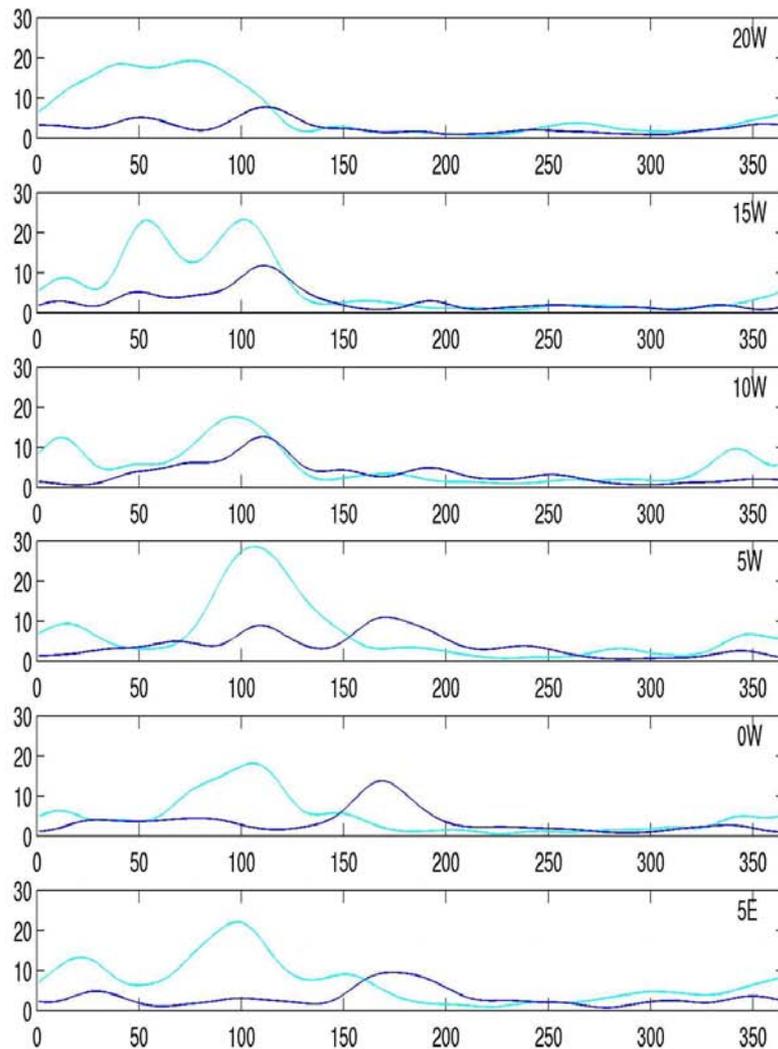


Figure V-11 : moyenne pour les années 2000-2003 de l'analyse en ondelettes de la tension de vent à différentes longitudes pour la période 13-17 jours en $(m.s^{-1})^2$ pour les vents QUIKSCAT. Les courbes en cyan représentent le gradient méridien de τ^x entre $3^{\circ}N$ et $3^{\circ}S$. Les courbes en bleu représente τ^y à l'équateur.

Sur la figure V.10, on observe que le signal à 15 jours dans le modèle GUINEA est le plus énergétique entre 170 et 280 jours avec un maximum se trouvant vers 200 jours. Cette période comprise entre 170 et 280 jours ne correspond pas à un maximum d'énergie à 15 jours dans les vents et dans le modèle linéaire. Si le maximum observé à 200 jours est bien observé à partir des données, le modèle GUINEA ne reproduit pas les 2 autres maxima présents dans les données. Le modèle linéaire a montré que le cycle saisonnier des oscillations de courant bimensuelles ne pouvait être expliqué par une simple réponse linéaire au vent. Le signal observé à partir des données et du modèle GUINEA est lui plus complexe et n'a pas de cycle saisonnier prédominant. Ces résultats n'excluent pas la présence de cycle saisonnier mais la variabilité du signal semble être dominées par les échelles interannuelles. Nous allons donc maintenant étudier la variabilité interannuelle et les événements forts dans du signal à 15 jours sur le site Biozaire.

V.3.3 Variabilité interannuelle des oscillations

L'analyse en ondelette des courants sur Biozaire (figure V.7) met clairement en évidence de la variabilité interannuelle pour le signal à 15 jours. En 2000, le signal semble par exemple plus énergétique qu'en 2002. Afin d'étudier cette variabilité interannuelle, nous avons calculé, à partir de l'analyse en ondelettes, les moyennes annuelles pour les années 2000-2003. Les résultats sont reportés dans le tableau V.1.

Année	Données Biozaire	GUINEA	ATLEQ
2000	664	381	1049
2001	373	369	1036
2002	321	191	789
2003	418	263	682
Moyenne 2000-2003	453	314	889

Tableau V.1: Moyenne annuelle en $(cm.s^{-1})^2$ de la composante 13-17 jours de l'analyse en ondelettes des courants le long de la pente sur le site A de Biozaire calculée à partir des données IFREMER, à partir de la simulation de référence du modèle GUINEA et à partir de la simulation du modèle ATLEQ.

Comme pressenti, dans les données, le signal à 15 jours apparaît plus énergétique en 2000 (664 contre 453 pour la moyenne 2000-2003) et c'est en 2002 que les oscillations à 15 jours sont les moins énergétiques (321 contre 453 pour la moyenne 2000-2003). Les mêmes calculs de moyenne ont été effectués pour le stress des vents équatoriaux (tableau V.2). On peut remarquer que le signal à 15 jours est plus énergétique pour la composante zonale du stress du vent en 2002 et 2003 alors que pour la composante méridienne c'est en 2000 et 2001 qu'il y a le plus d'énergie à 15 jours. Ceci ne permet pas d'expliquer pourquoi le signal observé dans les données de courant est si faible en 2002 et surtout si intense en 2000 puisque à aucune longitude on ne détecte l'année 2000 comme étant plus énergétique (tableau V.2). Tout comme le cycle saisonnier des tensions de vent n'est pas associé à un cycle saisonnier de courants, la variabilité interannuelle des oscillations de courant sur Biozaire n'est pas corrélée avec la variabilité du signal à 15 jours dans les vents équatoriaux.

τ^x	20W	15W	10W	5W	0W	5E	Moyenne
2000	5,5	4,8	6,1	4,1	4,3	7	5,3
2001	6,8	4,1	2,8	4,1	3,5	9,2	5,1
2002	7,9	6,3	7,6	14,7	6,8	5,1	8,1
2003	9,9	6,8	5,1	2,9	4,1	8,5	6,2
Moyenne 2000-2003	7,5	5,5	5,4	6,5	4,7	7,5	6,2

τ^y	20W	15W	10W	5W	0W	5E	Moyenne
2000	1,7	2,5	3,2	5,3	5,4	2,8	3,5
2001	2,1	3,1	3,6	4,1	3,6	6,2	3,8
2002	1,8	2,3	3,6	3	2,2	1,5	2,4
2003	2,5	3,6	2,2	2,6	2,6	2,7	2,7
Moyenne 2000-2003	2,0	2,9	3,2	3,8	3,5	3,3	3,1

Tableau V.2: Moyenne annuelle en $(m.s^{-1})^2$ de la composante 13-17 jours de l'analyse en ondelettes des vents QUIKSCAT à l'équateur. τ^x représente en fait le gradient méridien entre 3°N et 3°S de la composante zonale de la tension de vent. τ^y représente la composante de la tension de vent.

Dans le modèle linéaire, le signal est le plus énergétique en 2000 et 2001 (tableau V.1). Ces 2 années correspondent aux années où l'énergie à 15 jours dans la composante méridienne du stress de vent est la plus importante (tableau V.2). En 2002 et 2003, lorsque l'énergie dans la composante méridienne

des vents est minimale, le signal à 15 jours à la latitude de Biozaire dans le modèle linéaire est plus faible. La variabilité interannuelle des oscillations à la latitude de Biozaire dans le modèle linéaire ATLEQ est corrélée avec la variabilité de l'énergie à 15 jours de la composante méridienne du stress des vents équatoriaux. Le modèle linéaire et donc la dynamique linéaire, ne permettent pas d'expliquer la variabilité interannuelle des oscillations observées sur Biozaire.

Dans le modèle GUINEA, comme à partir des données, on observe le signal à 15 jours le moins énergétique en 2002. On retrouve comme pour les données le signal le plus énergétique en 2000. Pourtant, on ne retrouve pas l'intensification présente dans les données où le signal était pratiquement 2 fois plus intense en 2000 qu'en 2001, alors qu'avec le modèle GUINEA l'année 2001 est quasiment aussi intense que l'année 2000 (tableau V.1). Le modèle GUINEA reproduit donc en partie la variabilité interannuelle des oscillations, seule la forte intensification du signal en 2000 n'est pas reproduite est reste inexpliquée. Cette forte intensification n'est pas corrélée avec des événements particuliers comme un Benguela Niño puisque l'année 2000 correspond à une année tout à fait normale.

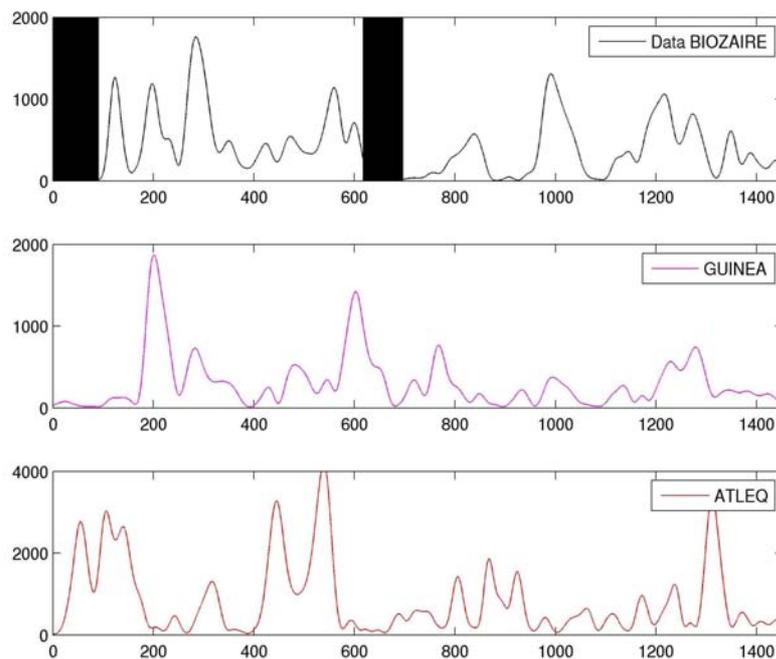


Figure V-12 : Composante 13-17 jours de l'analyse en ondelettes des courants sur le site A de BIOZAIRE en $(cm.s^{-1})^2$.

La figure V.12 représente l'analyse en ondelettes des courants sur Biozaire pour les périodes comprises entre 13 et 17 jours. Cette figure permet d'étudier plus en détail la variabilité interannuelle des oscillations en identifiant les événements forts. Les données ont montré une moyenne très élevée du signal pour l'année 2000. Si on regarde plus en détail cette année, on observe dans les données 3 périodes pour lesquelles le signal à 15 jours des courants est très énergétique à 125, 200 et 300 jours, ce qui explique la moyenne annuelle élevée. Dans les simulations du modèle GUINEA, une seule période où les oscillations sont très énergétiques est observée vers 200 jours. Si l'on examine l'analyse en ondelettes des vents équatoriaux (figure V.13), on observe que le pic dans l'énergie à 15 jours des courants observé dans les données et dans le modèle à 200 jours peut-être expliqué par un pic du signal à 15 jours dans la composante méridienne du vent à 5°W et 0°W vers 170 jours. Au contraire, les deux autres maxima observés à partir des données ne sont pas reliés à des événements particuliers dans les vents.

Pour l'année 2002, on observe dans les données une disparition des oscillations à plusieurs reprises, ce qui explique la moyenne annuelle faible du signal à 15 jours. On observe, entre 870 et 940 jours et entre 1050 et 1100 jours, une amplitude quasi nulle du signal bimensuel. On retrouve ces deux événements dans la simulation de référence du modèle GUINEA pour laquelle la moyenne de l'année 2002 est également la plus faible mais pas dans la simulation du modèle linéaire ATLEQ. L'observation de l'analyse en ondelettes pour les périodes 13-17 jours des vents QUIKSCAT (figure V.12) ne permet pas d'expliquer cette absence de signal dans les courants puisque l'on n'observe pas l'absence d'oscillations à 15 jours dans les vents pour les périodes précédant ces événements. Si l'on regarde les vents à 5°W on observe même un maximum dans la variabilité des vents vers 800-880 jours qui devrait donc générer des ondes arrivant sur Biozaire vers 850-930 jours.

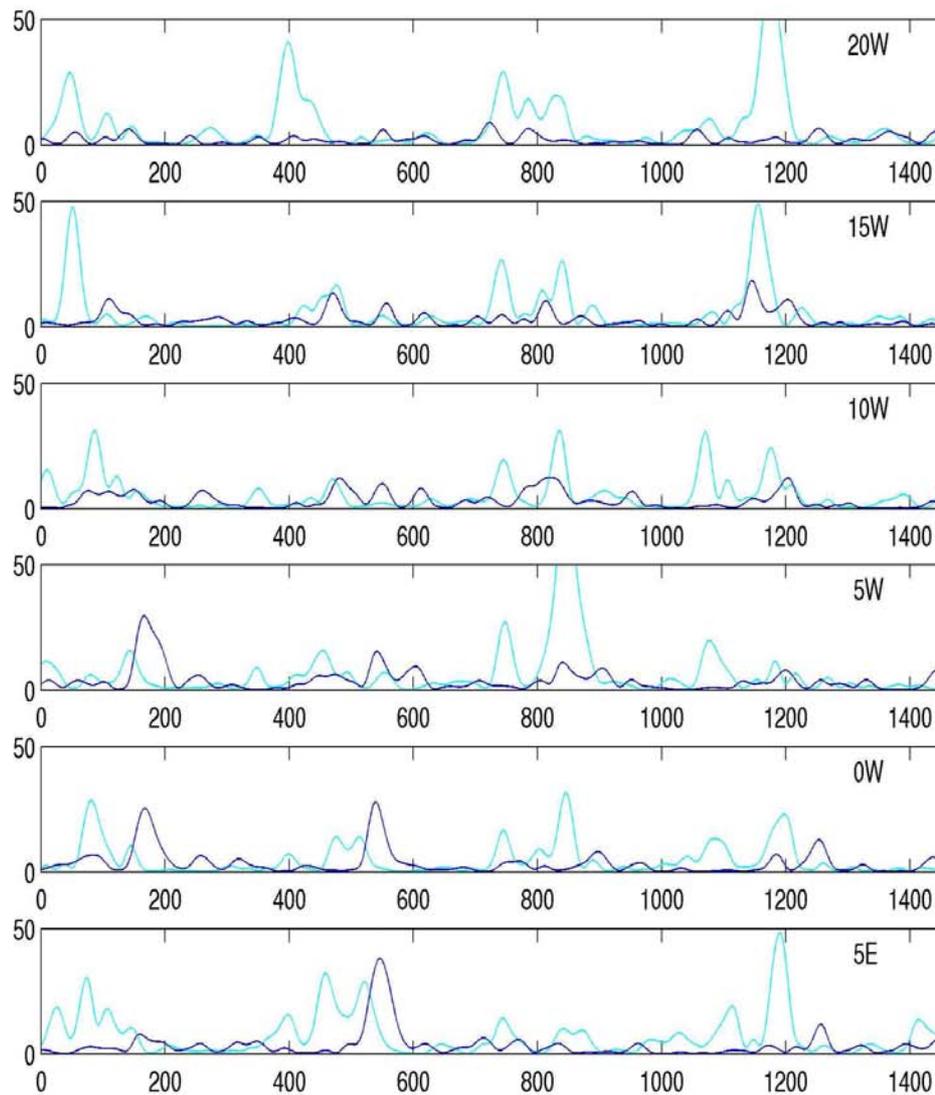


Figure V-13 : Composante 13-17 jours en $(m.s^{-1})^2$ de l'analyse en ondelettes des vents QUIKSCAT à différentes longitudes. La composante méridienne à l'équateur est en bleu, le gradient 3°N-3°S de la composante zonale est en cyan.

La variabilité des oscillations bimensuelles, mise en évidence par les analyses en ondelettes, ne présente pas de cycle saisonnier très marqué, mais les 4 années de mesures ont permis de mettre en évidence de la variabilité inter-annuelle. La variabilité du signal à 15 jours dans les courants le long de la pente au site Biozaire n'est pas corrélée avec la variabilité des vents équatoriaux générant ces ondes. En effet, en s'appuyant sur les résultats du modèle linéaire, on montre que la variabilité des oscillations de courant observées n'est pas une réponse linéaire aux vents, le modèle linéaire sans topographie ne reproduisant pas la variabilité du signal. Avec le modèle non-linéaire GUINEA, on reproduit de la variabilité inter-annuelle se rapprochant de la variabilité observée dans les données. Pour autant, une partie des événements forts observés à partir des données n'est pas reproduite par le modèle GUINEA. Le modèle GUINEA ne permet donc pas pour l'instant de « prédire » les événements forts dans le signal à 15 jours car les mécanismes non-linéaires responsables de la variabilité de ces ondes sur Biozaire n'ont pas été identifiés.

Si la théorie linéaire n'explique pas la variabilité des ondes bimensuelles, elle a permis de décrire en partie la structure spatiale des ondes. En effet, sur Biozaire, la stratification est forte et les Coastal Trapped Waves sont alors similaires à des ondes de Kelvin côtières. Le modèle linéaire a montré que l'intensification près du fond des oscillations était due à des structures baroclines élevées. Cette structure barocline élevée est responsable de la faible propagation du signal vers les pôles, les modes élevés se dissipant plus rapidement. Sans contredire les résultats du modèle linéaire, le modèle a permis de décrire de manière plus réaliste la structure des ondes, c'est-à-dire une structure verticale dominée par les modes baroclines 3-5 et une propagation vers le Sud jusqu'à 10°S. Pour les deux modèles, on observe une très faible propagation du signal vers le Nord sans doute due à la géométrie de la côte africaine.

Conclusions et perspectives

L'objectif de ce travail était de reproduire, à partir d'un modèle régional à haute résolution du Golfe de Guinée (12^{ème} de degré, 100 niveaux verticaux), les oscillations de courant remarquables de période d'environ 15 jours observées le long de la pente continentale à partir de données de courant originales mis à disposition par l'IFREMER et TOTAL. Les données TOTAL, sur toute la colonne d'eau, ont permis d'appuyer les résultats de Vangriesheim *et al* (2006) sur les oscillations observées vers 7°40 Sud le long de la pente continentale qui présentent une orientation le long de la bathymétrie et une intensification près du fond, caractéristiques compatibles avec la théorie des ondes piégées à la côte.

La première étape pour la modélisation des oscillations a tout d'abord été la mise en place du modèle GUINEA afin d'obtenir une circulation en adéquation avec les connaissances dans le Golfe de Guinée. La difficulté majeure de ce travail a été de reproduire la dynamique du sous-courant équatorial. Ainsi assuré d'une circulation réaliste, le modèle GUINEA pourra, dans le futur, être un outil supplémentaire pour l'étude de la variabilité de la circulation et notamment du sous-courant équatorial dans le Golfe de Guinée.

A haute résolution, les processus mis en jeu le long de la pente continentale commencent à être résolus et le modèle GUINEA a ainsi permis de reproduire des oscillations bimensuelles aux caractéristiques très proches de celles observées à partir des données puisque l'on retrouve, contrairement aux résultats du modèle plus basse résolution CLIPPER (6^{ème} de degré, 46 niveaux verticaux), une prédominance du signal à 15 jours sur toutes les autres périodes ainsi qu'une orientation des oscillations le long de la bathymétrie et une intensification près du fond. Si sur pratiquement toute la colonne d'eau, l'amplitude des oscillations modélisées est proche de celles observées, le modèle ne reproduit pas des oscillations à 15 jours aussi énergétiques que les observations dans les couches les plus proches du fond. Il est probable que seule une plus haute résolution verticale permettrait d'améliorer l'intensification près du fond des oscillations. Un nouveau modèle NATL12, actuellement en développement, de l'Atlantique Nord au 1/12^{ème} de degré et à 64 niveaux verticaux entre 30°S et 80°N, c'est à dire avec la même résolution horizontale que le modèle GUINEA mais avec une résolution verticale plus faible (200m au fond contre 70m pour GUINEA), va permettre d'évaluer quelle résolution horizontale ou verticale est-il important d'augmenter pour améliorer la modélisation des oscillations de courant près du fond.

Dans le cadre de l'exploitation de champs pétroliers en eaux profondes (> 1000m), il est important de

connaître le profil de vitesse sur toute la colonne d'eau pour évaluer les différentes contraintes s'exerçant sur les liaisons fond-surface (ou risers), d'où l'importance de reproduire l'intensification de courant près du fond. Toutes les échelles de temps doivent être prises en compte, de la seconde jusqu'aux échelles inter-annuelles, d'où l'intérêt pour TOTAL d'un modèle reproduisant au mieux les oscillations bimensuelles si énergétiques sur Biozaire, le modèle permettant d'étudier les profils de vitesses en n'importe quel point du Golfe de Guinée. Dans le cadre d'un projet de modélisation statistique de profils de courants pour le dimensionnement de liaisons fond-surface (postdoc IFREMER/TOTAL à partir de janvier 2007), les résultats du modèle GUINEA pourront également être pris en compte pour les échelles de temps supérieures à la journée.

Les différentes simulations du modèle GUINEA ont permis d'explorer le rôle du forçage par le vent sur les oscillations bimensuelles dans le Golfe de Guinée. Ces simulations ont mis en évidence l'origine équatoriale des oscillations à 15 jours. La variabilité bimensuelle de la tension méridienne du vent et du gradient méridien de la tension zonale du vent à l'équateur force des ondes de Yanai bimensuelles qui se propagent vers l'Est puis se transforment en ondes côtières en atteignant la côte africaine. Dans l'Atlantique tropical, seules des ondes équatoriales se propageant vers l'Est existent à la période de 15 jours. Toute l'énergie générée par les ondes équatoriales à 15 jours arrivant sur la côte africaine est donc transformée en ondes côtières puisqu'aucune onde se propageant vers l'Ouest n'est possible. C'est pour cette raison que l'on retrouve, aussi bien dans les données que dans le modèle GUINEA, une prédominance du signal à 15 jours sur les autres périodes le long de la pente continentale alors qu'à l'équateur le signal plus basse fréquence domine.

Dans le cas des régimes de Burger élevés, c'est à dire pour des fortes stratifications comme sur Biozaire, les ondes piégées à la côte (CTWs) sont similaires à des ondes de Kelvin piégées contre un mur vertical, d'où l'intérêt de développer un modèle linéaire pour étudier la structure des ondes. En plus du modèle GUINEA, nous avons donc développé un modèle linéaire de l'Atlantique équatorial. Les simulations de ce modèle linéaire ont permis de mettre en évidence une propagation du signal à 15 jours depuis l'équateur plus importante vers le Sud que vers le Nord. Alors que dans le Nord la propagation est très faible, on retrouve dans le Sud une propagation jusqu'à 10°S soit au-delà du lieu d'observation des oscillations (7°40S). Soares *et al* (1999) ont mis en évidence que la géométrie de la côte africaine influençait la propagation en ondes côtières d'ondes de Kelvin équatoriales incidentes pour les périodes intra-saisonniers, la partie Sud de la côte africaine étant plus favorable à la propagation de ces ondes côtières. Dans le futur, des simulations du modèle linéaire avec différents

traits de côte idéalisés permettraient d'explorer cette hypothèse et ainsi mieux comprendre cette dissymétrie Nord-Sud.

La longue durée des données IFREMER sur le site Biozaire a permis l'étude de la variabilité du signal bimensuel. Cette étude s'appuyant sur les analyses en ondelettes des courants sur Biozaire à partir des données et des modèles GUINEA et ATLEQ (linéaire), a montré que la variabilité du signal à 15 jours était plus complexe qu'une simple réponse linéaire aux vents, les oscillations des courants sur Biozaire n'étant pas corrélées aux variations de tensions de vents équatoriaux génératrices des ondes bimensuelles. L'analyse en ondelettes des courants à partir des données a mis en évidence une variabilité interannuelle importante des oscillations qui n'est que partiellement reproduite par le modèle GUINEA. Le modèle reproduit le faible signal en 2002 mais pas le signal très énergétique en 2000. Dans l'avenir le projet MERCATOR au $1/12^{\text{ème}}$ de degré avec donc assimilation des données d'observations spatiales et des données in-situ permettra peut-être de mieux résoudre cette variabilité du signal bimensuel observée sur le site Biozaire.

Le modèle GUINEA a permis une étude de la variabilité haute-fréquence le long de la pente continentale de tout le Golfe de Guinée. Grâce au modèle au $1/12^{\text{ème}}$ de degré de l'Atlantique Nord (NATL12), cette étude va pouvoir être étendue à l'ensemble des pentes continentales de l'Atlantique Nord (entre 30°S et 80°N) afin de comprendre quelle part de l'énergie sur la pente est due à un forçage direct du vent. Cette étude, partie intégrante du projet inter-laboratoire DRAKKAR (www.ifremer.fr/lpo/drakkar) va permettre de cartographier pour tout l'Atlantique Nord l'énergie présente sur la pente continentale.

Bibliographie

- Aikman, F., Ou, H.W., Houghton, R.W., 1988. Current variability across the New England continental shelf-break and slope. *Continental shelf research*. Volume 8, Issues 5-7, pages 625-651.
- André, G. (2003). études des ondes piégées à la côte à l'aide d'un modèle linéaire simple, application au Golfe de Guinée, rapport de stage de DEA Océanologie Environnement Météorologie, Université de Bretagne Occidentale, juin 2003.
- Arhan, M., Mercier, H., Boulès, B. and Gouriou, Y. (1998). Hydrographic sections across the Atlantic at 7°30N and 4°30S. *Deep-Sea Research I*, 45, 829-872.
- Arhan, M., Mercier, H. and Park, Y.H. (2003). On the deep water circulation of the eastern South Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research I*, 50, 889-916.
- Arhan M., A.M. Treguier, B. Boulès, S. Michel, 2006. Diagnosing the annual cycle of the Equatorial Undercurrent in the Atlantic Ocean from a General Circulation Model. *Journal of Physical Oceanography*. Vol. 36, pages 1502-1522.
- Arnault, S., 1987: Tropical Atlantic geostrophic currents and ship drifts, *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1050-1060.
- Bourdallé-Badie, R., and Treguier A.M., 2006. A Climatology of runoff for the global ocean-ice model ORCA025. Mercator-Ocean report, MOO-RP-425-365-MER.
- Boules, B., Gouriou, Y. and Chuchla, R. (1999). On the circulation in the upper layer of the western Equatorial Atlantic, *Journal of Geophysical Research*, 104, 21151-21170.
- Boulès B., C. Andrié, Y. Gouriou, G. Eldin, Y. du Penhoat, S. Freudenthal, B. Dewitte, F. Gallois, R. Chuchla, F. Baurand, A. Aman and G. Kouadio (2003). The deep currents in the Eastern Equatorial Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett*, 30, 5, 8002.
- Brink, K. H., Chapman, D. C., 1987. Program for computing properties of coastal-trapped waves and wind-driven motions over the continental shelf and slope, second ed. Woods Hole Oceanographic Institution Technical Reports, WHOI-87-24, 119p.
- Bunge, L., Provost, C., Lilly, J., D'Orgeville, M., Kartavtseff, A., Melice, J., L., 2006. Variability of the Horizontal Velocity Structure in the Upper 1600m of the Water Column on the Equator at 10°W. *Journal of Physical Oceanography*, vol 36, pages 1287-1304.

- Caltabiano, A. C. V., Robinson, I. S. and Pezzi, L. P, 2005. Multi-year satellite observations of instability waves in the Tropical Atlantic Ocean. *Ocean Science*, 1(2), 97-112,2005.
- Clarke, A. J., 1977: Observational and numerical evidence for wind-forced coastally trapped long waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 231-247. Clarke (1977)
- Clarke, A. J., 1983. Reflexion of Equatorial Waves from Oceanic Boundaries. *Journal of Physical Oceanography*. Vol.13. Pages 1193-1207.
- Clarke, A. J. and Ahmed, R, 1999. Dynamics of remotely forced intraseasonal oscillations off the western coast of South America. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 29, pages 240-258.
- Clarke, A. J., and D. S. Battisti, 1983: Identification of the fortnightly wave observed along the northern coast of the Gulf of Guinea. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 2192-2200.
- Clarke, A. J., Van Gorder, S., 1986. A method for estimating wind-driven frictional, time-dependent, stratified shelf and slope waterflow. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 16, pages 1013-1028.
- Colin, C., and S. Garzoli, 1988: High frequency variability of in situ wind, temperature and current measurements in the equatorial Atlantic during the FOCAL/SEQUAL experiment. *Oceanol. Acta*, 11, 139–148.
- Dai and Trenberth, 2003. New Estimate of Continental Discharge and Oceanic Freshwater Transport. AMS symposium on Observing and Understanding the Variability of Water in Weather and Climate.
- Garzoli, S. L., 1987. Forced oscillations on the Equatorial Atlantic Basin During the Seasonal Response of the Equatorial Atlantic Program (1983-1984). *Journal of Geophysical Research*, vol. 92, n°.5, pages 5089-5100.
- Gent, P. R., O'Neill, K., Cane, M. A., 1983. *Journal of Physical Oceanography*. Vol, 13. pages 2148-2160.
- Gordon, A. L., and K. T. Bosley, 1991: Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 38, 323–343.
- Grotsky, S. A., and Carton, J. A. (2001). Coupled land/atmosphere interactions in the West Africa Monsoon. *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, No.8, 1503-1506, April 2001.
- Grotsky, S. A. , Carton, J. A., Provost, C., Servain, J., Lorenzzetti, J. A. and McPhaden, M. J., 2005. Tropical instability waves at 0°N, 23°W in the Atlantic: A case study using Pilot Research

- Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) mooring data. *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, C08010, doi:10.1029/2005JC002941, 2005.
- 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.
- Houghton, R. W. and T. Beer, 1976: Wave-Propagation During Ghana Upwelling. *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, 81(24): 4423-4429.
- Houghton, R. W., 1979: Characteristics of the Fortnightly Shelf Wave Along the Ghana Coast. *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, 84(NC10): 6355-6361.
- Houghton, R. W. and C. Colin, 1987: Wind-Driven Meridional Eddy Heat-Flux in the Gulf of Guinea. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 92(C10): 10777-10786.
- Houghton, R. W. and C. Colin, 1986: Thermal Structure Along 4-Degrees-W in the Gulf of Guinea During 1983-1984. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 91(C10): 1727-1739.
- Houghton, R. W., 1989: Influence of Local and Remote Wind Forcing in the Gulf of Guinea. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 94(C4): 4816-4828.
- Huthnance, J., 1975. On trapped waves over a continental shelf. *J. Fluid Mech.*, **69**, 689–704.
- Huthnance, J. M., 1978. On coastal trapped waves: analysis and numerical calculation by inverse iteration. *Journal of Physical Oceanography*, Vol 8, pages 74-93.
- Huthnance J. M., 1981. Waves and currents near the continental shelf edge. *Progress in Oceanography*. Volume 10, Issue 4, pages 193-223.
- Illig, S., Dewitte, B., Ayoub, N., du Penhoat, Y., Reverdin, G., De Mey, P., Bonjean, F., Lagerloef, G. S. E., 2004. Interannual long equatorial waves in the tropical Atlantic from a high resolution ocean general circulation model experiment in 1981-2000. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 109. doi:10.1029/2003JC001771,2004.
- Johns W. L., and D. R. Watts, 1986: Time scales and structure of topographic Rossby waves and meanders in the deep Gulf Stream. *J. Mar. Res*, 44, 267–290.

- Jordi, A., Orfila, A., Basterretxea, G., Tintoré, J., 2005. Coastal trapped waves in the northwestern Mediterranean. *Continental Shelf Research*, vol.35, pages 185-196.
- Kaufman, A.N, Morehead, J.J, Brizard, A.J and Tracy, E, R, 1999. Mode conversion in the Gulf of Guinea. *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 394, Issue 01, p.175-192
- Large, W., and S. Yeager, 2004. Diurnal to decadal global forcing for ocean sea-ice models: the data sets and flux climatologies. NCAR Technical Note: NCAR/TN-460+STR. CGD Division of the National Center for Atmospheric Research.
- Larque, L., Maamaatuaiahutapu, K. and Garçon, V. (1997). On the intermediate and deep water flows in the South Atlantic Ocean. *J-Geophys-Res-C-Oceans*, 102, 12425-12440.
- Lazar, A., Polo, I., Arnault, S. and Mainsant, G., 2006. Kelvin waves activity in the Eastern Tropical Atlantic. 15 years of progress in radar altimetry symposium, Ocean Surface Topography Science Team Meeting. Venice 13-18 March 2006.
- Madec, G., Delecluse, P, Imbard, M., Levy, C., 1998. OPA8.1 ocean general circulation model reference manual. Notes du pole de modélisation de l'IPSL vol 11 (Paris: Inst. Pierre Simon Laplace).
- McCreary, J., Picaut, J., and Moore, D. (1984). Effects of the remote annual forcing in the eastern tropical Atlantic ocean, *J. Mar. Res.*, 42, 45-81.
- 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.
- Molinari, R.L., 1982: Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978-1980, *Journal of Geophysical Research*, 87, 9707-9714.
- Mysak, L. A. (1980). Topographically trapped waves. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, Vol. 12, 1980, pp. 45-76.
- Ou, H. W., 1980: On the Propagation of Free Topographic Rossby Waves near Continental Margins .1. Analytical Model for a Wedge. *Journal of Physical Oceanography*, 10(7): 1051-1060.
- Pedlosky, J., 1979. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, New York, 624 pp.
- Peterson, R. G., and Stramma, L. (1991). Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Prog. Oceanog.*, 26, 1-73.
- Picaut, J., Verstraete, J. M., 1979. Propagation of a 14.7 day Wave along the Northern Coast of the Guinea Gulf. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 9, pages 136-149.
- Pizzaro, O., Shaffer, G., 1998. Wind-driven Coastal trapped waves off the Island of Gotland, Baltic

- Sea. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 28, pages 2117-2129.
- Reynaud, T., Legrand, P., Mercier, H. and Barnier, B., 1988. A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modelling study. *International WOCE Newsletter*, 32, 29-31.
- Rhines, P. B., 1970. Edge-, bottom-, and Rossby waves in a rotating stratified fluid. *Geophysical Fluid Dynamics* 1, 273-302.
- Richardson, P.L. and S.G.H. Philander, 1987: The seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic Ocean: A comparison of ship drift data with results from a general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 92, 715-724.
- Rory O. R., Thompson Y. and James R. Luyten, 1976. Evidence for bottom-trapped topographic Rossby waves from single moorings. *Deep Sea Research*, volume 23, Issue 7, pages 639-635.
- Roy, A., (2002). Modélisation des courants profonds: interprétation des données courantométriques l'aide d'un modèle théorique d'ondes de Rossby et d'un modèle numérique appelé CLIPPER. Rapport de stage ISIMA.
- Schott, F.A., Brandt, P., Hamann, M., Fischer, J. and Stramma, L. (2002). On the boundary flow off Brazil at 5°-10°S and its Connection to the Interior Atlantic, *Geophysical Research Letters*, 29(17), 1840.
- Sengupta, D. Senan, R., Murty, V. S. N., Fernando, V., 2004. A biweekly mode in the equatorial Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, doi: 10.1029/2004JC002329, 2004.
- Shaffer, G., Pizarro, O., Djurfeldt, L., Salinas, S., and Rutllant, J., 1997. Circulation and low-frequency variability near the Chilean Coast: Remotely forced fluctuations during the 1991-92 El Niño. *Journal of physical oceanography*, Vol. 27, No. 2, pp. 217-235.
- Soares, J, Wainer, I and Wells, N.C, 1999. Reflection of equatorial Kelvin waves at eastern ocean boundaries Part II: Pacific and Atlantic Oceans. *Annales Geophysicae*, vol. 17, Issue 6, pp.827-837.
- 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.
- Thierry, V. (2000). Observation et modélisation de la variabilité saisonnière dans l'océan Atlantique équatorial profond. Thèse de doctorat de l'université de Bretagne Occidentale.
- Thierry, V., Treguier, A. M. and Mercier, H. (2004). Numerical study of the annual and semi-annual

- fluctuations in the deep equatorial Atlantic ocean. *Ocean Modelling*, Vol. 6, Issue 1, 1-30.
- Thierry, V., Mercier, H., Treguier, A. M., 2006. Seasonal fluctuations in the deep central equatorial Atlantic Ocean: a data-model comparison. *Ocean Dynamics*, DOI: 10.1007/s10236-005-0045-y.
- Treguier, A. M., O. Boebel, B. Barnier, and G. Madec, 2003. Agulhas eddy fluxes in a 1/6° Atlantic model. *Deep Sea Res., II*, 50, 251-280.
- Uehara, K, Miyake, H., 2000. Biweekly périodic deep flow on the slope inshore of Kuril-Kamchatka trench. *Journal of Physical Oceanography*, vol 30, pages 3249-3260.
- Vangriesheim, A., A. M. Treguier, and G. Andre, 2005: Biweekly current oscillations on the continental slope of the Gulf of Guinea. *Deep Sea Res., I*, 52, 2168-2183.
- Verstraete, J.M. (1992). The seasonal upwellings in the Gulf of Guinea. *Progress in Oceanography*, 29, 1-60.
- Voituriez, B. (1981). Les sous-courants équatoriaux nord et sud et la formation des dômes thermiques tropicaux, *Oceanol. Acta*, 4, 497-506.
- Von Schuckmann, K., 2006. Intraseasonal variability in the southwestern and central tropical Atlantic Ocean. Thèse de doctorat de l'université de Kiel.
- Wacongne, S. and Piton, B. (1992). The near-surface circulation in the northeastern corner of the South Atlantic ocean. *Deep-Sea Research*, 39, 1273-1298.
- Weisberg, R. H., Horigan, A. M., Colin, C., 1979. Equatorially trapped Rossby-Gravity wave propagation in the Gulf of Guinea. *Journal of Marine Research*, vol. 37, pages 67-86.
- Weisberg, R.H. and A.M. Horigan (1981). Low frequency variability in the equatorial Atlantic, *Jour. Phys. Oceanogr.*, 11, 913-920.

Modélisation haute-résolution des courants dans le Golfe de Guinée : étude des oscillations bimensuelles

Dans le Sud du Golfe de Guinée, vers 7°40 S, des observations de courant le long de la pente continentale ont mis en évidence des oscillations bimensuelles orientées le long de la bathymétrie. Ces oscillations, très énergétiques et intensifiées près du fond, dominent le signal. Un modèle de circulation générale océanique (NEMO/OPA) haute résolution du Golfe de Guinée est construit afin d'étudier ces oscillations et leur mécanisme de forçage.

Une étude des données de courant permet d'écarter la marée comme mécanisme de forçage et le modèle, forcé par le vent, reproduit les différentes caractéristiques des oscillations. Différents jeux de conditions de forçage permettent d'explorer l'origine de la variabilité. Les simulations numériques mettent en évidence l'origine équatoriale des oscillations. Des ondes de Yanai, forcés par les vents équatoriaux, se propagent vers l'Est du bassin puis se propagent en ondes côtières vers le Nord et vers le Sud. La théorie des ondes équatoriales permet d'expliquer la focalisation de l'énergie autour de la période 15 jours. Pour la bande de période autour de 15 jours, il n'existe pas d'ondes équatoriales se propageant vers l'Ouest. Ainsi toute l'énergie bimensuelle se propageant vers l'Est est transmise en ondes côtières.

Le modèle haute résolution du Golfe de Guinée et un modèle linéaire de l'Atlantique équatoriale permettent d'étudier la structure spatiale et la variabilité basse fréquence des ondes. La prédominance des modes baroclines élevés est établie pour expliquer la signature en profondeur des oscillations et l'atténuation du signal vers le Sud, les modes élevés se dissipant plus rapidement.

L'étude de la variabilité temporelle des ondes à partir des données de courant met en évidence des intermittences du signal à 15 jours, reproduites en partie par le modèle du Golfe de Guinée mais absentes dans le modèle linéaire. La variabilité des ondes n'est pas corrélée avec la variabilité des vents équatoriaux générateurs de ces ondes.

High resolution modelling of the currents in the Gulf of Guinea: study of the biweekly oscillations

Currentmeter measurements on the continental slope of the Gulf of Guinea (near 7°40 S) point out a biweekly oscillation of the currents, bottom intensified and oriented along the bathymetry. Those energetic oscillations dominate the signal. A three-dimensional high-resolution model (NEMO/OPA) of the Gulf of Guinea has been developed to study the oscillations and their forcing mechanism.

The data allows dismissing the tide as forcing mechanism and the wind-forced regional model reproduce biweekly oscillations, which fit the data quite well. Experiments with different forcing have been run to explore the origin of the biweekly variability. Those experiments highlight the equatorial origin of the oscillations forced by equatorial wind. At the equator, Yanai waves forced by the wind propagate eastward then reach the coast and propagate poleward in both directions. The dominant period of 15-day can be explained by equatorial waves theory. In the equatorial Atlantic, there are no 15-day waves propagating westward, thereby all the incident energy reaching the African coast propagate poleward via coastal-trapped waves.

Thanks to the regional model and a linear model of the equatorial Atlantic, the spatial structure and the temporal variability of the biweekly waves are examined. High baroclinic modes explain the bottom intensification and the decrease of the signal through the south because of the fast dissipation of the highest modes.

Intermittency of the biweekly signal is underlined by wavelet analysis of the data and partially reproduces by the regional model but not by the linear model. Although being forced by equatorial winds, the temporal variability of the oscillations is not correlated with the variability of the equatorial winds.