



HAL
open science

Origine des variations de la salinité de surface du Golfe de Guinée : analyse saisonnière et interannuelle à partir d'un modèle numérique

Henrick Berger

► **To cite this version:**

Henrick Berger. Origine des variations de la salinité de surface du Golfe de Guinée : analyse saisonnière et interannuelle à partir d'un modèle numérique. Océanographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2012. Français. NNT : 2012BRES0102 . tel-03894626

HAL Id: tel-03894626

<https://theses.hal.science/tel-03894626>

Submitted on 12 Dec 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



université de bretagne
occidentale



THESE / UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Océanographie physique

Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Henrick BERGER

Préparée au sein de la société Actimar
et de l'UMR 6523,
CNRS-IFREMER-IRD-UBO,
Laboratoire de Physique des océans

**Origine des variations de la
salinité de surface du Golfe
de Guinée :
Analyse saisonnière et
interannuelle à partir d'un
modèle numérique**

Thèse soutenue le 3 décembre 2012

devant le jury composé de :

Bernard BOURLES

Directeur de Recherches, IRD , LEGOS, Brest / Rapporteur

Jérôme VIALARD

Directeur de Recherches, IRD, LOCEAN, Paris / Rapporteur

Sabrina SPEICH

Professeur des Universités, UBO, LPO, Brest / Présidente du Jury

Valérie QUINIOU

Ingénieur Polytechnique-ENSTA, TOTAL, Paris / Examinatrice

Anne-Marie TREGUIER

Directrice de Recherches, CNRS, LPO, Brest / Directrice de thèse

Nicolas PERENNE

Docteur en Océanographie Physique , Actimar, Brest /
Co-Directeur de thèse

Remerciements

Me voici donc presque arrivé à la fin d'une étape importante de ma vie. Aujourd'hui encore étudiant, même si plus tout à fait, je refermerai bientôt la page des 26 années qui m'ont amené à accomplir un rêve, pour entrer réellement dans la vie active. Ce rêve, c'est celui de participer, avec mes modestes compétences, à l'accumulation de connaissances entreprise depuis des générations et ainsi contribuer à améliorer notre compréhension de cette formidable planète qu'est la Terre. Je crois d'ailleurs que même après ces trois années à me rendre compte de la multitude des mécanismes qui régissent la dynamique des océans, je n'appréhende toujours pas la complexité du système Terre. Mais est-ce seulement possible ? Non, probablement pas.

Il est donc temps pour moi de remercier tous ceux qui, au cours des années passées, m'ont accompagné dans la réalisation de ce difficile projet qu'est la thèse de doctorat. C'est en effet un long chemin que nous venons de parcourir ensemble, fait de joies et d'angoisses, mais surtout de travail acharné pour au final, aboutir à ces presque 180 pages résumant l'essentiel de mon travail. Ou plutôt ce qui mérite d'en être retenu étant donné les quelques voies sans issues que j'ai croisé au fur et à mesure de mes recherches.

A vous tous, que j'ai côtoyé de près ou de loin, je vous adresse donc ceci :

MERCI !

Je tiens tout particulièrement à remercier Anne-Marie Tréguier et Nicolas Perenne, qui m'ont encadré et accompagné durant ces quelques années et ont tout fait pour que cette thèse aboutisse dans les meilleures conditions possibles et avec un maximum de résultats intéressants. Ils n'auront eu de cesse de me montrer comment m'organiser au mieux, comment ne pas me disperser sur plusieurs choses en même temps, parfois avec succès, souvent non. Ils ont également réussi à m'enseigner la rigueur qui je crois m'a souvent fait défaut. A ce sujet, je pense d'ailleurs que les remarques parfois très directes de Nicolas m'ont beaucoup servi. Pour toutes ces raisons et pour m'avoir toujours encouragé à poursuivre mes efforts, je leur dois beaucoup et je ne pense pas que ces quelques mots suffisent à leur exprimer toute ma reconnaissance. Je n'oublie pas non plus Philippe Craneguy, qui m'aura accompagné durant près d'un an et demi avant de céder la main à Nicolas après être parti vers de nouveaux horizons professionnels. Merci également à tous les membres du jury pour avoir accepté d'évaluer mes travaux. Merci à Bernard Bourlès et Jérôme Vialard pour avoir accepté d'être rapporteurs. Merci aussi à Sabrina Speich pour avoir accepté compléter le jury avec Anne-Marie, Nicolas et Valérie Quiniou.

Je tiens également à remercier la société Actimar et ses dirigeants, Vincent Mariette et Raymond Nerzic, pour m'avoir permis de réaliser cette thèse dans leur entreprise. Grâce à

vous et à tous les membres d'Actimar que j'ai pu côtoyer, j'ai pu entrevoir les applications possible des recherches océanographiques pour les communauté et les entreprises du domaine maritime. J'espère désormais avoir la possibilité de contribuer à ces activités, même si je ne sais pas encore véritablement quelle est pour moi la meilleure voie à suivre.

Pour la liberté qu'elle m'a laissé dans la conduite de mes recherches et les thématiques suivies après que nous nous soyons rendu compte qu'il ne serait pas possible de poursuivre sur le sujet initial, de même que pour l'intérêt constant qu'elle a accordé à mes travaux, je souhaite remercier Valérie Quiniou et à travers elle la société TOTAL.

Merci également à tous les membres du Laboratoire de Physique des Océans pour votre accueil et pour tout ce que vous avez pu m'apporter. Je dois d'ailleurs remercier tout particulièrement les membres du secrétariat pour m'avoir aidé à organiser les nombreuses missions que j'ai effectuées. J'ai également une pensée pour tous les stagiaires, doctorants et post-doctorants avec qui nous avons tant partagé. Merci donc à Nicolas, Tanguy et Damien pour m'avoir supporté pendant deux années, pour les nombreuses questions loufoques que nous avons partagées sur nos tableaux et leur bonne humeur permanente. Merci aussi à Clément, stagiaire que j'ai essayé d'encadrer du mieux possible et en qui j'ai trouvé un ami plein de ressources quand il s'agit de rire et à Hermann, stagiaire béninois que je n'aurais jamais eu l'occasion de rencontrer. Merci à Claude, Raphaël et Jean-Marc pour m'avoir aidé à mettre en place mes nombreux modèles et pour leur patience à résoudre mes très nombreux bugs, qu'ils soient de mon fait ou non.

Merci enfin à tous mes proches pour votre soutien et pour avoir toujours cru en moi.

Résumé

L'est du Golfe de Guinée, de la Baie de Biafra au nord à la région du panache du Congo au sud, est une région importante pour le climat de l'Afrique de l'Ouest et l'exploitation des hydrocarbures. En particulier, la variabilité saisonnière et interannuelle de la salinité de surface (SSS) et les interactions entre la dynamique régionale et le panache du Congo au large de l'Angola demeurent mal connues. Pour répondre à ces questions, nous avons utilisé des configurations numériques réalistes de l'Atlantique tropical ($1/4^\circ$) et du Golfe de Guinée ($1/12^\circ$).

D'après les études existantes, la variabilité saisonnière de la SSS dans le Golfe de Guinée dépendrait du bilan évaporation-précipitations-apports fluviaux. En évaluant les différents termes du bilan de salinité de la couche de mélange dans nos configurations réalistes, nous avons pu montrer qu'il est nécessaire de tenir compte de la dynamique océanique pour expliquer l'ensemble des variations saisonnières de la SSS. En particulier, il s'avère que la salinisation du bassin de mai à août est liée à la diffusion et au transport advectif de sel depuis la subsurface. Nous avons également pu montrer que la variabilité interannuelle de la SSS est similaire à celle de la température de surface et ne dépend pas des variations interannuelles des apports en eau douce. Elle est plutôt associée aux fluctuations de la dynamique horizontale à la surface du Golfe de Guinée.

On connaît l'existence d'un cycle semi-annuel de la hauteur de mer dans le Golfe de Guinée, qui serait forcé par le vent dans la partie ouest et centrale du bassin tropical de l'Atlantique. Nous avons cependant pu montrer que le long de l'équateur et des côtes à l'est de 5°E , ce cycle est forcé par l'atmosphère au dessus du Golfe de Guinée. Par ailleurs, nous avons cherché à évaluer les implications de ce cycle semi-annuel sur la SSS. L'analyse des interactions entre le panache du Congo et la circulation de surface au large de l'Angola nous a permis de montrer l'existence dans cette région de dessalures bi-annuelles marquées autour des mois de février-mars et octobre-novembre. Ce cycle ne peut être expliqué ni par la dynamique du panache, ni par le transport d'Ekman. Il est lié au cycle semi-annuel de la circulation de surface le long de l'équateur et des côtes à l'est de 5°E . C'est en effet le basculement temporaire des courants de surface vers le sud qui entraîne un transport des eaux du Congo le long des côtes angolaises au sud de l'embouchure.

Abstract

The eastern part of the Gulf of Guinea, from the Bight of Biafra in the north to the Congo plume region in the south, is of importance for the West African climate and the petroleum industry. In particular, the seasonal and interannual variability of the Sea Surface Salinity (SSS) and the interactions between the regional dynamics and the Congo plume offshore Angola remain poorly known. To answer these questions, we use realistic numerical experiments for the Tropical Atlantic ($1/4^\circ$) and the Gulf of Guinea ($1/12^\circ$).

Previous studies suggest that the seasonal and interannual SSS variability may depend on the evaporation-precipitation-river runoffs budget. Using mixed layer budget for salinity in our realistic model configurations, we demonstrate the importance of the ocean dynamics to explain the whole seasonal cycle of the SSS. Particularly, it appears that the salinization from May to August is related to the vertical diffusivity and salt transport from the subsurface because of vertical advection. We also show that the interannual variability of the SSS is similar to the one of the sea surface temperature and does not depend on the interannual fluctuations of the river discharge. It is rather explained by the variability of the horizontal surface currents.

A semi-annual cycle of the sea surface height exists in the Gulf of Guinea, which was thought to be forced by the wind over the western and central part of the Tropical Atlantic basin. However, along the equator and the coast east of 5°E , we show that this cycle can be forced by the wind over the Gulf of Guinea. We search to determine the impact of this semi-annual cycle on the SSS. The analysis of the interactions between the Congo plume and the sea surface circulation offshore Angola allows us to demonstrate a bi-annual decrease of the SSS in this region between February-March and October-November. This cycle cannot be explained by the Congo plume dynamics or the Ekman transport. It is due to the semi-annual cycle of the surface circulation along the equator and the coast east of 5° . In fact, south of the Congo mouth, the southward transport of the Congo water along the Angolan coast can be explained by a transient southward reversal of the surface current.

Sommaire

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1 | Introduction | 16 |
| 2 | Climat et circulation océanique de l'Atlantique Tropical | 24 |
| 2.1 | Introduction | 26 |
| 2.2 | Circulation atmosphérique au dessus de l'Atlantique tropical | 26 |
| 2.3 | Masses d'eau des couches superficielles de l'Atlantique tropical | 28 |
| 2.4 | Les upwellings du Golfe de Guinée | 29 |
| 2.5 | Variabilité interannuelle et El Nino Southern Oscillation | 34 |
| 2.6 | Circulation de surface et subsurface de l'Atlantique Tropical | 35 |
| 2.7 | Circulation du Golfe de Guinée | 39 |
| 2.8 | Conclusions | 40 |
| 3 | Salinité de surface du Golfe de Guinée, évaluation de la mesure satellite AMSR-E | 42 |
| 3.1 | Introduction | 44 |
| 3.2 | Climatologies de SSS pour le Golfe de Guinée | 45 |
| 3.2.1 | Sources des données climatologiques | 45 |
| 3.2.2 | Echantillonnage des observations et limitations | 46 |
| 3.3 | Etat des connaissances sur la salinité de surface et subsurface du Golfe de Guinée | 48 |
| 3.3.1 | Salinité de surface et subsurface moyennes | 48 |
| 3.3.2 | Variabilité de la SSS dans le Golfe de Guinée | 50 |
| 3.4 | Observations de la SSS par satellite, données SMOS et AMSR-E | 52 |
| 3.4.1 | Principe de la mesure SMOS et résultats pour l'année 2010 | 52 |
| 3.4.2 | Principe de la mesure AMSR-E | 53 |
| 3.5 | Analyse des données de SSS AMSR-E pour le Golfe de Guinée | 54 |
| 3.5.1 | Valeurs moyennes de la SSS | 54 |
| 3.5.2 | Cycle saisonnier moyen de la SSS | 56 |
| 3.5.3 | Variabilité interannuelle de la SSS | 58 |
| 3.5.4 | Comparaison avec quelques données des thermosalinographes des campagnes PIRATA et EGEE | 59 |
| 3.6 | Conclusions | 62 |

| | | |
|----------|--|------------|
| 4 | Caractéristiques de la configuration ATLTROP | 66 |
| 4.1 | Domaine couvert, paramétrisation du modèle et conditions aux interfaces . . . | 68 |
| 4.2 | Précisions sur les choix effectués | 74 |
| 4.3 | Liste des simulations et des tests de sensibilité | 76 |
| 4.4 | Impact du choix des apports fluviaux sur la salinité dans le golfe de Guinée . . | 80 |
| 5 | Mécanismes de la variabilité haline à la surface du Golfe de Guinée | 90 |
| 5.1 | Introduction | 93 |
| 5.2 | Data | 95 |
| 5.2.1 | Numerical model | 95 |
| 5.2.2 | Validation | 98 |
| 5.3 | SSS variability and fresh water forcing | 100 |
| 5.3.1 | Impact of precipitation and river runoffs on the SSS variability | 100 |
| 5.3.2 | Global contribution of the E-P-R budget on the SSS variability | 104 |
| 5.4 | Dynamical contributions, mixed layer budget for salinity | 107 |
| 5.4.1 | Mixed layer budget equations | 107 |
| 5.4.2 | Analysis of the mixed layer budget for salinity | 108 |
| 5.5 | Interannual variability | 113 |
| 5.5.1 | Characterization of the interannual variability | 113 |
| 5.5.2 | Mechanisms of the interannual variability | 117 |
| 5.6 | Conclusions | 118 |
| 6 | Interactions entre le panache du fleuve Congo et les variations semi-annuelles de la dynamique de surface | 121 |
| 6.1 | Introduction | 123 |
| 6.2 | Variabilité de la SSS au large des côtes angolaises | 125 |
| 6.2.1 | Généralités | 125 |
| 6.2.2 | Origine des dessalures et circulation de surface | 127 |
| 6.2.3 | Synthèse sur les interactions panache du Congo et cycle semi annuel de la circulation de surface | 130 |
| 6.3 | Cycle semi-annuel du Golfe de Guinée et circulation de surface | 131 |
| 6.3.1 | Rappels sur le cycle semi-annuel du Golfe de Guinée | 132 |
| 6.3.2 | Echelle du renversement semi-annuel observé au large de l'Angola . . . | 132 |
| 6.3.3 | Propagation du renversement bi-annuel | 135 |
| 6.4 | Forçage du cycle saisonnier des vitesses de surface | 136 |
| 6.4.1 | Lien entre le cycle semi-annuel et les Alizés | 136 |
| 6.4.2 | Rappels à propos de la configuration ATLTROP-GUINEA | 137 |
| 6.4.3 | Cycle semi-annuel dans la configuration ATLTROP-GUINEA | 140 |
| 6.5 | Cycle semi-annuel côtier et forçage local | 143 |
| 6.5.1 | Forçage local par le vent le long des côtes de l'Angola | 143 |
| 6.5.2 | Liens avec la circulation de subsurface | 146 |

| | | |
|----------|--|------------|
| 6.5.3 | Rôle de la dynamique liée au panache du Congo sur le cycle semi-annuel | 146 |
| 6.6 | Conclusions | 151 |
| 7 | Conclusions et perspectives | 156 |
| 7.1 | Conclusions | 158 |
| 7.1.1 | A propos de la modélisation du Golfe de Guinée | 158 |
| 7.1.2 | A propos des observations satellite AMSR-E de la SSS | 158 |
| 7.1.3 | Conclusions sur le cycle saisonnier de la SSS | 159 |
| 7.1.4 | Conclusions sur la variabilité interannuelle de la SSS | 159 |
| 7.1.5 | Conclusions sur le cycle saisonnier de la SSS au large de l'Angola | 160 |
| 7.2 | Perspectives | 160 |
| | Bibliographie | 174 |

Chapitre 1

Introduction

Il existe de nombreux liens entre les sociétés humaines et les divers océans du globe, que ce soit directement via l'exploitation des ressources marines pour la pêche et les hydrocarbures, via le commerce mondial dont plus de 70% du volume transite par voie maritime, via les activités de loisirs, ou indirectement comme régulateur du climat à l'échelle mondiale et locale. L'importance des océans pour les sociétés humaines n'est donc plus à démontrer. La compréhension des paramètres et mécanismes physiques du milieu marin constitue donc un enjeu important pour les activités humaines autant dans les régions côtières que hauturières. Pour toutes ces raisons, de plus en plus de moyens techniques et humains sont mis en oeuvre pour apporter des réponses aux nombreuses questions encore en suspens, comme la dynamique précise des différentes régions ou encore la variabilité qui lui est associée, qu'elle soit forcée localement ou dans des régions très éloignées.

Plusieurs mécanismes interdépendants expliquent la mise en mouvement des océans à l'échelle du globe comme de la région et il est difficile de les dissocier tant ils sont liés les uns aux autres. Le frottement du vent à la surface des océans et le transfert d'énergie qui s'ensuit est le plus important d'entre eux. Une autre part de la dynamique océanique provient des variations de la densité de l'eau de mer, qui dépend à la fois de la température et de la salinité et est responsable de la circulation méridienne à grande échelle entre les régions tropicales et polaires. Les effets des variations de la température et de la salinité sur la densité ne sont pas identiques. Alors qu'elle diminue avec l'élévation de la température, la densité augmente avec la quantité de sel contenue dans l'eau de mer. L'analyse de la salinité est donc tout aussi importante que celle de la température.

A l'échelle du globe et sur quelques dizaines d'années, la quantité de sels dissous dans l'océan est constante. Cela ne veut toutefois pas dire que la salinité est la même dans toutes les régions du monde comme on peut le voir sur la figure 1.1, où les régions polaires sont les plus douces en surface alors que les régions tropicales sont les plus salées. A ces différences s'ajoutent des variations plus locales de la salinité de surface¹ situées en général à proximité des côtes, là où les plus grands fleuves se jettent dans l'océan comme au large du Brésil avec le panache du fleuve Amazone et dans le Golfe de Guinée avec les fleuves Congo et Niger. C'est cette dernière région qui nous a intéressés et a fait l'objet de toutes les discussions et analyses portées dans ce manuscrit de thèse.

Situé à l'ouest des côtes de l'Angola et du Gabon et au sud de celles allant du Libéria au Nigéria (figure 1.2), le Golfe de Guinée est une région à la physique complexe et renfermant de riches ressources naturelles. C'est à la demande de la société TOTAL S.A., qui exploite de nombreux puits d'hydrocarbures dans cette région, que nous nous sommes intéressés à la dynamique et à la variabilité de la partie Est du Golfe de Guinée, qui reste encore largement méconnue malgré son importance potentielle sur le climat de la région. En effet, avec les avan-

1. Noté SSS pour *Sea Surface Salinity* dans la suite de ce manuscrit

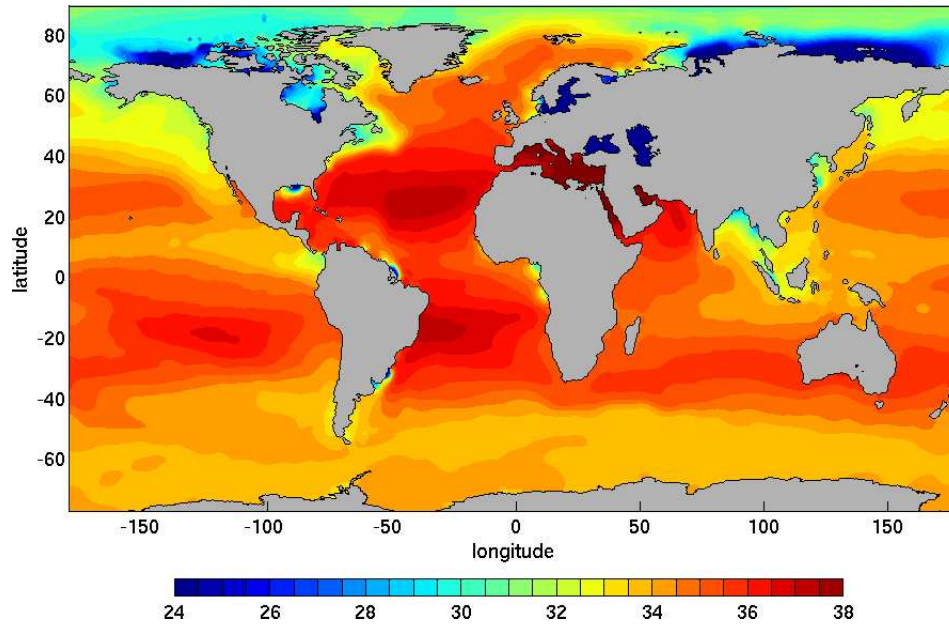


FIGURE 1.1 – Salinité moyenne à la surface du globe d’après la climatologie ARV09 Gaillard et al. (2009).

cées du programme international AMMA², on a pu se rendre compte progressivement que le climat au dessus de l’Afrique de l’ouest et le cycle de la mousson dépendent directement de la dynamique de l’océan dans le Golfe de Guinée (Lebel et al., 2011; Brandt et al., 2011). Il existe donc de nombreuses raisons de s’intéresser à celle-ci. Pour le climat, une meilleure compréhension de la physique de la région peut aboutir à une meilleure prévisibilité des périodes de mousson et des volumes de précipitations sur le continent, essentiels aux populations locales pour l’agriculture, mais également pour la lutte contre les nombreuses maladies se développant en période de mousson. Pour l’industrie pétrolière, la problématique est tout autre puisqu’il s’agit de s’assurer des bonnes conditions d’exploitation des sites d’hydrocarbures. La sécurité des activités en mer et des installations est en effet dépendante de nombreux paramètres et une bonne connaissance du milieu est essentielle pour le bon dimensionnement, l’installation et le fonctionnement des structures offshore mais également pour la sécurité du personnel embarqué et les éventuelles pollutions maritimes.

La présence dans la partie Est du Golfe de Guinée d’une quantité d’eau douce importante provenant de la décharge des fleuves Congo, Niger et d’une multitude d’autres moins importants, est de nature à impacter significativement les caractéristiques physiques de la région et peut être d’en conditionner la dynamique. La SSS dans cette région a déjà fait l’objet de plusieurs études. A l’échelle du bassin Atlantique tropical dans son ensemble, Dessier and Donguy (1994) et Reverdin et al. (2007) ont étudié l’importance de la variabilité saisonnière de la SSS et les liens qui existent entre celle-ci et les apports en eau douce par les précipitations et les fleuves. On sait ainsi que dans le Golfe de Guinée le cycle saisonnier représente

2. AMMA pour *African Monsoon Multidisciplinary Analysis*, Redelsperger et al. (2006)



FIGURE 1.2 – Carte politique des pays limitrophes du Golfe de Guinée et au delà. Apparaissent sur cette carte les différents pays ainsi que leurs frontières et capitales. Carte tirée de Google Maps.

plus de 80% de la variabilité observée (Dessier and Donguy, 1994) et qu'une grande partie de ce cycle très loin des côtes s'explique par l'importance des variations saisonnières des précipitations (Yoo and Carton, 1990). L'influence exacte des eaux fluviales du Congo et du Niger reste en revanche encore mal connue autant pour le cycle saisonnier que pour les fluctuations interannuelles. A des échelles plus réduites, d'anciennes études de l'ORSTOM et de l'Institut de Recherche Océanographique des Pays-Bas se sont intéressées au cas particulier du panache du Congo. Celles-ci montrent qu'il conditionne directement la variabilité de la SSS le long de la côte entre l'embouchure du fleuve à 6°S et l'équateur puisque le panache se développe principalement vers le nord-ouest (Berrit, 1966; Wauthy, 1977; Eisma and Van Bennekom, 1978). Malgré tout, faute d'observations en nombre suffisant, il reste difficile de caractériser précisément la variabilité saisonnière de la SSS des différentes régions le long de la côte Est du Golfe de Guinée, tandis que la variabilité interannuelle de la SSS reste largement méconnue pour une grande partie de la région.

Si la connaissance des cycles de variabilité de la SSS est importante, c'est parce que ceux-ci ont une influence directe sur la stratification dans la couche superficielle de l'océan, l'épaisseur de la couche de mélange océanique³ et par conséquent sur les échanges air-mer de la région. La répartition des eaux douces des fleuves et des précipitations se fait en effet principalement dans la couche de surface et peut donc potentiellement avoir une influence sur le développement de la mousson africaine. En effet selon que la variabilité saisonnière des différentes régions provient de l'accumulation des précipitations ou du transport des eaux fluviales par les courants de surface, la formation de couches barrières en sel peut s'en trouver favorisée ou non (Mignot

3. La couche de mélange océanique est la couche homogène se situant à la surface de l'océan. Il existe plusieurs définitions de la couche de mélange, soit à partir de la température, soit à partir de la densité. On détermine l'épaisseur de la couche de mélange comme la profondeur à partir de laquelle la densité ou la température varie d'une certaine amplitude par rapport à la valeur en surface (De Boyer Montégut et al., 2004)

et al., 2007). D'autre part, l'existence de front de salinité à la limite des panaches fluviaux et leur déstabilisation peut engendrer la formation d'ondes internes susceptibles de générer des courants très importants sur de petites échelles de temps et d'espace. Déterminer l'existence de ces fronts et leur importance peut donc être également important pour le dimensionnement des structures offshore. Toutefois, l'analyse de la variabilité ne se suffit pas à elle-même, il faut en effet en comprendre l'origine et les mécanismes qui dans le cas du Golfe de Guinée demeurent tout autant méconnus.

La compréhension des mécanismes à l'origine des différents cycles de variabilité de la SSS est indispensable si on veut pouvoir mieux appréhender les interactions qui peuvent exister entre les panaches fluviaux et la dynamique à très grande échelle du Golfe de Guinée, comme la terminaison des courants zonaux à proximité des côtes et le refroidissement saisonnier marqué de la surface de l'océan dans cette partie du monde. D'autre part, malgré de nombreux efforts, la modélisation numérique du Golfe de Guinée est en butte depuis de nombreuses années à des problèmes récurrents de mauvaise représentation de caractéristiques physiques de la région. L'incapacité à résoudre les différents biais qui existent pour cette région montre ainsi qu'il existe probablement un ensemble de mécanismes qui sont mal représentés car certainement mal connus ou mal compris (Richter and Xie, 2008). L'analyse de la variabilité de la SSS liée aux masses d'eau peu salées dans le fond du Golfe peut donc nous permettre de déterminer si celles-ci jouent un rôle primordial dans la dynamique régionale ou si au contraire il est possible de découpler la variabilité de la SSS du reste de la physique observée. On sait que les panaches fluviaux possèdent une dynamique qui leur est propre et que celle-ci peut interagir fortement avec la dynamique régionale. Dans le cas du second fleuve mondial en terme de débit, le Congo, la détermination de ces interactions peut donc s'avérer importante.

A partir de la modélisation numérique de l'Atlantique tropical et du Golfe de Guinée, et en utilisant les nouvelles observations de la SSS AMSR-E (Reul et al., 2009) en complément des mesures in-situ, nous nous sommes donc efforcés d'approfondir nos connaissances sur les différents aspects physiques liés à la SSS dans le Golfe de Guinée, dans le but de répondre aux questions suivantes :

1. Quelles sont les variabilités saisonnière et interannuelle de la SSS des différentes régions du Golfe de Guinée ?
2. Quels mécanismes contrôlent les différents cycles de cette variabilité ?
3. Quelles sont les interactions entre le panache du fleuve Congo et la dynamique régionale du Golfe de Guinée ?
4. Comment nos modèles numériques représentent-ils la SSS dans cette partie du monde et quels sont les progrès à réaliser ?

L'ensemble des trois années écoulées a été consacré à l'obtention de réponses à ces différentes questions et l'aboutissement de ce travail que constitue le présent manuscrit s'organise comme suit :

- Le contexte régional de l’Atlantique tropical et l’état de l’art correspondant sont présentés dans le chapitre 2.
- Les observations satellite AMSR-E de la SSS sont présentées et analysées dans le chapitre 3.
- La configuration numérique ATLTROP est présentée dans le chapitre 4.
- L’analyse des cycles saisonniers et interannuels de la SSS et les mécanismes associés sont discutés dans le chapitre 5.
- Les interactions entre le panache du fleuve Congo et la circulation régionale sont discutées dans le chapitre 6.
- Enfin, les conclusions et perspectives sont exposées dans le chapitre 7.

Chapitre 2

Climat et circulation océanique de l'Atlantique Tropical

Contents

| | | |
|-----|--|----|
| 2.1 | Introduction | 26 |
| 2.2 | Circulation atmosphérique au dessus de l'Atlantique tropical . . . | 26 |
| 2.3 | Masses d'eau des couches superficielles de l'Atlantique tropical . . | 28 |
| 2.4 | Les upwellings du Golfe de Guinée | 29 |
| 2.5 | Variabilité interannuelle et El Nino Southern Oscillation | 34 |
| 2.6 | Circulation de surface et subsurface de l'Atlantique Tropical . . . | 35 |
| 2.7 | Circulation du Golfe de Guinée | 39 |
| 2.8 | Conclusions | 40 |

2.1 Introduction

Avant de s'intéresser plus en détails au travail réalisé sur la modélisation et le cycle du sel dans le Golfe de Guinée, il convient de faire une revue rapide des conditions atmosphériques et océaniques de l'Atlantique tropical. Une bonne compréhension de la complexité de cette région a en effet été indispensable lorsque nous avons voulu mieux comprendre les résultats de nos simulations et interpréter les différents mécanismes que nous avons progressivement isolés. En outre, c'est souvent par le biais des analyses faites dans d'autres études que viennent les inspirations et surtout les directions à suivre pour réaliser les bonnes analyses. La suite de ce chapitre est donc organisée pour fournir une description complète des conditions de surface de l'Atlantique Tropical avec la progression suivante. Dans une première partie nous présentons les conditions atmosphériques de la région. Ensuite, les conditions de température de surface et les cycles saisonniers et interannuels correspondants sont abordés. Enfin nous terminons avec une revue détaillée des principaux courants de surface et subsurface.

2.2 Circulation atmosphérique au dessus de l'Atlantique tropical

La circulation atmosphérique au dessus de l'Atlantique Tropical se caractérise par d'intenses cellules méridiennes de convection, plus connues sous le nom de cellules de Hadley ([Schneider, 2006](#)). Celles-ci se forment en raison du différentiel de rayonnement solaire entre l'équateur et les tropiques du Capricorne au sud et du Cancer au nord. Les températures plus élevées de la surface de l'océan au niveau de l'équateur entraînent une convection atmosphérique importante et une élévation à haute altitude des masses d'air chaud et humide. Celles-ci atteignent alors la tropopause vers 17 à 18km d'altitude avant d'être transportées de chaque côté de la région d'ascendance par des vents soufflant vers les pôles. Avec leur éloignement de l'équateur, ces masses d'air se refroidissent via les échanges radiatifs avec l'air ambiant plus froid et finissent par redescendre vers la surface de l'océan aux environ de 30° N et S, latitudes correspondant respectivement aux anticyclones des Açores et de Saint Hélène. Cette cellule divergente au niveau de l'équateur est fermée dans les basses couches par des vents soufflant vers l'équateur. En raison de la rotation terrestre, ces vents dévient à l'approche de l'équateur sous l'effet de la force de Coriolis (conservation du moment cinétique) et leur composante zonale vers l'ouest devient de plus en plus importante. Ils forment alors les Alizés, vent de nord-est dans l'hémisphère nord et de sud-est dans l'hémisphère sud, que l'on peut observer pour deux saisons différentes sur la figure 2.1.

En réalité, la région présentant la convection la plus intense ne se trouve pas le long de l'équateur mais au niveau de ce qu'on appelle la Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ pour Inter Tropical Convergence Zone) où les températures de surface sont les plus élevées (figure 2.3 A). Cette dernière correspond à la ligne de convergence des Alizés de nord-est et sud-est et est située au nord de l'équateur. Elle joint les côtes du nord du Brésil à l'ouest et de

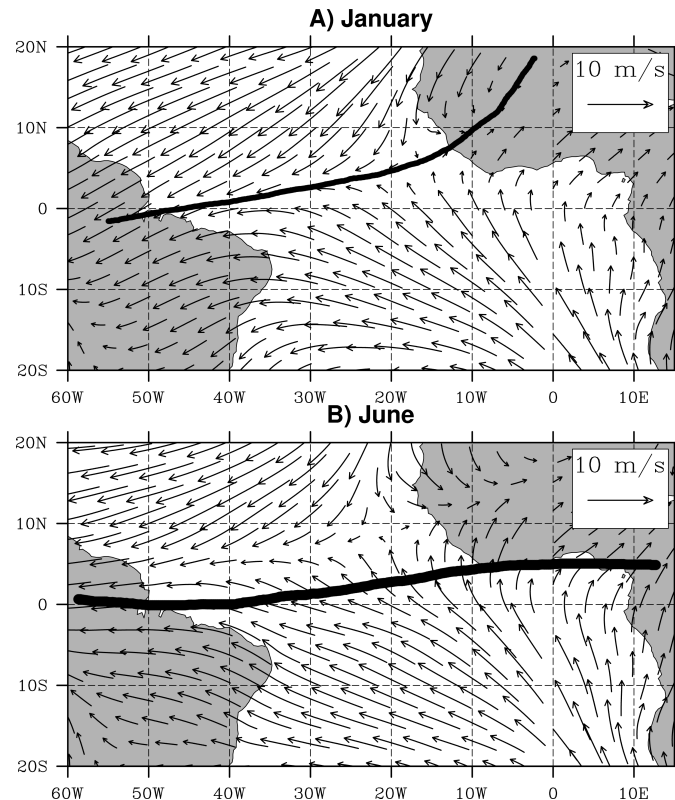


FIGURE 2.1 – A) Structure et vitesses moyennes des Alizés au-dessus de l'Atlantique au cours du mois de janvier. On peut remarquer la position sud de l'ITCZ à cette période. B) Structure et vitesses moyennes des Alizés au cours du mois de juin. On peut observer la position plus au nord de l'ITCZ. Ces champs de vent moyens proviennent de la réanalyse atmosphérique ERA-Interim à 3h de l'ECMWF (*European Center for Medium range Weather Forecasts*) et ont été moyennés sur la période 1995-2006. La position de l'ITCZ est signalée sur les deux figures par le trait plein noir.

la Guinée à l'est au-dessus de l'Atlantique. Elle se prolonge ensuite sur les régions sahéliennes du continent africain. Ce positionnement de l'ITCZ s'explique par la dissymétrie du continent africain et des échanges océan-atmosphère (Philander et al., 1996). Cette zone de convergence se caractérise par l'intensité des échanges océan-atmosphère et on y retrouve les plus fortes précipitations et couvertures nuageuses.

En raison de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, le réchauffement des régions tropicales n'est pas uniforme mais dissymétrique. Cette dissymétrie se traduit concrètement par un déplacement des zones de basses et hautes pressions de chaque hémisphère au cours des différentes saisons. Durant l'été boréal, les hautes pressions se situent dans la région des Açores tandis que des pressions plus faibles s'observent au niveau de Saint Hélène, si bien que l'ITCZ se trouve décalée vers le nord. A l'inverse, durant l'hiver, les hautes pressions se trouvent au niveau de Saint Hélène et les basses pressions à la verticale des Açores, l'ITCZ s'en trouve donc décalée plus au sud, mais toujours dans l'hémisphère nord. Les positions extrêmes de l'ITCZ sont visible sur la figure 2.1, la plus au sud en janvier, la plus au nord

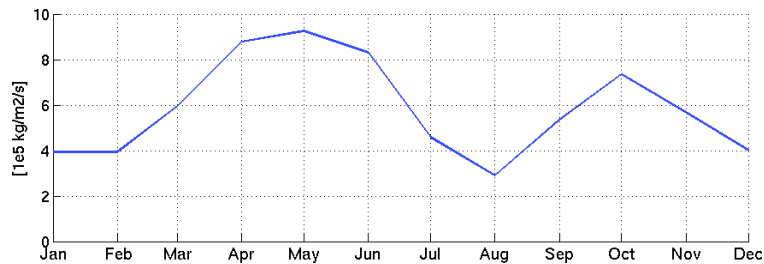


FIGURE 2.2 – Précipitations saisonnières moyennes au dessus de la partie nord du Golfe de Guinée, dans la région allant de 15°W à 11°E et de l'équateur à 8°N. Ces valeurs proviennent de la climatologie mensuelle construite pour les années 1995 à 2006 à partir des données de précipitation DFS4.3 du groupe DRAKKAR (Brodeau et al., 2010). On peut distinguer les deux périodes de mousson en mai et octobre.

en juin. Ce déplacement des zones de hautes et basses pressions entre les deux hémisphères tropicaux entraîne une forte variabilité saisonnière des Alizés. Ces variations saisonnières des vents sont plus marquées à l'ouest du bassin et sont à l'origine d'une grande partie de la variabilité dans l'Atlantique tropical (Philander and Pacanowski, 1986).

Cette migration de l'ITCZ et les variations de vents qui en découlent ont un impact sur le cycle des précipitations au dessus du Golfe de Guinée. Ainsi, durant l'été boréal, lorsque l'ITCZ migre vers le nord, les Alizés de sud-est s'intensifient et avec le passage de l'équateur, basculent au sud-ouest en raison du changement de signe du paramètre de Coriolis (Stramma and Schott, 1999). Pendant cette période, les Alizés se chargent en humidité au dessus de l'océan. Les températures plus chaudes au dessus du continent entraînent un transport par convection de cette atmosphère saturée d'humidité, elle subit alors une détente adiabatique humide ce qui aboutit à une forte condensation et donc à des précipitations très importantes (Redelsperger et al., 2006). C'est le phénomène de la Mousson Africaine. A l'inverse, lors de la migration vers le sud de l'ITCZ, ce sont les Alizés de nord-est qui se renforcent et les vents sont plus faibles sur l'ensemble du Golfe de Guinée. Il faut noter que lors de cette seconde migration, c'est cette fois l'air chaud provenant de la région du Sahel qui se refroidit et condense, entraînant de forte précipitations au cours du mois d'octobre sur toute la côte nord du Golfe de Guinée. Durant cette période les précipitations sont cependant bien moins importantes que lors de la remonée de l'IRCZ. On peut observer ces différentes phases de la dynamique des Alizés sur la figure 2.1, et le cycle des précipitations au dessus du Golfe de Guinée sur la figure 2.2.

2.3 Masses d'eau des couches superficielles de l'Atlantique tropical

Les eaux de la surface de l'Atlantique tropical sont globalement chaudes et salées. Si elles sont regroupées sous l'appellation "eaux tropicales de surface"¹ (Stramma and Schott, 1999),

1. TSW pour *Tropical Surface Water*

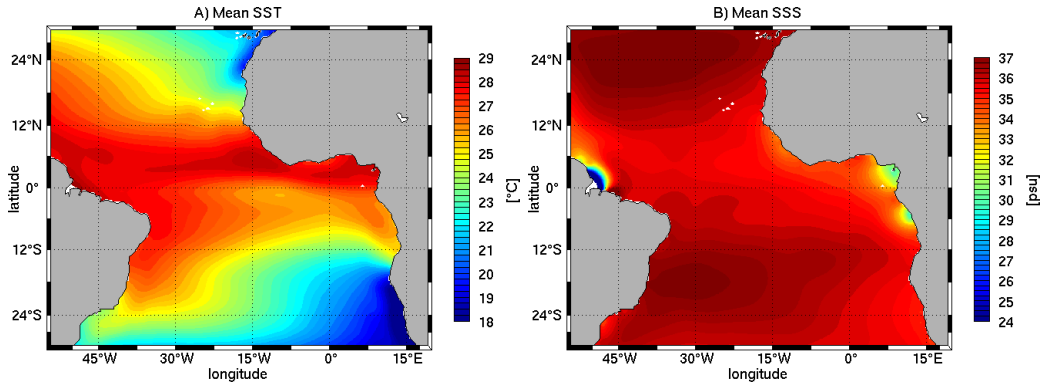


FIGURE 2.3 – A) Température de surface moyenne d’après la climatologie de Reynolds et al. (2007) établie sur la période 1971-2000. Ces données possèdent une résolution spatiale d’ $1^\circ \times 1^\circ$. B) Salinité de surface moyenne d’après la climatologie ARV09 (Gaillard et al., 2009) au demi degré.

on peut en réalité distinguer plusieurs eaux de surface selon leurs propriétés et leur origine. Dans la région de l’ITCZ, on trouve les eaux les plus chaudes ($\sim 28^\circ\text{C}$), qui sont également peu salées (~ 35 psu). Dans les régions équatoriales de l’Atlantique, se forment des eaux un peu plus froides ($\sim 26.5^\circ\text{C}$), mais également plus salées (~ 36.3 psu). Enfin dans les régions au delà de 15°N et 15°S , les eaux bien plus froides ($\sim 22^\circ\text{C}$) et beaucoup plus salées (~ 37 psu). On voit donc clairement que les propriétés de l’eau de surface dépendent fortement de la latitude à laquelle elle se situe. Les répartitions spatiales de la SST et la SSS sont visibles sur les figures 2.3 a et b tandis que les structures verticales moyennes de la température et la salinité pour l’ensemble du bassin Atlantique entre 20°N et 20°S se trouvent sur la figure 2.4.

En plus de celles décrites dans le paragraphe précédent, il existe une autre masse d’eau présente à la surface et spécifique au Golfe de Guinée. Celle-ci se trouve dans toute la partie Est du Golfe et se caractérise par une température élevée ($\sim 26^\circ\text{C}$), et une salinité faible (inférieure à 33 psu). Elle ne se distingue donc du reste des eaux équatoriales que par sa salinité comme on peut l’observer sur les figures 2.3 a et b. Elle se forme le long de la côte en raison des fortes précipitations et apports fluviaux (Berrit, 1966) et couvre une épaisseur allant de 10 à 30 mètres. C’est cette masse d’eau qui va nous intéresser dans toute la suite de ce manuscrit, nous aurons donc l’occasion de revenir sur ses propriétés ultérieurement.

2.4 Les upwellings du Golfe de Guinée

L’Atlantique tropical se caractérise par un cycle saisonnier très marqué dont la manifestation la plus évidente est un important refroidissement des températures de surface d’une large partie du bassin. Ce refroidissement n’est pas uniforme. Il se décompose en trois structures d’upwelling distinctes (Verstraete, 1992). Celles-ci sont visibles sur la figure 2.5 représentant la température moyenne observée au mois d’août, le mois de janvier étant présenté à titre de comparaison. Parmi ces structures, les deux moins importantes sont des upwellings régionaux

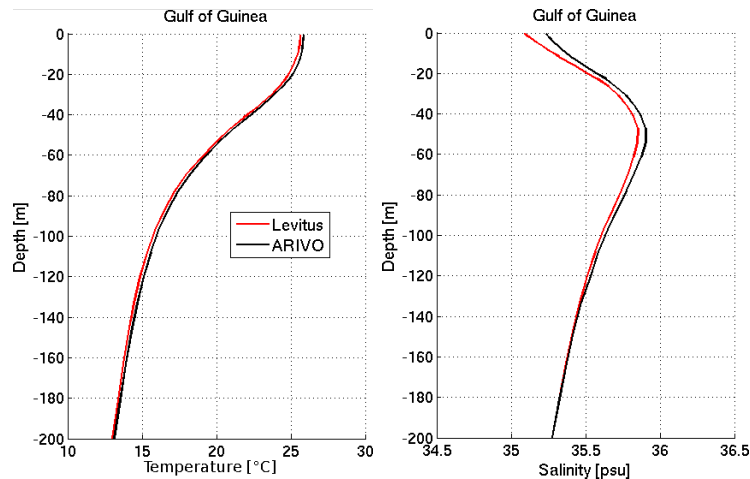


FIGURE 2.4 – Profils verticaux moyen de la température (gauche) et de la salinité (droite) pour les 200 premiers mètres de l’océan du bassin tropical de l’Atlantique entre 20°N et 20°S d’après les climatologies ARV09 (noir) et WOA09 (rouge).

se situant le long des côtes africaines, entre la Côte d’Ivoire et le Bénin pour l’une (Bakun, 1978) et entre le Cap Lopez et les régions du sud de l’Angola le long de la côte ouest de l’Afrique pour l’autre (Adamec and O’Brien, 1978). La dernière est de loin la plus considérable. Elle occupe une très large superficie de la bande tropicale, c’est l’upwelling équatorial.

Les upwellings régionaux

Au nord du Golfe de Guinée, entre 8°W et 2°E, l’upwelling se développe une première fois entre juin et octobre, c’est à ce moment qu’il est le plus intense. Un deuxième épisode froid plus limité peut ensuite apparaître de manière très variable entre décembre et mars. Entre les saisons chaude et froide, la SST peut passer d’un peu plus de 29°C à 22°C environ (Hardman-Mountford and McGlade, 2003). On associe cet upwelling à des vitesses verticales de l’ordre de $0,7 \text{ m.j}^{-1}$ liées à la divergence vers le large provoquée par des vents soufflant parallèlement à la côte (Verstraete, 1970). Cependant, comme le montre Clarke (1979), il ne semble pas que cet upwelling puisse être associé uniquement à la divergence de la circulation de surface liée au transport d’Ekman vers le large. En effet, les vitesses mesurées et déduites de la théorie d’Ekman ne sont pas similaires. Toutefois, les mécanismes complémentaires à la divergence liée au vent ne sont pas clairement identifiés à l’heure actuelle.

Plus au sud, entre 1°S et 20°S, le système d’upwelling des côtes du Gabon et de l’Angola se produit entre juillet et septembre (Hardman-Mountford and McGlade, 2003). Les baisses de température observées peuvent être un peu supérieures à 5°C (Verstraete, 1992). Contrairement à l’upwelling du nord, il existe cette fois un bon accord entre la divergence d’Ekman provoquée par les vents de sud-est soufflant le long de la côte et le refroidissement de la surface dans la partie sud de l’upwelling (Wooster et al., 1976). Les vitesses verticales théoriques sont en effet en bon accord avec les observations dans la partie sud de l’upwelling. Toutefois, au nord de 13°S, cet accord ne se vérifie plus et les eaux froides n’ont pas la même origine que

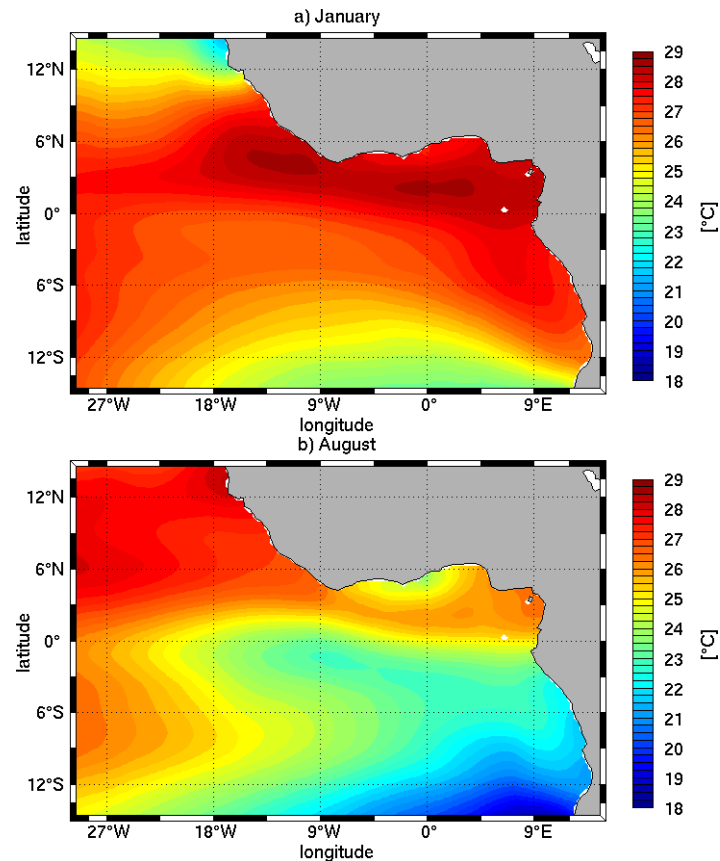


FIGURE 2.5 – Température de surface moyenne aux mois de janvier (a) et août (b) d'après la climatologie de [Reynolds et al. \(2007\)](#) pour la période 1971-2000. La résolution spatiale des données utilisée ici est égale à 1° .

celles plus au sud provenant du courant du Benguela ([Longhurst, 1962](#)). Là encore, l'upwelling résulte probablement d'un ensemble de mécanismes qui n'est pas encore complètement identifié, même si l'effet du vent est prédominant. Récemment, [Hormann and Brandt \(2009\)](#) ont montré qu'il existe une corrélation significative entre les Alizés à l'ouest (de 35° à 20° W), le transport du Sous Courant Equatorial, et le refroidissement de la partie sud de cet upwelling.

La langue d'eau froide équatoriale

Le dernier système d'upwelling est de loin le plus important pour la région. En effet, la langue d'eau froide équatoriale conditionne fortement le climat au dessus de l'Afrique de l'ouest et le cycle de la mousson africaine ([Redelsperger et al., 2006](#)). Cette langue froide couvre une large étendue de la bande équatoriale du bassin Atlantique puisqu'elle va de 30° W pratiquement jusque la côte, comme on peut l'observer sur la figure 2.5 le long de l'équateur entre 20° W et la côte Africaine. Sa position méridienne est dissymétrique, comprise entre 4° S et 2° N et il existe un important front zonal à sa limite nord. Les hypothèses avancées pour expliquer ce phénomène sont nombreuses. Il a été associé pendant longtemps à la divergence d'Ekman le long de l'équateur provoqué par le renforcement des alizés survenant à la même

période (Adamec and O'Brien, 1978). Cette hypothèse est cependant rapidement apparue invalide en raison des faibles intensités des tensions de vent mesurées le long de l'équateur, incompatibles avec l'importance du refroidissement observé (Philander, 1981; Voituriez, 1981; Verstraete, 1992). Il a alors fallu proposer d'autres explications, qui se trouvent résumées dans les paragraphes suivants. On peut toutefois déjà affirmer que tous les mécanismes pouvant entraîner la formation de langue d'eau froide ne sont pas encore bien compris et la réponse résulte assurément d'une combinaison complexe de tous les phénomènes. Malgré cela, on peut clairement identifier deux phases distinctes de la langue d'eau froide (Caniaux et al., 2011) :

- Entre mars et la mi-juin : c'est la phase de formation de la langue d'eau froide. Dans l'hémisphère sud, les alizés de sud-est s'intensifient, en phase avec l'évolution de l'anticyclone de Saint Hélène. Cette intensification progresse dans l'est du bassin du sud vers le nord entre avril et mai, c'est la phase de conditionnement et d'apparition de la langue d'eau froide.
- Entre la mi-juin et septembre : la vitesse des vents au nord de l'équateur augmente et permet une érosion complète de la couche superficielle. C'est à cette période que l'intensité de l'upwelling est maximale. En plus des effets décrits au-dessus, l'upwelling est soutenu durant cette période par des interactions océan/atmosphère qui entraînent également un refroidissement de la surface (Okumura and Xie, 2004).

La première explication, émise par plusieurs auteurs (Philander, 1981; Hastenrath and Lamb, 1978; Voituriez, 1981), associe le refroidissement de la surface à un transport vers l'ouest depuis la côte des eaux de l'upwelling côtier du Gabon et de l'Angola. Cet upwelling se développe en effet quelques temps auparavant et donc l'hypothèse d'un transport vers le large de ces eaux froides est tout à fait envisageable et cohérent avec la circulation moyenne de la région. Le renforcement de la composante méridienne des Alizés durant cette période, permet en effet une augmentation du transport vers le large et vient renforcer cette hypothèse. Les vitesses impliquées, de même que les volumes d'eau froide nécessaires pour aboutir un tel refroidissement le long de l'équateur, ne sont cependant pas compatibles avec les observations et cette hypothèse ne peut expliquer à elle seule la présence de celle-ci. Elle a toutefois l'avantage d'apporter une justification à la dissymétrie de la langue d'eau froide en raison des conditions de circulation de surface.

Une autre explication est mentionnée à plusieurs reprises. Hisard (1973) avance en effet l'hypothèse d'un refroidissement turbulent lié à l'augmentation du cisaillement vertical entre le Sous Courant Equatorial et le Courant Equatorial Sud. Cette hypothèse s'appuie sur le fait que les courants de surface et subsurface très intenses s'écoulent dans des directions opposées, entraînant de ce fait un mélange turbulent très important sur la verticale. Ce mélange a alors tendance à homogénéiser la température entre la surface et la subsurface, d'où un refroidissement important des couches superficielles de l'océan dans cette région. Plusieurs études ont effectivement montré l'importance des composantes verticales de la quantité de mouvement, advection et mélange, à partir d'observations *in situ* (Wacongne, 1989; Weingartner and Weis-

berg, 1991b,a). Cette hypothèse a l'avantage d'être compatible avec les observations sur le fort mélange diapycnal à l'intérieur de la thermocline qui provoque un refroidissement à la base de la couche de mélange de l'ordre de 50 W/m^2 à la verticale du sous courant équatorial (Gouriou and Reverdin, 1992) et de pouvoir expliquer la dissymétrie du refroidissement autour de l'équateur en raison de la dissymétrie de la circulation de subsurface au niveau de l'équateur. Plus récemment, des travaux basés sur la modélisation numérique et l'utilisation de bilans de chaleur dans la couche de mélange montrent que le refroidissement de la couche de mélange est lié principalement aux processus verticaux et aux échanges avec l'atmosphère (Peter et al., 2006). Du point de vue dynamique, deux mécanismes verticaux peuvent entraîner un refroidissement de la surface, l'advection verticale d'une part et la diffusion verticale d'autre part. Toutefois, dans le cas présent, le refroidissement observé est lié à un renforcement de la diffusion verticale à la base de la couche de mélange, diffusion liée à l'augmentation du cisaillement vertical entre les courants de surface et subsurface (Jouanno et al., 2011). Ces conclusions sont cependant à actualiser par des travaux récents qui mentionnent le rôle peut-être majeur provoqué par les variations d'épaisseur de la couche de mélange, soit l'entraînement qui est une forme de mélange vertical (Giordani and Caniaux, 2011).

Les derniers éléments qui doivent être pris en compte correspondent à une vision plus globale de la dynamique de l'Atlantique tropical. Lors de l'intensification de la composante zonale des Alizés sur le bassin, un basculement de la pente ouest-est de la thermocline s'opère et celle-ci vient alors affleurer dans le Golfe de Guinée, entraînant une remontée des eaux froides de la subsurface vers la surface. C'est le seul mécanisme capable d'expliquer un upwelling d'une telle intensité (Mc Creary et al., 1984). Il résulte de la réponse complexe de la thermocline aux variations du vent. Cette réponse fait en effet intervenir un grand nombre de modes baroclines (mais deux suffisent pour expliquer la majeure partie signal), guidés le long du rail équatorial (Illig et al., 2004). Cet affleurement de la thermocline n'est toutefois pas le seul fait des ondes équatoriales puisque d'après Caniaux et al. (2011), l'apparition de la langue d'eau froide est précédée par une phase de conditionnement de la structure méridienne de la thermocline, son épaisseur diminuant à l'équateur alors qu'elle s'approfondit avec l'éloignement vers les pôles de manière plus prononcée qu'en temps normal. Cette augmentation de la convexité méridienne est *a priori* provoquée par la rupture de la balance équatoriale, alors compensée par une augmentation des vitesses verticales. Il faut noter ici que les ondes équatoriales entraînent également une modification de la structure méridienne de la thermocline et il reste donc à comprendre comment ces deux mécanismes sont liés. On aboutit alors à une situation où la thermocline peut affleurer plus facilement à la surface où l'érosion des eaux chaudes de surface est alors facilitée.

Un second refroidissement de la surface s'opère aux environs de novembre. Durant cette période, les Alizés s'intensifient une nouvelle fois le long de l'équateur et entraînent un nouvel affleurement de la thermocline dans le Golfe de Guinée (Okumura and Xie, 2006). La température de surface du centre du bassin baisse alors à nouveau et participe ainsi au cycle

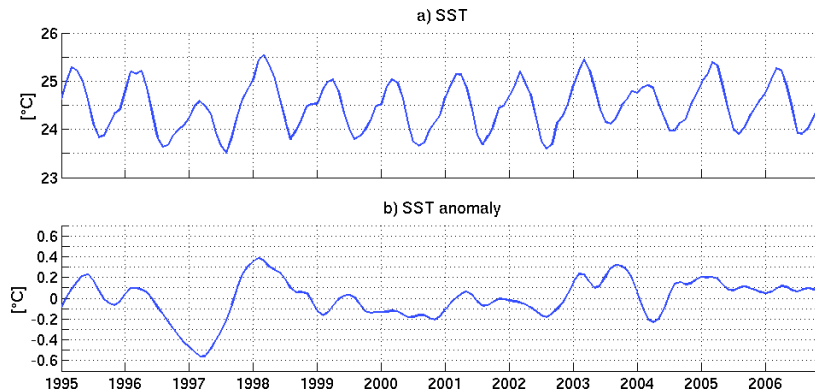


FIGURE 2.6 – Série interannuelle de la température de surface de l'Atlantique Tropical (a) entre 1995 et 2006 d'après la climatologie de Reynolds et al. (2007) et anomalie correspondante (b) après retrait du cycle saisonnier moyen de la période 1995-2006. Nous avons utilisé ici les champs de Reynolds et al. (2007), disponible à une résolution de 0.25° avec des champs moyens sur 5 jours. Les valeurs sont calculées pour la bande tropicale de l'Atlantique entre 30°S et 30°N .

semi-annuel observé dans le Golfe de Guinée (Busalacchi and Picaut, 1983; Philander and Pacanowski, 1986).

2.5 Variabilité interannuelle et El Nino Southern Oscillation

On vient de voir que le cycle saisonnier est très important dans le Golfe de Guinée et celui-ci représente en effet l'essentiel de la variabilité observée. Sur la figure 2.6, on peut effectivement voir que les variations de température les plus marquées se font à l'échelle de la saison. Néanmoins, on peut tout de même distinguer une variabilité interannuelle importante dès lors qu'on observe les anomalies de la SST de l'Atlantique tropical (figure 2.6 b). Si celle-ci est discutée plus longuement dans le chapitre 4 de ce manuscrit, nous en donnons ici les principales caractéristiques. On définit ainsi la variabilité interannuelle dans l'Atlantique tropical comme le résultat d'un oscillateur couplé et retardé lié à la profondeur de la couche de mélange (Keenlyside and Latif, 2007). C'est ce que l'on nomme la variabilité de type ENSO (El Nino Southern Oscillation), commune au Pacifique et à l'Atlantique mais présentant des périodes d'oscillations très différentes dans chacun des bassins. Concrètement, cela se traduit par une oscillation de la profondeur de la thermocline à l'ouest de l'Atlantique tropical, qui vient ainsi modifier l'intensité des échanges air-mer et entraîne la capture d'eau plus ou moins chaude ou froide par la thermocline, engendrant des anomalies de température à l'intérieur de celle-ci. La profondeur de la thermocline dépendant également de l'intensité de la circulation méridienne et des phases de divergence/convergence des masses d'eau dans les régions équatoriales, le signal interannuel se trouve donc être très complexe.

2.6 Circulation de surface et subsurface de l'Atlantique Tropical

L'Atlantique tropical présente une circulation de surface et subsurface composée d'une alternance de courants zonaux vers l'est et l'ouest répartis entre la surface et la subsurface. La circulation se fait prioritairement vers l'ouest en surface tandis que la subsurface se caractérise par une intense circulation vers l'est sous l'équateur et des courants alternés plus faible de part et d'autre. Toujours en subsurface les veines inférieures des courants vers l'ouest séparent les différentes veines de courant vers l'est. La figure 2.7 présente les principaux courants de la région en surface et subsurface et leur position durant les deux saisons tropicales. La figure 2.8 montre quant à elle la structure verticale de cette circulation. Dans la suite de cette section, nous allons fournir une brève revue des principaux courants importants pour notre étude du Golfe de Guinée, en allant du nord au sud.

Le Contre Courant Equatorial Nord (NECC)

Situé entre 3°N et 10°N, le NECC est un courant géostrophique s'écoulant vers l'est (Peterson and Stramma, 1991) et est considéré comme représentant la frontière nord du Courant Equatorial Sud (Bourlès et al., 1999). Il présente une forte variabilité saisonnière, à l'image du reste de la dynamique tropicale (Richardson and Reverdin, 1987), et il est le plus intense durant l'été boréal entre juillet et septembre, période où il atteint sa position la plus au nord (Peterson and Stramma, 1991). Il est alimenté à l'ouest par la rétro-flexion du Courant Nord Brésilien (NBC) entre 5°N et 8°N (16 Sv dans les 100 premiers mètres, (Bourlès et al., 1999; Schott et al., 2002)), mais également par le Courant Equatorial Nord et la branche nord du Courant Equatorial Sud qui ensemble représentent environ 8 Sv, l'eau qu'il transporte provient donc surtout de l'hémisphère sud. C'est un courant de surface avec des eaux chaudes et peu salées (34.8 psu) en raison de la présence de l'ITCZ dans cette région. Les vitesses moyennes de ce courant sont de l'ordre de 40 cm/s (Arnault, 1987).

Le Courant Equatorial Sud (SEC)

C'est le principal courant de surface de l'Atlantique tropical, il s'écoule vers l'ouest entre la surface et un peu plus d'une centaine de mètres. Il est plus profond à l'ouest qu'à l'est du bassin. Il couvre une large partie du bassin tropical entre 25°S et 3°N par l'intermédiaire de ses différentes branches sud, centrale et nord (Molinari et al., 1981). Il est même possible de subdiviser la branche centrale avec en plus une branche équatoriale, présente seulement une partie de l'année (Stramma and Schott, 1999) (figure 2.7). Ces différentes branches sont difficiles à dissocier en surface, mais elles sont séparées en subsurface par le Sous Courant Equatorial (EUC) et le Sous Courant Equatorial Sud (Stramma and Schott, 1999) (figure 2.8). Les transports et les vitesses des différentes branches diffèrent significativement. Voici un descriptif succinct des caractéristiques de chacune d'entre elles, les branches centrales et équatoriales sont regroupées en une seule et même branche.

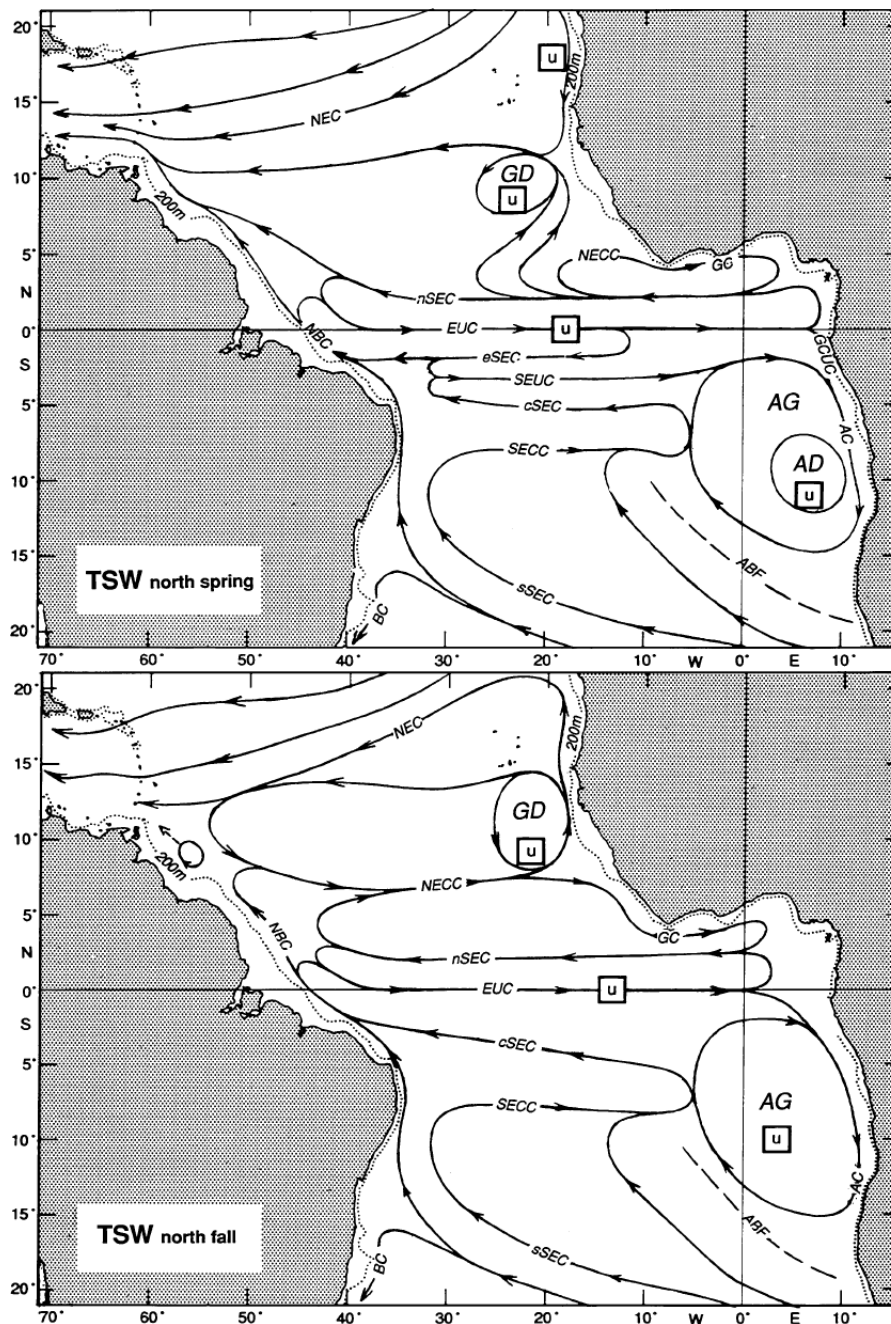


FIGURE 2.7 – Circulation schématique de la surface et de la subsurface en Atlantique Tropical d’après [Stramma and Schott \(1999\)](#). En haut la circulation moyenne durant le printemps boréal. En bas la circulation moyenne durant l’automne boréal. Liste des abréviations de haut en bas. NEC : North Equatorial Current, GD : Guinea Dome, NECC : North Equatorial Counter Current, NBC : North Brazilian Current, GC : Guinea Current, nSEC : northern branch South Equatorial Current, EUC : Equatorial Under Current, eSEC : equatorial branch South Equatorial Current, SEUC : South Equatorial Under Current, cSEC : central branch South Equatorial Current, SECC : South Equatorial Counter Current, AG : Angola Dome, GCUC : Gabon Congo Under Current, AC : Angola Current, ABF : Angola Benguela Front, sSEC : southern branch South Equatorial Current, BC : Brazilian Current. Les u encadrés représentent les zones d’upwellings.

- Située aux alentours de 2°N, la branche nord du SEC est la plus étroite. Sa position varie sensiblement au cours de l'année et elle remonte vers le nord durant l'hiver boréal. Son transport est de l'ordre de 12 Sv avec des variations saisonnières allant de 4 à 24 Sv, le minimum du transport ayant lieu au mois d'avril (Bourlès et al., 2002). On lui associe des vitesses qui vont rarement au delà de 30 cm/s (Peterson and Stramma, 1991).
- La branche centrale du SEC est la plus intense. Son transport moyen se situe autour de 17 Sv, avec des valeurs allant de 7 à 27 Sv et des vitesses de surface pouvant atteindre le mètre par seconde (Molinari et al., 1981; Peterson and Stramma, 1991; Schott et al., 1998). Elle transporte des eaux qui proviennent en partie de la région Est du Golfe de Guinée, du moins pour les couches superficielles du courant.
- La branche sud est la plus large (entre 25°S à 11°S) mais également la plus lente avec des vitesses moyennes proche de 10 cm/s. Cette branche transporte en grande partie des eaux froides et salées (près de 37 psu) provenant du Courant de Benguela (Stramma and England, 1999). Son transport est d'environ 20 Sv pour la couche supérieure, soit les 500 premiers mètres.

Le Sous Courant Equatorial Sud (SEUC)

C'est un courant de subsurface s'étendant très profondément au sud de l'EUC, aux alentours de 5°S. Il est alimenté par le NBC et à 23°W ses eaux ont une température de 20°C à 100 mètres de profondeur pour une salinité proche de 36 psu. Avec des vitesses moyennes proche de 20 cm/s, c'est un courant relativement faible (Molinari, 1982). Il est maximal entre les mois de septembre et octobre et minimal entre avril et juin. On lui associe un transport moyen de l'ordre de 15 Sv, sachant que ses valeurs vont de 2 à 23 Sv (Cochrane et al., 1979). Lorsque ce courant entre dans le Golfe de Guinée, il tourne vers le sud et semble parfois faire surface durant le printemps et l'été boréal (Mercier et al., 2003). Avec le SECC, il alimente le Courant d'Angola (AG) à l'est du bassin.

Le Contre Courant Equatorial Sud (SECC)

Il s'écoule vers l'est, comme tous les grands courants de subsurface de la région. Son extension verticale va de la surface à 500 mètres de fond (Molinari, 1982). Il transporte des eaux chaudes et salées (environ 36,2 psu) dans ses couches superficielles apportées par la branche sud du SEC. La salinité de ce courant baisse fortement en profondeur avec 34,8 psu à 400 mètres (Molinari, 1982; Wienders et al., 1991).

Le Sous Courant Equatorial (EUC)

C'est le principal courant de la région. C'est également un des mieux connus puisqu'on en possède une description plutôt complète et qu'on le comprend désormais assez bien, du moins dans ses parties Ouest et Centrale puisqu'à l'est, de nombreuses questions demeurent (Schott et al., 1998; Bourlès et al., 1999; Brandt et al., 2006). On dispose en effet de très peu de mesures du courant à l'est de 10°W (Kolodziejczyk et al., 2009). C'est un courant qui s'écoule

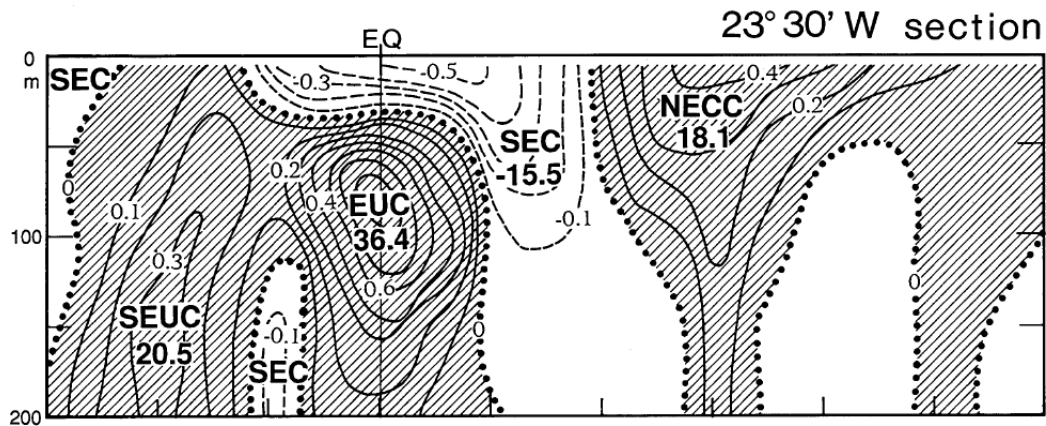


FIGURE 2.8 – Structures verticales des courants équatoriaux et tropicaux d'après [Stramma and Schott \(1999\)](#) pour les 200 premiers mètres de l'océan. Cette section a été prise le long du méridien situé à $23^{\circ}30' W$, à l'aide de mouillages et de campagnes océanographiques ayant eu lieu entre juin et septembre 1974. Les sections hachurées correspondent à une circulation vers l'est, celles en blanc à la circulation vers l'ouest. Les lignes en pointillés épais correspondent aux lignes de vitesse nulle et des contours pleins sont tracés tous les $0.1 m.s^{-1}$. Les chiffres indiqués sous les abréviations des différents courants représentent les transports mesurés en Sv.

vers l'est en subsurface au sein de la thermocline. A l'est, dans le Golfe de Guinée, il est situé autour de $1^{\circ}S$ et est donc dissymétrique par rapport à l'équateur. Comme la thermocline, il présente d'importantes variations de profondeur entre l'ouest et l'est du bassin, étant plus profond à l'ouest et affleurant presque la surface à l'est.

L'EUC est alimenté en eaux salées et riches en oxygène à l'ouest du bassin par le Courant Nord Brésilien, le Sous Courant Nord Brésilien et le SEC ([Lux et al., 2001](#)). Ces eaux sont formées au niveau des tropiques et subtropiques avant d'être subductées vers l'équateur ([Hazeleger et al., 2003](#); [Zhang et al., 2003](#)). C'est le mécanisme connu sous le nom de thermocline ventilée ([Luyten et al., 1983](#)). D'après des séries de mesures faites entre 1982 et 1984, [Hisard \(1987\)](#) et [Gouriou and Reverdin \(1992\)](#) ont montré que le transport de l'EUC décroît vers l'est du bassin. Ces résultats ont été confirmés depuis et le transport moyen de l'EUC est estimé à 21 Sv aux environs de $35^{\circ}W$ tandis qu'il n'est plus que de 14 Sv vers $26^{\circ}W$ ([Brandt et al., 2006](#)). Enfin il est estimé à 12 Sv à $10^{\circ}E$ ([Kolodziejczyk et al., 2009](#)) suggérant une érosion plus faible de l'EUC dans la partie centrale du bassin.

L'EUC présente en outre des variations semi-annuelles marquées dans les régions à l'ouest et au centre du bassin ([Philander and Pacanowski, 1986](#)). Deux phénomènes participent à ces variations [Arhan et al. \(2006\)](#). Tout d'abord, le maximum du transport à l'Ouest durant le printemps boréal est associé à une augmentation de la ventilation équatoriale due à un renforcement des vents dans les régions tropicales. Ensuite, le second maximum, qui intervient en automne, s'explique par le renforcement des tensions de vent d'ouest et l'augmentation du gradient de pression zonal associé dans la bande équatoriale ([Katz et al., 1981](#)).

La terminaison de l'EUC dans le fond du Golfe de Guinée reste encore mal connue, nous ne possédons ainsi qu'une vision parcellaire de la circulation de subsurface dans cette région et les variations saisonnières et intra-saisonnières de l'EUC y restent peu documentées. Quelques auteurs ont tout de même fourni des éléments à ce propos et [Hisard \(1973\)](#) montre que la terminaison de l'EUC dans le Golfe se compose de deux branches de circulation, l'une au nord de l'équateur et l'autre au sud. Ces branches alimentent les courants de subsurface au nord et au sud le long de la côte ([Wacongne and Piton, 1992](#)). Il existe peu de mesures de vitesses liées à cette circulation, mais on peut tenter de les identifier à partir de leur signature sur les traceurs et notamment la salinité. C'est ce qu'ont fait [Kolodziejczyk \(2008\)](#) en montrant que le maximum de salinité transporté par l'EUC se retrouve le long des côtes et s'accumule de chaque côté de l'équateur, suggérant la présence de gyres de subsurface avec accumulation de sel. Cependant le lien entre l'EUC et les courants de subsurface le long des côtes ne semble pas être permanent comme l'ont montré [Wacongne and Piton \(1992\)](#), de même que la présence de l'EUC à l'est de l'île de Sao Tomé n'est pas systématique d'après les mesures des différentes campagnes EGEE ([Kolodziejczyk et al., 2012](#)).

2.7 Circulation du Golfe de Guinée

Circulation le long de la côte nord

Le long de la côte et du talus continental du nord du Golfe, on trouve le Courant de Guinée en surface (GC pour Guinea Current) et le Sous Courant de Guinée en subsurface (GUC pour Guinea Under Current). Le courant de Guinée s'écoule vers l'est ([Hénin et al., 1986](#)) et il est intense avec des vitesses pouvant atteindre le mètre par seconde vers 5°W ([Richardson and Reverdin, 1987](#)). C'est un courant en équilibre géostrophique avec des isothermes qui affleurent le long de la côte et qui conditionnent les épisodes d'upwellings. Il est directement alimenté par le NECC et transporte donc des eaux chaudes et peu salées provenant de la région de l'ITCZ. Une petite partie de ses eaux provient toutefois du Courant des Canaries. [Richardson and Reverdin \(1987\)](#) ont montré à partir de bouées dérivantes que durant le printemps et l'automne la connexion entre le NECC et le Courant de Guinée est directe. La variabilité du Courant de Guinée est dominée par le cycle saisonnier, qui est conditionné par les instabilités des deux courants qui l'alimentent ([Longhurst, 1962](#); [Ingham, 1970](#)). Il est maximal durant l'été boréal et minimal durant l'hiver ([Arnault, 1987](#); [Lumpkin and Garzoli, 2005](#)). Ces variations saisonnières proviennent également de la relaxation des Alizés au dessus de l'équateur comme le soulignent [Hisard et al. \(1986\)](#); [Binet \(1997\)](#). Dans le fond du Golfe, à l'ouest de la Baie de Biafra, le Courant de Guinée recircule vers le sud et l'ouest dans les branches nord et équatoriale (quand elle existe) du SEC.

En subsurface, sous le GC, le GUC circule vers l'ouest le long du talus continental ([Lemasson and Rebert, 1973](#)). Il semble transporter des eaux très salées provenant de la terminaison de l'EUC et présente des vitesses assez faibles. On connaît assez peu ce courant qui a fait l'objet

d'un nombre limité de mesures et d'études.

Circulation le long de la côte est

Cette région du Golfe de Guinée est encore plus mal connue. On sait qu'en subsurface le Sous Courant du Gabon Congo (GCUC) s'écoule le long du talus vers le sud avec des vitesses de l'ordre de 20 cm/s et que les masses d'eau transportées proviennent probablement de l'EUC comme en témoigne le maximum de salinité de subsurface advecté avec le courant (Wacongne and Piton, 1992). Le CGIC est un courant d'une épaisseur moyenne proche des 200 mètres Wacongne and Piton (1992). Son cycle saisonnier est mal connu et on ne sait pas s'il est permanent. En surface, le vent force une circulation orientée vers le nord-ouest voir l'ouest, avec des vitesses pouvant approcher parfois 70 cm/s. Plus au sud, on trouve en surface et jusque 200 mètres environ le courant d'Angola qui s'écoule le long de la côte vers le sud avec des vitesses de l'ordre de 50 cm/s (Moroshkin et al., 1970).

Le Dôme d'Angola

Dans la partie sud du Golfe de Guinée, Mazeika (1967) a montré l'existence d'un dôme situé autour de 10°S et 9°E. Celui-ci est associé à une gyre cyclonique formée par la déviation vers le sud du SEUC à l'approche de la côte (Tsuchiya, 1986) pour sa branche nord, par le courant d'Angola pour sa branche sud et par le Courant de Benguela pour ses branches sud et ouest (Peterson and Stramma, 1991). Cette gyre est masquée en surface par la circulation forcée par le vent et on ne la discerne que sous la couche de mélange (Wacongne and Piton, 1992). C'est une région caractérisée par des eaux plus froides en subsurface que dans les régions alentours, le refroidissement s'opérant entre mars et août d'après Yamagata and Iizuka (1995). Il présente une grande importance pour le climat des pays environnants puisqu'il peut avoir une influence significative sur les précipitations au-dessus du continent. Rouault et al. (2003) ont en effet montré que les années où la SST au large de l'Angola est anormalement élevée, les précipitations annuelles moyennes sur la région croissent significativement. Plus récemment, Doi et al. (2007) ont analysé les cycles saisonnier et interannuel de cette région et ont pu montrer à partir d'un modèle d'océan qu'en réalité deux dômes froids coexistent plutôt qu'un et qu'ils présentent des variabilités saisonnières basées sur des mécanismes différents. La variabilité interannuelle quant à elle est fortement corrélée au transport du SEUC.

2.8 Conclusions

Sans la connaissance des mécanismes présentés ici, il aurait été bien difficile d'évaluer la performance des simulations numériques ultérieures et de construire les tests de sensibilités en essayant de prévoir à l'avance quels pouvaient être les impacts de diverses modifications effectuées sur le modèle. C'est ce travail de lecture et de comparaison des résultats des simulations qui a finalement abouti à la détermination des questions auxquelles devraient répondre cette thèse.

Chapitre 3

Salinité de surface du Golfe de Guinée, évaluation de la mesure satellite AMSR-E

Contents

| | | |
|-----|--|----|
| 3.1 | Introduction | 44 |
| 3.2 | Climatologies de SSS pour le Golfe de Guinée | 45 |
| 3.3 | Etat des connaissances sur la salinité de surface et subsurface du Golfe de Guinée | 48 |
| 3.4 | Observations de la SSS par satellite, données SMOS et AMSR-E | 52 |
| 3.5 | Analyse des données de SSS AMSR-E pour le Golfe de Guinée . | 54 |
| 3.6 | Conclusions | 62 |

3.1 Introduction

Bien peu d'études nous permettent d'avoir une vision étendue de la variabilité de la SSS des régions les plus à l'est du Golfe de Guinée. En effet, en dehors des liens existants entre forçage en eau douce et variations de sel, dispersion moyenne des eaux fluviales et périodes de salinité maximale et minimale, nous disposons de peu d'informations précises et quantitatives. Parce qu'elles regroupent toutes les observations disponibles depuis de très nombreuses années, les climatologies donnent une première idée de l'état moyen et de l'évolution saisonnière de la SSS. Aussi elles constituent les références utilisées jusqu'alors pour l'analyse et l'interprétation de la variabilité (Dessier and Donguy, 1994; Reverdin et al., 2007). Cependant, en plus d'un très fort lissage spatial et temporel des champs qui ne permet pas l'analyse des variations de petites échelles, ces climatologies peuvent présenter des incertitudes importantes en raison d'un échantillonnage parfois très limité dans certaines régions. Si on ajoute à cela le besoin de faire des analyses interannuelles permettant de lier les différents processus physiques de la région, il est nécessaire de trouver des sources d'informations complémentaires. On pourrait alors se baser sur les observations in-situ des différentes années et saisons utilisées pour l'établissement des climatologies, mais ce type de travail a déjà été réalisé par les auteurs précités et il est apparu que dans le fond du Golfe de Guinée, le jeu de données présente de trop fortes limitations pour pouvoir réaliser des études détaillées de cette région. La mise en place récente du réseau d'observation *Array for Real-time Geostrophic Oceanography* (ARGO) (Roemmich and Owens, 2000) depuis une dizaine d'années doit permettre de résoudre en partie le déficit d'observations existant. Malheureusement, la couverture du réseau dans le Golfe de Guinée n'est nominale que depuis 2 à 3 ans et certaines régions restent très peu accessibles à ces flotteurs dérivants.

En plus des climatologies et observations in-situ de la SSS, il existe une dernière source de données qui jusqu'à présent a fait l'objet de peu d'études mais constitue certainement la prochaine grande avancée pour l'analyse de la SSS : l'observation spatiale. En effet, depuis une vingtaine d'années, les mesures spatiales ont révolutionné l'océanographie physique, en particulier grâce à l'altimétrie qui nous a donné pour la première fois une vision globale de la dynamique océanique. Très rapidement, la combinaison de l'altimétrie et de la SST a permis de valider nombre de théories et décrire de manière toujours plus précise l'évolution des océans. Ce ne sont pas seulement la température et la hauteur de la colonne d'eau que l'on a pu obtenir de manière précise, mais également la circulation de grande et moyenne échelle, la propagation des ondes au sein des océans, les tendances climatiques etc. Ces mesures étaient toutefois incomplètes puisque elles ne fournissaient pas encore la SSS de l'océan global, grandeur primordiale dans l'évaluation de la densité de l'eau de mer et donc de la circulation. Les données ARGO, qui ont en partie pallié le manque de données de salinité, sont un outil formidable, mais elles n'auront jamais la couverture et la résolution spatiale des données satellites en surface. Pour ces raisons, l'extension des observations spatiales à la SSS constitue un enjeu important pour le suivi des océans, en particulier à l'heure de la prévision opération-

nelle, dont le besoin en mesure in-situ est conséquent (Le Traon et al., 2009). Les blocages technologiques ont maintenant été résolus et aujourd'hui plusieurs instruments commencent à nous renvoyer des images globales à haute résolution de la SSS. Ainsi, la mission SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity, <http://www.esa.int/SPECIALS/smos/>) est la première permettant une observation directe de la SSS de manière opérationnelle. Elle a été rapidement suivie par la mission AQUARIUS (<http://aquarius.nasa.gov/index.html>), utilisant le même type de mesures que SMOS mais avec une résolution et une précision qui devraient être encore meilleures que celles du programme SMOS. Nous sommes intéressés à la salinité de surface dans une région qui dispose d'un nombre d'observations limité, il nous a paru opportun de voir ce que nous pouvions en retirer. Toutefois, les données SMOS et AQUARIUS étant encore peu ou pas disponibles, nous nous sommes d'avantage intéressés aux données AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer - EOS) de SSS mises au point par Reul et al. (2009).

Ce chapitre va donc présenter ces nouvelles observations et évaluer leurs apports le plus objectivement possible. Toutefois il ne se veut pas être une analyse poussée des qualités et défauts de la mesure AMSR-E, mais uniquement une exploration de ces données afin d'en déterminer les caractéristiques générales et leur utilité dans le cadre de nos problématiques. Dans un premier temps, un bref rappel de l'état des connaissances sur la SSS est abordé via une analyse des climatologies de sel et de leurs limitations pour cette région. Dans un second temps, une description des mesures SMOS et AMSR-E de la SSS et du principe des différentes mesures est apportée. Ensuite, la qualité des données AMSR-E et l'évaluation des variabilités saisonnière et interannuelle est discutée. Nous terminons en concluant sur l'apport de ces données vis à vis de notre étude.

3.2 Climatologies de SSS pour le Golfe de Guinée

Il existe plusieurs climatologies de salinité pour l'Atlantique tropical et même l'océan global. Celles-ci diffèrent par les mesures utilisées, le traitement appliqué aux données et éventuellement, les résolutions temporelles et spatiales. Bien que toutes les climatologies, quelques soient leurs spécificités, convergent vers un même état moyen et une variabilité saisonnière équivalente, il peut exister des différences locales entre les différents produits. Tout l'enjeu de cette section est donc de déterminer pour deux d'entre elles si de telles différences existent pour le Golfe de Guinée et si oui, quel impact elles peuvent avoir pour notre étude. Les deux climatologies que nous avons choisies comme référence sont les suivantes : la climatologie globale ARV09 (Gaillard et al., 2009) et la climatologie de l'Atlantique tropical de Reverdin et al. (2007).

3.2.1 Sources des données climatologiques

Les deux produits cités diffèrent dans leurs objectifs, l'une est globale et va de 5 mètres à 2000 mètres de profondeur tandis que l'autre est régionale et uniquement dédiée à la surface

de l’océan. Elles diffèrent également par les données qui sont utilisées et dans le traitement qui leur est appliqué. Pour construire la climatologie de la SSS tropicale, [Reverdin et al. \(2007\)](#) ont rassemblé un grand nombre de mesures *in situ* de surface provenant aussi bien de campagnes océanographiques que de navires d’opportunité, mais également des mesures de bouées dérivantes et stationnaires. Ont ainsi été utilisées les données des mouillages PIRATA (*Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic*, [Mémery et al. \(2005\)](#); [Bourlès and et al. \(2008\)](#)) entre 1998 et 2002, les données des diverses campagnes et navires d’opportunité entre 1970 et 2002 de 5 à 15 mètres de profondeur provenant autant des mesures CTD (*Conductivity, Temperature, Depth measurements*) que des prélèvements par bouteilles et rosettes, les données de profileurs autonomes (PALACE, 1997-2002) et enfin celles des flotteurs dérivants CARIOCA de l’expérience POMME ([Mémery et al., 2005](#)). Parmi toutes les mesures des campagnes océanographiques, les plus nombreuses sont celles issues des missions de l’ORSTOM des années 60 et 70 puis des campagnes de l’IRD qui ont suivi. La climatologie ARV09 disponible au début de cette thèse et que nous avons utilisée regroupe moins de mesures *in situ* de surface. Toutefois, comme elle se construit par itération en partant de WOA09 (*World Ocean Atlas 2009*) du National Oceanographic Data Center qui collecte et regroupe l’ensemble des mesures océanographiques disponibles depuis le dix-neuvième siècle, elle s’appuie sur un nombre d’observations raisonnable. Aux champs du WOA05 s’ajoutent toutes les mesures des flotteurs ARGO depuis la mise en place du réseau d’observation, les données des différentes bouées PIRATA et toutes les mesures contenues dans la base de données CORIOLIS. La période couverte par la climatologie de [Reverdin et al. \(2007\)](#) s’étend du début du vingtième siècle à 2009. Les données sont cependant très peu nombreuses dans le Golfe de Guinée avant les années 70 ([Reverdin et al., 1994](#)) si bien que cette climatologie couvre en réalité la période 1970-2002. La couverture temporelle de la climatologie ARV09 s’étend de 2002 à 2009, c’est donc un bon complément à la climatologie de [Reverdin et al. \(2007\)](#) pour les années récentes. Nous ne nous étendrons pas sur les traitements exacts appliqués dans chaque cas à l’ensemble des données, ces informations se trouvant totalement détaillées dans les articles précités ([Reverdin et al., 1994, 2007](#); [Gaillard et al., 2009](#)). Nous retiendrons juste que le rayon d’interpolation utilisé dans les climatologies est très étendu pour la bande tropicale dans les deux produits (300 km pour ARV09 et de 3 à 4.5°, soit entre 300 et 450 km environ, dans la climatologie de [Reverdin et al. \(2007\)](#)). A noter également les différentes résolutions spatiale, 1° pour [Reverdin et al. \(2007\)](#) et 0.5° pour ARV09.

3.2.2 Echantillonnage des observations et limitations

Dans le Golfe de Guinée, les mesures *in situ* ne sont pas équitablement réparties spatialement comme temporellement. L’information pour la climatologie de [Reverdin et al. \(2007\)](#) se trouvant dans l’article cité, nous ne donnerons ici que l’information pour la climatologie ARV09. Sur la figure 3.1 on peut voir le nombre d’observations utilisées par point de grille dans le WOA09 (à gauche) et le complément apporté dans ARV09 (à droite). On peut observer que les mesures les plus nombreuses se trouvent le long de l’équateur, en particulier autour

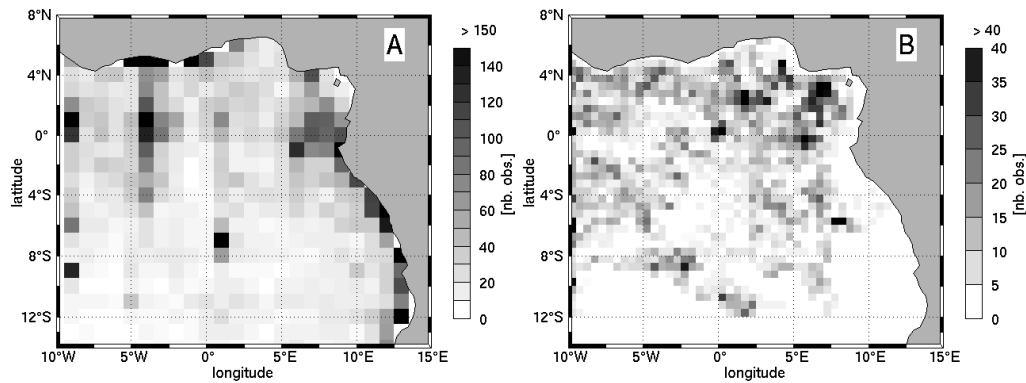


FIGURE 3.1 – A) Nombre d’observations utilisées pour établir la climatologie de sel du WOA09 par boîtes de $1^\circ \times 1^\circ$, données disponibles dans le WOA09, <http://www.nodc.noaa.gov/cgi-bin/OC5/woa09/woa09.pl>. B) Nombre de profils de salinité additionnels aux observations du WOA09 utilisés pour l’établissement de la climatologie ARV09. Ces observations sont réparties dans des boîtes de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ et sont constituées principalement des données des mouillages PIRATA et des flotteurs ARGO dérivant depuis 2002 dans la région. Cette information est fournie dans les fichiers distribués avec les champs de salinité climatologique. Le nombre total d’observations dans la climatologie ARV09 est la combinaison de ces deux informations.

des bouées PIRATA (situées à 10°W et 0°E le long de l’équateur et 8°E 6°S) ainsi que le long des côtes nord et est du Golfe de Guinée. Deux exceptions existent le long de la côte, au nord entre 2° et 6°E et dans le fond de la Baie de Biafra, située dans le coin nord-est du Golfe de Guinée. En revanche, on voit bien que les mesures sont très limitées dès qu’on s’éloigne des côtes et des bouées fixes puisqu’il existe très souvent moins d’une vingtaine d’observations par région d’ $1^\circ \times 1^\circ$.

Ces problèmes d’échantillonnage insuffisant sur une grande partie du bassin et de répétition des mesures à une même période de l’année peut certainement expliquer en partie les divergences que nous avons notées dans le chapitre 2 sur le cycle saisonnier de la SSS le long des côtes et les descriptions qui en sont données par [Berrit \(1966\)](#), [Wauthy \(1977\)](#) et [Gallardo \(1981\)](#), notamment dans le région du panache du Congo et au large du Cap Lopez. Les mesures y sont presque inexistantes et on ne sait que peu de choses hormis que la salinité est faible en permanence. Bien que ce soit le long des côtes que les observations sont les plus nombreuses, on peut voir que c’est dans ces mêmes régions que les différences de SSS moyenne entre les deux climatologies sont les plus importantes (figure 3.2), avec des différences de forme et d’amplitude des nappes dessalées.

Bien que les différences dans les amplitudes saisonnières des climatologies soient limitées, l’échantillonnage irrégulier des données dans le temps et l’espace dans les régions où les variations de la SSS sont les plus fortes ne nous permet pas d’affirmer avec certitude que le cycle moyen des climatologies correspond au cycle moyen réel, en particulier au sud de l’équateur, au niveau du Cap Lopez et des côtes de l’Angola puisque les descriptions du cycle saison-

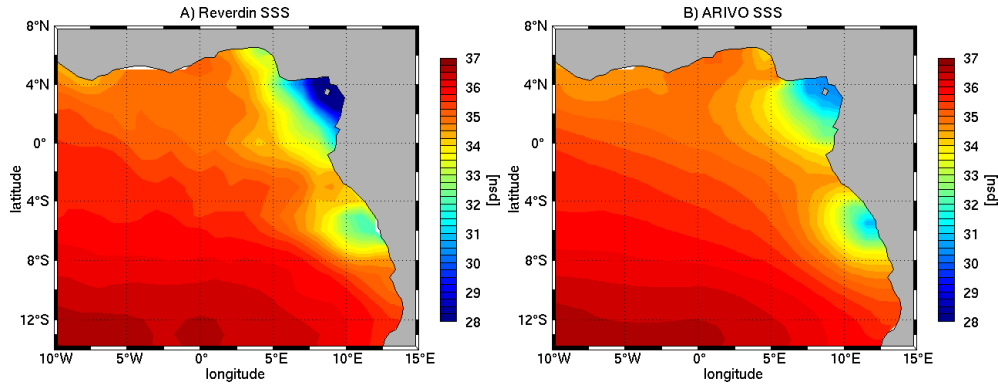


FIGURE 3.2 – Salinité de surface pour deux produits climatologiques différents. A) SSS moyenne du Golfe de Guinée d’après la climatologie de Reverdin et al. (2007) utilisant des observations sur la période allant de 1977 à 2002. B) SSS moyenne du Golfe de Guinée d’après la climatologie ARV09 (Gaillard et al., 2009) d’après les données historiques du WOA et l’ensemble des données de la base Coriolis (<http://www.coriolis.eu.org/>), dont principalement les flotteurs ARGO entre 2002 et 2009.

nier faites par Berrit (1966) et Wauthy (1977) ne se retrouvent pas véritablement dans ces produits. Les données satellite de la SSS pour cette région peuvent donc constituer à l’avenir un formidable apport, à condition de pouvoir les valider à l’aide d’observations en quantité suffisante.

3.3 Etat des connaissances sur la salinité de surface et subsurface du Golfe de Guinée

3.3.1 Salinité de surface et subsurface moyennes

La salinité moyenne à la surface du Golfe de Guinée est fortement contrastée entre le plein océan et les régions côtières. On trouve en effet des régions avec des eaux très salées et d’autres où la SSS est très peu élevée comme on peut le voir sur la figure 3.2. Loin des côtes en revanche, la SSS à l’intérieur du Golfe est assez homogène et varie autour de 35.6 psu. Il existe tout de même un gradient méridien de la SSS lié à la structure spatiale des précipitations et de l’évaporation sur le bassin (Yoo and Carton, 1990). Ce gradient se traduit par des variations de l’ordre du psu entre le sud du Golfe de Guinée et les régions côtières du nord. On peut également noter un gradient zonal lié à la présence des eaux les plus douces le long d’une large bande côtière. Dans ces régions côtières, la SSS varie entre un peu plus de 30psu et 32 psu au nord et au sud de l’équateur dans les régions de la Baie de Biafra et du panache du Congo. Dans la région de la Baie de Biafra, on peut noter la présence d’une salinité très faible à l’intérieur de la baie. La SSS ne commence à s’élever qu’au large d’une limite joignant l’estuaire du fleuve Niger et le cap Lopez. On peut également constater une extension un peu plus importante de l’eau de la baie de Biafra le long de l’équateur à l’ouest de 6°E, où la salinité est un peu moins élevée que dans les régions juste au nord et au sud. En fait, la position du coeur dessalé à l’intérieur de la baie et la très faible dynamique qui y existe (Hisard et al.,

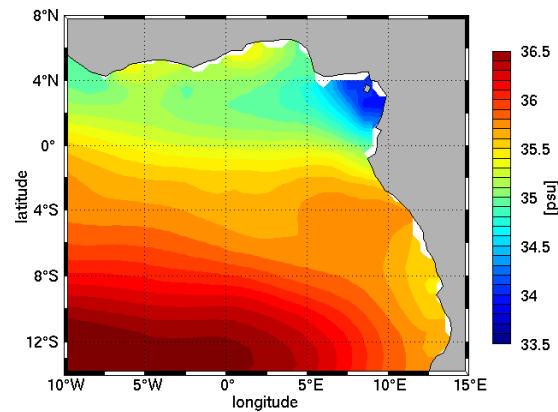


FIGURE 3.3 – Salinité de subsurface moyenne du Golfe de Guinée vers 25 mètres de profondeur d’après la climatologie ARV09.

1975) limitent significativement le transport vers le large de ces eaux, dont seule la partie la plus à l’ouest est transportée efficacement vers le large par l’intermédiaire de la terminaison du Courant de Guinée (Berrit, 1966). En ce qui concerne la région de faible salinité au sud, on peut voir qu’elle présente une extension vers le large plus importante que ces extensions nord et sud, traduisant le fait que cette masse d’eau, formée essentiellement par les apports du Congo (Eisma and Van Bennekom, 1978), est transportée de manière préférentielle vers le large en raison de la présence du SEC dont nous avons vu qu’il s’écoule vers l’ouest (Eisma and Van Bennekom, 1978). L’origine précise des deux masses d’eau et leur répartition dans le Golfe de Guinée sont discutées dans le chapitre 5 de ce manuscrit, nous ne détaillerons donc pas ces éléments ici.

En subsurface, aux environs d’une vingtaine de mètres, les contrastes de salinité sont bien moins importants qu’en surface (figure 3.3). La salinité varie entre 36.2 psu dans l’hémisphère sud et un peu moins de 34.9 psu au nord de l’équateur. Si on retrouve un gradient méridien similaire à celui de la surface, dans des proportions à peu près équivalentes, il n’est plus possible d’identifier une dessalure au large de l’embouchure du Congo, au sud de l’équateur. En fait, d’après les mesures de Eisma and Van Bennekom (1978) et Vangriesheim et al. (2009), on sait que pour la région du panache du Congo, l’épaisseur de la couche dessalée varie entre 5 et 10 mètres selon l’éloignement de la côte. L’épaisseur de la nappe au sud-est donc limitée à celle de la couche de mélange, expliquant qu’aucune trace n’est visible en subsurface. La profondeur de la nappe en Baie de Biafra et un peu plus élevée, tout du moins en ce qui concerne le fond de la baie où il est possible de discerner des traces de la nappe de surface en dessous de la couche de mélange et jusque presque une vingtaine de mètres (Gallardo, 1981). En dehors de la baie en revanche, l’épaisseur de la couche dessalée est à nouveau très limitée et tourne autour de la dizaine de mètres.

3.3.2 Variabilité de la SSS dans le Golfe de Guinée

La variabilité de la SSS dans le Golfe de Guinée est dominée par le cycle saisonnier qui explique près de 80% du signal (Dessier and Donguy, 1994) tandis que le reste du signal est principalement constitué des variations interannuelles. Cette variabilité marquée s'observe en particulier dans les régions côtières avec de très fortes variations de l'extension des nappes dessalées et de l'amplitude des dessalures. En effet, d'après Reverdin et al. (2007), la variabilité de la salinité dans le Golfe de Guinée se produit essentiellement à l'échelle régionale avec des structures de quelques centaines de kilomètres en moyenne. C'est également dans ces régions côtières que l'amplitude moyenne du cycle saisonnier est la plus importante, toujours d'après la même étude. Du fait de leurs positions différentes et de la nature des apports en eau douce de chaque région, les dessalures du nord et du sud présentent des cycles saisonniers similaires mais pas totalement en phase. D'après Dessier and Donguy (1994), ces cycles saisonniers s'expliquent en grande partie par les précipitations, toutefois, cette affirmation étant donnée pour toutes les régions à l'est de 35°W, elle n'est pas exacte pour les régions le long de la côte et la variabilité des apports fluviaux doit également être prise en compte. Néanmoins, on ne possède à ce jour que peu d'informations sur le rôle précis joué par chacun des forçages en eau douce, ni même le rôle joué par l'évaporation sur ces variations. On peut également s'interroger sur l'importance de l'advection dans la variabilité de la SSS puisque Foltz et al. (2004) ont montré que dans le cas de l'Amazonie, ce terme est le plus important du bilan halin. Les paragraphes qui suivent s'attachent à décrire le cycle saisonnier moyen de la salinité tel qu'on l'observe dans la climatologie ARV09 et font le lien avec des travaux spécifiques sur le panache du Congo effectués dans les années 70 et 80. On s'appuie pour cela sur la figure 3.4 qui montre les différentes phases du cycle et sur la figure 5.7 pour le cycle saisonnier moyen des deux plus gros fleuves de la région, le Congo et le Niger.

- Entre juillet et septembre, lorsque les apports du fleuve Congo sont faibles, l'extension du panache est très réduite et limitée à la région proche de l'embouchure. Dans le même temps en Baie de Biafra l'amplitude de la dessalure est moins importante que le restant de l'année et la masse d'eau peu salée est confinée à l'intérieur de la baie. Les deux masses d'eau sont clairement distinctes et la région du Cap Lopez présente alors une salinité équivalente à ce qu'on peut observer à l'intérieur du bassin. C'est durant cette période que la SSS moyenne du Golfe est la plus élevée.
- A partir de la fin de l'automne, lorsque les apports en eau douce commencent à augmenter significativement, le panache du Congo et la nappe dessalée de la baie de Biafra voient leurs extensions augmenter progressivement. On observe une baisse de la SSS le long de la côte au large de l'Angola où le transport vers le large ne compensant pas entièrement les volumes d'eau douce déchargés.
- Entre janvier et mars, période durant laquelle on observe les plus fortes extensions des nappes dessalées mais pas forcément les plus faibles salinités le long de la côte. La

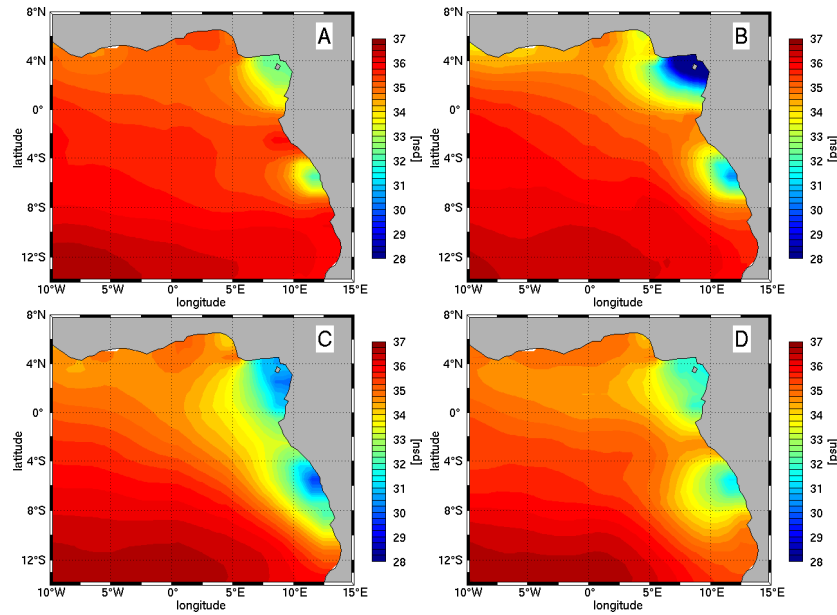


FIGURE 3.4 – Cycle saisonnier moyen de la salinité de surface du Golfe de Guinée tel qu’on peut l’observer dans la climatologie ARV09. Chacune des figures représente la moyenne trimestrielle de la salinité de surface pour les périodes suivantes : A) de juillet à septembre, B) d’octobre à décembre, C) de janvier à mars et D) d’avril à juin.

région du Cap Lopez présente une salinité faible puisque les deux masses d’eau dessalées du nord et du sud s’y rejoignent (Berrit, 1966; Wauthy, 1977; Gallardo, 1981). On ne retrouve toutefois pas cette structure de manière évidente dans la climatologie pour des possibles raisons évoquées dans le chapitre qui suit. L’origine de la dessalure au large du Cap Lopez a fait l’objet de nombreux débats, de même que les échanges d’eau douce entre les régions au nord et au sud de l’équateur. Dans un premier temps Berrit (1966) émet l’hypothèse que les eaux de la Baie de Biafra étaient transportées vers le sud le long de la côte et pouvaient alors s’observer au sud du Cap Lopez, les faibles salinités constatées au niveau de ce dernier ne provenant donc pas du Congo. Aux arguments de Berrit (1966), Wauthy (1977) a opposé d’autres observations d’ordre dynamique qui tendent à montrer qu’un tel phénomène est impossible, et que la classification des masses d’eau couramment utilisée ne permet pas de trancher explicitement quant à leur origine exacte. D’après cette étude, et pour celles qui ont suivi, la faible salinité de la région du Cap Lopez provient des deux nappes, sans qu’on en connaisse les proportions exactes.

- A partir de juin, la forte diminution des apports en eau douce entraîne une salinisation de l’ensemble du bassin et la séparation des eaux fortement dessalées au large du cap Lopez. On peut également noter que c’est à cette période qu’apparaissent les upwellings côtiers, sans qu’on sache cependant quelle est leur interaction avec le panache du Congo au sud de l’équateur. Avec la stagnation à des niveaux faibles des apports d’eau douce, les nappes continuent de se réduire sous l’effet de la salinisation par évaporation et atteignent leur minimum en août.

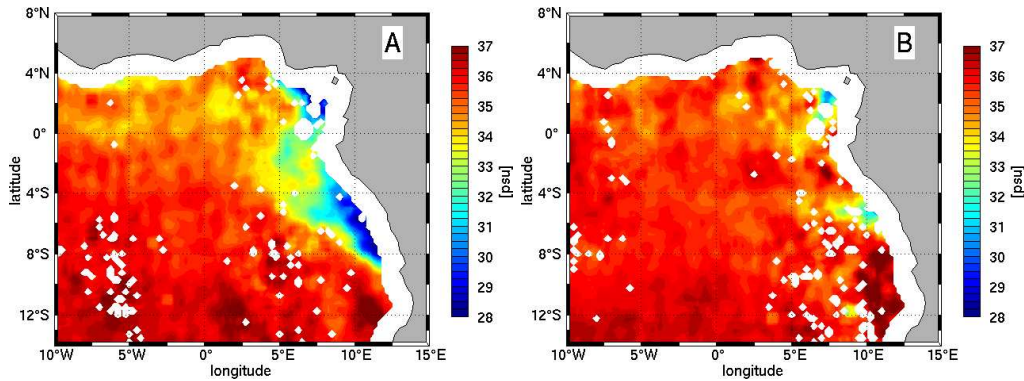


FIGURE 3.5 – Salinité de surface d’après les observations SMOS pour les mois de janvier (A) et août (B) 2010. Les champs utilisés ici sont issus du produit SMOS L3, qui possède une résolution d’ $1/4^\circ$. D’après les analyses de [Boutin et al. \(2012\)](#), les données SMOS présentent une erreur moyenne allant de 0.3 à 0.5 psu selon les régions.

3.4 Observations de la SSS par satellite, données SMOS et AMSR-E

3.4.1 Principe de la mesure SMOS et résultats pour l’année 2010

Les premières expériences de mesure de la SSS par satellite ont été effectuées il y a une quarantaine d’années dans le cadre de la mission Skylab lancée en 1973 ([Lerner and Hollinger, 1977](#)). On a ainsi pu étudier la faisabilité de l’observation spatiale en bande L (à 1.4GHz), fréquence choisie parce qu’elle permet de maximiser la sensibilité à la SSS même si elle reste bien inférieure à celle des autres paramètres physiques. La mesure SMOS est basée sur l’interférométrie, soit l’analyse des interférences entre plusieurs signaux cohérents entre eux. Il est alors possible de reconstruire les champs de SSS en minimisant une fonction dans laquelle on compare les températures de brillances SMOS à celles modélisées dans le domaine de référence de l’antenne. Les premiers résultats de la mesure SMOS pour l’année 2010¹ sont visibles dans l’étude de [Boutin et al. \(2012\)](#).

Les moyennes mensuelles des mois d’avril et août² (figure 3.5), permettent de se faire une idée de la représentation du cycle saisonnier de la SSS dans les données SMOS pour l’année 2010 et on note un accord satisfaisant avec la climatologie ARV09. On peut également constater l’absence de données sur une bande côtière large de plus de 200 km.

Nous n’avons pas utilisé ces données pendant cette thèse. En effet, la disponibilité tardive de ces mesures et l’impossibilité de les utiliser pour des analyses interannuelles nous a contraints à choisir d’autres mesures de la SSS, celles-ci étant présentées dans les paragraphes qui suivent.

1. La seule année à disposition pour le moment étant donnée la complexité des traitements et corrections à appliquer aux données SMOS.

2. Avril correspondant au mois où l’extension des nappes dessalées est la plus importante tandis qu’août correspond à la période d’extension minimale des nappes.

3.4.2 Principe de la mesure AMSR-E

Dans le cadre des travaux de recherche portant sur la mesure de la SSS en bande L, plusieurs études complémentaires ont été menées. Si la plupart visent à rassembler le maximum d'observations pour la validation des premières mesures et le raffinement des traitements SMOS, l'une d'elles a abouti à la mise au point d'algorithmes de reconstruction de la SSS de manière indirecte. En travaillant avec des fréquences plus élevées que celles de SMOS, mais surtout en combinant plusieurs bandes, [Reul et al. \(2009\)](#) ont pu démontrer la possibilité de reconstruire les champs de SSS en partant d'observations micro-ondes existantes, les observations AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System), permettant en plus d'allonger significativement la couverture temporelle de données satellite de la SSS puisque les mesures AMSR-E sont disponibles depuis 2002.

Plutôt que des mesures en bande L (1 à 2 GHz), [Reul et al. \(2009\)](#) ont ainsi combiné les mesures en bandes C et X (6,9 GHz pour la bande C et 10,7 GHz pour la bande X). A ces fréquences et en polarisation verticale, la sensibilité à la rugosité et à la température de surface reste pourtant bien plus élevée qu'à la salinité. Malgré tout, il est possible de maximiser la sensibilité à la salinité en combinant les mesures aux deux fréquences évoquées tout en minimisant les autres sensibilités, même si elle reste 10 à 20 fois inférieure à la sensibilité en bande L (SMOS). Ainsi, à une température proche de 30°C, les sensibilités en bandes C et X à la SSS sont respectivement de 0.06 K/ps et 0.03 K/psu contre 0.9 K/psu en bande L. A titre de comparaison, les sensibilités à la SST à dans les bandes C et X sont respectivement de 0.6 et 0.7 K/°C soit dix fois supérieures. Il a ainsi été possible de reconstruire les champs de SSS pour toute la bande tropicale entre 20°N et 20°S à partir de janvier 2003, avec une résolution spatiale de 1/4°. Nous n'exposerons pas ici le détail de la reconstruction des champs AMSR-E, ces informations se trouvant en plus parfaitement résumées dans l'article de [Reul et al. \(2009\)](#). Pour résumer, celle-ci consiste à minimiser une différence entre deux températures de brillance (bande C et X), déterminer les émissivités associées puis finalement les comparer avec un modèle théorique de constante diélectrique, le modèle KS ([Klein and Swift, 1977](#)), qui permet alors de déterminer la salinité correspondant à cette différence d'émissivité connaissant la température et tout un ensemble d'autres paramètres correctifs.

Ces observations ont été utilisées avec succès pour l'analyse du panache de l'Amazone par [Reul et al. \(2009\)](#). Les observations AMSR-E se sont en effet montrées conformes aux mesures *in situ* puisque capables de reproduire les variations spatiales de la SSS prises par le navire d'opportunité Colibri. a figure 4 de cet article montre en effet que les observations AMSR-E capturent bien mieux la forte baisse de salinité de la retroflexion du Courant Nord Brésilien que la climatologie du WOA09. Cette mesure est donc bien adaptée à l'analyse des forts gradients de salinité de cette région.

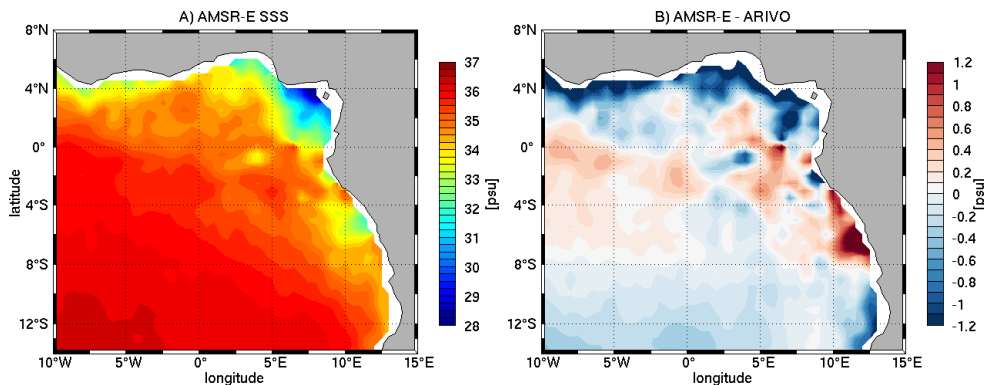


FIGURE 3.6 – A) Salinité de surface moyenne au $1/4^\circ$ sur la période 2003-2008 obtenue par reconstruction des mesures micro-ondes AMSR-E. B) écart entre les SSS des climatologies AMSR-E et ARV09 pour le Golfe de Guinée. Pour réaliser cette figure, les champs AMSR-E ont été interpolés de manière conservative sur la grille ARV09. Les valeurs présentées ici résultent de la soustraction de la climatologie ARV09 aux valeurs interpolées de la climatologie AMSR-E.

3.5 Analyse des données de SSS AMSR-E pour le Golfe de Guinée

3.5.1 Valeurs moyennes de la SSS

On retrouve dans la climatologie des données AMSR-E calculée sur les années 2003 à 2008 les structures spatiales décrites dans la section sur l'état de nos connaissances pour la SSS du Golfe de Guinée au début de ce chapitre. Ainsi, le gradient méridien et le gradient côte-large décrits auparavant sont présents sur la figure 3.6 A et il est possible de distinguer les deux régions fortement dessalées du Golfe de Guinée : en Baie de Biafra et au large des côtes de l'Angola et du Gabon. La comparaison faite avec les données de la climatologie ARV09 montre que l'erreur sur la SSS est importante le long de la côte, puisque l'écart entre les données ARV09 et AMSR-E augmente de manière très nette dans ces régions, passant de quelques dixièmes de psu à plus d'un psu. D'autres contrastes apparaissent également selon que l'on se situe dans des régions plus ou moins salées et ces différences sont bien plus élevées que celles que nous avons vu entre les climatologies. On peut en effet observer qu'au nord de l'équateur, la climatologie AMSR-E tend à être moins salée tandis que plus au sud au large de l'Angola, la salinité reconstruite à partir des champs AMSR-E est plus élevée que dans la climatologie. Il semble donc que la reconstruction des mesures satellites engendre une surestimation des écarts de salinité selon les différentes régions du Golfe. Globalement, les régions assez peu salées semblent être moins salées dans AMSR-E et inversement. Cet écart est encore plus marqué dans la bande côtière puisque c'est là qu'on observe les plus fortes différences.

Pour analyser plus en détail les écarts entre les données moyennes AMSR-E et ARV09 de la figure 3.6, nous avons comparé les données moyennes AMSR-E et ARV09 sur une même

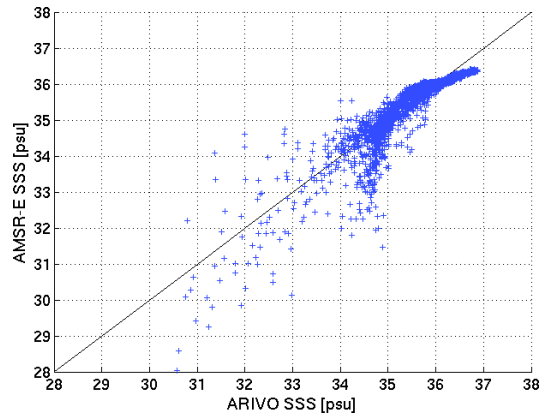


FIGURE 3.7 – Diagramme de dispersion des valeurs annuelles moyennes de la SSS AMSR-E par rapport aux valeurs de la climatologie ARV09. On compare ici les valeurs de la SSS en chaque position de la grille ARV09 0.5° sur laquelle ont été interpolées les données AMSR-E.

grille. Le résultat de cette analyse est visible sur la figure 3.7. Il apparaît alors clairement que la comparaison entre ces données révèle des tendances bien marquées et plus nuancées que les conclusions que nous avons tirées de la figure 3.6. En effet, si entre 35 et 36 psu la comparaison des deux données est très satisfaisante, avec un écart type de l'ordre de 0.2 psu, les salinités comprises à l'extérieur de cette bande présentent des écarts très importants. Au delà de 36 psu, on note une sous estimation systématique de la salinité, avec des valeurs très regroupées suggérant que tous les points sont affectés de la même manière. A ces valeurs il est donc probable qu'une correction conditionnelle soit possible. En revanche, pour des valeurs de salinité climatologiques inférieures à 35 psu, on constate très clairement un éclatement de la répartition des salinités comparées AMSR-E/ARV09. En particulier, la bande de salinité comprise entre 35 et 34 psu dans ARV09 présente une dispersion bien plus importante dans les données AMSR-E, qui sont donc moins homogènes. Cependant dans cette gamme de valeurs, AMSR-E tend à être significativement moins salé que la climatologie ARV09. Pour des salinités encore inférieures, la répartition des mesures AMSR-E indique autant de surestimations que de sous-estimations de la salinité. On peut tout de même remarquer que l'erreur tend à être très importante avec un écart moyen entre les données un peu supérieur à 1.1 psu. Il existe cependant bien moins de points dans cette dernière tranche et se pose donc la question de la significativité statistique des écarts constatés pour ces salinités peu représentées dans ARV09.

Nous avons donc la confirmation que l'écart entre ARV09 et AMSR-E dépend fortement de la salinité, avec une tendance globale à la sous estimation de la salinité dans AMSR-E. Il apparaît tout de même que la bande de salinité 35-36 psu semble fiable et que les deux produits correspondent dans cette tranche.

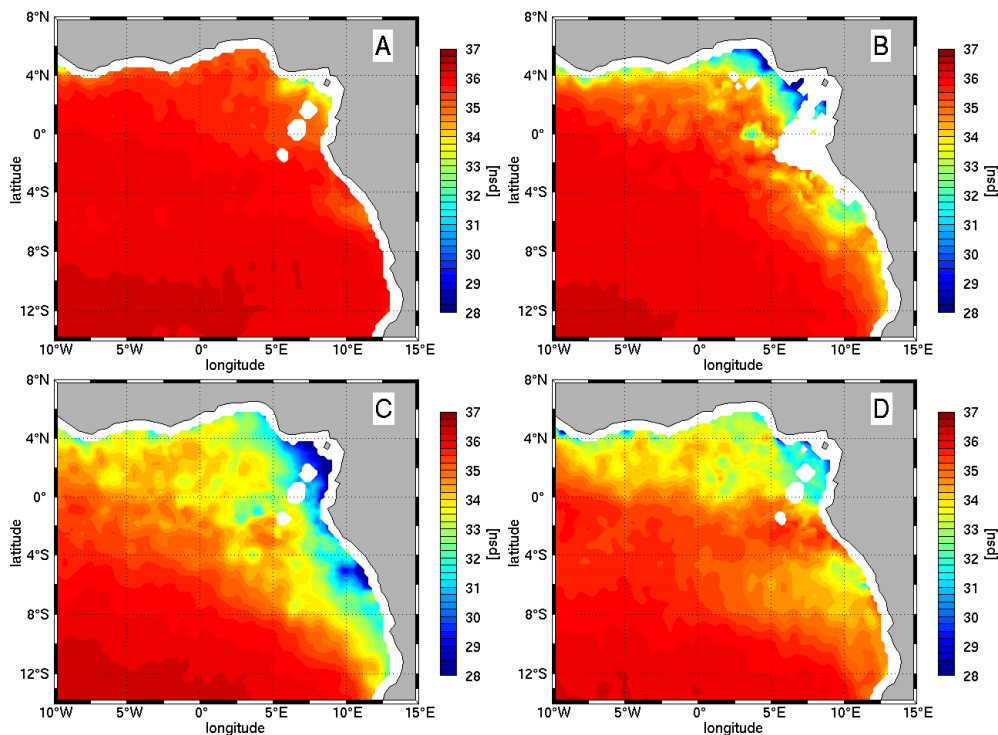


FIGURE 3.8 – SSS saisonnière moyenne obtenue d’après les observations AMSR-E pour les mois de juillet à septembre (A), octobre à décembre (B), janvier à mars (C) et avril à mai (D). Les champs présentés ici sont les valeurs moyennes par trimestre sur la période 2003 à 2008.

3.5.2 Cycle saisonnier moyen de la SSS

La suite à la comparaison des champs moyens d’AMSR-E et ARV09 est la comparaison des cycles saisonniers moyens de la SSS. On a ainsi tenté d’évaluer de quelle manière est représenté le cycle saisonnier moyen dans AMSR-E et de voir si nous pouvions apprendre des éléments nouveaux vis à vis de la bibliographie et des climatologies. Cette analyse doit également nous permettre de déterminer si l’écart entre les mesures et la climatologie est réparti de manière équivalente sur le cycle saisonnier ou s’il existe des périodes privilégiées où l’erreur de la mesure satellite est la plus importante.

Sur la figure 3.8, on retrouve la même périodicité du cycle saisonnier moyen que celui présenté par la figure 3.4. On retrouve en effet la même évolution avec une salinité maximale dans le bassin entre les mois de juillet et septembre alors que l’extension maximale des nappes dessalées se trouve entre janvier et mars. Les salinités les plus faibles le long de la côte de même que la plus forte extension des dessalures s’observent quant à elles entre les mois de janvier et mars, conformément aux données climatologiques tandis que l’extension maximale des dessalures s’observe entre janvier et mars, avant que la salinité augmente fortement à partir d’avril, en particulier le long de l’équateur. On peut noter une première différence très marquée avec la climatologie entre janvier et mars dans la région du Cap Lopez. En effet, conformément aux descriptions de [Berrit \(1966\)](#); [Wauthy \(1977\)](#), on peut voir que cette région

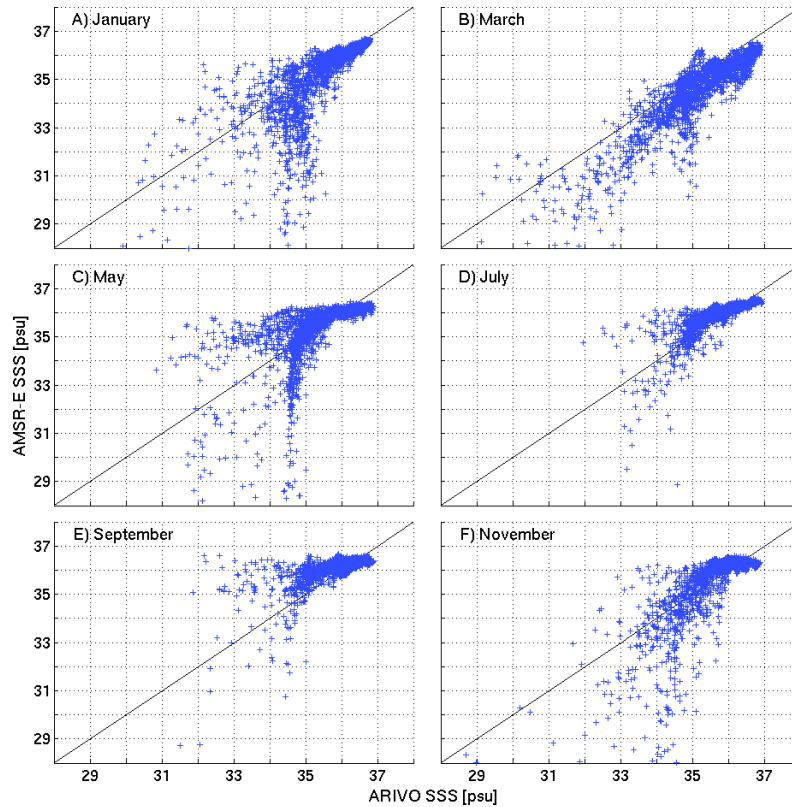


FIGURE 3.9 – Diagramme de dispersion des valeurs mensuelles moyennes de la SSS AMSR-E par rapport aux valeurs de la climatologie ARV09 pour les mois de janvier (A), mars (B), mai (C), juillet (D), septembre (E) et novembre (F). On compare ici les valeurs de la SSS en chaque position de la grille ARV09 0.5° sur laquelle ont été interpolées les données mensuelles moyennes AMSR-E pour la période 2003-2008

est continûment dessalée entre la Baie de Biafra au nord et l’embouchure du Congo au sud. Il est en revanche difficile d’après ces seules mesures d’estimer quelle est l’origine exacte de la dessalure et si on rencontre plus d’eau de la Baie de Biafra ou du Congo. De plus, entre janvier et mars, la salinité est globalement plus faible dans AMSR-E au nord de l’équateur que dans la climatologie. Du point de vue de l’extension des nappes, on peut observer que la région équatoriale est plus significativement dessalée que dans la climatologie ce qui suggère une extension plus marquée des nappes dessalées vers cette région. En revanche, on ne trouve presque plus trace du panache du Congo entre juillet et août dans les données AMSR-E, même la Baie de Biafra n’est plus aussi dessalée que dans la climatologie.

Comme pour le champ moyen, nous avons réalisé une comparaison des données de SSS climatologiques et AMSR-E, mais cette fois sur le cycle saisonnier via les champs mensuels moyens. Les résultats de ces analyses peuvent être observés sur les graphiques de la figure 3.9. Avant de passer à une analyse plus détaillée, on peut d’ores et déjà constater que l’allure du diagramme de la figure 3.7 peut s’observer pour la plupart des mois. Il existe toujours un accord satisfaisant entre la climatologie ARV09 et les données AMSR-E pour les salinités supérieures à 35 psu, tandis que la majorité des écarts s’observent pour des valeurs climatologiques comprises

entre 34 et 35 psu. Malgré tout, des différences notables existent entre les saisons.

Au moment où la salinité est la plus élevée, entre les mois de juillet et septembre, on peut constater une surestimation de la SSS dans les données AMSR-E signifiant l'existence d'un biais salé dans AMSR-E. A cette période, même les régions de salinité inférieures à 35 psu dans la climatologie apparaissent trop salées. Tout le reste du temps, il existe une large sous estimation de la salinité dans AMSR-E, qui est maximale au mois d'avril. Durant les mois où l'extension des nappes est la plus importante, on peut voir de très nettes différences dans la bande de salinité 34-35 psu.

Il existe donc de forts contrastes entre la climatologie et les données AMSR-E avec dans l'ensemble de fortes sous-estimations et surestimations de la SSS aux périodes respectivement peu salées et très salées. Si en général la sous estimation ou surestimation est valable pour l'ensemble du bassin, on peut tout de même noter la présence de ces deux types d'erreurs aux périodes intermédiaires, en mai-juin mais également au mois d'octobre. C'est durant ces mois là que les écarts de répartition des nappes dessalées sont les plus marquées entre les deux produits et que l'erreur moyenne sur les amplitudes est la plus forte.

3.5.3 Variabilité interannuelle de la SSS

On a peu de possibilités pour évaluer la variabilité interannuelle de la SSS dans l'Est du Golfe de Guinée hormis les mesures de la bouée PIRATA située à 0° - 0° . Nous avons donc comparé les données AMSR-E interannuelles à celles de cette bouée, mais également aux mesures de la bouée située à 8° E et 6° S. Les courbes de SSS pour ces deux régions et les deux sources de données sont visibles sur les figures 3.10 A et B. Nous pouvons affirmer que dans la cas de la bouée équatoriale, les données AMSR-E et PIRATA évoluent en phase et qu'il existe une large surestimation des amplitudes saisonnières dans les observations satellites. Pour la bouée plus au sud, on peut voir que la très forte baisse de la SSS enregistrée par la bouée se retrouve dans la mesure AMSR-E, il est par contre difficile d'en dire plus au vu de la faible durée des mesures *in situ*.

La figure 3.11 présente la SSS interannuelle sur l'ensemble du Golfe de Guinée (A) et l'anomalie (B) une fois le cycle saisonnier moyen soustrait à cette série. On peut y voir qu'en 2004 et 2008 la salinité de surface est *a priori* plus élevée que la normale tandis qu'en 2003, 2006 et 2006 on enregistre de fortes anomalies négatives de la SSS en début d'année et donc la présence de salinité plus faible que la moyenne. L'amplitude des anomalies au début de chacune des années s'avère être presque toujours supérieure à l'erreur moyenne de la mesure AMSR-E déterminée auparavant. En effet, avec des variations comprises entre 1.5 et 3 psu pour une erreur moyenne de l'ordre de 1.5 psu, ces variations sont un peu plus élevées que la barre d'erreur et peuvent donc être considérées comme des indications pertinentes de la variabilité interannuelle. Nous verrons au cours des chapitres 5 et 6 qu'une variabilité interannuelle similaire existe dans notre modèle mais ce serait beaucoup s'avancer que d'affirmer que ce que

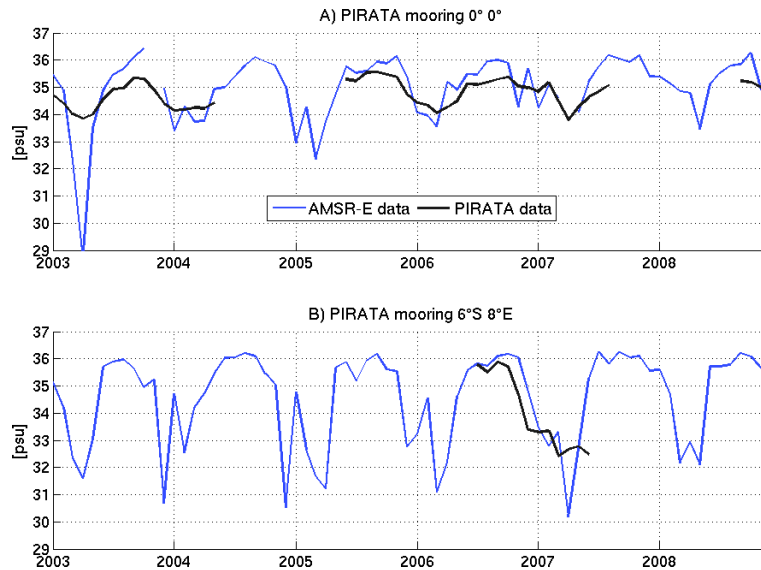


FIGURE 3.10 – A) Série interannuelle de la SSS à la position 0° - 0° d’après les mesures AMSR-E (bleu) et le capteur de conductivité de surface du mouillage PIRATA (noir). B) Série interannuelle de la SSS à la position de la bouée PIRATA située à 8° E et 6° S pour les données AMSR-E (bleu) et PIRATA (noir).

nous observons dans les données AMSR-E correspond exactement à la variabilité interannuelle du Golfe de Guinée.

3.5.4 Comparaison avec quelques données des thermosalinographes des campagnes PIRATA et EGEE

Si on a vu jusqu’alors qu’on peut retrouver dans les données AMSR-E de SSS des variations saisonnières satisfaisantes du point de vue des périodes auxquelles s’observent les salinités minimales et maximales, la variabilité interannuelle étant difficile à évaluer réellement, reste la question de la variabilité spatiale. Celle-ci est en effet difficile à évaluer à partir des seuls mouillages. Nous avons donc voulu reproduire des analyses similaires à celles de [Reul et al. \(2009\)](#) sur la comparaison des données AMSR-E et des mesures du navire d’opportunité Colibri. Nous avons dénombré quatre campagnes intéressantes pour cette analyse, les campagnes EGEE 1, 3 et 5 en 2005, 2006 et 2007, plus la campagne PIRATA FR12. Parmi ces quatre campagnes, trois missions EGEE se sont déroulées au cours de l’été boréal, entre juin et août, tandis que la campagne PIRATA FR12 s’est déroulée en janvier-février. Nous n’avons malheureusement pas pu faire de comparaison satisfaisante pour les deux campagnes en 2005 et 2006 en raison de l’absence de données AMSR-E le long de la côte.

La comparaison des données du thermosalinographe de la campagne PIRATA FR12 prises à quelques mètres sous la surface et les données AMSR-E pour la période comprise entre fin janvier et mi-février peut être visualisée sur la figure 3.12. Si de très importants écarts existent entre les données *in situ* et AMSR-E, on peut tout de même observer que la SSS AMSR-E à proximité de la côte est bien inférieure à celle qu’on observe au large. On retrouve donc

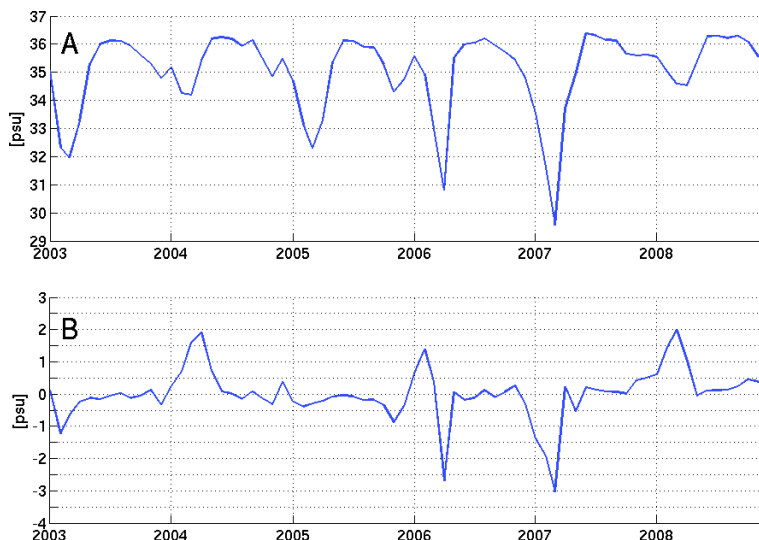


FIGURE 3.11 – A) Série interannuelle de la salinité de surface moyenne du Golfe de Guinée entre 2003 et 2008 d’après les observations AMSR-E. Le domaine utilisé pour le calcul des champs moyens à chaque pas de temps disponible est celui de la figure 3.8. B) Anomalie de la salinité de surface moyenne pour les données AMSR-E. L’anomalie résulte de la soustraction du cycle saisonnier moyen à la série interannuelle présentée en A.

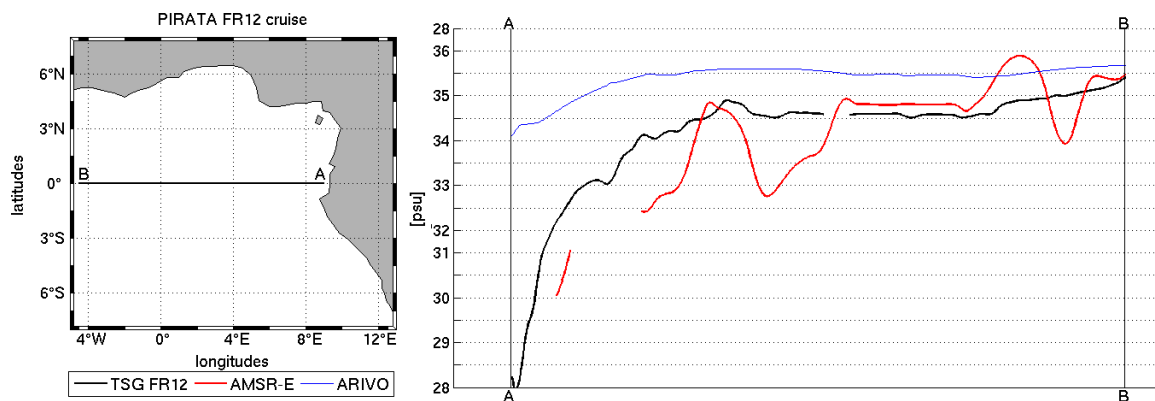


FIGURE 3.12 – Salinité de surface le long de la trajectoire de la campagne PIRATA FR12 qui s’est déroulée du 28 janvier au 19 février 2004 pour rejoindre Port Gentil (Gabon) à Cayenne (Guyane française). La trajectoire de la première semaine de campagne, du 28 janvier au 6 février est visible sur la carte de gauche. On ne présente ici que la partie du trajet comprise entre la côte africaine et 4.5°W. La salinité de surface mesurée le long de cette trajectoire par le thermosalinographe du NO L’Atalante apparaît sur la figure de droite en couleur noire. La SSS AMSR-E le long de cette trajectoire apparaît en rouge et celle de la climatologie ARV09 en bleu. Les courbes AMSR-E et ARV09 proviennent de l’interpolation des données grillées le long de la trajectoire du navire, en utilisant les champs de SSS de février 2004 pour AMSR-E et le champ climatologique de février de la climatologie ARV09. Les repères A et B sur les courbes correspondent aux différents points remarquables de la trajectoire du navire.

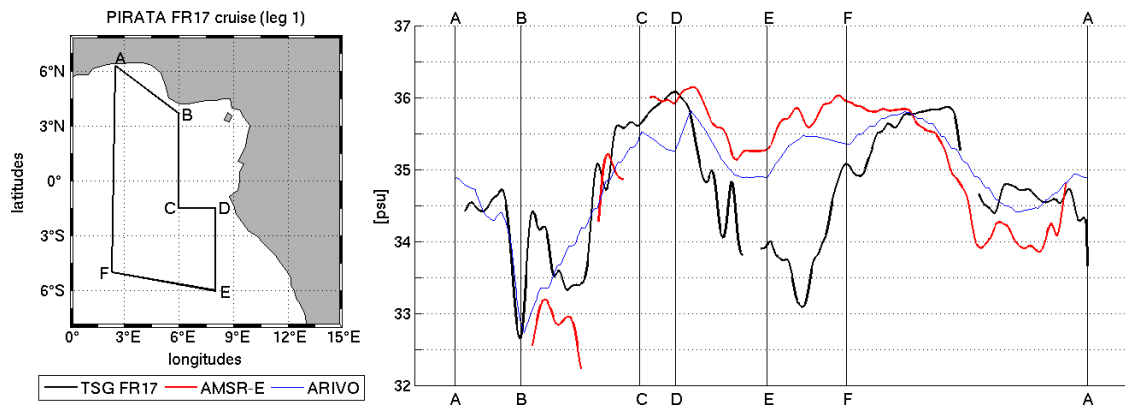


FIGURE 3.13 – Salinité de surface le long de la trajectoire de la campagne PIRATA FR17 qui s’est déroulée entre le 5 juin et le 4 juillet 2007 dans le Golfe de Guinée, reliant Cotonou à Cotonou à deux reprises. Sur la figure de gauche est représentée la trajectoire du navire lors de la première étape de la campagne du 5 au 16 juin. Les positions notées A à F permettent de repérer sur la figure de gauche la position du navire. La salinité de surface mesurée le long de cette trajectoire par thermosalinographe apparaît sur la figure de droite en couleur noire. La SSS AMSR-E le long de cette trajectoire apparaît en rouge et celle de la climatologie ARV09 en bleu. Les courbes AMSR-E et ARV09 proviennent de l’interpolation des données grillées le long de la trajectoire du navire, en utilisant les champs de SSS de février 2004 pour AMSR-E et le champ climatologique de février de la climatologie ARV09.

visiblement la tendance côte large dans les données AMSR-E. La comparaison est moins bonne ici que dans l’article de [Reul et al. \(2009\)](#), mais elle s’effectue ici entre 7 jours de mesures *in-situ* et un champ mensuel de la SSS satellite. Ce résultat n’est pas entièrement surprenant puisque c’est en partie la raison pour laquelle il n’existe aucune publication utilisant ces données pour le Golfe de Guinée. Toutefois, même s’il pourrait être envisageable que l’utilisation des champs à 10 jours puisse améliorer la correspondance entre mesures *in situ* et satellite, l’écart est tel qu’il doit exister une source d’erreur autre que la simple résolution temporelle des données.

Pour la seconde campagne, EGEE 5, les différences de SSS qui apparaissent le long de la trajectoire du navire sur la figure 3.13 sont tout aussi importantes que précédemment, sinon plus. Toutefois, comme pour le cas précédent, on retrouve dans les données AMSR-E les mêmes tendances spatiales que dans les mesures *in situ*. Contrairement à la campagne PIRATA FR12, celle-ci s’est déroulée entre fin juin et début juillet, soit à une période où les variations de la SSS sont très importantes, avec une salinisation rapide dans l’ensemble du bassin comme nous l’avons vu dans le chapitre 2. L’utilisation de champs mensuels à cette période pour la mesure satellite pourrait donc être en partie responsable des plus fortes salinités observées dans AMSR-E et des plus faibles contrastes entre les différentes régions. On peut également observer un relativement bon accord entre la donnée mensuelle AMSR-E et la climatologie ARV09 le long de cette trajectoire, avec une bonne allure spatiale.

S’il n’est pas envisageable d’affirmer que les données AMSR-E sont d’une bonne précision à la vue de ces deux comparaisons, nous retiendrons tout de même qu’il existe une certaine

cohérence générale des variations spatiales entre les mesures *in situ* et les données AMSR-E. Cet accord tout relatif suggère qu'à défaut d'autres observations aussi complètes spatialement et temporellement, les données AMSR-E peuvent nous donner une idée des variations spatiales au cours des différentes saisons et années pour la SSS, mais guère plus. Un autre effet doit toutefois être gardé à l'esprit pour expliquer les écarts entre mesures *in situ* et satellite. Quand les données des thermosalinographes sont prises à quelques mètres sous la surface, la mesure satellite ne représente la salinité que pour les premiers microns de la surface de l'océan, amplifiant du même coup les effets de l'évaporation ou des précipitations et nécessitant des corrections additionnelles très délicates à effectuer.

3.6 Conclusions

Le résultat des analyses AMSR-E est à la fois intéressant et très contrasté. En effet, si ces données présentent de nombreuses qualités qu'on ne peut retrouver dans les mesures *in situ* et les climatologies, à savoir les résolution temporelle et spatiale, elles se caractérisent également par de fortes incertitudes et erreurs en comparaison aux mesures *in situ* et même aux climatologies. Si on retrouve globalement les bonnes structures spatiales et un cycle saisonnier en phase avec la bibliographie et les observations, on s'est en effet rendu compte que l'écart aux climatologies est le plus important le long de la côte, dans les régions où la salinité est la plus faible. Plus au large en revanche, l'accord avec les données climatologiques est plutôt bon et l'incertitude associée aux données AMSR-E se réduit fortement. Ainsi, pour des salinités supérieures à 35 psu, les données AMSR-E sont plutôt satisfaisantes. Pour les salinités inférieures à 35 psu, l'écart entre AMSR-E et les climatologies devient vite très important (plusieurs psu) et on observe une sous-estimation de la SSS AMSR-E dans la majorité des cas. Cependant, en raison de la forte incertitude des produits climatologiques dans ces régions faiblement salées, il est difficile d'affirmer avec certitude quelle est l'erreur associée aux mesures satellites.

L'analyse des variabilités saisonnière et interannuelle s'est révélée plutôt satisfaisante. En effet, malgré les incertitudes qui existent sur l'amplitude des variations de la SSS et une tendance à la surestimation de celles-ci, on retrouve dans les données AMSR-E un cycle saisonnier conforme aux climatologies mais également aux descriptions de [Wauthy \(1977\)](#); [Berrit \(1966\)](#), avec notamment une forte dessalure au niveau du Cap Lopez entre les mois de décembre et mars. La variabilité interannuelle s'avère quant à elle difficile à comparer avec les mesures *in situ* puisqu'il n'existe que peu de mesures répétées d'une même zone géographique. Aussi en se basant sur le résultat de l'analyse saisonnière, on peut penser que si la variabilité dans AMSR-E n'est pas exacte, elle peut être cohérente avec la réalité.

La comparaison entre les mesures *in situ* et satellite n'est pas satisfaisante compte-tenu des différences que nous avons pu voir. Toutefois, la comparaison entre ces deux types d'observations n'est pas évidente puisque à des moyennes mensuelles sur le premier micron, on compare

des données instantanées à quelques mètres sous la surface. Nous retiendrons donc que du point de vue spatial, les amplitudes affichées dans AMSR-E sont discutables mais que malgré tout l'allure générale visible des variations spatiale de la SSS AMSR-E peut nous apporter des informations intéressantes, faute de mieux.

Pour finir, nous concluons ce chapitre en affirmant qu'il est possible d'utiliser les données AMSR-E pour l'analyse des évolutions temporelles en gardant à l'esprit les fortes erreurs d'amplitudes des variations observées. Enfin, étant donné qu'il s'agit de la seule source suffisamment complète pour faire des analyses interannuelles, s'en servir à des fins exploratoires nous semble pertinent vis-à-vis de problématiques très généralistes. Pour cette raison, nous avons seulement utilisé ces données pour caractériser l'évolution saisonnière et interannuelle des structures spatiales puisque dans ce domaine, elles apportent une information intéressante.

Chapitre 4

Caractéristiques de la configuration ATLTROP

Contents

| | | |
|-----|--|----|
| 4.1 | Domaine couvert, paramétrisation du modèle et conditions aux interfaces | 68 |
| 4.2 | Précisions sur les choix effectués | 74 |
| 4.3 | Liste des simulations et des tests de sensibilité | 76 |
| 4.4 | Impact du choix des apports fluviaux sur la salinité dans le golfe de Guinée | 80 |

4.1 Domaine couvert, paramétrisation du modèle et conditions aux interfaces

Généralités : En complément des observations disponibles, mais surtout parce que la nature de celles-ci et leur couverture spatio-temporelle ne permettent pas de décrire avec précision et exhaustivité les mécanismes physiques liés aux variations de la SSS, nous avons choisi de baser une grande partie de nos analyses sur la modélisation numérique. Pour ce faire, nous avons choisi de représenter de manière dite "réaliste" la physique de l'Atlantique Tropical, et en particulier la région du Golfe de Guinée, à l'aide d'un modèle numérique d'océan hydrostatique aux équations primitives, le modèle NEMO dans sa version 3.2.1 (Madec, 2008). Au vu de la complexité de la dynamique tropicale, notamment dans le rail équatorial, nous avons souhaité disposer d'un domaine représentant l'ensemble de l'Atlantique Tropical, soit un domaine relativement étendu. Etant donnée la superficie relativement limitée des régions auxquelles nous nous sommes intéressés, nous souhaitons également disposer d'un modèle avec une résolution suffisamment élevée pour représenter de la meilleure façon possible la dynamique dans les régions proches des côtes et les éventuels fronts salés liés aux panaches fluviaux. La solution la plus simple à mettre en oeuvre pour combiner ces deux exigences aurait pu être un modèle haute résolution du domaine dans son intégralité, à l'image des simulations NATL12 du groupe DRAKKAR (Barnier, 2006), qui représentent l'Atlantique nord avec une résolution de $1/12^\circ$. Cependant, la volonté de disposer d'un modèle suffisamment léger afin de pouvoir réaliser un grand nombre de tests de sensibilité sans nécessiter une grande puissance de calcul, nous permettrait d'obtenir les résultats dans un délai *a priori* court. Pour satisfaire l'ensemble de ces paramètres, nous avons choisi d'utiliser l'outil de raffinement de maillage AGRIF qui rend possible la combinaison en direct de plusieurs grilles de résolution différentes selon le principe du zoom (Blayo and Debreu, 1999; Debreu and Blayo, 2008). Cette solution offre l'avantage de permettre une résolution plus fine des processus océaniques puisque les liens entre les grilles se font tous les quelques pas de temps à la différence d'une cascade de modèles indépendants forcés aux frontières. Elle offre également plus de souplesse dans la mise en place d'un zoom puisque le nombre de fichiers à générer est moins conséquent que dans le cas d'un modèle forcé aux frontières, on peut donc le redéployer plus aisément. A partir de cette solution technique, nous avons pu mettre en place une configuration de l'Atlantique Tropical basée sur trois grilles de résolution différentes, l'ensemble constituant une configuration que nous avons nommée ATLTROP. Malheureusement, pour des raisons techniques, ces grilles ne sont combinées avec AGRIF que par deux, l'emboîtement on-line de deux zooms successifs avec NEMO et AGRIF n'étant pas tout à fait opérationnel et fonctionnel dans la version de NEMO utilisée pour cette thèse.

Géographie : Les domaines couverts respectivement par chacune de ces grilles sont visibles sur la figure 4.1. La grille de plus grande extension couvre l'ensemble de la bande tropicale de l'Atlantique entre 30°S et 30°N en allant des côtes de l'Amérique Latine à celles de l'Afrique. Elle dispose d'une résolution de $1/4^\circ$ soit approximativement 25 km de résolution horizontale.

| résolution | domaine | nb de points (x*y) | nb de niveaux |
|------------|-----------------------|--------------------|---------------|
| 1/4 | 60°W 18°E, 30°S 30°N | 306 * 261 | 75 |
| 1/12 | 11°W 15°E, 15°S 10°N | 304 * 259 | 75 |
| 1/48 | 5°E 13.5°E, 8°S 0.5°S | 403 * 363 | 75 |

TABLE 4.1 – Emprise des grilles ATLTROP 1/4°, 1/12° et 1/48°.

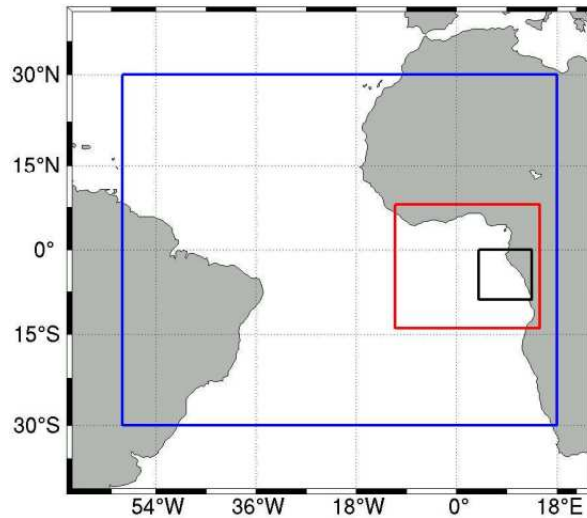


FIGURE 4.1 – Domaines couverts par les différentes grilles du modèle ATLTROP. Chacun des rectangles colorés représente l’une des grilles utilisées. En bleu, le domaine au 1/4° avec en rouge l’emboîtement AGRIF au 1/12°. Le cadre noir représente l’extension du domaine au 1/48°, qui est couplé avec celui au 1/12°.

La seconde grille couvre le Golfe de Guinée, s’étendant des côtes du nord du Golfe jusque 14°S et de 11°ouest jusqu’aux côtes africaines. Sa résolution est d’1/12°, soit une maille horizontale de l’ordre de 9 km. Enfin la dernière grille que nous avons utilisée est centrée sur la région au large de l’Angola, autour du panache du fleuve Congo, entre 8°S et l’équateur en latitude et entre 5°E et la côte en longitude. Sa résolution horizontale est de l’ordre de 2.3 km, soit 1/48°. Les trois domaines sont basés sur la grille irrégulière ORCA tripolaire dont la résolution kilométrique horizontale varie fortement avec la latitude ; toutefois cet effet est limité dans nos domaines proches de l’équateur. Les trois emprises présentées sur la figure 4.1 utilisent une grille verticale identique avec 75 niveaux verticaux (grille en *partial step*), dont le premier point T de la grille Arakawa C est situé à 0,5 m de profondeur (Arakawa and Lamb, 1981). Cette grille verticale provient des simulations DRAKKAR globales ORCA à 75 niveaux (exemple : ORCA025.L75-G85). Les caractéristiques géographiques des trois domaines sont résumés dans la table 4.1.

Topographies : Nos grilles au 1/4° et 1/12° ainsi que l’essentiel de leurs paramètres physiques proviennent respectivement des simulations globales ORCA025 et GUINEA mises au point par le groupe DRAKKAR (Barnier, 2006) et Guiavarc’h et al. (2008). Les bathymétries utilisées proviennent de la combinaison des données ETOPO 1’ (<http://www.ngdc.noaa>.

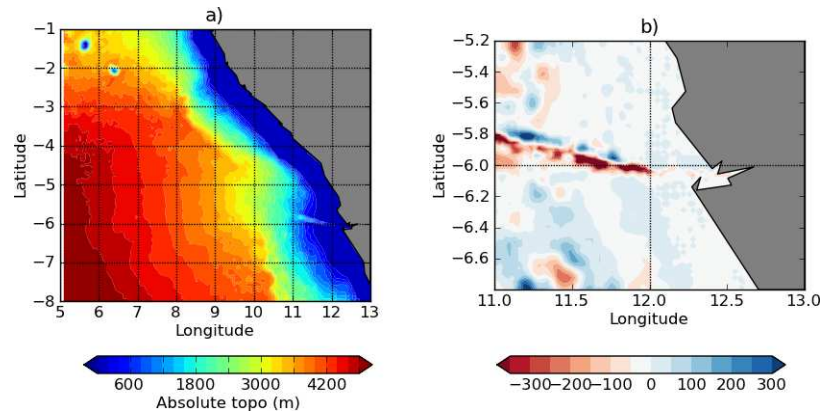


FIGURE 4.2 – a) Topographie du domaine au $1/48^\circ$ utilisé pour nos simulations. Cette topographie est issue d’une combinaison des données ETOPO 1’ et GEBCO 1’ selon la profondeur du bassin. b) Ecart de topographie entre les données ETOPO 1’ et GEBCO 1’ dans la région du canyon du Congo. Ces écarts sont ceux obtenus après la construction de notre bathymétrie avec les Nesting Tools, les données peuvent donc varier légèrement par rapport aux données brutes.

gov/mgg/global/global.html) et GEBCO 1’ (<http://www.gebco.net/>). De la côte à une profondeur de 300 mètres, les données GEBCO 1’ sont utilisées car elles sont généralement les plus précises. A partir de 400 mètres, la bathymétrie est construite avec les données ETOPO 1’. Entre ces deux régions, une combinaison linéaire des deux produits est réalisée afin d’avoir le meilleur raccordement possible. En raison des spécificités du fonctionnement d’AGRIF, le trait de côte est ajusté dans la grille à plus haute résolution, soit au $1/12^\circ$ dans notre première configuration emboîtée et donc dans la grille au $1/48^\circ$ du second emboîtement si bien que des erreurs peuvent apparaître sur la grille faible résolution (les emboîtements sont composés comme suit : $1/4^\circ + 1/12^\circ$ et $1/12^\circ + 1/48^\circ$). Une difficulté est apparue au moment de la construction de la bathymétrie au $1/48^\circ$ pour la région au large de l’Angola, au niveau du canyon du Congo. En effet, dans la région du canyon, d’importantes différences de topographies existent entre les produits GEBCO et ETOPO, différences pouvant atteindre une centaine de mètres à certains endroits du plateau et du talus continental. D’après des tests de sensibilité effectués sur l’influence de la topographie sur la dynamique du panache du Congo, la configuration du canyon n’a pas d’influence sur la dynamique à la surface (Vic et al., 2012). Les écarts de topographie dans cette région de même que la bathymétrie finale que nous avons utilisée sont visibles sur la figure 4.2. Malgré des différences importantes, il semble que la topographie du canyon n’a pas d’influence sur la circulation du panache en surface (Vic et al., 2012).

Advection et diffusion : Pour la dynamique, nous utilisons un schéma d’advection conservant l’énergie et l’énstrophie (Penduff et al., 2007) combiné avec un bilaplacien horizontal pour la diffusion horizontale. L’advection des traceurs est basée sur le schéma TVD (*Total Variance Diminishing*) avec pour la diffusion latérale des traceurs un opérateur laplacien isopycnal dans les grilles au $1/4^\circ$ et $1/12^\circ$ et un opérateur bilaplacien horizontal dans la grille au $1/48^\circ$. Le cou-

plage AGRIF entre les différentes grilles utilise un opérateur laplacien dans la couche éponge¹ et la mise à jour de la grille mère avec les champs de la grille fille s'effectue à chaque pas de temps de la grille mère. Ce laplacien est égal à celui utilisé dans la grille à faible résolution pour les traceurs. La diffusion verticale des traceurs et du moment est assurée par un schéma TKE (*Turbulent Kinetic Energy*, [Blanke and Delecluse \(1993\)](#)) dont les paramètres sont similaires pour nos trois domaines puisqu'ils utilisent la même grille verticale. Une paramétrisation est utilisée dans les cas d'instabilité statique puisque notre modèle hydrostatique n'est pas capable de représenter la convection. Aussi, dans ces cas, la diffusion verticale est augmentée artificiellement à une valeur égale à $1 \text{ m}^2/\text{s}$ et appliquée à la fois sur les traceurs et la dynamique. Enfin, les pas de temps utilisés varient de 2400 secondes pour la grille au $1/4^\circ$ à 800 secondes pour celle au $1/12^\circ$ et 200 secondes pour celle au $1/48^\circ$. Les valeurs utilisées pour nos différentes grilles sont résumées dans la table 4.2.

Frontières : Si les grilles au $1/12^\circ$ et $1/48^\circ$ sont intégrées directement dans une grille de résolution inférieure et ne nécessitent donc pas de gestion spécifique des frontières, ce n'est pas le cas de la grille au $1/4^\circ$. Pour cette dernière, nous utilisons le schéma de radiation et relaxation aux frontières standard du modèle NEMO ([Tréguier et al., 2001](#)) et imposons une conservation du volume à l'intérieur du domaine qui reste donc constant quelque soit le bilan E-P-R (*Evaporation - Precipitations - Runoffs*). Pour forcer notre modèle aux frontières nord, ouest et sud, nous avons choisi d'utiliser la simulation DRAKKAR global ORCA025.L75-G85 développée par l'équipe MEOM à Grenoble. Les frontières radient les perturbations vers l'extérieur du domaine avec un rappel sur une journée tandis que les champs aux frontières sont relaxés vers les sorties moyennées à 5 jours de la configuration DRAKKAR. Il faut noter que les champs aux frontières n'ayant que peu d'influence sur notre région du Golfe de Guinée, ces paramètres peuvent ne pas être les mieux adaptés.

Conditions à la surface et forçages : Le forçage atmosphérique à la surface du modèle est assuré par une formulation *bulk* CORE ([Large and Yeager, 2004](#)) et aucun contrôle des flux d'eau douce n'est assuré. Les fréquences de couplage entre les conditions atmosphériques et la dynamique océanique sont visibles dans la table 4.2 et sont adaptés à la fréquence des forçages pour le vent. Ainsi, ce paramètre est adapté pour chacune des grilles afin qu'elles utilisent toutes les mêmes fréquences d'appel. Nous avons choisi d'utiliser deux sources de forçages différents. En premier lieu, les vents à 10 mètres ainsi que la température et l'humidité de l'air à 2 mètres proviennent des réanalyses ERA-Interim de l'ECMWF (*European Center for Medium range Weather Forecast*). Ces champs possèdent une résolution spatiale égale à $1/3^\circ$, soit environ une trentaine de kilomètres à l'équateur, ainsi qu'une résolution temporelle de 3 heures. Ces données proviennent de simulations numériques assimilées et corrigées à l'aide des multiples observations disponibles. Pour plus de détails, voir le site de l'ECMWF à propos des réanalyses : <http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/index>. En second lieu, les données

1. Située dans la zone de connexion entre les deux grilles, la couche éponge permet de lisser les structures fines échelle de la grille à plus haute résolution que ne peut pas résoudre la grille de plus faible résolution.

de précipitations et flux radiatifs à courte et longue longueur d'ondes proviennent du jeu de forçage mis au point par le groupe DRAKKAR (Brodeau et al., 2010). Nous utilisons la version DFS4.3 de ce forçage qui regroupe des données de la réanalyse de l'ECMWF ERA40 et des données observées issues de différents produits. En particulier, les précipitations utilisées dans DFS4.3 proviennent du produit GPCP issu d'observations satellites plutôt que des réanalyses qui ont tendance à surestimer largement les apports d'eau douce dans les régions tropicales (pour plus d'informations sur les données GPCP, cf : <http://precip.gsfc.nasa.gov/>). Comme nous utilisons une grille verticale avec un premier niveau épais d'un mètre, nous avons choisi d'utiliser une paramétrisation du cycle diurne pour le rayonnement à courte longueur d'onde (Bernie et al., 2005, 2007). De plus, afin de mieux représenter la pénétration du rayonnement solaire dans les couches superficielles de l'océan, nous utilisons une formulation dépendant de la couleur de l'eau. Ainsi, une formulation basée sur les données RGB de la couleur de l'océan est utilisée en combinaison avec une climatologie de couleur de l'eau basée sur les données mensuelles de Seawifs (pour plus d'informations à propos des données Seawifs, cf : <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/>). Une rapide discussion à propos des différences dans les champs ERA-Interim et DFS4.3 est fournie dans la section 4.2 afin d'expliquer en détail les raisons de nos choix.

Initialisation et intégration : L'initialisation de chacune des grilles se fait à partir de la climatologie de Levitus interpolée sur les grilles du modèle pour la salinité et la température. La simulation démarre le 1er janvier 1990 et dure jusqu'au 31 décembre 2006. Tous les 5 jours, l'état moyen du modèle sur les 5 derniers jours est enregistré, de même que les termes de tendance pour les traceurs à l'intérieur de la couche de mélange.

Paramétrisation des apports fluviaux : Une discussion plus détaillée à ce propos est fournie en section 4.3 du présent document.

| Grille | pas de temps (s) | diffusion de moment | | diffusion de traceurs | | AGRIF | OA (pas de temps) |
|--------|------------------|---------------------|--|-----------------------|-------------------------------------|-------|-------------------|
| 1/4° | 2400 s | bilap. horiz. | -1.5e11 m ⁴ /s ² | lap. isopyc. | 300 m ² /s ¹ | - | 1 |
| 1/12° | 800 s | bilap. horiz. | -1.2e10 m ⁴ /s ² | lap. isopyc. | 100 m ² /s ¹ | 300 | 4 |
| 1/48° | 200 s | bilap. horiz. | -1e9 m ⁴ /s ² | bilap. horiz. | -1e9 m ⁴ /s ² | 100 | 16 |

27

TABLE 4.2 – Table des paramètres physiques utilisés pour nos différentes grilles. Les valeurs de la couche éponge correspondent à la diffusion des moments et des traceurs. Elle est appliquée dans la zone de connexion entre les grilles et est égale à la diffusion des traceurs dans la grille de plus faible résolution par soucis de consistance. Enfin le paramètre OA correspond à la fréquence de couplage entre les champs atmosphériques et le modèle. La valeur indiquée représente le nombre de pas de temps entre deux interpolations des champs de forçage sur la grille du modèle. Par souci de cohérence, l'intervalle en temps est similaire pour l'ensemble de nos grilles. Ainsi, les différents domaines voient les mêmes forçages.

4.2 Précisions sur les choix effectués

Impact de la résolution verticale, 46 et 75 niveaux : Les configurations développées par le groupe DRAKKAR présentent en général soit 46 soit 75 niveaux verticaux pour les emprises globale et Atlantique nord (jusque 30°S). Comme nous sommes partis d'une configuration DRAKKAR, il nous a donc fallu choisir l'une de ces deux grilles verticales. Ces deux grilles diffèrent essentiellement en surface puisque la grille à 46 niveaux possède un premier niveau de 6 mètres d'épaisseur là où la grille à 75 niveaux en présente un de 1 mètre comme on peut le voir sur la figure 4.3. Les deux grilles sont par contre similaires aux grandes profondeurs. L'échantillonnage de la grille à 46 niveaux se trouve donc être plutôt lâche dans les couches superficielles de l'océan là où la grille à 75 niveaux permet *a priori* une résolution plus fine des structures verticales dans celles-ci. Nous avons donc testé les deux configurations de grille verticale afin de pouvoir déterminer laquelle était la plus adaptée à nos besoins. Il est rapidement apparu que la simulation à 46 niveaux basée sur la configuration DRAKKAR ORCA025-G70 donnait des résultats très satisfaisants tant en termes de dynamique que de représentation des structures moyennes de l'océan Atlantique tropical, comme en témoignent les nombreuses études basées sur des modèles similaires (Illig et al., 2004; Peter et al., 2006; Jouanno et al., 2011). Il est toutefois apparu que dans la partie Est du bassin, la couche de mélange, qui d'après les données présente une épaisseur moyenne d'un peu plus de 10 mètres, n'était représentée la plupart du temps que par un seul point de grille tandis que la thermocline saisonnière semblait elle aussi sous échantillonnée et présentait une stratification trop faible lorsqu'on la comparait avec les mesure *in situ*. Etant donnée l'orientation de cette thèse et sa focalisation sur les couches superficielles, couche de mélange et début de la thermocline saisonnière, ce sous échantillonnage s'est révélé rédibitoire. Comment en effet accorder un crédit suffisant à un bilan de couche de mélange calculé sur un seul point de grille? Les tests réalisés alors avec 75 niveaux se sont révélés de ce point de vue bien plus concluants. La couche de mélange et la thermocline étaient alors représentées par suffisamment de points pour permettre de réaliser des bilans. En plus, cette configuration s'est révélée satisfaisante pour réduire le biais de température de surface du modèle dans le Golfe de Guinée et la représentation des upwellings, biais jugé trop important dans la simulation à 46 niveaux. Le problème de stratification trop faible est également corrigé pour une partie du bassin, mais à l'inverse des 46 niveaux, les 75 niveaux induisent une stratification trop forte pour une partie du Golfe de Guinée et donc une pycnocline trop pincée, sans que nous ayons réussi à bien en identifier la raison. Ce problème de stratification aboutit à poser un autre problème. En effet il s'est révélé que le Sous Courant Equatorial était mieux représenté dans la simulation à 46 niveaux que celle à 75 niveaux. Si les deux le positionnent correctement et engendrent une variabilité équivalente à celle des observations, l'intensité du Sous Courant dans la partie est du bassin diffère significativement, avec des vitesses trop faibles à l'est de 5°W dans la simulation avec 75 niveaux. Avec toutes ces caractéristiques en tête, et étant donné que nous nous sommes intéressés aux anomalies de salinité formées en grande partie par des panaches fluviaux dont l'épaisseur varie de 5 à 15 mètres (Eisma and Van Bennekom, 1978), il nous

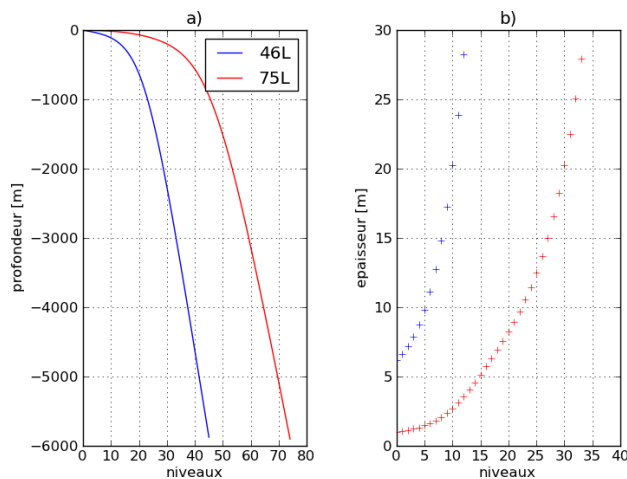


FIGURE 4.3 – Grilles verticales utilisées dans les configurations DRAKKAR à 46 et 75 niveaux. Les courbes ci dessus présentent les profondeurs cumulées pour chacune des grilles (a) et les épaisseurs des niveaux entre deux points T successifs de la grille Arakawa C (b). Les symboles noirs correspondent à la grille à 46 niveaux tandis que les symboles rouges correspondent à la grille à 75 niveaux.

a paru inadapté de représenter la couche de mélange dans la majeure partie du Golfe avec seulement un à deux points. C’est pourquoi nous avons retenu la grille avec la plus haute résolution dans les couches superficielles : celle à 75 niveaux verticaux.

Choix des forçages atmosphériques, DFS4.3 et ERA-interim : Pourquoi avoir choisi d’utiliser une configuration mixte de forçage plutôt qu’un produit dans son ensemble ? Le souci de la cohérence devrait en effet nous inciter à utiliser un produit de forçage dans son ensemble, ce que nous n’avons pas choisi de faire. Avec les forçages DFS4.3 complets, notre simulation souffrait d’un certain nombre de défauts liés aux vents à notre disposition. En particulier, comparativement aux observations, des upwelling trop prononcés à l’équateur et le long des côtes en milieu d’année ne sont pas satisfaisant puisqu’ils entraînent une disparition trop prononcée des eaux peu salées à la surface du Golfe de Guinée et approfondissent trop la thermocline.. Ensuite, nous avons pensé qu’avoir des forçages par le vent et à plus haute résolution nous serait profitable pour exploiter au mieux notre grille à $1/12^\circ$, c’est pourquoi des vents à 3h et $1/3^\circ$ plutôt qu’à 6h et $1/2^\circ$ nous ont paru préférables, d’autant plus que nous nous intéressons aux zones de panaches où la haute fréquence du vent peut avoir des effets importants sur le mélange (Hetland, 2005). Les produits ERA-Interim et DFS4.3 donnant alors les mêmes structures et amplitudes moyennes, mieux valait utiliser le produit avec les plus hautes fréquences et résolutions. Par cohérence, nous avons alors choisi d’utiliser la température et l’humidité du produit ERA-Interim, puisque liés aux vents. La réponse a été différente dans le cas du forçage par les flux. En effet, quand nous avons récupéré et évalué les précipitations ERA-Interim, nous avons observé des écarts importants avec DFS4.3, si bien qu’il nous a alors semblé préférable de conserver un forçage proche des observations car construit à partir d’elles plutôt que de surestimer les apports en eau douce avec les données des réanalyses. Pour la

même raison, les flux radiatifs sont restés ceux de DFS4.3. Il faut noter cependant qu'avec l'évolution du produit ERA-Interim, il est possible que les biais sur les champs de flux aient été corrigés et qu'il soit donc désormais possible de choisir d'utiliser la totalité des données ERA-Interim plutôt que ce composé mixte.

4.3 Liste des simulations et des tests de sensibilité

La configuration ATLTROP de référence a été déclinée en de nombreuses configurations parallèles qui nous ont permis par le jeu des comparaisons croisées de mieux comprendre et interpréter nos différents résultats. Les expériences décrites ici ne sont toutefois pas représentatives de la totalité des simulations réalisées puisqu'un nombre conséquent de simulations expérimentales a servi à l'ajustement des paramètres et à la résolution de nombreuses difficultés numériques liées à l'utilisation d'AGRIF. On ne présente donc ici que les simulations utilisées pour la production des résultats. Pour rappel, les caractéristiques de la simulation ATLTROP de référence se trouvent pour les grilles au $1/4^\circ$, $1/12^\circ$ et $1/48^\circ$ dans la première section de ce chapitre.

Résumé des tests

La liste complète des expériences réalisées se trouve dans la table 4.3.

Référence

ATLTROP-REF : Notre simulation de référence est en fait basée sur deux simulations distinctes puisque la version 3.2.1 de NEMO ne permet pas encore le double niveau de zoom avec AGRIF. La simulation de référence la plus couramment utilisée et citée dans le reste du manuscrit est nommée ATLTROP-REF et est constituée des grilles au $1/4^\circ$ et $1/12^\circ$ avec tous les paramètres décrits dans la section 1 de ce chapitre. Elle est combinée avec une simulation $1/12^\circ$ et $1/48^\circ$ forcée au frontières par la simulation précédente et avec les paramètres décrits en section 1 du présent chapitre. Cette dernière configuration n'a été utilisée qu'à des fins exploratoires faute de temps pour l'exploiter convenablement, elle est nommée ATLTROP-CONGO. Ces simulations couvrent la période allant de 1990 à 2006 avec des sorties moyennes à 5 jours, nous n'avons cependant exploité que les sorties de la période 1995-2006.

Tests de sensibilité sur les forçages en eaux douces

ATLTROP-NOPRECIP : Basée sur la simulation de référence, nous avons choisi de réaliser une expérimentation sans précipitations nommée ATLTROP-NOPRECIP, afin de mesurer leur impact sur les variations de la salinité de surface dans le Golfe en termes de structures moyennes, de contribution aux nappes dessalées du nord et du sud mais également en terme de variabilité interannuelle. Le but étant bien entendu de faire ces analyses en opposition à ce que nous obtenons avec les apports fluviaux. Cette simulation s'appuie entièrement sur la

grille au $1/4^\circ$ de la version de référence, seul le paramètre de namelist `rn_pfac`² a été modifié et passé à 0.

ATLTROP-NORNF et ATLTROP-NOCONGO : A l'image de ce que nous avons décrit précédemment pour les précipitations, nous avons fait des expérimentations dans lesquelles les apports fluviaux ont été supprimés afin de mieux en comprendre les impacts tant en terme de champs moyen que de variabilité saisonnière et interannuelle. Elles ont en plus servi à évaluer l'apport des masses d'eau douce sur la dynamique locale et régionale. La première configuration sans apports fluviaux réalisée se trouve être la configuration ATLTROP-NORNF, basée sur la grille au $1/4^\circ$ de la version de référence. C'est cette fois le paramètre `rn_rfact` qui est passé à 0³. Une seconde simulation n'est plus basée sur la grille au $1/4^\circ$ mais cette fois sur la configuration de référence au $1/12^\circ$ et $1/48^\circ$. De plus, plutôt que de supprimer l'ensemble des apports fluviaux, nous avons cette fois uniquement supprimé les apports du fleuve Congo⁴ et avons de ce fait nommé notre configuration ATLTROP-NOCONGO. Pour réaliser cette suppression, nous avons passé le paramètre `rn_rfact` à 0 dans la grille au $1/48^\circ$ et masqué dans le fichier de `runoffs` au $1/12^\circ$ les valeurs dans la région de la grille au $1/48^\circ$.

Modèle isolé du golfe de Guinée

ATLTROP-GUINEA : Dans le cadre des études dynamiques sur la circulation de surface le long des côtes de l'Angola et du Gabon, nous avons conduit une expérimentation sur la seule zone du Golfe de Guinée à partir de notre grille au $1/12^\circ$. Comme cette simulation a eu pour but de déterminer la dynamique générée uniquement dans le Golfe de Guinée, nous avons choisi de l'utiliser dans une version forcée aux frontières et donc sans couplage AGRIF. Les frontières ouest et sud sont forcées à partir des sorties de la grille $1/12^\circ$ de la configuration de référence, mais avec des valeurs moyennes climatologiques pour les vitesses, salinité et température. Tous les autres paramètres sont identiques à la simulation de référence, tant en termes de forçages et bathymétrie que de paramètres physiques. L'objectif étant de ne pas parasiter la circulation générée au niveau du Golfe, l'utilisation de frontières à valeurs constantes nous permet de supprimer l'ensemble de la variabilité générée dans la partie est du bassin Atlantique et de ne conserver que la variabilité que nous qualifierons de locale. Comme les autres, cette simulation couvre la période 1990 à 2005 avec des sorties moyennes à 5 jours et une exploitation des résultats à partir de 1995.

Simulations idéalisées

ATLTROP-CONGO48 Afin de mieux comprendre la dynamique liée à la présence des eaux du Congo à la surface de l'océan, nous avons réalisé des simulations idéalisées du panache

2. `rn_pfac` est le coefficient multiplicateur appliqué aux précipitations interpolées sur la grille du modèle, la valeur 1 correspond au champs brut et donc la valeur 0 revient à supprimer tout simplement le forçage par les précipitations. Ce paramètre fait partie dans le namelist du groupe `namcbc_core`.

3. fonctionnement identique à celui du paramètre `rn_rfact`

4. Apports qui représente plus de la moitié des apports fluviaux du Golfe de Guinée.

du Congo avec des bathymétries simples et sans forçages, ni atmosphériques, ni aux frontières. La première de ces simulation idéalisées a été faite au $1/48^\circ$ avec le fleuve Congo représenté par un canal dans lequel l'eau douce est intégrée sous forme de précipitation, ce qui nous a permis de représenter l'écoulement de l'estuaire et la sortie du flux d'eau douce de manière plus satisfaisante qu'avec des précipitations sur une zone fixe comme nous l'avons fait au $1/4^\circ$ et $1/12^\circ$. Les paramètres physiques utilisés sont les mêmes que pour la grille $1/48^\circ$ de référence.

ATLTROP-CONGO12 La première simulation idéalisée au $1/48$ s'est révélée avoir un domaine dont l'entendue n'est pas suffisante. Il nous a donc fallu opter pour une configuration idéalisée de plus grande emprise, que nous avons cette fois choisi de faire au $1/12^\circ$ pour conserver une configuration au coût raisonnable. Les paramètres physiques utilisés correspondent encore à ceux de la grille $1/12^\circ$ de la simulation de référence, toujours sans forçages en dehors du fleuve Congo et avec une bathymétrie idéalisée.

Ces deux dernières simulations ont été en grande partie mises en place et exploitées par ? durant son stage sur la Dynamique d'un panache fluvial en zone équatoriale.

Résumé des tests

La liste complète des expériences réalisées se trouve dans la table 4.3.

| Expérience | Période | Résolution | Forçages atmosphériques | Runoffs | Particularités |
|------------------|--------------|------------|-------------------------|-----------------------|--|
| ATLTROP-REF | 1990-2006 | 1/4, 1/12 | DFS4.3/ERA-Interim | Dai 02 | Aucun |
| ATLTROP-CONGO | 1990-2006 | 1/12, 1/48 | DFS4.3/ERA-Interim | Dai 02 | Aucun |
| ATLTROP-NOPRECIP | 1990-2006 | 1/4 | DFS4.3/ERA-Interim | Dai 02 | rn_pfact = 0 pour supprimer les précipitations |
| ATLTROP-NORNF | 1990-2006 | 1/4 | DFS4.3/ERA-Interim | Aucun | rn_rfact = 0 pour supprimer les runoffs |
| ATLTROP-NOCONGO | 1990-2006 | 1/12, 1/48 | DFS4.3/ERA-Interim | Dai 09 inter. | rn_rfact = 0 dans le 1/12° |
| ATLTROP-GUINEA | 1990-2006 | 1/12 | DFS4.2/ERA-Interim | Dai 02 | OBC constantes provenant de la moyenne des champs de ATLTROP-REF |
| ATLTROP-CONGO48 | 0 à 60 jrs | 1/48 | Aucun | Aucun | Débit du Congo constant et égal à $30000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ |
| ATLTROP-CONGO12 | 0 à 1500 jrs | 1/12 | Aucun | Aucun | Débit du Congo constant et égal à $30000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ |
| ATLTROP-D09CLIM | 1990-2006 | 1/4, 1/12 | DFS4.3/ERA-Interim | Dai 09 clim. | Climatologie des runoffs Dai 09 sur les années 1950 à 2004 |
| ATLTROP-D09 | 1990-2004 | 1/4, 1/12 | DFS4.3/ERA-Interim | Dai 09 inter. | Aucun |
| ATLTROP-D09REC | 1990-2006 | 1/4, 1/12 | DFS4.3/ERA-Interim | Dai 09 rec. | Climatologie des runoffs Dai 09 sur les années 1990 à 2004 |
| ATLTROP-D09MIX | 1990-2006 | 1/4, 1/12 | DFS4.3/ERA-Interim | Dai 09 clim et inter. | Champs de runoffs climatologiques reconstruits dans la grille au 1/4, champs de runoffs interannuels dans la grille au 1/12 |

TABLE 4.3 – Table des expérimentations numériques ayant servi pour l’obtention des résultats présentés dans ce manuscrit. Les périodes couvertes par les champs à 5 jours de la simulation sont indiquées dans la seconde colonne. Les résolutions et forçages atmosphériques sont également indiqués. La dernière colonne présente les différences ou particularités des expérimentations par rapport à la version de référence. Tous les paramètres non précisés ici sont identiques à ceux décrits dans la première partie du chapitre.

4.4 Impact du choix des apports fluviaux sur la salinité dans le golfe de Guinée

Etant donnée l'importance des apports fluviaux dans le golfe de Guinée (équivalents aux apports par les précipitations dans certaines régions), le choix du forçage pour les représenter au mieux semble important, d'autant plus que nos analyses portent essentiellement sur l'évolution des panaches fluviaux dans cette région du monde, avec un focus particulier sur le cas du fleuve Congo. Le groupe DRAKKAR utilise habituellement la climatologie de runoffs mise au point par Dai and Trenberth (2002), c'est donc tout naturellement que ce choix constitue la base de notre réflexion puisque nos configurations tropicales découlent directement des expériences globales réalisées dans le cadre de DRAKKAR. Une alternative à ce produit de runoffs climatologique se trouve dans le produit interannuel mis au point par Dai et al. (2009), qui est une extension du produit climatologique de 2002 cité auparavant. S'il semble à première vue évident que des données interannuelles semblent bien plus adaptées à la réalisation d'une simulation interannuelle pour être sûr de ne pas négliger une source potentielle de variabilité, nos résultats nous ont montré que ce n'est pas vérifié dans notre cas et que l'utilisation d'une climatologie adaptée peut se révéler être un choix pertinent. Une autre possibilité aurait été l'utilisation de mesures *in situ* du débit des grands fleuves du Golfe. Cependant, si elle est séduisante, cette solution présente de très nombreux inconvénients que les travaux de spécialistes du cycle de l'eau tel Augusto Dai mettent en évidence. En particulier, des mesures interannuelles systématiques n'existent que pour peu d'endroits dans cette région du monde, avec des stations de mesure parfois très éloignées des côtes. En plus, certaines régions ne présentent aucune mesure et certains paramètres ne sont pas disponibles dans les mesures *in situ*, comme l'ensemble du ruissellement dû aux innombrables petits cours d'eau. Une revue détaillée des deux produits cités et de leurs effets sur nos simulations est donc réalisée dans la suite de cette section pour justifier les choix qui ont été faits. En complément des analyses qui suivent, une étude détaillée de l'impact des régions fluviales non monitorées sur les volumes d'eau douce reconstruits a été réalisée par Nicoue et al. (2011) lors de son stage de fin d'étude intitulé : Incertitude des apports fluviaux dans le Golfe de Guinée : quantification et interprétation.

Avant de discuter le choix de données qui doit être fait, il convient d'en résumer les grandes caractéristiques. Aussi, par souci de simplicité, dans la suite de cette section, la climatologie de Dai and Trenberth (2002) sera nommée D02 tandis que les données interannuelles de Dai et al. (2009) seront nommées D09.

Afin de visualiser les écarts d'apports en eau douce issus des deux produits à l'échelle de nos simulations, la figure 4.4 présente les volumes des apports fluviaux sur les années 1990 à 2004 pour le Golfe de Guinée. Pour les données climatologiques D09 et D02, il s'agit tout simplement du même cycle annuel répété sur l'ensemble de ces années. On peut voir à l'aide de ces courbes que les différences entre les différents produits de runoffs sont significatives puisque

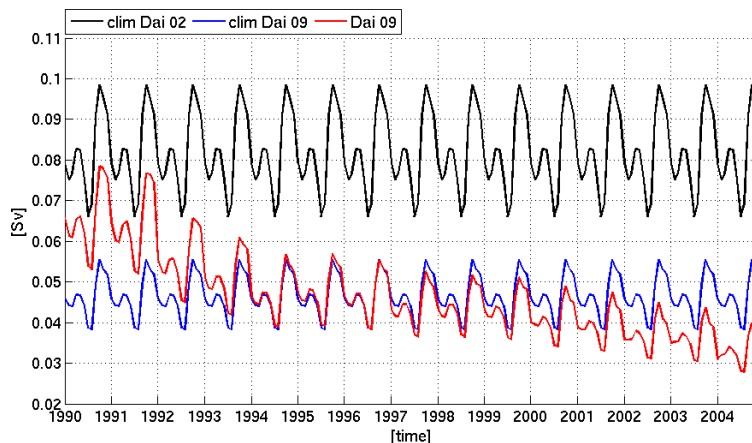


FIGURE 4.4 – Débit cumulé des apports fluviaux sur le domaine ATLTROP $1/12^\circ$ pour les différents produits de runoffs utilisés. En noir la courbe interannuelle est construite à partir des données climatologiques de Dai and Trenberth (2002) répétées. En rouge, les données interannuelles proviennent des travaux de Dai et al. (2009). Elles sont construites comme une modulation du cycle saisonnier moyen dont les proportions restent fixes. Enfin en bleu la série climatologique est construite en moyennant les données interannuelles sur la période 1990-2004.

le volume dans le produit D02 est presque deux fois supérieur à celui du produit D09. On se rend donc compte aisément d'après ces courbes que l'utilisation de la climatologie de 2002 pour la réalisation d'une simulation interannuelle de la période 1990 à 2004 peut engendrer un biais en SSS très important. Il est donc nécessaire, pour les expérimentations climatologiques, d'utiliser une climatologie représentative de la période considérée afin de biaiser au minimum le modèle à cause d'erreurs importantes sur les forçages. Cela s'est traduit par la mise en place d'une climatologie basée sur les données interannuelles de la période 1990 à 2004.

L'écart entre les climatologies peut s'expliquer par des travaux ultérieurs. En effet, les travaux de Dai et al. (2009) présentent l'évolution du débit des 10 plus gros fleuves au monde sur les 60 dernières années et montrent que pour le Congo, la tendance est à une diminution des apports en eau douce de l'ordre de 5% par an sur la période 1948 à 2004. Cette forte tendance à la diminution des apports fluviaux avait déjà été soulignée par Mahé and Olivry (1999). De ce fait, comme la climatologie D02 est issue d'une moyenne sur cette dernière période, elle ne peut que surestimer les apports du Congo sur la période 1990 à 2004. Cette baisse serait déjà significative si elle ne concernait que le Congo, qui représente plus de la moitié des apports fluviaux du golfe, mais elle concerne également les autres fleuves de la région.

Afin de mesurer précisément l'impact des différents produits de runoffs, et de voir l'utilité ou non de données interannuelles plutôt qu'une climatologie, nous avons mis au point 4 tests de sensibilité par ailleurs identiques pour l'ensemble des paramètres physiques et forçages (hors apports fluviaux bien entendu). Les deux premières expériences sont basées sur l'utilisation

de climatologies de runoffs, l'une utilise les données D02 et donc surestime probablement les apports fluviaux dans la région du Golfe, l'autre utilise la climatologie calculée sur les années 1990 à 2004 disponibles dans les données D09. Un troisième test est réalisé avec les données interannuelles D09 de 1990 à 2004 afin de mesurer l'impact de la variabilité interannuelle des apports en eau douce sur la salinité de surface. Enfin, comme on s'intéresse en particulier aux apports fluviaux locaux, une dernière expérimentation visant à quantifier l'impact de la variabilité interannuelle des fleuves hors Golfe de Guinée a été mise au point. Cette dernière expérimentation utilise la climatologie D09 pour la grille au $1/4^\circ$ et les données interannuelles pour le grille au $1/12^\circ$ (voir table 4.3).

La figure 4.5 présente les SSS moyennes sur la période 1995-2004 pour les 4 tests de sensibilité visant à mesurer l'impact du produit de runoffs utilisé sur la SSS du Golfe de Guinée. Comme on l'avait anticipé dans le paragraphe précédent, la SSS moyenne obtenue avec les données climatologiques de 2002 est plus faible qu'avec les autres produits de runoffs. On voit nettement que les nappes dessalées sont beaucoup plus douces que dans le cas de la climatologie recalée ou la simulation interannuelle. Si on compare ces résultats avec la SSS moyenne de la climatologie ARIVO (figure 3.2), on se rend compte que les trois simulations utilisant pour base les données D09, sous diverses formes et combinaisons, présentent des valeurs de salinité moyennes dans les nappes plus proches de ce qui est obtenu dans la climatologie. En conclusion et conformément à nos attentes, l'utilisation de la climatologie de runoffs de [Dai and Trenberth \(2002\)](#) entraîne une trop forte dessalure de surface en raison d'un fort excès en eau douce dans le golfe de Guinée, d'où une stratification probablement trop prononcée dans les premiers mètres de l'océan.

La figure 4.6 a et b présente la variabilité moyenne du cycle saisonnier sur la période 1995 à 2006. Cette variabilité moyenne est calculée comme l'écart quadratique moyen du cycle saisonnier en comparaison à la valeur moyenne de la salinité sur une climatologie annuelle. Du fait de l'important excédent en eau douce dans la simulation de référence utilisant les données D02, on observe que l'amplitude de la variabilité saisonnière est bien plus importante que dans le cas de la climatologie basée sur les données D09. En effet la variabilité dans le panache du Congo est près de deux fois supérieure dans le cas de D02 tandis qu'en baie de Biafra elle est clairement prononcée dans le cas D02 mais pas dans le cas D09 où elle est inférieure à 1.5 psu contre quasiment 8 psu par endroits dans la simulation D02. C'est dans cette région, en Baie de Biafra, que les écarts de variabilité sont les plus prononcés entre les deux produits de runoffs, en particulier au large de l'embouchure du Niger et juste au nord du Cap Lopez. En revanche, on peut constater que les structures spatiales de la variabilité (modulo l'écart d'amplitude) restent très similaires entre ces deux expériences, soulignant de ce fait le caractère *a priori* passif de ces masses d'eau douce sur la dynamique de surface dans cette région et leur dépendance à la circulation de grande échelle. Autre point particulièrement intéressant, l'impact des apports fluviaux interannuels sur la variabilité saisonnière moyenne semble limité comme le montrent les figures 4.6 b et c. On observe en effet les mêmes amplitudes et structures spatiales entre

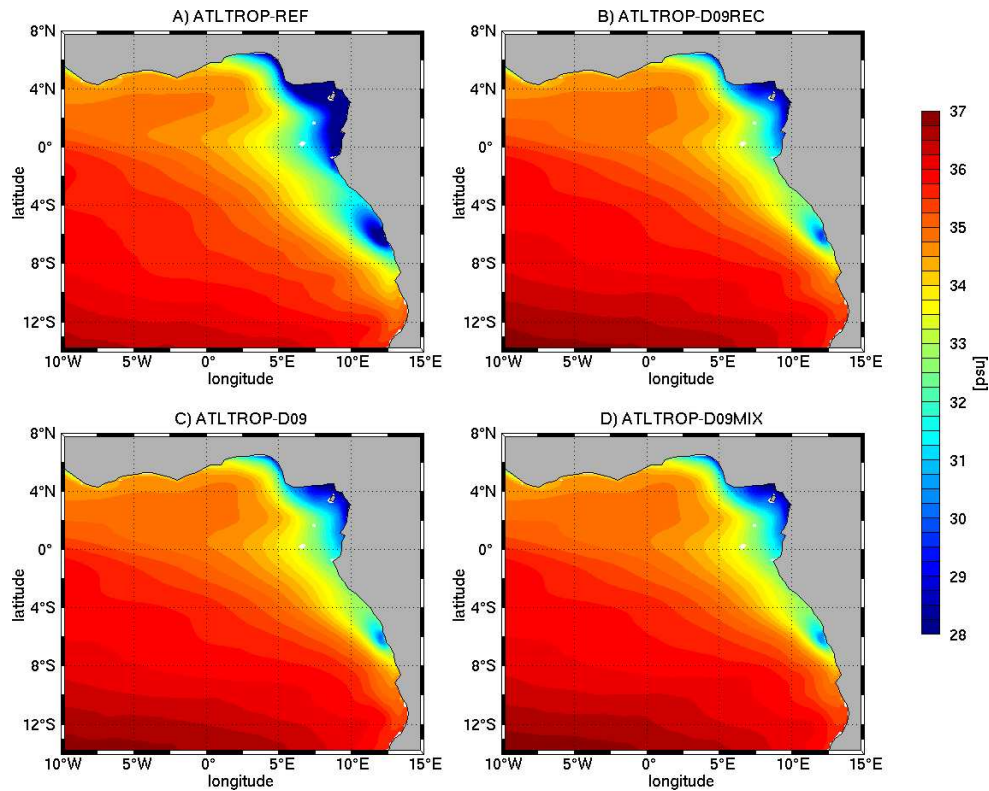


FIGURE 4.5 – Salinité de surface moyenne pour le Golfe de Guinée obtenue à partir de différents tests de sensibilité. Les moyennes sont calculées sur la période 1995-2004 afin d'être comparables entre elles. a) apports fluviaux climatologiques de Dai and Trenberth (2002). b) apports fluviaux climatologiques reconstruits à partir des données interannuelles de Dai et al. (2009) sur la période 1990-2004. c) apports fluviaux interannuels de Dai et al. (2009). d) apports fluviaux climatologiques utilisés en b) dans la grille au $1/4^\circ$ et apports interannuels utilisés en c) dans la grille au $1/12^\circ$.

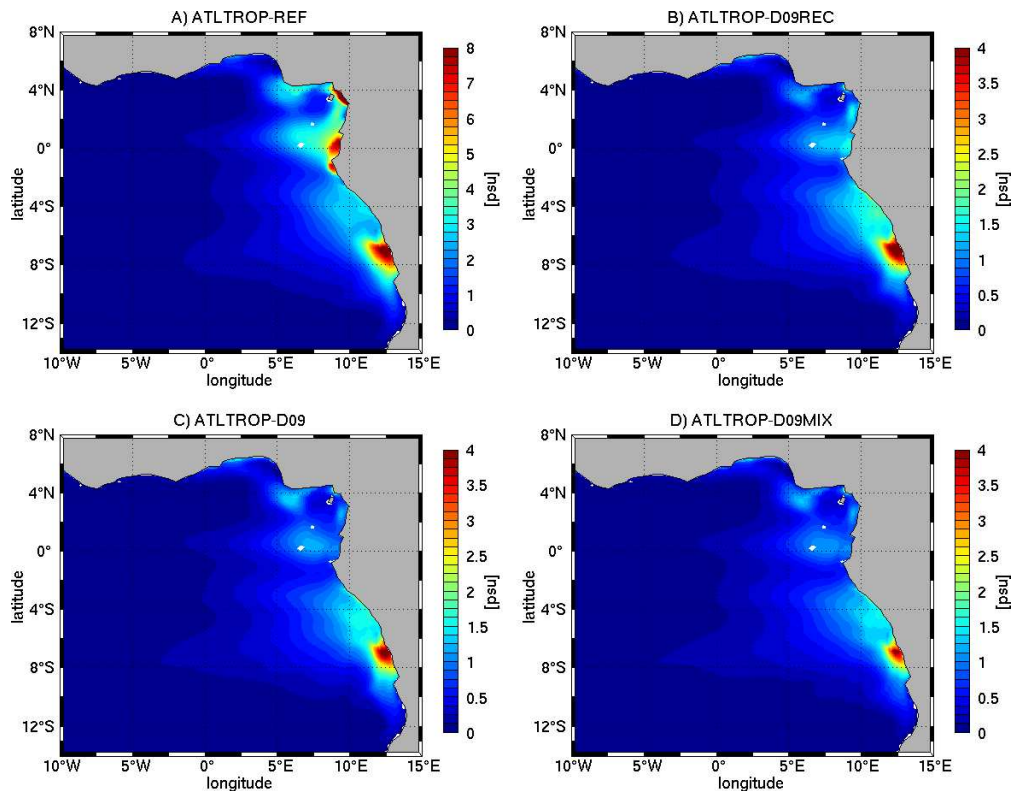


FIGURE 4.6 – Valeurs quadratiques moyennes (RMS) du cycle saisonnier de la salinité de surface dans le Golfe de Guinée pour les tests de sensibilité décrits dans la figure 4.5. La RMS est calculée sur la période 1995-2004. Les échelles diffèrent entre la simulation de référence basée sur la climatologie D02 (de 0 à 8 psu) et les test basés sur les données D09 (de 0 à 4 psu).

les deux simulations malgré des différences d’amplitude dans les cycles saisonniers des apports fluviaux (cf figure 4.4). Quelques différences existent toutefois (panache du Niger, région du cap Lopez), mais elles semblent peu importantes en comparaison des similitudes obtenues. Ce résultat semble traduire l’importance de la dynamique pour le cycle saisonnier et donc l’influence limitée de la variabilité des apports fluviaux. Ce résultat préliminaire a fait l’objet d’analyses approfondies dont les résultats se trouvent dans le chapitre qui suit. Enfin, la figure 4.6 D nous montre que le paramètre important dans la variabilité en sel en ce qui concerne les apports fluviaux se situe dans les apports locaux puisque peu de différences existent entre la simulation entièrement interannuelle et celle partiellement interannuelle avec une climatologie de runoffs en dehors du golfe. On se rend en effet compte qu’on a quasiment les mêmes amplitudes de variabilité et structures que pour la figure 4.6 C et des écarts plus importants avec la figure 4.6 B.

L’une des questions que l’on peut également se poser quant au choix du produit de runoff est l’impact des fortes différences des débits fluviaux sur la couche de mélange océanique dans le golfe. Les résultats sont visibles sur la figure 4.7. Si les différences sont peu évidentes dans le cas des tests basés sur les données D09 (climatologie, interannuel et combiné) on peut en

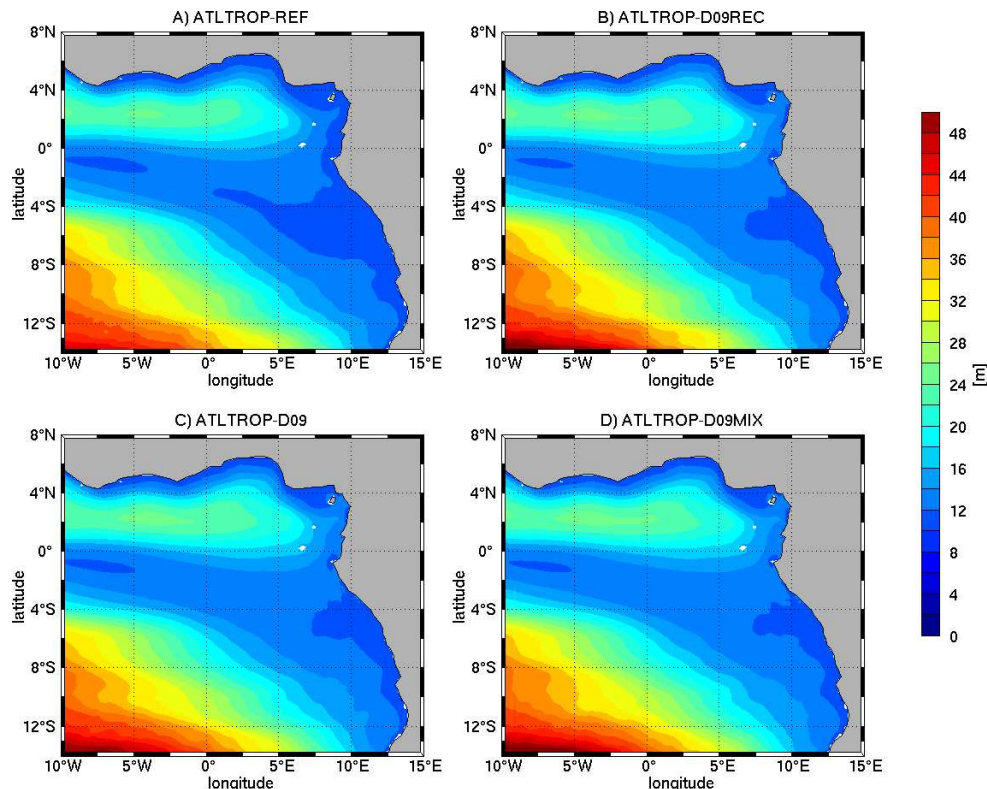


FIGURE 4.7 – Profondeur moyenne de la couche de mélange sur la période 1995-2004 pour les tests de sensibilité décrits dans la table 4.3. La profondeur de la couche de mélange est déterminée avec un critère de densité égale à 0.03 kg/m^3 .

revanche observer que l'utilisation des données D02 entraîne une réduction de l'épaisseur de la couche de mélange. C'est particulièrement visible en baie de Biafra, le long de la côte, et le long du parallèle à 4°S . Ces écarts peuvent paraître conséquents en comparaison de la profondeur de la couche de mélange. En effet, un écart de deux mètres sur une profondeur moyenne d'une quinzaine de mètres constitue une erreur significative. Cependant, ce renforcement de la stratification de surface n'a que peu d'impact sur les mécanismes de la variabilité de la SSS que nous avons déterminé dans le chapitre suivant. En effet, la comparaison des SST pour l'ensemble de ces tests (figure 4.8) nous montre que les différences de température sont faibles et donc que l'accumulation de chaleur à l'intérieur de la couche de mélange varie peu d'une simulation à l'autre.

La dernière analyse porte sur la série de SSS interannuelle visible sur la figure 4.9. On peut observer sur cette figure une nette divergence de la SSS entre la simulation avec les données D02 et celles avec les données D09. Si on s'en tient dans un premier temps aux deux simulations utilisant des climatologies, on observe dès la première année de simulation un écart de l'ordre de 0.25 psu . Au bout de deux ans, l'écart est à peu près stabilisé et les deux simulations diffèrent de presque 0.5 psu en moyenne sur la surface du Golfe de Guinée. Cet écart conséquent est facilement explicable et en accord avec les observations faites à partir de la figure 4.4. La comparaison des simulations basées sur les données D09 ne fait également que

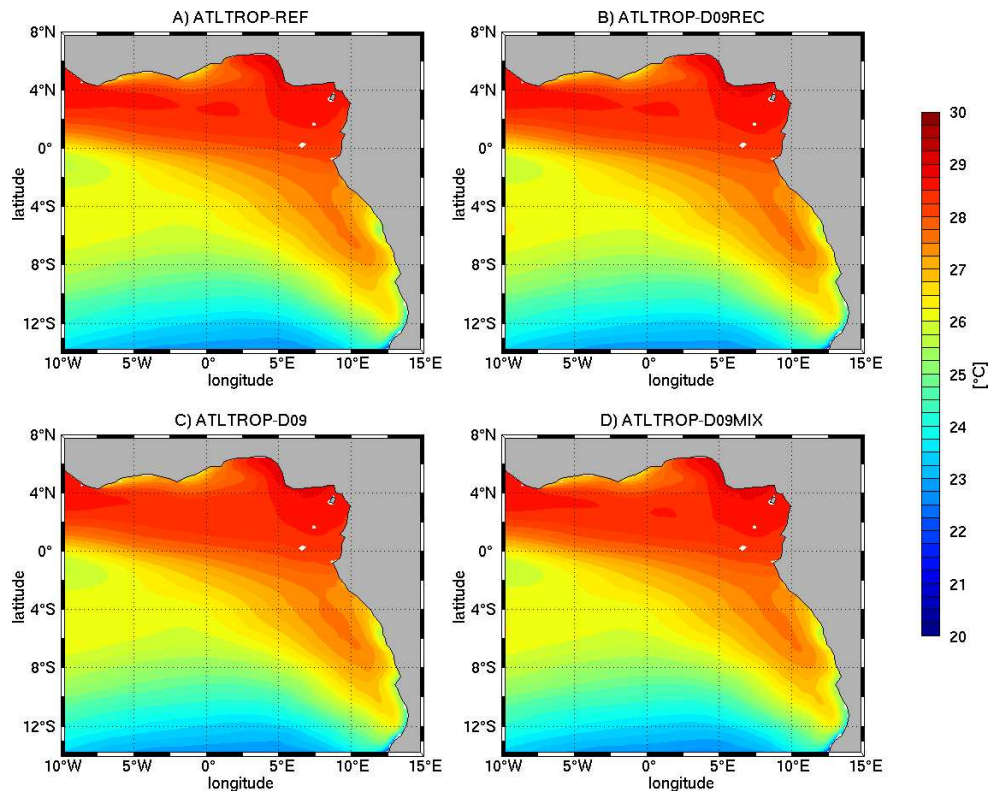


FIGURE 4.8 – Température de surface moyenne sur la période 1995-2004 pour les tests de sensibilité décrits dans la table 4.3.

valider les hypothèses avancées auparavant. Les courbes de SSS se croisent en effet au même moment que les apports fluviaux et montrent donc l'importance de l'utilisation de données interannuelles de SSS ou du moins l'importance d'avoir des débits réalistes sur la période considérée.

Les résultats que nous avons obtenus avec nos différents tests de sensibilité tendent à montrer que le volume d'eau douce déchargée a peu d'impact sur les structures moyennes des températures de la couche de mélange du Golfe de Guinée. La surestimation des volumes d'eau douce associés à la climatologie de [Dai and Trenberth \(2002\)](#) entraîne toutefois l'existence d'un biais dessalé dans notre simulation de référence et la surestimation des amplitudes sai-

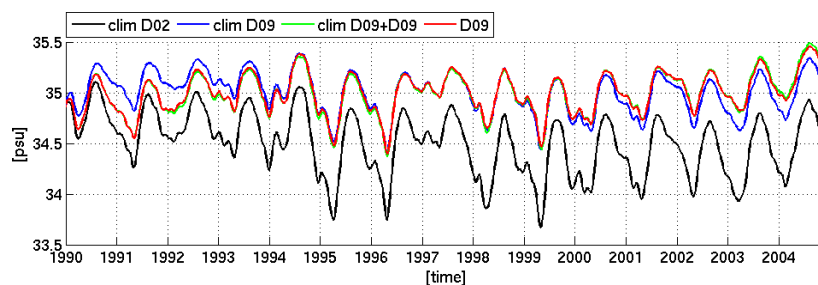


FIGURE 4.9 – Série interannuelle de la salinité de surface moyenne dans le Golfe de Guinée pour les différents tests de sensibilité décrits dans la table 4.3.

sonnières de la SSS dans les régions du Cap Lopez et de la Baie de Biafra. En revanche, quelque soit le produit de runoffs utilisé, climatologique ou interannuel, les variations inter-annuelles s'avèrent identiques. S'il n'apparaît donc pas indispensable d'utiliser des données interannuelles de décharge fluviale pour forcer notre configuration, il est tout de même préférable d'utiliser une climatologie construite à partir des données interannuelles de la période 1990-2006. En effet, sans cette reconstruction, les biais de la SSS vis à vis des climatologies sont bien trop importants.

Chapitre 5

Mécanismes de la variabilité haline à la surface du Golfe de Guinée

Contents

| | | |
|-----|--|-----|
| 5.1 | Introduction | 93 |
| 5.2 | Data | 95 |
| 5.3 | SSS variability and fresh water forcing | 100 |
| 5.4 | Dynamical contributions, mixed layer budget for salinity | 107 |
| 5.5 | Interannual variability | 113 |
| 5.6 | Conclusions | 118 |

Préambule

Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés à l'origine de la variabilité saisonnière et interannuelle de la SSS le long des côtes du Golfe de Guinée. Pour cela, nous avons tout d'abord évalué l'impact des apports fluviaux et des précipitations sur la répartition spatiale des nappes dessalées et le cycle saisonnier moyen. On a ainsi pu montrer que l'affirmation générale de [Dessier and Donguy \(1994\)](#), selon qui la variabilité de la SSS dans cette région s'explique par la seule variabilité des apports en eau douce et de l'évaporation, n'est pas exacte pour la partie Est du Golfe de Guinée. Pour déterminer précisément les mécanismes de la variabilité haline, nous avons choisi de calculer les différents termes du bilan de sel dans la couche de mélange d'après la méthode de [Vialard et al. \(2001\)](#). A l'aide de ces bilans, on a alors pu montrer qu'une partie de la variabilité saisonnière s'explique par des apports d'eau salée depuis la subsurface par des mécanismes différents le long de l'équateur et dans la région du panache du Congo. D'autre part, une rapide étude de la variabilité interannuelle nous a montré que la part de la variabilité des apports en eau douce est négligeable devant les fluctuations du transport de sel par les courants de surface.

L'ensemble des résultats est présenté dans la suite de ce chapitre, écrit sous la forme d'un article encore en préparation et que nous envisageons de soumettre à la revue *Journal of Geophysical Research*.

Abstract

The mechanisms of seasonal and interannual variability of sea surface salinity (SSS) in the eastern part of the Gulf of Guinea are investigated with a numerical model to determine the respective roles of fresh water forcing and dynamics. Numerical experiments with varying fresh water forcing are carried out and we use mixed layer budget to quantify the dynamical components of the variability. Because of the importance of the fresh water inflows in this region, we expect them to control the variability, however our analysis reveals the importance of the dynamics variability in contrast with seasonal and interannual fresh water forcing. Indeed, seasonal variations and large scale dynamics are necessary to explain the strong salinization between May and August which cannot be due entirely to decreasing fresh water discharge. During this period, vertical diffusivity and advection represent the main contribution to the salinization, depending on the region of the Gulf, whereas the offshore horizontal advection and the seasonal variations of fresh water discharge can explain the budget the rest of the time. Apart for the Congo plume region, our results for salinity correspond to ones done for the mixed layer heat budget, which showed the importance of the vertical diffusivity and the weak contribution of the vertical advection to the surface cooling occurring at the same time. Surprisingly, the interannual variability of the river outflows does not have any effect on the interannual SSS variability in the Gulf of Guinea because the dynamical contributions are one order higher and mask the effect of river outflows. Indeed, interannual variations of SSS and sea surface temperature present good correlation in the equatorial and Congo plume area suggesting that both depend on the same large scale mechanisms.

5.1 Introduction

The Gulf of Guinea is a region of importance for the ocean/atmosphere interaction and the development of the African Monsoon (Redelsperger et al., 2006). The existence of a shallow thermocline and mixed layer in the eastern part of the Tropical Atlantic that can be easily eroded is one of the reasons for the formation of the Atlantic Cold Tongue which is a key feature for the formation of the monsoon. The importance of the stratification is thus one of the elements which must be clearly understood to better describe the fluxes and interactions between the surface and subsurface layers of the ocean and the atmospheric boundary layer. Already sharp because of the thin thermocline, the stratification in the central and eastern part of the Gulf is reinforced by a strong halocline due to the presence of anomalously fresh waters in a large part of the surface layer of the ocean, extending from the eastern coast to 0°E or more (Dessier and Donguy, 1994), and a subsurface salinity maximum due to subtropical waters advected in the Gulf by the Equatorial Under Current (EUC) (Blanke et al., 2002).

The formation of the SSS anomalies in the Gulf takes place along the coastal regions because of the importance of the river outflow and precipitations in the northern hemisphere. The presence of the Congo river around 6°S in the southern hemisphere, which is the second river

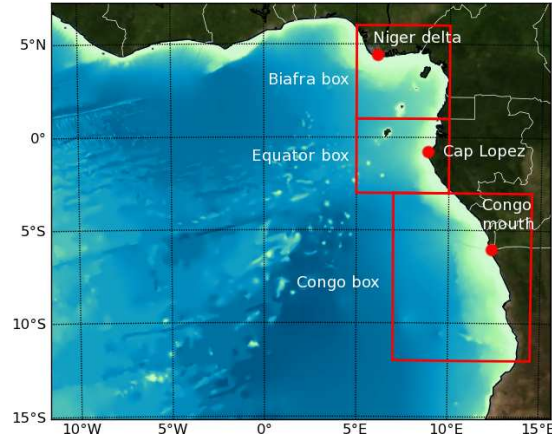


FIGURE 5.1 – The Gulf of Guinea and its important places for this study. The most important river mouths are marked by red dots. The three regional boxes used to perform our analysis are surrounded in red.

in the world in term of fresh water discharge, and numerous important rivers in the northern hemisphere concentrated around the Bight of Biafra, explains the importance of the salinity anomalies. If the spatial extension and seasonal variability of the anomalies are approximately known from [Dessier and Donguy \(1994\)](#), the mechanisms of their extension and variability remain unclear and no dedicated study exists at this time. Indeed, because of the importance of the surface general circulation, which for example results in western transport of the Congo plume waters to 0°E by the South Equatorial Current (SEC) ([Berrit, 1966](#); [Wauthy, 1977](#); [Eisma and Van Bennekom, 1978](#)), the influence of this coastal fresh water can be noticed over a wide area far from the coast.

In this paper we attempt to better understand the mechanisms which drive the seasonal and interannual variations of the sea surface salinity. As the salinity anomalies are formed in the eastern region of the Gulf of Guinea, we concentrate on three regions which can be seen on figure 5.1 and where the salinity variations as well as the stratification are the most important in the Gulf. Our objectives are : 1) to determine the exact contribution of the precipitations and river outflow in term of mean state and seasonal variations of the SSS, 2) to determine the dynamical contribution to the seasonal cycle and especially the importance of horizontal and vertical advection and diffusion, 3) to determine the mechanisms which drive the interannual variability and particularly determine if it is conditioned by the river outflows, the precipitations, the dynamics or a complex combination of the two.

As the in-situ observations for the salinity in the eastern coastal area of the Gulf of Guinea are not sufficient to make a complete analysis of the seasonal and interannual variations of the SSS because of sparse resolution in space and time ([Reverdin et al., 2007](#)), we choose to use numerical experiments based on sensitivity tests on the fresh water forcing. The experiments differ in imposed precipitations (interannual or none) and runoff fields : climatological ([Dai and Trenberth, 2002](#)), interannual ([Dai et al., 2009](#)) or none. The objectives are to investigate

the effects of the runoffs and precipitations on the mean seasonal cycle and the importance of the interannual fresh water discharge in the ocean on the interannual variability. In addition, based on the diagnostics done by [Vialard et al. \(2001\)](#) for mixed layer temperature, we compute seasonal and interannual mixed layer budget for salinity to isolate the key mechanisms of the seasonal and interannual SSS variations.

This paper is organized as follow. Section 2 describes the model experiments we perform and the validation of our reference experiment. Section 3 describes the impact of the different fresh water sources on the SSS and their contributions to its seasonal cycle. In section 4, we analyze the mechanisms of the seasonal variations of the SSS in coastal regions based on mixed layer budget for salinity. Section 5 discuss the interannual variability of the SSS in regards to the key features determined in section 3 and 4 and links the variations with previous interannual studies for the Gulf of Guinea. Finally, concluding remarks are provided in section 6.

5.2 Data

5.2.1 Numerical model

Because of sparse spatial and temporal resolution of in-situ data for sea surface salinity, a regional ocean model is set up in order to represent the oceanic processes along the coast in the eastern part of the Gulf of Guinea. We use the NEMO 3.2.1 numerical model ([Madec, 2008](#)) with AGRIF online refinement to combine $1/4^\circ$ and $1/12^\circ$ grids with two ways interactions ([Blayo and Debreu, 1999](#); [Debreu and Blayo, 2008](#)). Our configuration is based on the $1/4^\circ$ global experiment ORCA025.L75 developed by the DRAKKAR team ([Barnier, 2006](#)) and the regional $1/12^\circ$ configuration used by [Guiavarc'h et al. \(2008\)](#). The domain covers the Tropical Atlantic (from 30°S to 30°N and from 60°W to 15°E) with a $1/4^\circ$ grid and the Gulf of Guinea with a $1/12^\circ$ one (AGRIF zoom from 10°W to 15°E and from 15°S to 8°N). Both grids have 75 vertical levels in partial steps with a first layer of 1 meter thickness. We use extractions of the global $1/4^\circ$ and $1/12^\circ$ bathymetries built by Mercator Ocean (<http://www.mercator-ocean.fr/fre/>). An energy-entropy conserving momentum advection scheme ([Penduff et al., 2007](#)) is used for the dynamics and the momentum lateral diffusion is done with a horizontal bilaplacian operator equal to $-1.5e^{11} \text{ m}^4/\text{s}^2$ in the $1/4^\circ$ grid and $-1.2^{10} \text{ m}^4/\text{s}^2$ in the $1/12^\circ$ grid. The time step is equal to 2400s and 800s for the $1/4^\circ$ and $1/12^\circ$ grids respectively. The advection of passive tracers is based on a Total Variance Dissipation (TVD) scheme with a laplacian isopycnal operator equal to $300 \text{ m}^2/\text{s}$ for the $1/4^\circ$ grid and $100 \text{ m}^2/\text{s}$ for the $1/12^\circ$ grid. The vertical diffusion coefficient is similar for the two grids and is given by a Turbulent Kinetic Energy (TKE) second order closure scheme ([Blanke and Delecluse, 1993](#)). An enhanced vertical diffusion of $1 \text{ m}^2/\text{s}$ in case of static instability applied on tracer and momentum. The east, south and north boundaries of the $1/4^\circ$ grid are radiative open boundaries ([Tréguier et al., 2001](#)). They radiate perturbation outward and relax the model variables to 5 day averages of the ORCA025.L75 experiment. The Agrif coupling between our

| Experiment | period (year) | initial conditions | precipitations | runoffs |
|------------|---------------|-------------------------|----------------|-----------------|
| REF | 1990-2006 | Levitus (TS) | DFS4.3 (GPCP) | Dai 2009, clim. |
| D09 | 1990-2004 | Levitus (TS) | DFS4.3 (GPCP) | Dai 2009 |
| PRECIP | 1990-2006 | Levitus (TS), mod. on S | DFS4.3 (GPCP) | none |
| RUNOFF | 1990-2006 | Levitus (TS), mod. on S | none | Dai 2009, clim. |

TABLE 5.1 – Table of used forcing set for freshwater forcing for the different sensitivity experiment. PRECIP and RUNOFF experiments start from Levitus with a modification on the salinity field (mod. on S) : the salinity anomalies along the coast are removed and replaced by the mean salinity in the basin.

grids use a laplacian diffusivity in the sponge layer equal to $300 \text{ m}^2/\text{s}$ for tracers and dynamics. The baroclinic update between grids is done at each time step of the mother grid.

The atmospheric forcing at the surface is computed with a CORE bulk formulation (Large and Yeager, 2004). We use a composite forcing set based on the DFS4.3 forcing (Brodeau et al., 2010) for global experiment by the DRAKKAR team and the ERA-interim forcing set from the ECMWF. From the DFS4.3 forcing set we use observed precipitations (GPCP) and solar radiations. From ERA-interim we use temperature and humidity at 2 meters and zonal and meridional wind speed at 10 meters. The solar radiation penetration takes into account the ocean color based on a SeaWifs climatology so the extinction coefficients vary horizontally (Madec, 2008). River runoffs are prescribed by a surface freshwater flux near the river mouth and along the coast, coastal runoff values come from the interannual dataset from Dai et al. (2009). The climatological runoff values used come from the averaged fields from 1990 to 2004. Indeed, the use of the Dai and Trenberth (2002) climatology, based on in-situ measurements and model reconstructions with a river model transport (RTM), implies an important overestimation of the river runoff because of a constant decreasing inflow in this region since 1948. As the SSS climatologies in the eastern part of the Gulf of Guinea are based on few data with sparse temporal and spatial resolution we choose not to use surface restoring for salinity. In addition, Ferry and Reverdin (2004) demonstrate that the only simulation they perform which is able to reproduce the interannual variability is the one with no SSS restoring and it is another argument against the surface restoring in our region of interest.

The model starts from Levitus climatology (Levitus, 1986) (temperature and salinity) in 1990 and is integrated to 2006. To perform all the diagnostics done in this paper, we use 5 day average for the period 1995 to 2006.

Various sensitivity experiments have been done to determine some aspects of the forcing contributions to the SSS. Their main characteristics can be found in table 5.1, the physical parameterization is similar for all the simulations, modifications concern only the fresh water forcing. In addition to the reference simulation REF which uses climatological runoff, an other run has been performed with interannual data for river runoffs, named D09, based on the interannual analysis done by Dai et al. (2009). The objective of this run is to evaluate

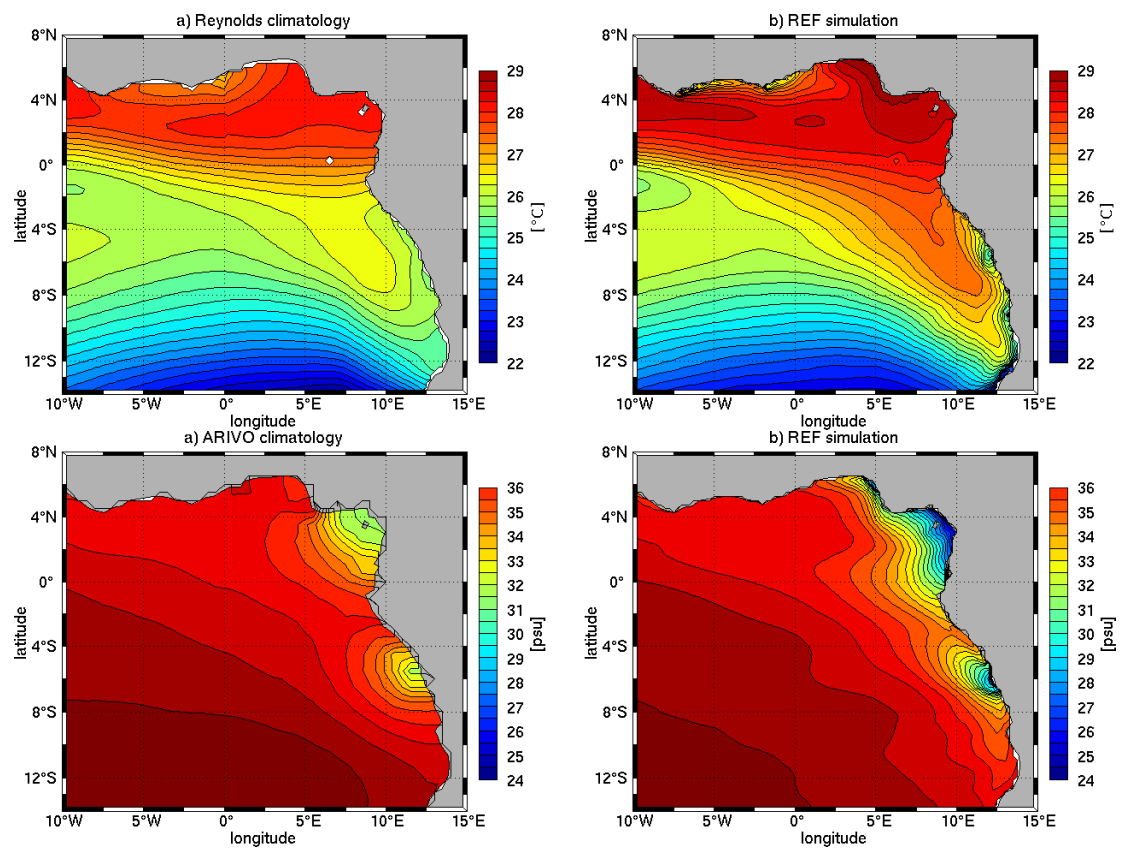


FIGURE 5.2 – Mean state of temperature and salinity in the Gulf of Guinea from 1990 to 2006 in the model and comparison with the climatologies (Reynolds for T and ARIVO for S)

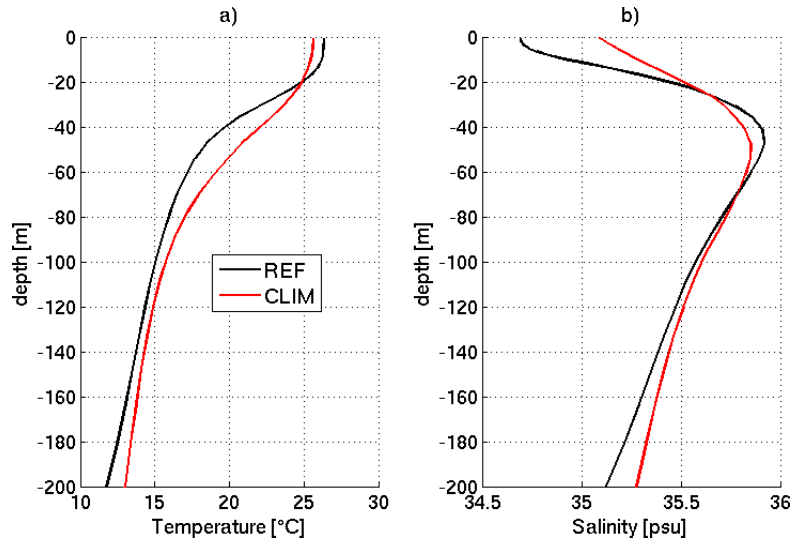


FIGURE 5.3 – Mean profiles for temperature (a) and salinity (b) in the Gulf of Guinea from the REF experiment between 1995 to 2006 (black) and the ARIVO v502 climatology (red) (Gaillard et al., 2009).

the impact of the interannual variations of fresh water on the SSS variability. A third run is done without river runoffs, named PRECIP, in the Gulf of Guinea (river runoffs are present in the rest of the domain) to determine the variability without continental fresh water. To complete this run, a last one is performed without precipitations, named RUNOFF, in the Gulf of Guinea to determine the impact in terms of mean state and variability of the river runoffs and see the regions concerned by this type of freshwater.

5.2.2 Validation

The comparison between the mean states of our REF model (average of the 1995-2006 period) and various climatologies (Reynolds for SST (Reynolds et al., 2007), ARV09 for SSS and vertical profiles (Gaillard et al., 2009)) shows that we correctly reproduce the large scale patterns of the Gulf of Guinea (figure 5.2). Concerning the sea surface temperature, some biases exist. The most important one is located in the eastern part of the Gulf of Guinea, between the Cap Lopez and the Congo mouth, where the model present higher temperature than the observations. The other one is located westward of 10°W (not visible on figure 5.2). For the rest of the Gulf, the surface temperature in our model is too warm by approximately 0.2°C . The vertical profile of the temperature in our model presents a seasonal thermocline which is too sharp, however the homogeneous layer in the surface and the principal thermocline show good agreement with the observations (figure 5.3). For the SSS, the model reproduces the meridional pattern in the Gulf of Guinea with lower salinity in the northern hemisphere. However, the SSS along the coast is significantly lower than in the Arivo climatology. This difference exists because we have too much fresh water in the surface layer of the ocean in the Gulf of Guinea compared to the climatology. The mixing of this freshwater with the subsurface layer is also too weak and as a result, the salinity maximum transported by the

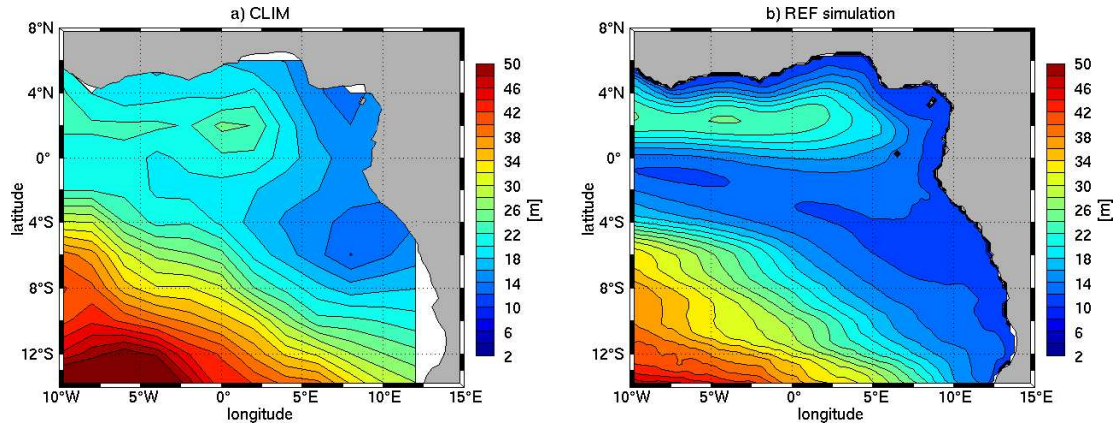


FIGURE 5.4 – Mean state of the mixed layer depth from 1995 to 2006 in the model (b) compared to the climatology (a) of De Boyer Montégut et al. (2004)

EUC in the thermocline has a higher salinity than for the observations (figure 5.3). However, the spatial structure of the mixed layer in the model is satisfying. We define the mixed layer as recommended by De Boyer Montégut et al. (2004) for tropical regions, with a density criterion equal to 0.03 kg/m^2 . In the Gulf of Guinea, the deeper mixed layer north of the equator is surrounded by a shallow one along the coast and in the southern hemisphere. These structures correspond to the observations (figure 5.4). We notice that in this region, the mixed layer is very shallow with an averaged value for the Gulf of Guinea between 10 and 15 meters depending of the season. Not presented here, but of importance, the poleward deepening of the thermocline is well represented by the model as the zonal westward deepening of the thermocline. However, in the eastern part of the basin, eastward of 10°W , the isopycnals in the model flatten and it corresponds to a weaker EUC than in the observations use by Arhan et al. (2006) in the eastern part of the Gulf of Guinea. We also notice that the EUC in the model is not symmetric and its core is slightly shifted to the south.

The Tropical Atlantic ocean is characterized by a strong seasonal cycle. One of the most striking features of the cycle is the cooling of the surface temperature along the equator from 30°E to the eastern coast due to various mechanisms. The capability of the model to reproduce such a strong signal in the Gulf of Guinea is of importance if we want to diagnose the effect it can have on the other physical processes in this region. Figure 5.5 presents the seasonal variations of the SST along the equator in a 1° width band centered on the equator. The comparison of the mean seasonal signal for the SST between 1995 and 2006 for the model and the Reynolds data (similar to figure 1 from Jouanno et al. (2011)) shows that the model correctly reproduces the main characteristics of the surface cooling. The beginning of the surface cooling starts during May for the model and the data and persists until February with weaker amplitude. In fact, the mechanisms which cause the cooling do not dominate after October and the Cold Tongue then disappears progressively. The core of the Cold Tongue is correctly represented by the model between 30 and 0°W . However, the eastern part of the basin differs strongly from the data during the cold period. Indeed, the cooling between 0° and

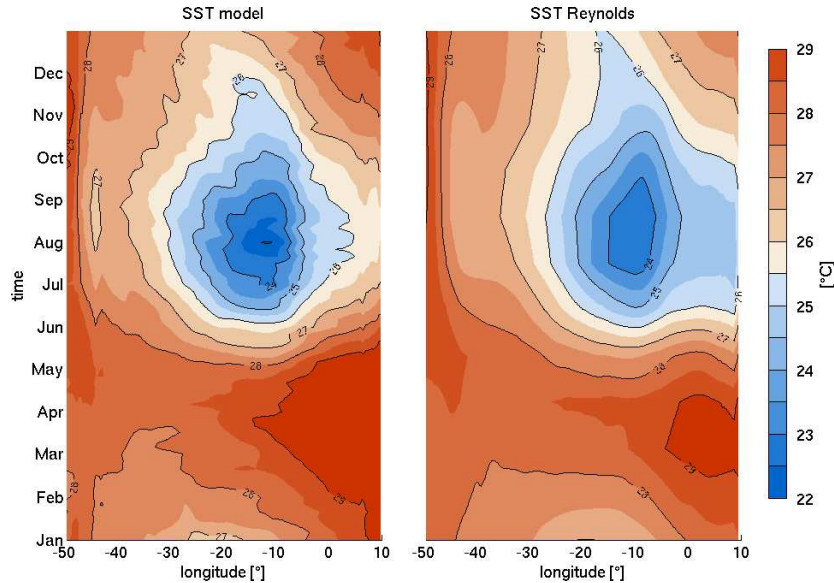


FIGURE 5.5 – Seasonal variations of the sea surface temperature along an equatorial band of 1° width for the REF simulation and the Reynolds climatology.

the coast is not correctly represented in the model. In our model, this region corresponds to a warm bias of SST during the whole year : the SST between November and June in this region is higher than in the data and thus the surface cooling during the rest of the year, which seem to be correctly represented, is not able to decrease sufficiently the surface temperature. It results in a warm bias in the model. We present the seasonal variations in section 3.

As we are also interested in the mechanisms of the interannual variability of the SSS, a quick validation of the interannual SST and SSS is presented here. Nevertheless, the validation of the interannual SSS cannot be satisfying as the regions we are interested in present few *in situ* data with long measurement period. The longest SSS time series in the area is provided by the PIRATA mooring at 0° - 0° (Bourlès and et al., 2008) which is far away from the coastal regions. As a consequence, the interannual validation of our model is mainly based on the SST variations and we can only suppose that it is a good tracer of the interannual variability (figure 5.6).

5.3 SSS variability and fresh water forcing

5.3.1 Impact of precipitation and river runoffs on the SSS variability

Despite the importance of the fresh water outflow in the Gulf of Guinea due to large rivers such as the Congo and Niger, river discharge represents only a small part of the total fresh water volume which forces the salinity in the Gulf. More precisely, in the entire gulf, river outflow is responsible in average of 0.08 Sv (Dai and Trenberth, 2002) of fresh water discharge while precipitations are responsible for 0.14 Sv (table 5.2). If we consider regional areas, as defined by our boxes in figure 5.1, we can remark that precipitations and river runoffs have

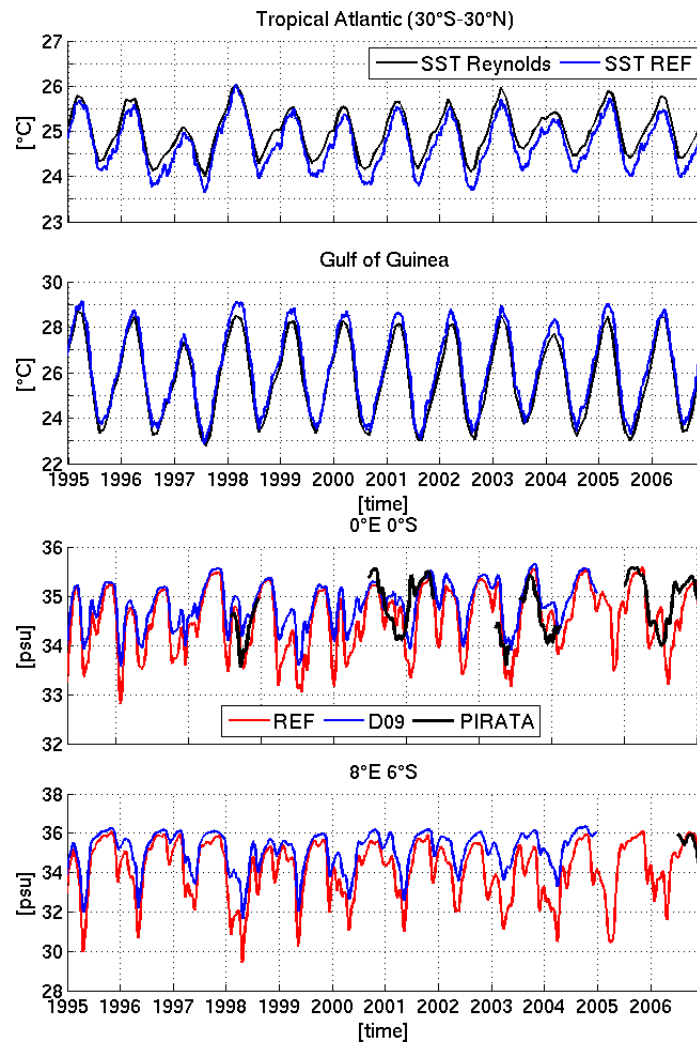


FIGURE 5.6 – Interannual variability of the temperature in the model and Reynolds data from 1990 to 2006 for the whole Tropical Atlantic and the Gulf of Guinea. Interannual variability of the sea surface salinity in the Gulf of Guinea for REF and D09 simulations compared with PIRATA data moorings at $0^{\circ}0'$ and $8^{\circ}E\ 6^{\circ}S$.

| Regions | Precipitations (Sv) | | | Coastal Runoffs (Sv) | | |
|-------------------|---------------------|-------|--------|----------------------|------|-------|
| | mean | max | min | mean | max | min |
| Gulf of Guinea | 0.14 | 0.26 | 0.06 | 0.08 | 0.1 | 0.07 |
| Bight of Biafra | 0.01 | 0.02 | 0.007 | 0.02 | 0.04 | 0.01 |
| Equatorial region | 0.02 | 0.03 | 0.003 | 0.01 | 0.02 | 0.004 |
| Congo region | 0.001 | 0.002 | 0.0001 | 0.04 | 0.06 | 0.03 |

TABLE 5.2 – Mean volume of fresh water discharge in the different regions of the Gulf. The regions exposed in this table are the ones described in figure 5.1. Precipitations come from the DFS4.3 product and river runoffs from [Dai and Trenberth \(2002\)](#).

the same order in the Bight of Biafra and in the equatorial region and that precipitations are negligible in the region of the Congo plume. However, both precipitations and river runoffs are not equally distributed and 87% of the river runoffs outflow take place in the three boxes defined in figure 5.1 while they only represent 60% of the coast and 30% of precipitations. In addition, the positive meridional and coastal gradient for precipitations implies that they are more important in the northern part of the Gulf, with a maximum of precipitations around the Bight of Biafra, and minimum in the southern hemisphere offshore Angola ([Stramma and Schott, 1999](#)). Respective values of precipitations and river runoffs for each box are detailed in table 5.2. Because of the river runoffs along the eastern coast of the gulf, the conclusions made by [Yoo and Carton \(1990\)](#) and [Dessier and Donguy \(1994\)](#) cannot concern the coastal regions we study in this article, as the precipitations only cannot explain the SSS variations in coastal area.

Using our REF, PRECIP and RUNOFF simulations, we try to determine the respective influence of precipitations and coastal runoffs for the SSS variations at regional scale. At this scale, if coastal runoffs are the main source of variability or dynamical constraints can moderate their influence in regards with the precipitations. In addition, a better understanding of fresh water control of the SSS can allow us to better predict the effects of interannual variations of both of them on the SSS.

The seasonal cycle of precipitations north of the equator is controlled by the African Monsoon ([Redelsperger et al., 2006](#)) due to the meridional displacement of the ITCZ from sub Saharan to coastal regions ([Philander et al., 1996](#)). During the boreal fall and winter, from October to February, the ITCZ is located in its southern position and limited precipitations occur on the ocean (minimum values for precipitation in table 5.2 for the Biafra Box). With the northern migration of the ITCZ, precipitations increase strongly on the ocean in two months, between April and May when they are maximum. Until September, precipitations decrease. They increase again during fall with the southern migration of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) and reach a value of the same order as in June. They are maximum from November to April when the ITCZ is in its southernmost position, minimum from June to September (table 5.2, minimum values for Congo box) and occur preferentially along the

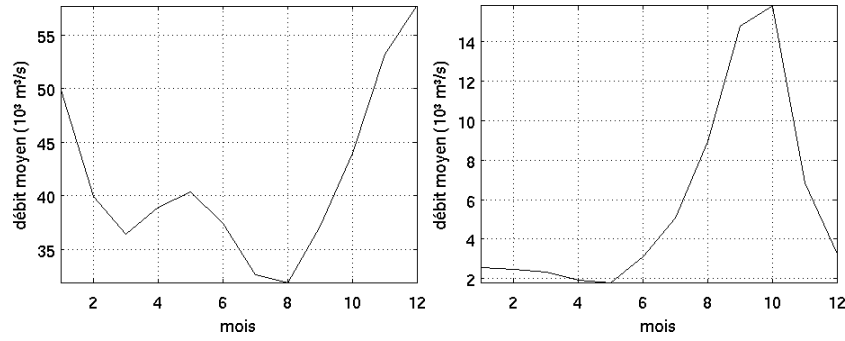


FIGURE 5.7 – a) Congo river mean seasonal outflow from Dai 02 dataset. b) Niger river mean seasonal outflow from Dai 02 dataset. For lisibility, vertical scale differ for each river.

coast near the Equator, in the region of Cap Lopez (figure 5.1).

Same as for precipitations, two distinct seasonal cycles coexist in the Gulf of Guinea for the river runoffs, with the same meridional structure. South of the Equator, the Congo river, second in the world with a mean rate of flow around $40\,000\text{ m}^3/\text{s}$, presents a maximum outflow of $60\,000\text{ m}^3/\text{s}$ in December and a minimum one of $30\,000\text{ m}^3/\text{s}$ in August (figure 5.7). Intermediate extrema also exist in March and May because of the structure of the Congo basin, which cover both hemispheres and alternative precipitations regimes on each. In this hemisphere it is the only river that has a significant impact on the regional SSS. North of the Equator, numerous rivers have the same seasonal cycle than the Niger river (the second of the Gulf) and combined, they represent an outflow of the order of the Congo one. These rivers present a minimum outflow during the beginning of the year, from December to June, and a maximum in September/October which is 10 times higher than the minimum. In fact, the seasonal cycle of the precipitations and river runoff are not in phase in the northern hemisphere because the outflow of the river in this part of the Gulf directly depends on the precipitations on the continent. Such phenomenon does not exist south of the equator and the seasonal cycle of precipitations and Congo outflow present the same temporal evolution. As a consequence, we can expect in the northern part of the Gulf a compensation effect between precipitations and river outflow which can modulate the seasonal cycle.

The effect of the meridional structure of the precipitations on the SSS is visible on figure 5.2. From ARIVO climatology and sensitivity experiment with precipitations only (figure 5.8), we can see clearly a meridional gradient of SSS, with high salinity values south of the equator and low ones north of it. The mean effect of the coastal runoffs on the SSS in the gulf can be seen on figure 5.8. As expected, their impact is especially relevant in coastal areas offshore the Congo mouth and in the interior of the Bight of Biafra, accordingly to our simulation with only coastal runoffs. However, we observe that the real case is more complex probably because for some regions both precipitations and costal runoffs are necessary to explain the mean state (see figures 5.2 and 5.8), particularly for the Bight of Biafra.

Figure 5.9 a presents the mean seasonal amplitude of the SSS variations in the Gulf in the REF simulation. We can observe the most important variability along the coast (up to 8 psu), where huge river discharges take place : in the Bight of Biafra in the north and in the region of the Congo plume south of the equator. Offshore of a 2 to 3° width band along the coast, the seasonal variability is less important but up to 2 psu to 0°E and thus everywhere significant. We can also observe that the higher variability exists just offshore the Congo mouth, where the highest freshwater input is concentrated on a small surface. In addition, despite a lower river discharge outflow (see table 5.2), the region around the Bight of Biafra where high variability exists is more expanded than for the Congo plume case.

This analysis based on sensitivity experiments gives us some interesting results. First, we can observe (figure 5.9 c) that precipitation implies really limited SSS variations in terms of amplitude compared to the reference case. Indeed, the higher amplitude of variations only reaches 3 psu compared to the 8 psu of the reference case. The most important variability due to precipitations is localized in the Bight of Biafra and just south of the Cap Lopez, with around 3 psu of variability. The precipitation impact on the variability is limited and presents a large scale structure different from the reference case, thus we can expect the river runoffs to be the main source of variability. In the case of the experiment with only river runoffs, we can find some features similar to the reference case. In particular, the variability in the Congo plume region is of the same order, around 8 psu maximum, concentrated along the coast and decreasing with offshore extension. We can also notice that the impact of the Congo water exists far from the river mouth. In the northern part of the basin, around the Bight of Biafra the patch of variability is not so extended and with a lower amplitude than the reference case. In addition, in the reference case, high variability can be observed between the Congo mouth region and the Bight of Biafra. Despite that this region is close to the coast, the river runoffs cannot explain the whole variability as it is obvious on figure 5.9 d that the variability observed with only runoffs is not comparable with the reference case which contains precipitations.

Figure 5.9 b show the sum of the variability only due to precipitations and runoffs. We can see that the result is clearly different from the reference case. Indeed, much variability exists along the equator and the northern coast although it is limited in REF. In addition, if for the Congo mouth region we find similar amplitude of variability, it is not the case for the rest of the Gulf. This result suggests clearly that the dynamics due to the pressure gradient generated by the presence of low salinity water can play an important role to explain the variability of the SSS (Chao, 1988). South of the equator, where precipitations and river runoffs share the same seasonal cycle, the difference is probably due to dynamics while in the Bight of Biafra both dynamics and phase difference between the seasonal variations may explain them.

5.3.2 Global contribution of the E-P-R budget on the SSS variability

To determine the relative importance of the atmospheric forcing and dynamical mechanisms on the SSS variations, we compare on figure 5.10 the temporal variations of the SSS

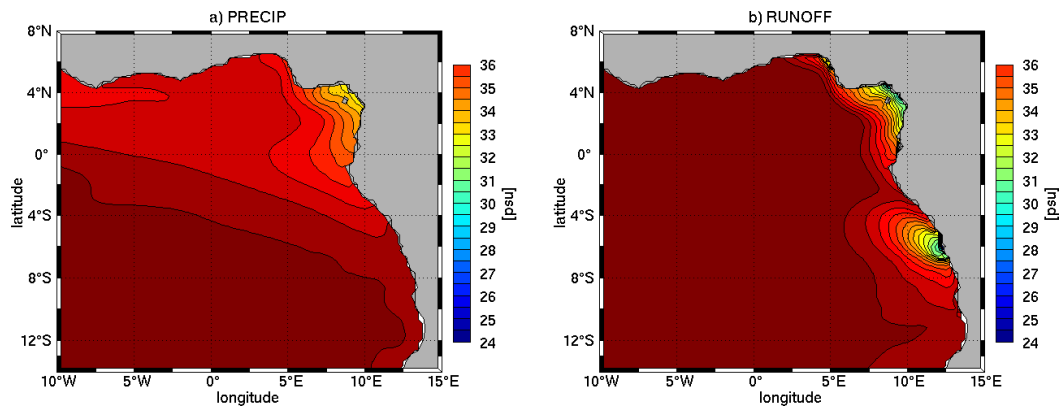


FIGURE 5.8 – Mean SSS fields for PRECIP and RUNOFF experiments computed from 1995 to 2006.

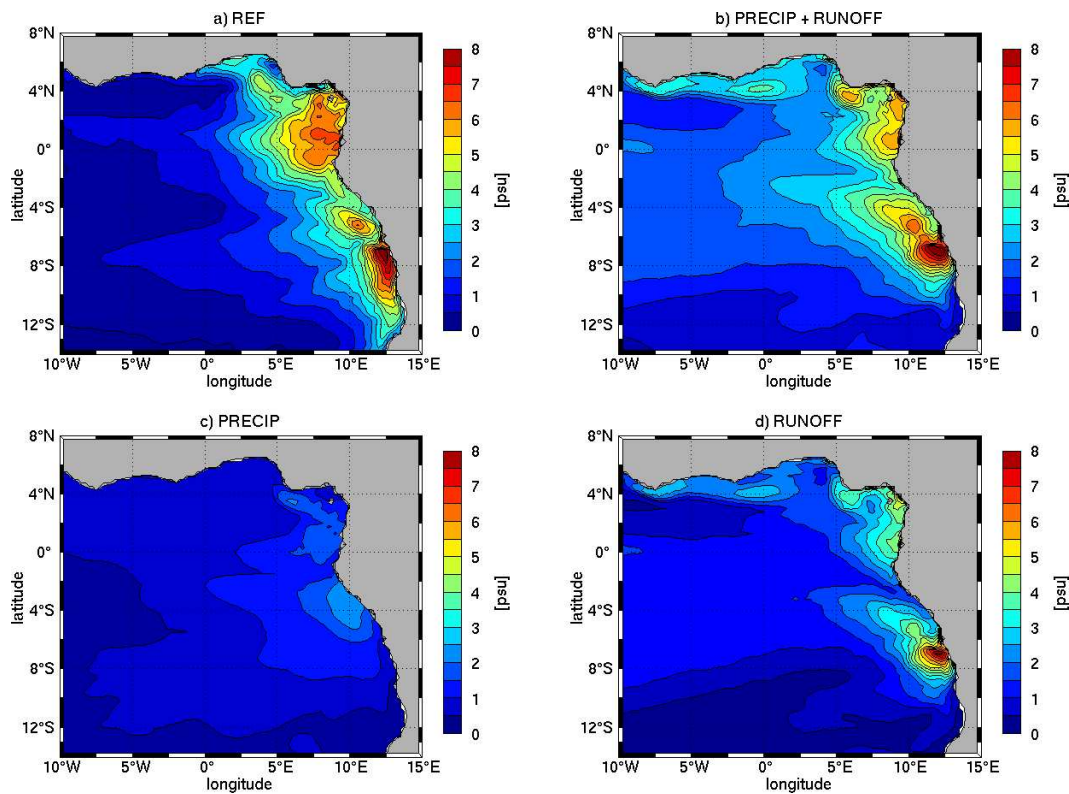


FIGURE 5.9 – Map of the mean SSS seasonal variability amplitude in the Gulf of Guinea. a) average amplitude of the seasonal variation between 1995 and 2006 in REF experiment. b) average amplitude of the seasonal variation between 1995 and 2006 obtained in adding the seasonal variations of PRECIP and REF experiments. c) same as b) but with PRECIP experiment. d) same as b) but with RUNOFF experiment

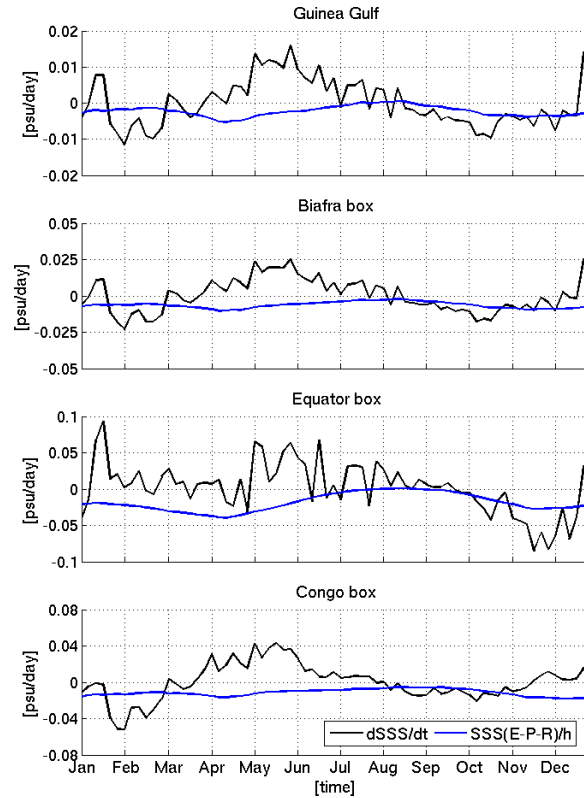


FIGURE 5.10 – Evolution of the sea surface salinity and contribution of the E-P-R budget. Black lines represent the $dSSS/dt$ term and blue ones the $SSS(E-P-R)/h$ term for each region.

and the contribution of the fresh water budget E-P-R (equation 5.1), with D the dynamical contributions to the budget and h the mixed layer depth, for 4 different regions which can be seen on figure 5.1.

$$\partial_t SSS = \frac{1}{h}(E - P - R)SSS + D \quad (5.1)$$

For all cases we observe that the tendency due to the E-P-R forcing is not responsible for the total tendency (Fig. 5.10). Indeed, total tendency and fresh water forcing do not present the same temporal evolution as maxima and minima do not take place at the same time. In addition, the amplitude of the variations of the fresh water forcing appears to be really limited compared to the one of the total tendency. We can notice that if the amplitude are different for each region, the proportions between total trends and forcing remain of the same order. An other interesting feature is that the fresh water forcing always contributes to decrease the surface salinity independently of the region considered. This contribution can be really close to zero during some period, but apart for the entire Gulf and equatorial region where small positive values occur, it is negative all the time. Another interesting issue is that for all regions, the first maximum in the fresh water forcing tendency to decrease the salinity corresponds to a period of positive trend (e.g., surface salinity increase).

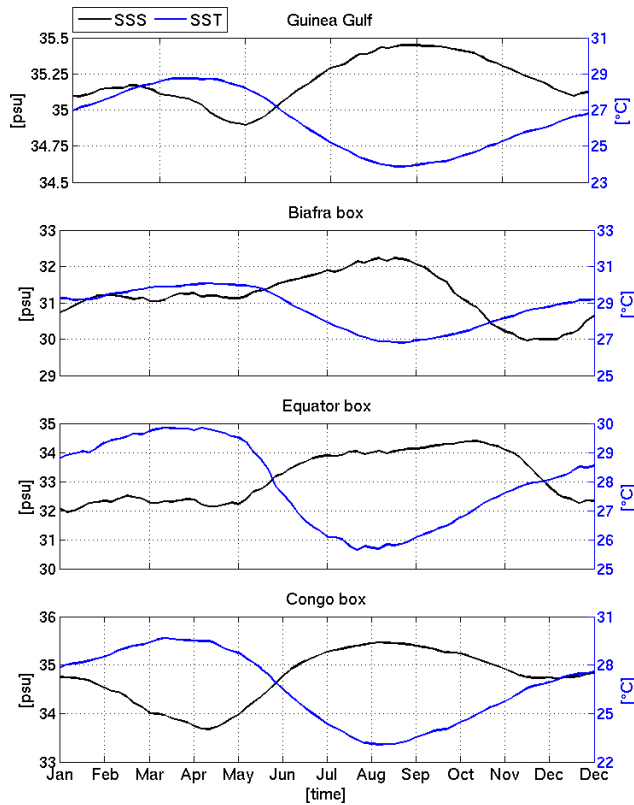


FIGURE 5.11 – comparison of the mean SST and SSS evolution for each region between 1995 and 2006.

The most important feature of the seasonal cycle and maybe the main source of interannual variability is the salinization period that goes from May to August or September. Figure 5.11 presents the evolution of SSS and SST and demonstrates that during the salinization period, SSS and SST seem to be connected for the Congo and equatorial regions. Indeed, in our model, it seems that in those two regions, the strongest increase takes place when the cooling is strongest. This suggests that the upwellings play a direct role on the SSS variations in these boxes from May to August. To clearly determinate the dynamical mechanisms which explain the salinization, we analyze the salinity budget in the mixed layer in the following section.

5.4 Dynamical contributions, mixed layer budget for salinity

5.4.1 Mixed layer budget equations

To determine which dynamical processes drive the SSS during the seasonal cycle and thus explain the differences between SSS variations and the fresh water forcing, we use a salinity budget in the ocean mixed layer. Such analysis have been used for the Atlantic Cold Tongue (Vauclair et al., 2004; Peter et al., 2006; Jouanno et al., 2011) or to determine the interannual SSS variability in the western Tropical Atlantic (Foltz et al., 2004; Ferry and Reverdin, 2004), based on numerical modeling or observations of the PIRATA moorings. In our case, special attention will be paid to the salinization period from May to June.

The sea surface salinity is approximated by the average value of the salinity in the mixed layer, which is defined by a density criterion equal to 0.03 kg.m^{-3} as advised by [De Boyer Montégut et al. \(2004\)](#) for the Tropical Atlantic. As no barrier layer exists in the Gulf of Guinea or very locally ([Mignot et al., 2007](#); [De Boyer Montégut et al., 2007](#)), approximating the thickness of the low salinity water masses by the mixed layer depth seems appropriate. Indeed, observations done by [Eisma and Van Bennekom \(1978\)](#) for the Congo river plume indicate a thickness of about 10 or 15 meters 100 km offshore the mouth which is close to the values we obtained with climatologies and modeling (figure 5.4). The mixed layer equation is based on [Vialard et al. \(2001\)](#) but applied to the salinity, resulting in the equation 5.3 :

$$\begin{aligned}
 \partial_t SSS &= \underbrace{- \langle u \partial_x S + v \partial_y S + w \partial_z S \rangle}_{A. Advection} \\
 &+ \underbrace{\langle D_l(S) \rangle + \frac{k \partial_z S(z=h)}{h}}_{B. Diffusion} \\
 &\underbrace{- \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} [SSS - SSS(z=h)]}_{C. Entrainment} \\
 &+ \underbrace{\frac{1}{h} (E - P - R) SSS + Asselin}_{D. Forcing}
 \end{aligned} \tag{5.2}$$

The $\langle . \rangle$ operator is defined in equation 5.3 with h the depth of the mixed layer at each time step :

$$\langle x \rangle = \frac{1}{h} \int_0^h x dz \tag{5.3}$$

A represents the vertically averaged contributions of the horizontal (zonal and meridional) and vertical advection. In B the first term represents the horizontal diffusivity part of the budget integrated in the mixed layer and depending on the operator Dl used, the second term represents the vertical diffusivity term with k the vertical mixing coefficient for tracers. C represents the entrainment term which is computed as a residual and ensures that the mixed layer budget is closed at each time step. It is caused by the water flow across the mixed layer base. In other words, it represents the contribution due to the variations in time of the mixed layer depth. D represents the net fresh water flux term at the surface with evaporation, precipitation and coastal runoffs and Asselin represent a term related to the temporal filtering of the sea surface level. For this study, we compute the budget from 1995 to 2006 with 5 day averages for the outputs.

5.4.2 Analysis of the mixed layer budget for salinity

[Peter et al. \(2006\)](#) and [Jouanno et al. \(2011\)](#) showed that the surface cooling during the Cold Tongue can be explained at the first order by the atmospheric heat flux and subsurface

vertical cooling, the latter being the most significant. The subsurface vertical cooling is mainly due to the vertical mixing at the base of the mixed layer (Peter et al., 2006), with cold water at the base of the mixed layer coming from the base of the EUC (Jouanno et al., 2011), these two studies showing that vertical advection is negligible for the cooling process. The vertical mixing comes from the vertical shear of the currents, which is maximum at the base of the mixed layer due to the shear between the SEC and the EUC and inside the thermocline at the base of the EUC (Stramma and Schott, 1999). As a result, both studies show that the subsurface cooling is maximum where the shear is maximum, between 20°W and 10°W. From these results, we can expect that similar diagnostics for the salinity along the equator from May to June give similar results, with negligible contribution from vertical advection and prevalence of the vertical mixing.

To compare our salinity budget in the mixed layer with the analysis described before, we compute it in a box going from 15°W to the eastern coast of Africa, and from 5°S to 1°N (this box is not represented on figure 5.1). With this box, we capture the core of the Atlantic Cold Tongue and we can compare our results with the ones from previous studies. As exposed in the previous section about the fresh water input contribution, the fresh water forcing only represents a small part of the total trend and cannot explain the SSS variations (figure 5.10), even at the first order and as a consequence this result differs from the one concerning the heat balance. The rest of the salt budget is similar to the heat budget. Indeed, we can observe on the top panel of figure 5.12¹ that from May to June (when the global tendency inside the box is positive) only the diffusive term can explain the salinization, the advective one being negative and involving a desalinization. Other contributions, as the entrainment and the term due to the Asselin time filter are negligible (about two orders lower than the fresh water forcing term). In addition to figure 5.12, the top panel of figure 5.13² presents separately the horizontal and vertical components of both advective and diffusive contributions to the salinity budget. For the diffusive part, we can observe that only the vertical diffusivity is significant, the horizontal one being several orders lower due to a large scale current with low horizontal shear Philander and R.C. (1980). In conclusion, the salinity budget during the Cold Tongue reveals the same characteristics as the heat budget, except for the atmospheric fluxes. The salinization and the cooling of the surface water from May to June are both explained by the vertical mixing due to the vertical shear and not by a direct transport of cold and salty subsurface water by vertical advection. With this result in mind we analyze in the following the effects of the Cold Tongue and coastal upwellings at smaller scale for the 3 boxes presented before in figure 5.1 to determine if the salinization from May to June depends on the same mechanisms. In addition, we analyze and document the rest of the seasonal cycle for each of these regions.

1. which represents the budget for the whole Gulf and not only the cold tongue region, however results are close

2. same remarks than done previously for figure 5.12

Equatorial box : Because it is an extraction of the box presented in the previous paragraphs, we can expect the mechanisms which explain the salinization from May to June to be similar to the ones described before. However, the dynamical conditions in this region are quite different from those in the open ocean west of 5°E. Indeed, the equatorial Cold Tongue in this region interacts with the coastal upwelling (Hisard et al. (1975); Verstraete (1992)) south of the Cap Lopez. Furthermore, the EUC vanishes in the Gulf of Guinea (Arhan et al. (2006)) and we are not sure that it reaches the coast of Africa in summer and fall (Bourlès et al. (2002)). For this reason, the vertical shear in this box is lower than between 15°W and 5°E and we can expect lower vertical mixing. From May to June, the advective contribution explains the total trend of the salinity inside the mixed layer (figure 5.12) and not the diffusive one. An important variability during these months can be seen on figure 5.12 but the tendency remains always positive.

The salinization by advective process results from two mechanisms. First, decreasing fresh water discharge along the coast cannot maintain the low salinity observed in the box. As a consequence, the desalinization by offshore horizontal advection decreases too (figure 5.13). Second, the alongshore winds strengthen and cause an upwelling along the continental slope which contributes to transport at the surface salty water from the subsurface. Between April and June, it is the vertical transport by advection which is maximum. The association of the previous conditions implies that the vertical contribution to increase the salinity is higher than the horizontal one to decrease the salinity. In conclusion, the vertical advection is the main explanation to the strong salinisation observed in our reference simulation from May to June for this region while it is negligible for the large scale case.

Biafra box : In the bight of Biafra, we have seen on figure 5.11 that surface temperature and salinity are not as strongly correlated as elsewhere. Indeed, the sea surface salinity increases well before the sea surface temperature decreases and thus we cannot expect the vertical advection to play a role during the salinization period from April to August. Figure 5.12 shows the result of the mixed layer budget for the region around the Bight of Biafra. Total trend and advective contribution present a very good correspondence for all the salinization period, from March to August, with small shift during three months between May and July. We can also remark that it is the only one region where the E-P-R forcing is of the same order as others contributions. Most surprising is the importance of the diffusive contribution (around 0.03 psu/day). As surface and subsurface current velocity shears are less strong than along the equator, we cannot expect such mixing contribution values.

At the beginning of the salinization, from April to May, despite the fact that the vertical advection contribution is limited (around 0.03 psu/day) the horizontal one is even smaller.. The limited contribution of the horizontal advection can be explained by several reasons. First, the surface circulation in a large part of the Bight of Biafra is really weak (less than 10 cm/s) compared with the surface circulation along the equator or offshore the coast of Angola. Second, the offshore salinity gradient is minimum in our reference simulation around April. As a consequence the salt exchange by horizontal advection inside the Bight is smaller than for the

other part of the Gulf. Because of these characteristics, even the weak vertical contribution can be prominent against the horizontal one and contributes to increase the mixed layer salinity from May to July since vertical mixing and fresh water forcing contributions compensate each other in April-May (figure 5.12). The second part of the salinization period (May to August), is more complex and the balance implies several terms.

Later in the year, after September, the tendency is mostly due to the horizontal advection of salty water from the west by the Guinea Current (GC) for the salinization period, and the offshore transport of fresh water discharged along the coast for the desalinization period.

Congo box : The region around the Congo plume presents some similarities with the Equatorial box discussed before. As for the Equator box, the correlation between the seasonal SST and SSS offshore in the Congo box is important. In this case, a strong link between the coastal upwelling and the salinisation from May to September may exist. Indeed, the vertical shear between the surface and subsurface is less important than for the equatorial case. So we expect that the vertical advection plays a major role during the salinisation and not the vertical diffusion in a significant manner compared with others regions.

Figure 5.12 presents the different terms of the salinity mixed layer budget for the Congo box. As expected and similarly to the other regions, the salinity variations are controlled by the advection, excepts from April to August, where a small reinforcement of the diffusivity combined with a decreasing contribution of the forcing term implies a difference between the total and advective trends. From September to April, the negative tendency of the salinity in the mixed layer is due to the offshore transport by the surface current of fresh water discharge along the coast (figure 5.13).

The most interesting period here is the salinization which takes place from April to August. During these months, the positive tendency is a complex combination of the different contributions. However, differently from the other boxes, the vertical advection must be taken into account because it is the main explanation of the salinization in this region. Indeed, figure 5.13 shows that it is the combination of a decreasing offshore transport of fresh water and an increasing transport of salt from the subsurface which explain the intensity of the salinization. In fact, during this time, the reinforcement of the trade winds implies an offshore Ekman transport and a surface velocity divergence along the coast (Verstraete, 1992). To compensate the offshore transport, subsurface water upwells and it results in a cooling of the sea surface temperature and a salinisation as the subsurface water are saltier Hisard and Morlière (1973); Wacongne and Piton (1992). The difference between the other regions and particularly the importance of the vertical advection here can be explained by several factors. First, the lower intensity of the surface and subsurface circulation explains the weak contribution of the vertical diffusivity compared to the vertical advection. Second, the intensity of the vertical gradient of salt is higher in the Congo region. It results that a vertical velocity of the same amplitude than in other regions implies a stronger relative transport of salt from the base of the mixed layer to the surface.

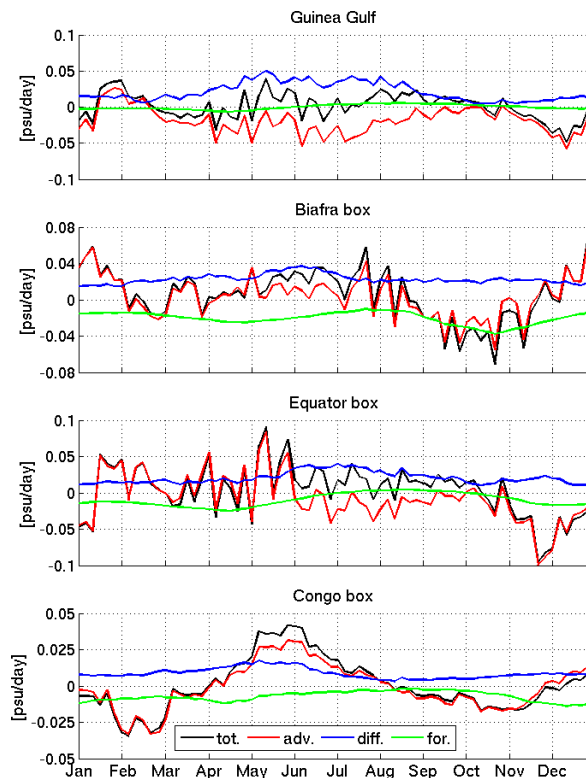


FIGURE 5.12 – Mixed layer budget for salinity in our REF experiment. Values here are average of the 1995-2006 period. In blue the total tendency term equal to the sum of the advective (red), diffusive (black) and forcing (green) contribution to the salinity variations in the mixed layer.

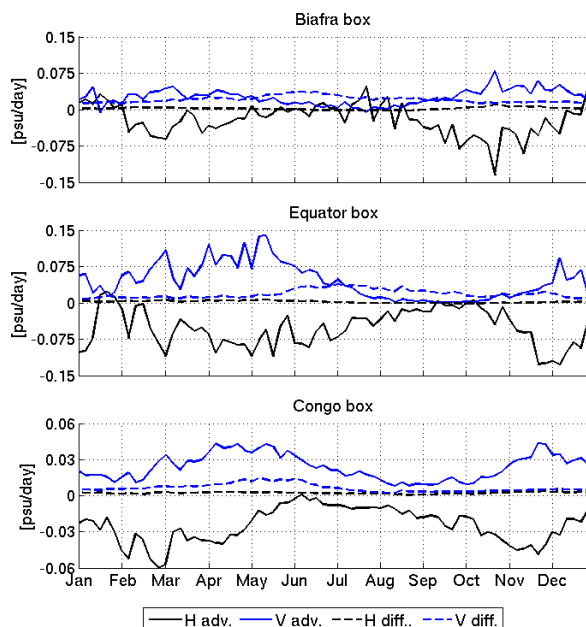


FIGURE 5.13 – Horizontal and vertical components of the mixed layer budget for salinity in our REF experiment computed from 1995 to 2006. Solid lines correspond to the advective components and dashed lines to the diffusive ones. Black lines for the horizontal contributions and blue lines for the vertical ones.

5.5 Interannual variability

Since the mechanisms of the SSS seasonal variability have been described in the previous sections, we try to determine the main sources of the interannual variability. Does this variability only come from one of these mechanisms, such as the vertical mixing or the vertical advection, or from the interannual variability of the river outflow which can explain year to year differences in the contribution of the dynamical processes? Based on an analysis of the variability of each mechanism and its causes, we try to determine the main mechanisms of the interannual SSS variability. As we only study a relatively short period, between 1995 and 2006, we are not able to determine more than multiyear variability (no decadal variations or a longer term tendency can be found here).

5.5.1 Characterization of the interannual variability

Figure 5.14 a and b present the impact of interannual river runoffs discharge in the Gulf (D09 experiment) in term of mean SSS in the Gulf and corresponding anomalies in regard to the mean seasonal cycle. The interannual anomalies of the SSS (figure 5.14 b) are computed by removing the mean seasonal cycle at each time step. The comparison between the interannual anomalies in REF and D09 experiments allows us to determine the impact of the interannual river discharge on the interannual SSS variations in the Gulf. From figure 5.14 a we can observe similar interannual variability for the two experiments despite a divergence between the curves because of a negative tendency in the interannual river outflow (higher than the climatology during the first part of the simulation and lower after) (Dai et al., 2009). The comparison of the anomalies confirm the previous result. With a correlation equal to 0.77, the majority of the interannual SSS variability in the Gulf is similar with or without interannual runoff, nevertheless differences in the amplitude of variability exist. Indeed, in their study of the long term discharge of the most important rivers of the world, Dai et al. (2009) show that the interannual variability of the rivers in the Gulf of Guinea is limited in comparison to the seasonal variability. Our results, which show that the interannual variability is really similar with and without interannual river outflow, tend to confirm their analysis. However, as the year to year difference of the Congo river discharge can almost reach thousands of m^3/s for some years, the local impact is more important. The same analysis computed for the three boxes of figure 5.1 reveals that it is not the case since the correlations between interannual climatological cases for each box varies from 0.76 in the Biafra box to 0.9 in the equatorial one (0.86 for Congo box). We can affirm that at large scale as well as regional scale, the impact of the interannual variations of the river outflow in the Gulf is limited and must be considered as a secondary contribution compared with the dynamical one we discuss in the rest of this section, beginning with a complete description of the interannual variability of the SSS and its particular events.

The mean interannual anomaly obtained by computing the mean rms between the mean seasonal cycle and the absolute SSS at each time step remains limited (around 0.21 psu)

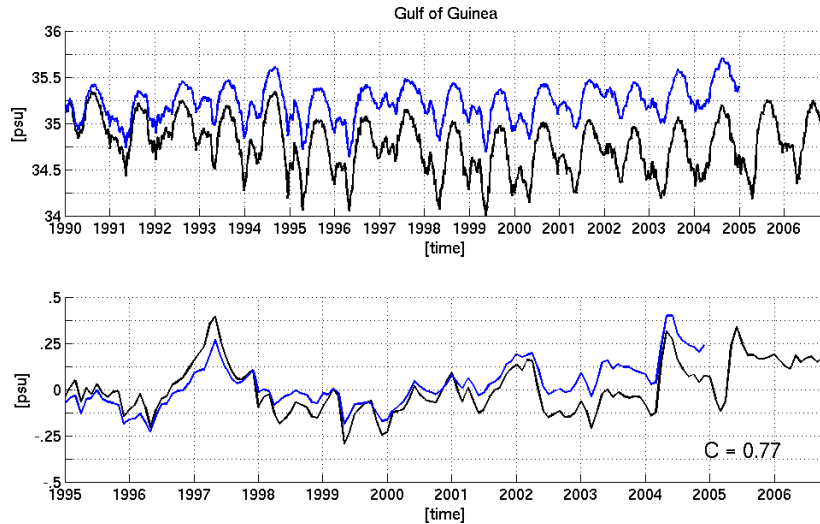


FIGURE 5.14 – a) Interannual variability of the mean sea surface salinity in the Gulf of Guinea for REF (black) et D09 (blue) simulations from 1990 to 2006 (2004). b) Interannual sea surface salinity anomaly in the Gulf from 1995 to 2006 (2004). To compute the anomaly, the mean seasonal cycle of the SSS from 1995 to 2006 has been removed from each year. C represents the correlation between the two curves significant at 0.95 level.

compared with the mean seasonal variations (around 1.1 psu) for the entire basin of the Gulf of Guinea. Indeed, except for some years like 1997 and 2004, the seasonal cycle remains the most important signal. As a consequence, the interannual variability of the SSS consists in a small modulation of the seasonal variations, as expected from previous studies on the SSS or SST since the seasonal signal represents more than 80% of the explained variance in the Gulf (Vauclair and Du Penhoat, 2001; Reverdin et al., 2007). However the analysis of the interannual SSS anomaly in comparison with the interannual SST one shows interesting features. Figure 5.15 a presents the interannual SSS and SST anomalies and their correlations for the whole Gulf of Guinea in our REF experiment. At the scale of the whole Gulf of Guinea, the interannual SSS and SST variations are correlated ($C = -0.51$, significant at 0,96 level). A detailed analysis of the two curves reveals that the anticorrelation is especially good during the most important events of the interannual variability and lower during the period with no remarkable events. Indeed, the events in 1997, 1998, 1999, 2004 and 2005 can be clearly identified at the same time for both SSS and SST. The rest of the time, the evolutions of the SSS and SST present lower similarity, which suggests that they are not so linked than during the particular events described before. The fact that we have the same events for SSS and SST suggests they depend on the same phenomenon. Indeed, 1997 corresponds to the most important El-Niño events in the recent years (Vauclair and Du Penhoat, 2001) while 2004 and 2005 correspond also to El-Niño (cf Multivariate ENSO Index). These events are all associated with positive anomalies of the SSS, which means that these years, the SSS is higher than in the climatology. Outside these periods, the negative anomalies and thus the periods with lower SSS present a weaker amplitude than the climatology, with some events more important like 1999. It is interesting to notice that all the strong positive anomalies are preceded by

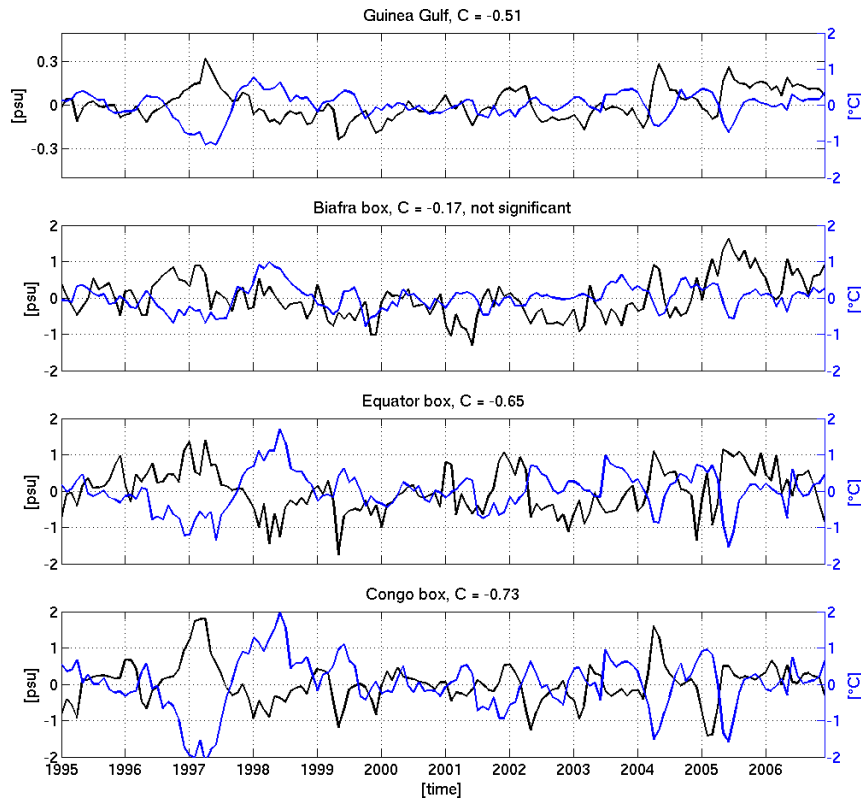


FIGURE 5.15 – Interannual anomalies of the SST (blue) and SSS (black) for REF simulation from 1995 to 2006. For each boxe, the anomalies are computed by removing the mean seasonal cycle of the box. For each case, C represents the correlation between the interannual SST and SSS anomalies at 0.95 significant level.

short negative ones. From these observations, we can expect that if mechanisms which imply high salinity anomaly are less frequent, there are more intense than the ones which imply low salinity anomalies.

The interannual SSS and SST anomalies for each box can be seen on figure 5.15 for our REF experiment. From this figure, we can observe that for regions with high significative correlations between SSS and SST, the same interannual variability than for the whole gulf exists. Indeed, for equatorial and Congo boxes (respectively $C = -0.65$ and $C = -0.73$, significant at 0.96 level) the important positive anomaly of the SSS in 1997 exists, followed by a negative one in 1998 and especially in 1999. In addition, strong anomalies in 2002, 2004 and 2005 exist also. Despite no correlation, the 1997 event appears for the Biafra box underlying the importance of this event. As a result we can infer that mechanisms which explain the temperature anomalies are also valid to explain the SSS interannual variability.

If the interannual river runoffs do not have an important contribution to the integrated SSS variability, the spatial impact can be different from the one determined with climatological runoffs. Figure 5.16 presents the mean interannual variability for REF simulations (computed from year to year average, one values for each year representing the mean SSS). The objective

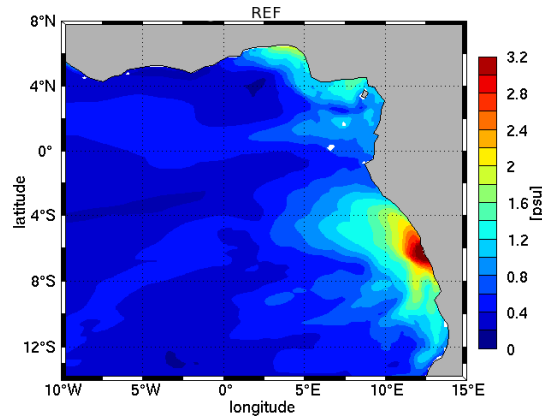


FIGURE 5.16 – Mean amplitude of the interannual SSS variability (computed year to year) for REF simulation computed from 1995 to 2006. Values are computed by the mean difference between the annual mean values of the SSS from 1995 to 2006.

of this diagnostic is to determine where the interannual variability takes place and in which proportion compared to the rest of the basin. As expected because of the repartition of the fresh water forcing, the mean amplitude of the interannual variability is strongest next to the coast, around river plumes regions and relatively weak in the rest of the basin in our REF experiment. The diagnostic in D09 experiment (not shown) is a little bit different as the variability is strongest in the Congo plume region compared to REF, but lower in the Bight of Biafra. For both experiments, the maximum variability takes place around the Congo mouth, close to 6°S with approximately 2° width offshore. We can notice that in all the area concerned by the presence of the Congo plume waters, the variability is higher than in the rest of the Gulf. This patch of strong interannual variability corresponds to the structure of the Congo plume, with a north-westward extension to the equator up to 2°S and 4°E . At this place, the mean interannual variability from 1995 to 2006 reaches more than 3 psu just offshore the Congo mouth and 2 psu in a surrounding area width of 150 km. Along the rest of the coast, and particularly in the Bight of Biafra and just offshore the Cap Lopez, the interannual variability is lower than 1.6/1.2 psu thus quite inferior to the variability in the vicinity of the Congo mouth. The coastal region with the minimum variability is the one embedded in the Equatorial box. So it appears that the interannual variability of the SSS in the eastern part of the Gulf of Guinea takes place in the area of the largest river plume and thus around the Congo and Niger mouths. In the case of the Congo, the strongest interannual variability takes place offshore its mouth because of the concentration of fresh water in this region compared with the rest of the basin.

In addition to the previous diagnostic, we try to determine the interannual variability of the seasonal cycle. Rather than to compute a mean SSS value for each year, we first compute the SSS anomaly for each year by removing the mean seasonal cycle over the 1995-2006 period. After that, we compute the rms of this anomaly and determine the mean interannual variability of the seasonal cycle in the Gulf of Guinea. The results of this diagnostic for our

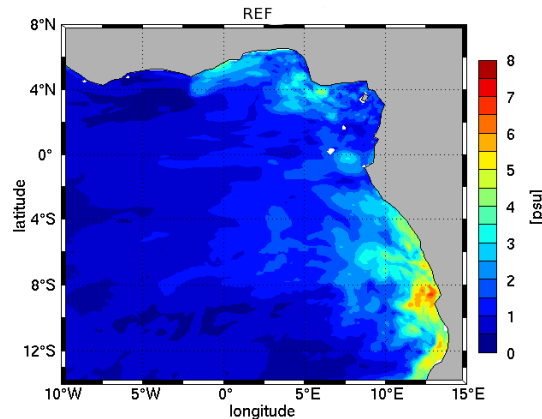


FIGURE 5.17 – Mean interannual variability from 1995 to 2006. Values are computed with our REF simulation by averaging the yearly SSS values for each point.

REF simulation can be seen on figure 5.17. Compared with previous results, the region where the highest variations takes place is not in the vicinity of the Congo mouth, but south of the Congo mouth for both the REF and D09 (not shown) simulations. It signifies that it is in this particular region that the seasonal cycle varies the most from a year to another. For the two simulations, this variability south of the Congo mouth can be explained by a reversal of the surface circulation along the Angola and Congo coast (see chapter 6). Indeed, during three weeks between February and March, a reversal of the surface circulation exists along the equator from 5°E to the coast and poleward along the coast. It results in an important transport of the Congo plume water to the south. As this reversal presents a high interannual variability, with a strong reversal during some years and quasi no reversal during other years, it appears an important variability of the southward transport of the Congo plume water to the south (see chapter 6 for more details about that phenomenon). In comparison, the region north of the Congo mouth is always concerned by fresh water discharge so the year to year difference remains more limited than in the case of the southern region.

5.5.2 Mechanisms of the interannual variability

Similarly to part 3, we analyze the interannual mixed layer budget to determine the sources of interannual variability and see if they are the same than for seasonal variations. Figure 5.18 presents the interannual anomalies of the different contributions to the mixed layer salt budget for the three regional boxes described in part 3. We demonstrate in section 3 that the seasonal variations of the SSS in the boxes depends mainly on the horizontal advection of plume waters and the vertical transport of salt from the subsurface due to vertical current shear. In the case of interannual SSS variability, we found similar results than for the seasonal case. For all the regions, the interannual fresh water forcing does not contribute strongly to the interannual variations of SSS and its cause can be found in the interannual variations of the sea surface circulation. Indeed, despite the importance of the vertical shear and sometimes of the vertical velocity, they do not constitute an important factor of interannual variability for the SSS and the quasi totality of the anomalies of figure 5.19 results from horizontal advection anomalies.

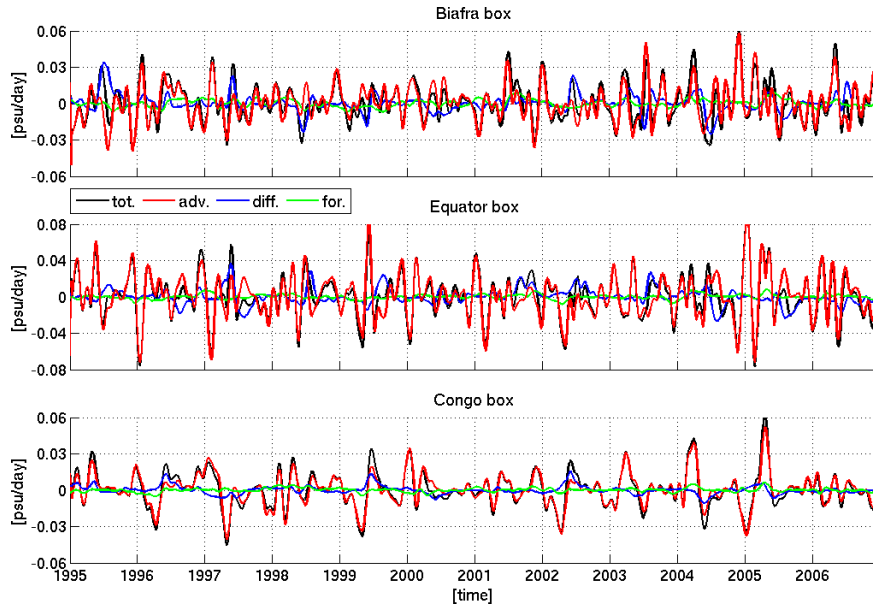


FIGURE 5.18 – Interannual anomalies of the different terms of the mixed layer salinity budget computed with the REF simulation from 1995 to 2006. In red the total contribution, in red the advective one, in blue the diffusive one and in green the contribution of the E-P-R budget to the salinity variations in the mixed layer. Top : Biafra box domain, middle : Equator box domain, bottom : Congo box domain. Note that scales are different for each region because of lisibility purpose.

Nevertheless, for cases which all the amplitude of the anomalies cannot be explained by horizontal transport, other mechanisms must be taken into account. The resulting questions we have with these results are the following : how can we link interannual variations of SST and SSS in term of mechanisms and how can it be linked to Atlantic Niño and El-Niño events and surface circulation anomalies ?

5.6 Conclusions

We analyze the mechanisms of the seasonal and interannual variability of sea surface salinity in the eastern part of the Gulf of Guinea, near the coast where important precipitations and river runoffs take place. To do that, we perform several numerical experiments with varying fresh water forcing and compute the mixed layer salt budget to determine the exact contributions of the different terms governing the evolution of the salinity. Such analysis have never been done at this scale in this region despite the importance of the salinity in the surface layer to explain the stratification, and some interesting and surprising results are found.

Despite the importance of the seasonal variations of the river runoff in the coastal regions of the Gulf, it appears that the seasonal variations of the SSS are not well correlated to these variations during all the year. Indeed, large scale dynamical processes contribute to modulate the seasonal variations of the SSS due to the amount of fresh water which can be transported offshore. It is particularly true during the salinization period from May to August,

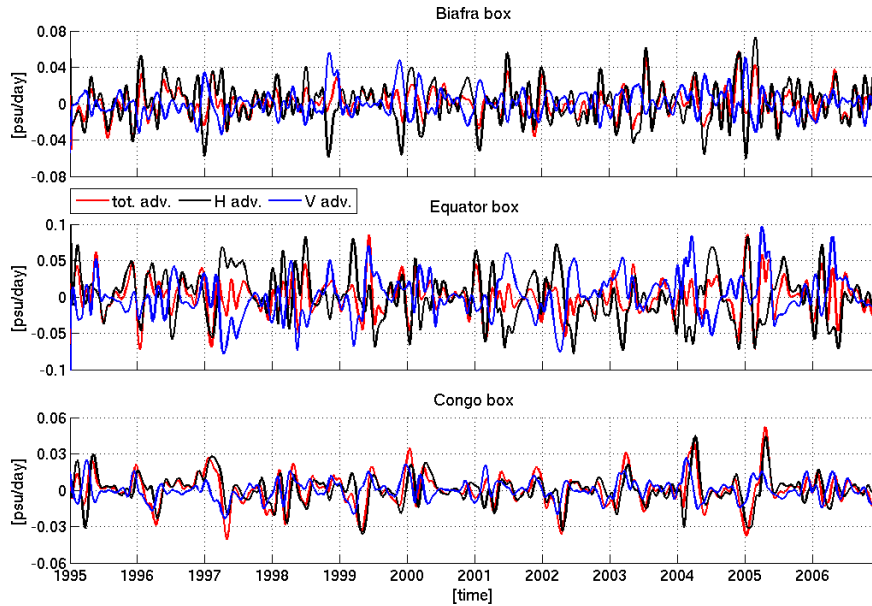


FIGURE 5.19 – Interannual anomalies of the advective terms of the mixed layer budget computed with the REF simulation from 1995 to 2006. The total advective term (red) can be decomposed in two terms, an horizontal contribution (blue) and a vertical one (black). Top : Biafra box domain, middle : Equator box domain, bottom : Congo box domain. Note that scales are different for each region because of lisibility purpose.

with the apparition of the Equatorial Cold Tongue and coastal upwellings. The sea surface salinity increases strongly because of the vertical diffusivity due to vertical shear of surface and subsurface current and vertical advection, both mechanisms implying a mix between fresh surface water and salty subsurface water. The importance of these mechanisms depends on the region as the vertical transport is the main explanation of the salinization in the Congo plume area and does not have any importance in the Bight of Biafra. The vertical transport seems to be important only at the beginning of the upwelling, the vertical diffusivity explaining the rest of the salinization and the maintenance of the high salinity in this region.

Surprisingly, the interannual variability of the river outflows does not have any effect on the interannual sea surface salinity variability in the Gulf of Guinea because the dynamical contributions are one order higher and mask the effect of river outflows. Indeed, interannual variations of sea surface salinity and sea surface temperature present good correlation in the equatorial and Congo plume area and lower links in the Bight of Biafra suggesting that both depend on the same large scale mechanisms even in coastal regions where we expected the river outflow to dominate. Large scale modification of the trade winds due basin scale dynamics like ENSO and larger scale dynamic (inter-basin) like El-Niño events implies modifications of the surface circulation and thus modifications of the offshore transport of fresh water explaining the strongest event corresponding to positive salinity anomalies. Finally the part of the interannual variability which cannot be linked to temperature as the previous events may result from surface circulation anomalies, however these mechanisms remain unclear.

Chapitre 6

Interactions entre le panache du fleuve Congo et les variations semi-annuelles de la dynamique de surface

Contents

| | | |
|-----|--|-----|
| 6.1 | Introduction | 123 |
| 6.2 | Variabilité de la SSS au large des côtes angolaises | 125 |
| 6.3 | Cycle semi-annuel du Golfe de Guinée et circulation de surface | 131 |
| 6.4 | Forçage du cycle saisonnier des vitesses de surface | 136 |
| 6.5 | Cycle semi-annuel côtier et forçage local | 143 |
| 6.6 | Conclusions | 151 |

6.1 Introduction

La variabilité de la SSS le long des côtes du Golfe de Guinée dépend fortement des changements des conditions dynamiques à la surface de l’océan. Nous avons en effet pu montrer au cours du chapitre précédent l’importance de l’advection et de la diffusion sur les variabilités saisonnière et interannuelle de la SSS. Jusqu’à maintenant, nos analyses ont porté essentiellement sur la variabilité de la salinité à grande échelle et c’est pourquoi nous cherchons dans ce chapitre à déterminer plus localement les mécanismes dynamiques à l’origine de la variabilité observée. En choisissant plus spécifiquement les régions qui entourent l’embouchure du fleuve Congo, nous nous sommes placés dans le cas le plus favorable à ce type d’analyse étant donné que la très forte localisation des apports fluviaux rend encore plus important le rôle de la circulation de surface sur la dispersion de l’eau douce.

Au sud de l’embouchure du Congo, située à 6°S, les côtes de l’Angola se caractérisent par l’une des plus fortes variabilités interannuelles de la SSS dans le Golfe de Guinée, variabilité qui se traduit par une modulation importante de l’amplitude saisonnière de la SSS (figure 5.17). Comme on connaît encore très mal la circulation de surface de cette région ([Wacongne and Piton, 1992](#)), l’origine de cette variabilité le long de la côte et la manière dont elle est forcée restent encore à caractériser précisément. La variabilité de la circulation de surface n’est pas le seul élément qui pose question pour cette région. On connaît en effet mal l’influence du fleuve Congo sur les variations saisonnières de la SSS au large de l’Angola malgré les nombreux enjeux sociétaux qui résultent de la présence d’eau fluviale au large. En effet, la présence d’eau chaude et très peu salée à la surface entraîne un renforcement de la stratification qui peut impacter sensiblement les échanges océan-atmosphère et donc le climat de cette région. D’autre part, les eaux saumâtres déchargées dans l’océan depuis l’embouchure du Congo peuvent être habitées par des espèces biologiques différentes des régions plus au large, si bien que la présence de ces eaux le long de l’Angola peut avoir une influence pour les pêcheurs de ces régions et la gestion des ressources maritimes.

L’analyse des climatologies de SSS et des données interannuelles AMSR-E nous a également permis de constater des différences d’amplitudes marquées entre les champs climatologiques de SSS et les données AMSR-E en début d’année au large de l’Angola. En particulier, l’étude des données satellite a révélé l’existence d’une dessalure très importante loin au sud de l’embouchure du Congo, durant la première partie de l’année, entre les mois de janvier et février. Cette dessalure peut être observée sur la figure 6.1 où on peut voir une forte baisse de la SSS le long de la côte entre les mois de janvier et février 2003. Il n’existe malheureusement que peu de données *in situ* de longue durée pour la SSS de cette région pour valider le comportement observé dans AMSR-E, mais plusieurs études font mention d’un transport important des eaux du Congo vers le sud à de rares occasions entre les années 60 et 70. La plus explicite à ce sujet est celle de [Gallardo \(1981\)](#) sur laquelle nous reviendrons ultérieurement.

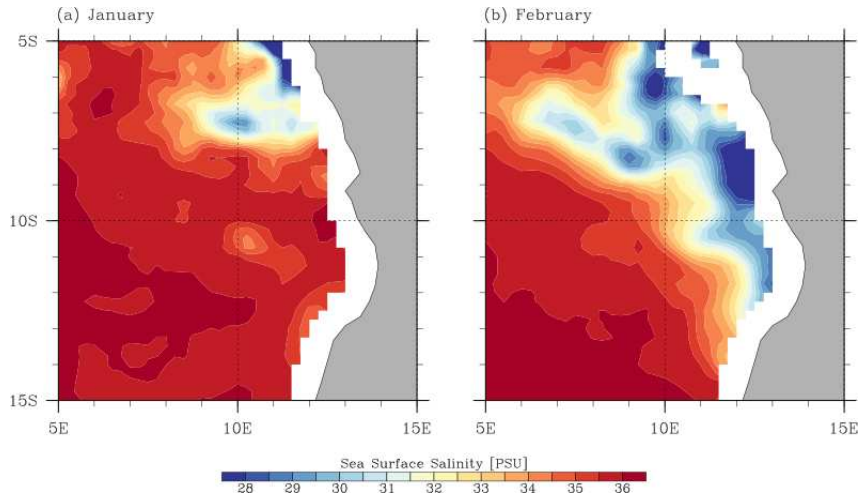


FIGURE 6.1 – Salinité de surface obtenue à partir des données satellites AMSRE pour les mois de janvier (a) et février (b). On utilise ici les champs mensuels de l’année 2003, année où le phénomène est bien visible dans les données et pour laquelle on dispose également des résultats de la configuration ATLTROP.

Ce chapitre a donc pour objectifs de mieux comprendre la variabilité de la SSS au large des côtes de l’Angola, dans les régions situées autour de l’embouchure du fleuve Congo où notre connaissance des conditions de surface est encore perfectible, mais également de déterminer de quelles manières se font les interactions entre le panache du Congo et la dynamique régionale puisqu’elles semblent conditionner les variations saisonnière et interannuelle de la SSS. Les questions auxquelles nous avons tenté d’apporter des réponses via nos analyses sont les suivantes : 1) quelle est la variabilité de la SSS au large de l’Angola entre 6°S et 15°S ; 2) quelles sont les échelles dynamiques des interactions entre le panache du Congo et la circulation de surface, locale ou grande échelle ; 3) où et comment sont forcées les variabilités saisonnière et interannuelle.

Etant donné le peu d’observations *in situ* de la SSS et de la dynamique de surface pour cette région, nous nous sommes appuyés principalement sur les données AMSR-E et la modélisation numérique. Comme d’après nos conclusions du chapitre 3, les données AMSR-E possèdent une erreur importante sur l’amplitude mais *a priori* une représentation satisfaisante de la variabilité temporelle et spatiale de la SSS, nous nous en sommes servi pour déterminer les cycles de variations temporelles de la SSS et les liens entre les dessalures le long des côtes, sans chercher à quantifier précisément l’amplitude exacte de ces variations. L’analyse de la partie dynamique est quant à elle basée sur la modélisation numérique à partir de notre configuration de référence et de tests de sensibilité. La configuration ATLTROP-REF nous a ainsi permis d’estimer la variabilité de la SSS, de la dynamique et l’influence du vent en complément des observations. Les configurations ATLTROP-NORNF et ATLTROP-CONGO48 nous ont servi à évaluer la dynamique liée au panache et son importance dans les processus que nous observons. Nous avons également cherché à mieux comprendre comment s’effectue le forçage de la variabilité saisonnière par le vent et avons pour cela utilisé la configuration ATLTROP-

GUINEA dont la particularité est de ne conserver que la variabilité propre au Golfe de Guinée. La description de ses simulations étant faite dans le chapitre 4, de simples rappels sont fournis ici.

La suite de ce chapitre s'organise comme suit. La première section aborde la caractérisation de la variabilité de la SSS au large de l'Angola à partir des données AMSR-E et du modèle numérique. Les interactions entre la dynamique de grande échelle et le panache du Congo sont abordées en section 2. L'importance et la localisation du forçage hors Golfe de Guinée du cycle semi-annuel sont évaluées dans la section 3. La part des forçages locaux, vent et panache du Congo, dans la variabilité est analysée dans la section 4. Enfin, les conclusions et perspectives de cette étude sont discutées en section 5 de ce chapitre.

6.2 Variabilité de la SSS au large des côtes angolaises

6.2.1 Généralités

Avant de s'intéresser plus précisément aux mécanismes de la variabilité de la SSS au large de l'Angola, il nous faut caractériser la variabilité haline à la surface de cette région et déterminer quelles en sont les échelles de temps privilégiées. En choisissant la figure 6.1 pour illustrer l'introduction de ce chapitre, nous avons voulu mettre l'accent sur l'élément le plus remarquable de la variabilité en sel de cette région. En effet, parmi les 5 années d'observations AMSR-E dont nous disposons, il se trouve qu'une dessalure très marquée survient entre les mois de janvier et mars de la plupart des années entre 2003 et 2008. Avec une salinité inférieure à 30 psu le long d'une bonne partie de la côte dans les données AMSR-E, on est bien loin de la salinité moyenne comprise entre 34 et 35 psu que l'on peut observer dans les climatologies à cette période de l'année. Même si les données AMSR-E tendent à surestimer les variations de SSS, on a vu dans le chapitre 2 que les variations temporelles sont bien représentées, ce qui tend à valider l'existence de cette dessalure. Du point de vue spatial, la dessalure est connectée avec la région de l'embouchure du Congo plus au nord et s'étend au moins jusqu'à 13°S (voir plus au sud d'après la figure 6.1 b). Vers le large, l'extension de la nappe varie significativement entre le nord et le sud du domaine présenté, allant de près de 400 km au nord et à peine 100 km vers 13°S. Bien qu'on présente ici uniquement des images de l'année 2003, durant laquelle le phénomène est particulièrement visible, ce comportement se répète la plupart des années entre 2003 et 2008, et toujours entre janvier et février.

L'observation de la forte baisse de la SSS chaque année à partir des cartographies satellite n'étant pas évidente, nous avons choisi d'analyser en parallèle le comportement de la SSS dans la configuration ATLTROP-REF afin d'étendre la série temporelle limitée des champs AMSR-E. L'utilisation du modèle et la comparaison avec les séries temporelles AMSR-E nous permettent donc d'analyser plus précisément la variabilité de la SSS, bien qu'il subsiste des difficultés à valider tant les données AMSR-E que les résultats du modèle.

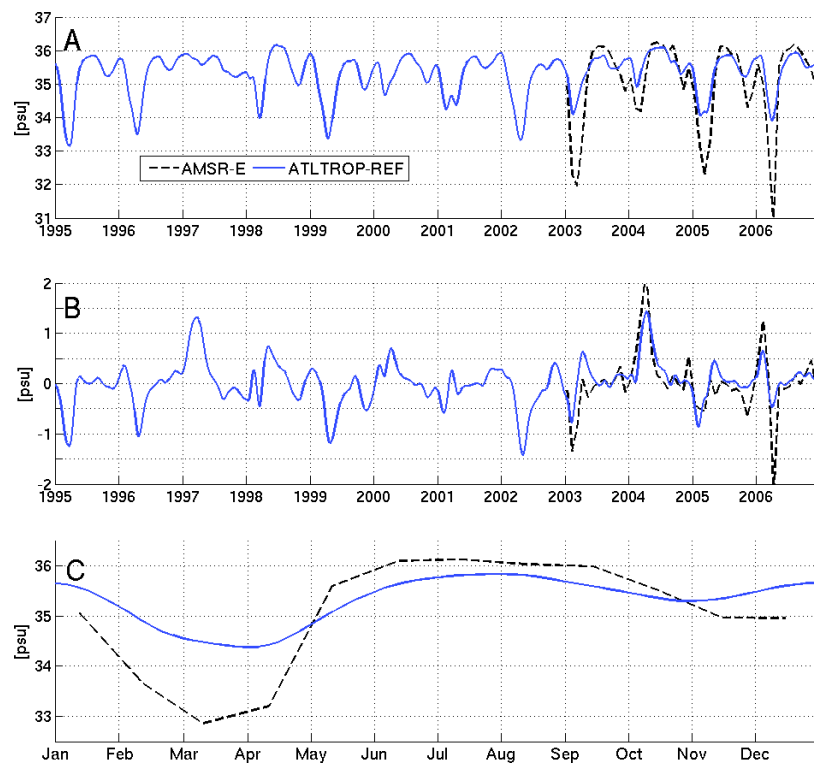


FIGURE 6.2 – A) Séries interannuelles de la salinité de surface au large de l’Angola pour les données AMSR-E (noir) entre 2003 et 2006 et la configuration ATL TROP-REF (bleu) sur la période 1995-2006. Les valeurs sont issues de la moyenne spatiale sur une boîte allant de 15°S à 7°S et de 10°E à la côte. B) Anomalies interannuelles de la SSS obtenues après soustraction du cycle saisonnier moyen (C) sur la période 2003-2006 pour les données AMSR-E et 1995-2006 pour la configuration ATL TROP-REF. C) Cycle saisonnier moyen.

La figure 6.2 A présente les séries interannuelles de la SSS au large des côtes angolaises dans les données AMSR-E et notre configuration ATLTROP-REF. On peut constater que la dessalure mentionnée auparavant est présente pour toutes les années simulées entre 1995 et 2006 avec des amplitudes bien plus grandes que pour l'année 2003. A noter également la bonne correspondance entre les observations satellites et notre modèle, qui nous permet d'étendre les analyses à la période 1995-2006 avec une relative confiance. On peut donc en conclure que les observations AMSR-E ne sont pas un cas particulier mais plutôt une illustration d'un phénomène récurrent. La présence presque systématique d'une forte dessalinisation en janvier-mars est suivie d'un second épisode de baisse de la SSS vers octobre-novembre, mais d'amplitude bien moindre que la première. Il existe donc dans cette région un cycle saisonnier très marqué de la SSS, comme on peut le constater sur la figure 6.2 C, et différent de ce qui s'observe plus au nord (figure 5.11) en raison de la présence d'une faible composante semi-annuelle et de la durée moyenne de la dessalure. Si la première diminution de la SSS en l'espace d'un mois est très importante, la salinisation qui suit est tout aussi rapide puisque la SSS est quasiment revenue aux valeurs du début du mois de janvier après 3 semaines environ. C'est donc un épisode très intense et très limité dans le temps. La durée de la seconde dessalure entre les mois d'octobre et novembre est tout aussi brève que la première, mais bien moins intense.

En plus des variations saisonnières, on constate sur la figure 6.2 B d'importantes fluctuations interannuelles avec une bonne correspondance temporelle des anomalies du modèle et des observations. On observe en effet des épisodes de forte baisse de la salinité au début des années 1995, 1996, 1999, 2002 et 2006 tandis que durant les années 1997 et 2004 aucune baisse significative ne peut être observée. La variabilité de la dessalure en fin d'année est également très marquée et les années sans dessalure sont plus nombreuses pour cet événement. L'anomalie interannuelle de la SSS de la figure 6.2 B présente des caractéristiques comparables à ce que nous avons vu dans la dernière partie du chapitre précédent. Les années 1997, 2004 et 2005 correspondent en effet à des périodes plus salées que la moyenne dans le Golfe de Guinée.

6.2.2 Origine des dessalures et circulation de surface

D'après Gallardo (1981), les fortes baisses de la SSS au large de l'Angola s'expliquent par une évacuation des eaux du panache du Congo vers le sud le long de la côte. C'est également ce que suggère la figure 6.1 puisqu'on voit que la dessalure est continue entre 13°S et l'embouchure du Congo à 6°S. Cependant, comme Gallardo (1981) décrit les dessalures observées aux cours de campagnes successives réalisées dans les années 60 et 70 comme des épisodes rares, nous avons voulu vérifier que l'eau douce au large de l'Angola provient bien du fleuve Congo pour chacune des dessalures de la figure 6.2. Les apports fluviaux dans cette région sont quasi inexistantes tandis que le bilan E-P est en moyenne largement positif presque toute l'année (+0.5 kg/m²/s) hormis durant un mois et demi après la mi-mars (d'après les données Objectively Analysed air-sea fluxes, <http://oaflex.whoi.edu/> et notre configuration de référence ATLTROP-REF).

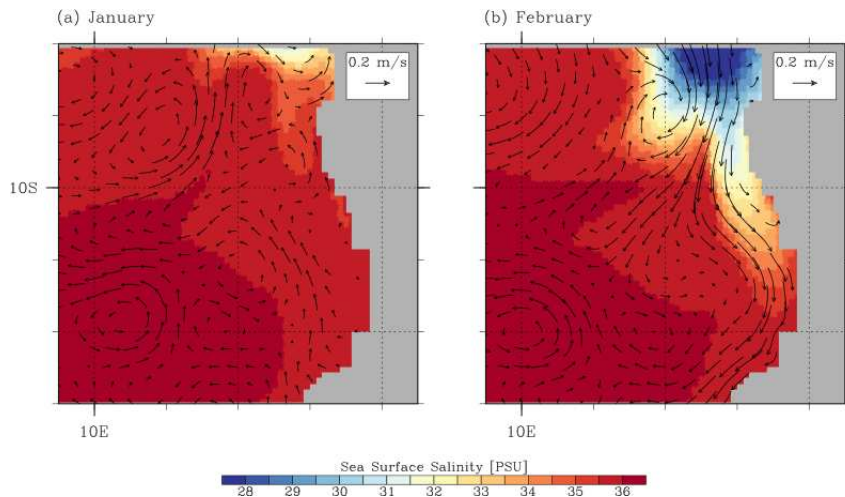


FIGURE 6.3 – Courants et salinité de surface pour la configuration ATLTROP-REF au cours des mois de janvier (a) et février (b) 2003. Ces figures sont à comparer avec celles de la figure 6.1.

Pour ces raisons, il est *a priori* impossible que les précipitations et les apports fluviaux locaux puissent être à l'origine de l'amplitude des variations de la salinité de surface de cette région.

Un premier élément de réponse se trouve sur la figure 6.3 qui présentent la SSS et les courants de surface de la configuration ATLTROP-REF pour les mois de janvier et février 2003 et donc directement comparables aux observations AMSR-E de la figure 6.1. La région dessalée est en effet moins étendue dans le modèle et les salinités sont plus élevées le long de la côte. Cependant, l'élément le plus intéressant de cette figure se trouve dans les courants de surface puisqu'on peut clairement distinguer l'apparition en février d'un courant côtier orienté vers le sud et confirmant la thèse d'un transport d'eau douce depuis l'embouchure du Congo.

L'analyse d'un événement particulier n'étant pas suffisante pour en faire une généralité, nous avons vérifié sur une série interannuelle des vitesses méridiennes au large de l'Angola que cette circulation vers le sud est bien présente pour chaque épisode de forte baisse de la SSS. La figure 6.4 A nous montre que le mécanisme décrit par Gallardo (1981) se produit bien pour chacun des épisodes dessalés puisqu'il existe un changement de signe de la circulation méridienne le long de la côte en début et fin d'année. Sur la courbe climatologique de la vitesse méridienne (C), on voit bien que ce renversement survient vers mars et octobre en phase avec les dessalures. Ces événements de circulation vers le sud sont cependant plus brefs et moins intenses que la circulation vers le nord et donc compatibles avec la description de la circulation moyenne de cette région faite par Wacongne and Piton (1992) qui indique une circulation côtière vers le nord. A titre de comparaison, la figure 6.5 a présente les vitesses méridiennes le long de la côte et on voit que le profil annuel moyen correspond bien aux profils alongshore de la figure 7 de Wacongne and Piton (1992). Le profil moyen de la vitesse méridienne autour du 5 mars, soit au moment de la renverse de la circulation de surface, est montré sur la figure 6.5 b. On distingue une nette intensification de la composante sud de la

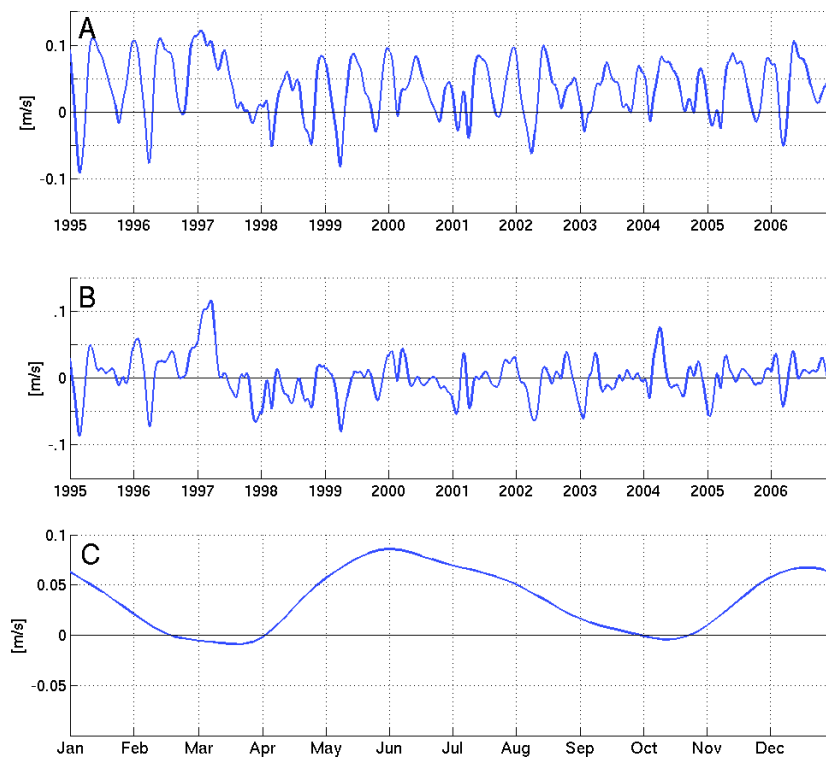


FIGURE 6.4 – A) Séries interannuelles de la vitesse méridienne de surface au large de l'Angola pour la configuration ATLTROP-REF sur la période 1995-2006. Les valeurs sont issues de la moyenne spatiale sur une boîte allant de 15°S à 7°S et de 10°E à la côte. B) Anomalies interannuelles de la vitesse méridienne obtenue après soustraction du cycle saisonnier moyen (C) sur la période 1995-2006 pour la configuration ATLTROP-REF. C) Cycle saisonnier moyen. Les valeurs positives (négatives) correspondent à une circulation vers le nord (sud).

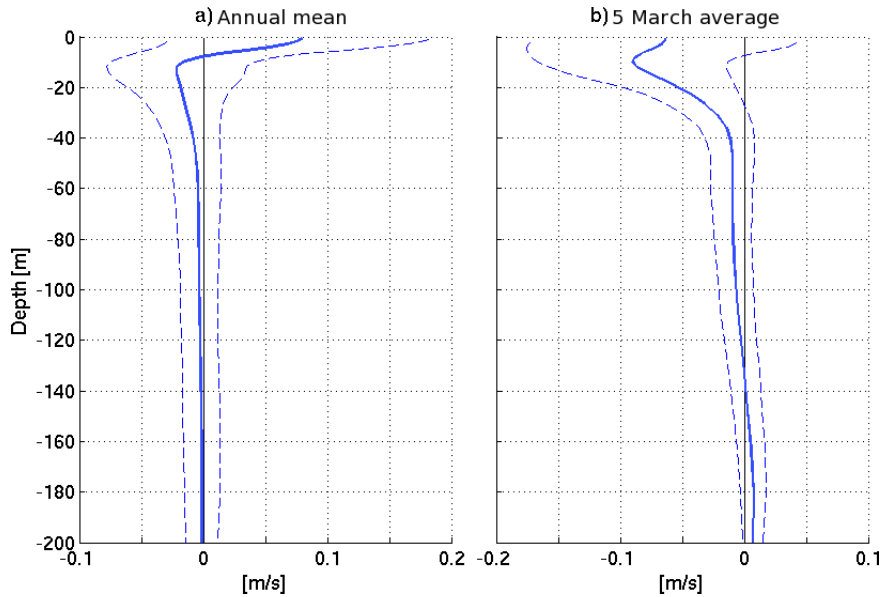


FIGURE 6.5 – Profil annuel moyen (A) et début mars (B) de la vitesse méridienne au large de l’embouchure du Congo, à la même position que les observations de [Wacongne and Piton \(1992\)](#). Les profils proviennent de la climatologie de la configuration ATLROP-REF entre 1995 et 2006.

circulation en surface mais également en subsurface avec des vitesses deux fois plus élevées que pour la moyenne annuelle.

6.2.3 Synthèse sur les interactions panache du Congo et cycle semi annuel de la circulation de surface

La variabilité de la SSS au large de l’Angola est dominée par des dessalures bi-annuelles plus ou moins marquées en début et fin d’année vers les mois de février et octobre. Ces dessalures liées à un important transport bi-annuel vers le sud des eaux du Congo le long des côtes angolaises, présentent en outre une variabilité interannuelle très marquée, avec des années présentant deux dessalures importantes et d’autres durant lesquelles il est difficile de les distinguer nettement. Malgré des conditions de circulation de surface vers le sud très similaires entre le début et la fin de l’année, l’amplitude de la dessalure du début de l’année est en moyenne trois fois plus importante que celle de la fin de l’année.

Cette différence peut s’expliquer. En effet, si le cycle semi-annuel moyen de la vitesse de surface donne lieu à deux épisodes de renversement qui présentent des vitesses et une durée proches, ce n’est pas le cas du cycle saisonnier moyen du contenu en eau douce au large de l’embouchure du Congo (figure 6.6). Celui-ci, directement lié à la décharge du fleuve dans l’océan, ne présente pas les mêmes caractéristiques que les vitesses. La décharge du fleuve Congo suit également un cycle semi-annuel ([Laraque et al., 2001](#)) comme le montre la figure 5.7, de même que le cycle moyen du contenu en eau douce disponible au large de l’embouchure pour être advecté. On peut d’ailleurs remarquer que le cycle du contenu en eau douce est en

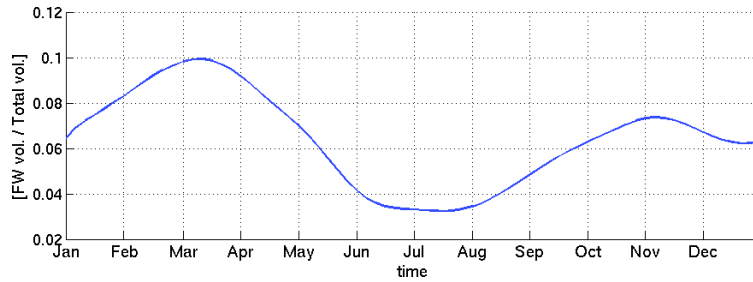


FIGURE 6.6 – Contenu en eau douce moyen au large de l’embouchure du Congo dans une boîte allant de 6.5°S à 5.5°S et de 11° à la côte dans notre configuration ATLROP-REF sur une épaisseur de 20 mètres. Le contenu en eau douce est calculé comme suit : $FW = \int \int \int \frac{S_0 - S}{S_0} dV$, avec V le volume de la boîte, FW le volume d’eau douce en Sv et S_0 la salinité de référence égale à 35 psu et S la salinité du modèle en chaque point.

phase avec celui des vitesses de surface et des dessalures. Comme la disponibilité en eau douce au mois de février est bien plus importante qu’au mois d’octobre, le renversement en début d’année est à même de transporter vers le sud une quantité d’eau douce plus grande qu’en fin d’année. C’est cette simple différence qui explique que la SSS au large de l’Angola diminue de manière plus conséquente en début qu’en fin d’année.

Le cycle semi-annuel que nous observons dans les vitesses de surface du modèle et dans le transport d’eau tropicale vers le sud confirme les travaux de [Rouault \(2012\)](#), qui a constaté qu’aux mois de février et octobre des intrusions d’eau tropicales à travers le front d’Angola Benguela avaient lieu de manière importante. Il existe donc plus au sud le même cycle semi-annuel des vitesses, mais en subsurface. Il paraît raisonnable de penser que les deux phénomènes sont intimement liés et qu’il existe une forte probabilité que les explications avancées par [Rouault \(2012\)](#) soient également responsables de ce que nous observons. C’est ce que nous allons tenter de vérifier et préciser dans la suite de ce chapitre.

6.3 Cycle semi-annuel du Golfe de Guinée et circulation de surface

Le résultat de la section antérieure est l’illustration des résultats du chapitre précédent sur l’importance de l’advection pour expliquer les amplitudes des changements de SSS dans le Golfe de Guinée. Les analyses précédentes permettent d’approfondir un peu plus les résultats obtenus dans le chapitre 5 puisqu’en démontrant l’existence d’un cycle semi-annuel de la circulation de surface le long de la côte, on se place dans une situation où la variabilité au large de l’Angola est probablement contrôlée par le cycle semi-annuel du Golfe de Guinée décrit par [Philander and Pacanowski \(1986\)](#). La dynamique de surface constatée le long des côtes angolaises fait donc potentiellement partie d’une structure de bien plus grande échelle et dépendante d’un forçage éloigné. C’est ce que nous allons analyser dans la suite de cette section.

6.3.1 Rappels sur le cycle semi-annuel du Golfe de Guinée

L'existence d'un cycle semi-annuel dans le Golfe de Guinée est connue depuis de très nombreuses années avec les travaux basés sur des expérimentations numériques de [Philander and Pacanowski \(1986\)](#). Ce cycle a depuis été observé et en partie expliqué via les données altimétriques. La revue la plus complète à ce sujet est celle de [Schouten et al. \(2005\)](#). Ces analyses ont permis de démontrer que les cycles annuel à l'ouest et semi-annuel à l'est du bassin Atlantique sont directement reliés aux ondes équatoriales de Rossby et Kelvin, ainsi qu'à leurs réflexions sur les côtes est et ouest. Le forçage du cycle semi-annuel peut être très éloigné de la région dans lequel on l'observe étant donné que la majeure partie de la variabilité associée à la dynamique linéaire de l'Atlantique tropical se trouve être forcée dans l'ouest du bassin ([Cane and Sarachik \(1977\)](#), [Philander and Pacanowski \(1986\)](#)). D'une manière générale, on associe le cycle semi-annuel le long de l'équateur à la propagation d'ondes de Kelvin forcées par la relaxation des vents à l'ouest du bassin et la réflexion d'ondes de Rossby ([Schouten et al., 2005](#)). D'après les travaux de [Polo et al. \(2008\)](#), on sait également que les mois de mars et octobre correspondent aux moments où des ondes de Kelvin de période deux mois atteignent la côte ouest de l'Afrique, entraînant la formation et la propagation d'ondes de Kelvin le long des côtes au sud et au nord de l'équateur. Il semble donc probable, d'après ces études, que le renversement bi-annuel de la circulation de surface puisse s'expliquer par cette dynamique linéaire et les ondes de Kelvin intra-saisonnières dans le fond du Golfe de Guinée. Plus récemment, [Rouault \(2012\)](#) a cependant démontré que les anomalies de température se propagent dans la thermocline aux mois de février et octobre à des vitesses ne correspondant pas à celles des ondes de Kelvin puisque bien moins rapides. La similitude entre nos résultats de la première section et les travaux de [Rouault \(2012\)](#) nous a donc poussé à analyser plus en détail les échelles associées au cycle semi-annuel de la vitesse méridienne au large de l'Angola et les éventuelles propagations qui peuvent être associées en début et fin d'année.

6.3.2 Echelle du renversement semi-annuel observé au large de l'Angola

On peut observer sur la figure 6.7 les structures spatiales de la circulation de surface dans notre configuration ATL TROP-REF pour la deuxième moitié du mois de février 2000. On peut distinguer sur cette figure à l'est de 5°W une structure continue le long de l'équateur et des côtes nord et sud du Golfe de Guinée où les courants de surface vont dans des sens opposés¹ à la circulation moyenne décrite dans les différentes revues sur la circulation de l'Atlantique Tropical dont notamment celle de [Stramma and Schott \(1999\)](#). D'après cette figure, le renversement de la composante méridienne de la circulation au large de l'Angola n'est pas isolé, mais fait bien partie d'une dynamique de plus grande échelle qui s'étend sur toute la partie est du Golfe de Guinée. On voit bien que le courant côtier des côtes angolaises n'est que la continuité d'un courant équatorial orienté vers l'est et apparaît vers 5°W avec une structure méridienne symétrique. Cette symétrie se retrouve également le long de la côte

1. On peut noter la similitude avec la circulation de subsurface et la terminaison de l'EUC décrite par [Hisard \(1973\)](#); [Bourlès et al. \(2002\)](#); [Wacongne and Piton \(1992\)](#)

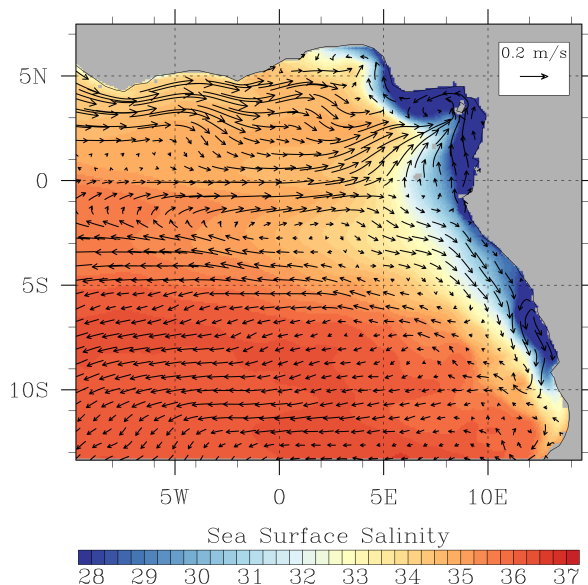


FIGURE 6.7 – Vitesses et salinité de surface moyennes pour le mois de février sur la période 1995-2006 dans la configuration ATLTROP-REF. On y distingue en particulier la continuité équateur-côte de la circulation vers les pôles dans chaque hémisphère.

puisque l'on peut noter la présence au nord de l'équateur d'un courant côtier orienté vers le nord. Cette dynamique spécifique dans le fond du Golfe de Guinée est déjà apparue dans plusieurs études sur la détermination de la circulation de surface à partir de la dérive des navires (Arnault, 1987; Lumpkin and Garzoli, 2005), mais uniquement en moyenne annuelle et avec un nombre d'observations très limité (moins de 5 observations par boîte de $1^\circ \times 2^\circ$, Lumpkin and Garzoli (2005)).

La structure spatiale que nous avons discutée dans le paragraphe précédent est difficile à identifier de manière aussi nette à partir de la configuration ATLTROP pour l'ensemble des années simulées de 1995 à 2006. Elle l'est encore plus sur des champs climatologiques de la circulation de surface. Malgré tout, la forte connexion entre l'équateur et les côtes demeure chaque année et il est possible d'identifier sur le diagramme de hovmuller de la figure 6.9 un renversement bi-annuel en début et fin d'année le long de l'équateur et son prolongement le long de la côte sud (cf figure 6.8 pour l'identification des sections AB et BC). Bien que la figure 6.9 ne présente la circulation qu'entre 1995 et 2000, la même dynamique de surface s'observe de 2001 à 2006 dans notre modèle de référence.

On retrouve sur les hovmullers de la figure 6.9 la même variabilité interannuelle le long de l'équateur que ce que nous avons observé le long de la côte. On peut en effet constater que la plupart du temps, lorsque l'intensité de la composante sud le long de la côte est la plus élevée (en 1995, 1996, 1999, 2002 et 2006), que la composante est de la circulation équatoriale entre 5°W et la côte est également plus élevée. À l'inverse, en 1997, 2004 et 2005 les vitesses le long des sections AB et BC sont toutes deux plutôt faibles. Même s'il n'est pas possible de généraliser totalement la correspondance entre les variabilités interannuelles à l'équateur

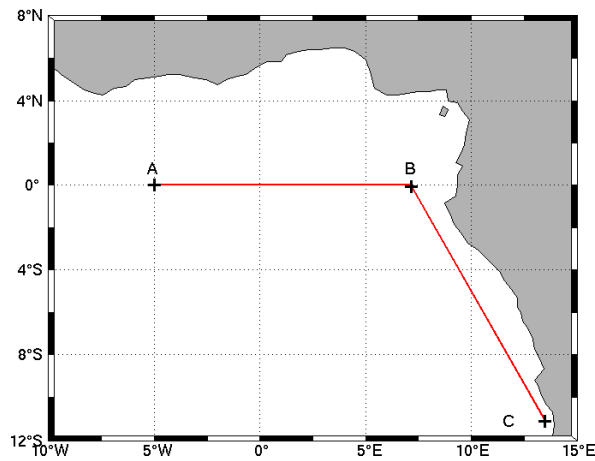


FIGURE 6.8 – Sections équatoriale AB et côtière BC utilisées pour la réalisation des diagrammes de hovmuller de l'ensemble de ce chapitre.

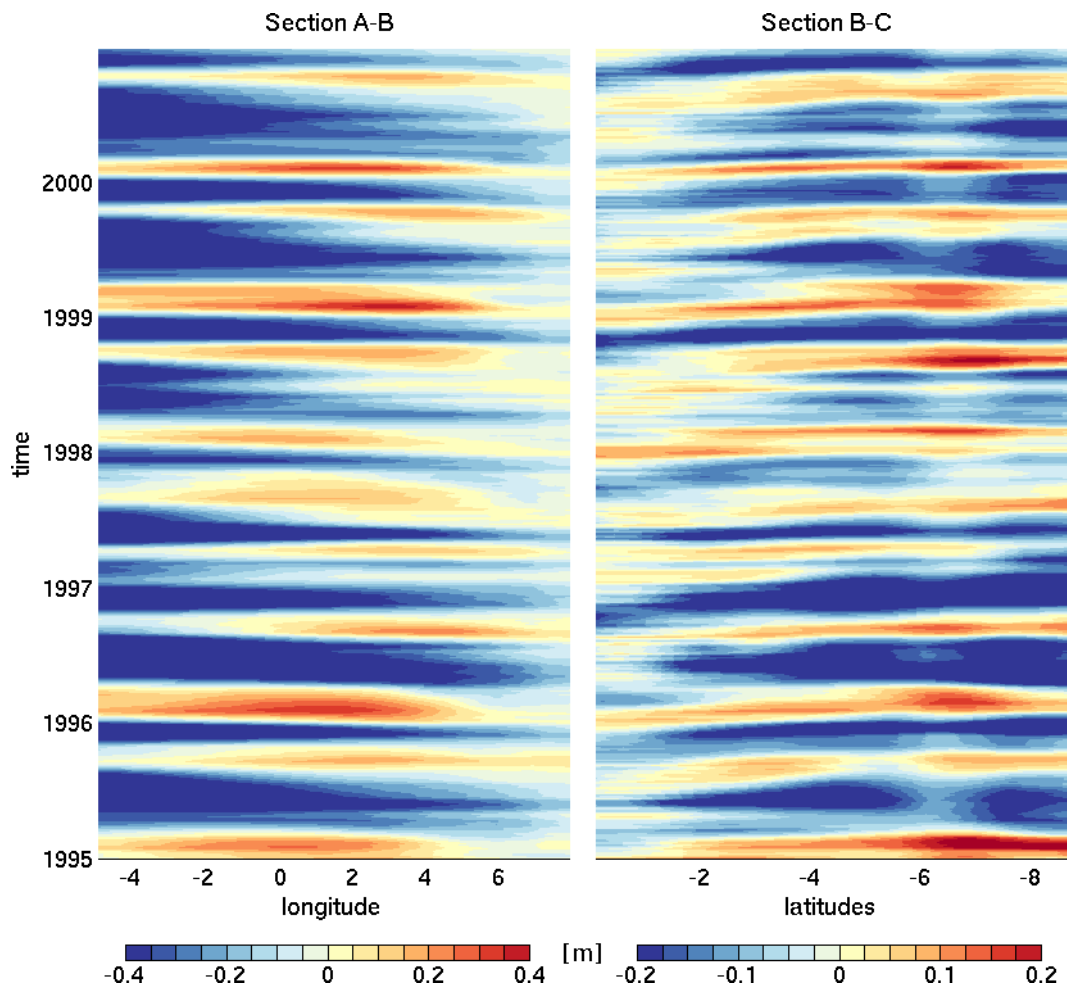


FIGURE 6.9 – Vitesse zonale le long de la section AB de la figure 6.8, les vitesses positives correspondent à un écoulement vers l'est. Vitesse méridienne le long de la section BC de la figure 6.8, les vitesses positives correspondent à un écoulement vers le sud. Ne sont présentées ici que les années 1995 à 2000 pour plus de lisibilité. Les années 2001 à 2006 présentent exactement les mêmes caractéristiques que celles présentées sur la figure.

et au large de l'Angola, les différentes séries temporelles montrent que c'est la grande échelle et les fluctuations de l'amplitude du cycle semi-annuel qui sont responsables de la majeure partie des changements d'intensité du renversement de la circulation de surface en début et fin d'année.

6.3.3 Propagation du renversement bi-annuel

Si la bascule semi-annuelle de la circulation de surface le long des côtes et de l'équateur est due directement au passage d'ondes de Kelvin intra-saisonnières comme le montrent Schouten et al. (2005); Polo et al. (2008), alors il est possible qu'une propagation de cette bascule puisse être observée. Cependant, malgré des vitesses vers l'ouest et une apparente symétrie autour de l'équateur compatible avec la structure des ondes de Kelvin, l'association de la circulation vers l'est et le sud au passage d'un train d'onde intra-saisonnière se propageant dans la même direction peut se révéler très complexe. En effet, l'ensemble des variations observées du cycle saisonnier ne s'explique pas entièrement par la dynamique linéaire qui elle-même regroupe une infinité de modes avec des vitesses de phases différentes (Du Penhoat and Tréguier, 1985). Nous avons donc souhaité déterminer s'il existe une propagation de notre signal, qui pourrait alors éventuellement nous renseigner sur la localisation du forçage du cycle semi-annuel de la vitesse.

Le calcul de la propagation s'est fait le long des sections AB et BC de la figure 6.8 et des champs de vitesses à 5 jours de la grille au $1/12^\circ$ de la configuration ATLTROP-REF, le tout entre les années 1995 et 2006. Pour rappel, Les vitesses sont orientées positivement dans le sens AB puis BC, et les vitesses positives le long de la section BC correspondent donc à une circulation vers le sud le long de la côte. Le diagnostic réalisé sur les vitesses de surface n'a pas révélé de propagation nette le long de l'équateur, pas plus que la même analyse réalisée sur la SSH. Il est en effet bien difficile d'identifier sur la figure 6.9 la moindre propagation le long de l'équateur et il semble que le changement d'orientation des vitesses de surface entre la côte et 5°W se fasse simultanément. Cette impression se confirme lorsqu'on analyse le cycle semi-annuel moyen, où on peut voir sur la SSH de la figure 6.10 qu'il est même possible que la mise en place du renversement de courant survienne d'abord à proximité des côtes avant de s'étendre au reste de la région équatoriale.

La situation est un peu différente le long de la section BC puisqu'il est possible d'identifier une propagation à la fois en début et fin de la plupart des années simulées. Les propagations estimées le long de la côte sur une distance d'un peu plus de 920 km sont de l'ordre de 10 cm.s^{-1} , soit bien inférieures aux vitesses de phase des ondes de Kelvin côtières identifiées par Illig et al. (2004) et Polo et al. (2008). En effet, dans cette région où les premiers modes baroclines dominent du fait de la forte stratification (Du Penhoat and Tréguier, 1985), la vitesse de propagation des ondes de Kelvin le long de la côte est plutôt de l'ordre de 1.2 m/s , soit dix fois supérieure à ce que nous observons dans notre modèle. On peut également noter que d'après la figure 6.10, il semble encore plus difficile d'identifier une réelle propagation le

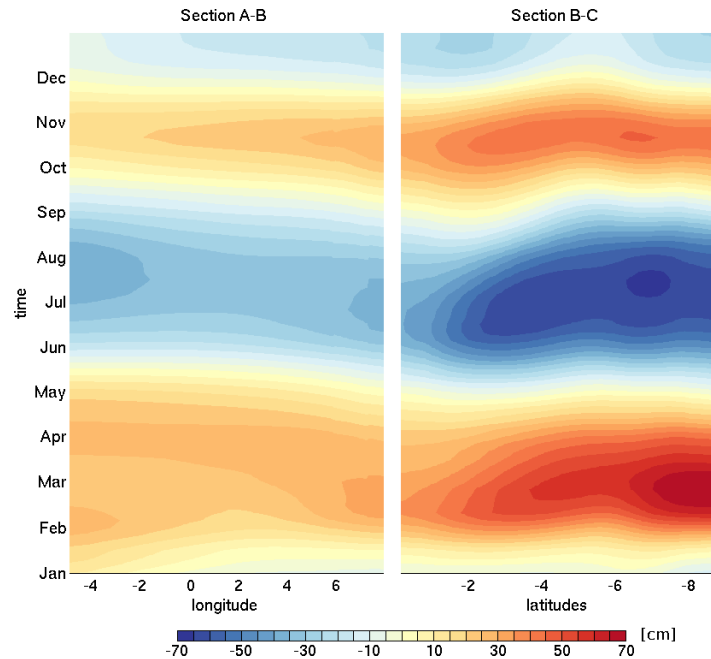


FIGURE 6.10 – Anomalie saisonnière moyenne de la SSH de la configuration ATLTROP-REF sur la période 1995-2006 le long des sections AB et BC visibles sur la figure 6.8. Après avoir calculé le cycle saisonnier moyen de la SSH, nous y avons soustrait la moyenne annuelle pour obtenir l’anomalie présentée ici.

long de la côte sur le cycle semi-annuel moyen, malgré la forme de l’anomalie positive en fin d’année.

Il apparaît donc qu’il n’y a pas de propagation du renversement de la circulation de surface dans notre modèle du Golfe de Guinée. Ce renversement se produit en effet tout d’abord le long de l’équateur à proximité de la côte avant de s’étendre très rapidement aux autres régions. On peut cependant noter que sur des distances aussi courtes, c’est à dire moins d’un milliers de kilomètres, la propagation d’une onde de Kelvin côtière peut être difficile à identifier.

6.4 Forçage du cycle saisonnier des vitesses de surface

6.4.1 Lien entre le cycle semi-annuel et les Alizés

Comme on l’a vu dans les analyses précédentes, il est difficile d’établir un lien clair entre la dynamique de surface particulière que nous observons dans le modèle en début et fin d’année et la dynamique linéaire le long de l’équateur et de la côte. Dans l’hypothèse où ces mécanismes sont associés, il est très probable que le forçage correspondant soit éloigné de la région qui nous intéresse puisque d’après [Philander and Pacanowski \(1986\)](#); [Schouten et al. \(2005\)](#); [Polo et al. \(2008\)](#); [Rouault \(2012\)](#), ce sont les variations des vents à l’ouest du Golfe de Guinée qui sont responsables du cycle semi-annuel. A ce forçage peut cependant se superposer l’effet des variations intra-saisonnières marquées des Alizés dans le Golfe de Guinée. Pour tenter de

faire la part entre ces différents forçages et déterminer la région privilégiée du forçage du cycle semi-annuel, nous avons utilisé le même diagnostique que [Hormann and Brandt \(2009\)](#) pour l'analyse de la variabilité forcée à l'ouest du bassin, à la différence près que nous avons corrélé la vitesse zonale le long de l'équateur entre 5°W et 5°E avec les différentes composantes du vent dans toute la bande tropicale entre 10°N et 10°S.

Le résultat des calculs de corrélation entre la série normalisée² des variations interannuelles de la vitesse équatoriale zonale et les tensions de vent normalisées est montré sur la figure 6.11. On voit ressortir la région au sud de l'équateur comprise entre 10°W et 5°E, où les corrélations entre la série interannuelle des vitesses et les tensions de vent zonale et méridienne sont très élevées (supérieures à 0.7 et significative à 0.96 d'après un test de Student). C'est également dans cette région qu'on observe les meilleures corrélations entre le rotationnel du vent et la circulation de surface. D'après ces résultats, le forçage du cycle semi-annuel semble se faire plutôt au sud du Golfe de Guinée et non dans la partie centrale du bassin ou même à l'ouest. L'analyse des décalages temporels entre les séries montre en plus un ajustement probablement très rapide puisqu'à peine quelques jours existent entre les variations du vent et la circulation de surface (figure 6.12).

6.4.2 Rappels à propos de la configuration ATLTROP-GUINEA

Au vu des résultats présentés juste avant qui suggèrent un forçage du cycle saisonnier au sein du Golfe de Guinée, nous avons voulu vérifier cette hypothèse car elle contraste avec l'idée d'un forçage dans l'ouest et le centre du bassin tropical. En effet, si [Philander and Pacanowski \(1986\)](#) mentionnent que le cycle-semi annuel de l'Atlantique tropical est forcé à l'est de 35°W, il n'est pas suggéré que ce forçage se fasse en majeure partie dans le Golfe de Guinée. Pour vérifier ce résultat, nous avons choisi de nous baser sur un modèle spécifique du Golfe de Guinée afin de voir s'il est possible de reproduire le même cycle à partir d'un forçage purement local. C'est dans ce but qu'a été construite la configuration ATLTROP-GUINEA décrite dans la section 2 du chapitre 4 de ce manuscrit. Pour rappel, il s'agit d'une configuration basée uniquement sur la grille au 1/12° de la configuration ATLTROP et ne couvrant donc que le Golfe de Guinée entre 11°W et 15°E. Les caractéristiques physiques et numériques de ce modèle sont les mêmes que pour la configuration de référence est sont intégralement décrites dans le chapitre 4.

La particularité de ce modèle est de présenter des frontières ouvertes constantes pour tous les champs utilisés, température, salinité, vitesses méridienne et zonale. Ceux-ci sont issus de l'état moyen sur les années 1995 à 2006 des frontières de la grille au 1/12° de la configuration ATLTROP-REF. Concernant la frontière à 11°W, le champ de vitesse qui force le modèle dans les 250 premiers mètres peut être visualisé sur la figure 6.13 et on peut voir que les principaux courants de surface et subsurface de la région sont bien présents. Comme nous

2. Les séries temporelles sont normalisées comme suit : retrait de la valeur moyenne sur la période considérée puis division par l'écart type sur cette même période.

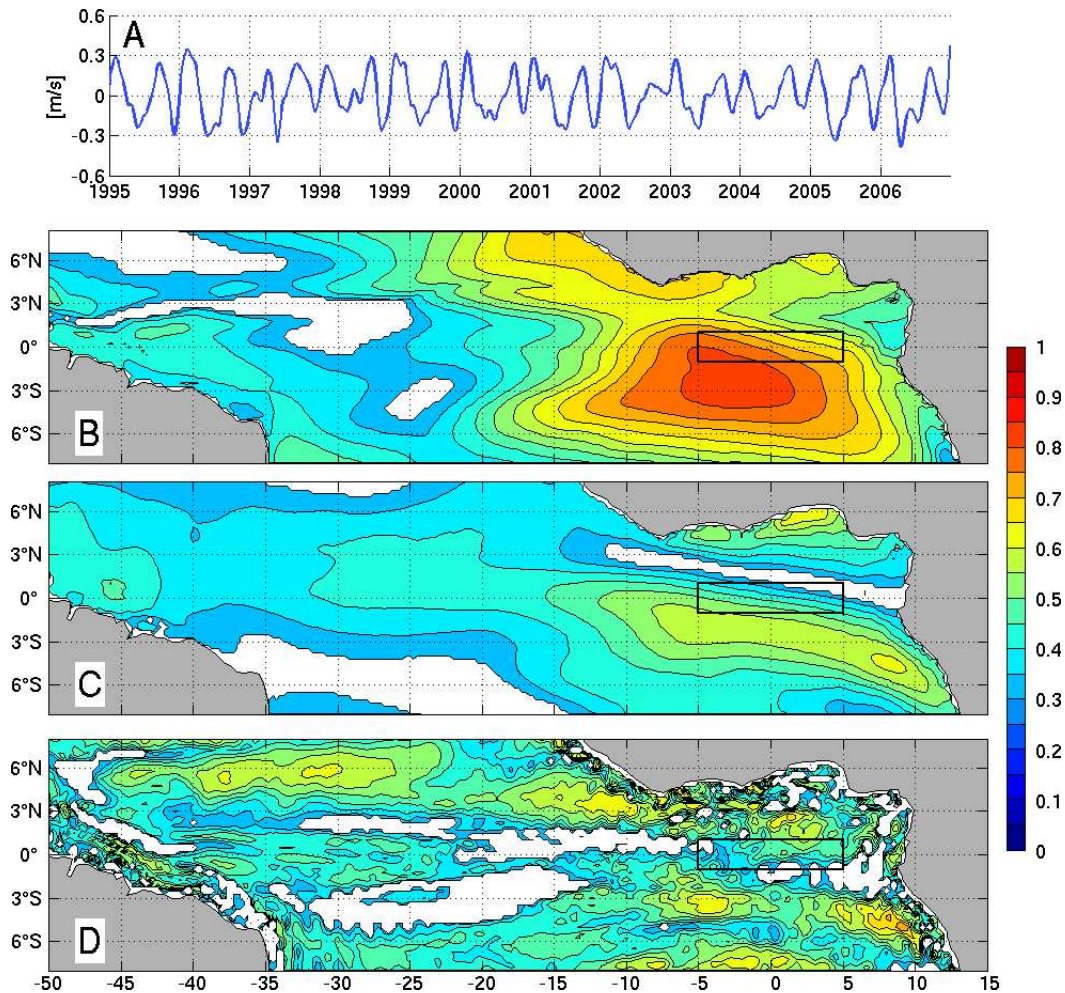


FIGURE 6.11 – A) Vitesse zonale normalisée le long de l'équateur dans une boîte allant de 5°W à 5°E et de 1°S à 1°N. B) Corrélations entre la série A et les tensions de vents zonales au dessus de l'Atlantique. C) Corrélations entre la série A et les tensions de vents méridiennes. D) Corrélations entre la série A et le rotationnel du vent. Tous les résultats proviennent de notre configuration ATL TROP-REF et sont significatifs à 0.96 d'après le test de Student. Les zones blanches correspondent aux régions où les corrélations ne sont pas significatives.

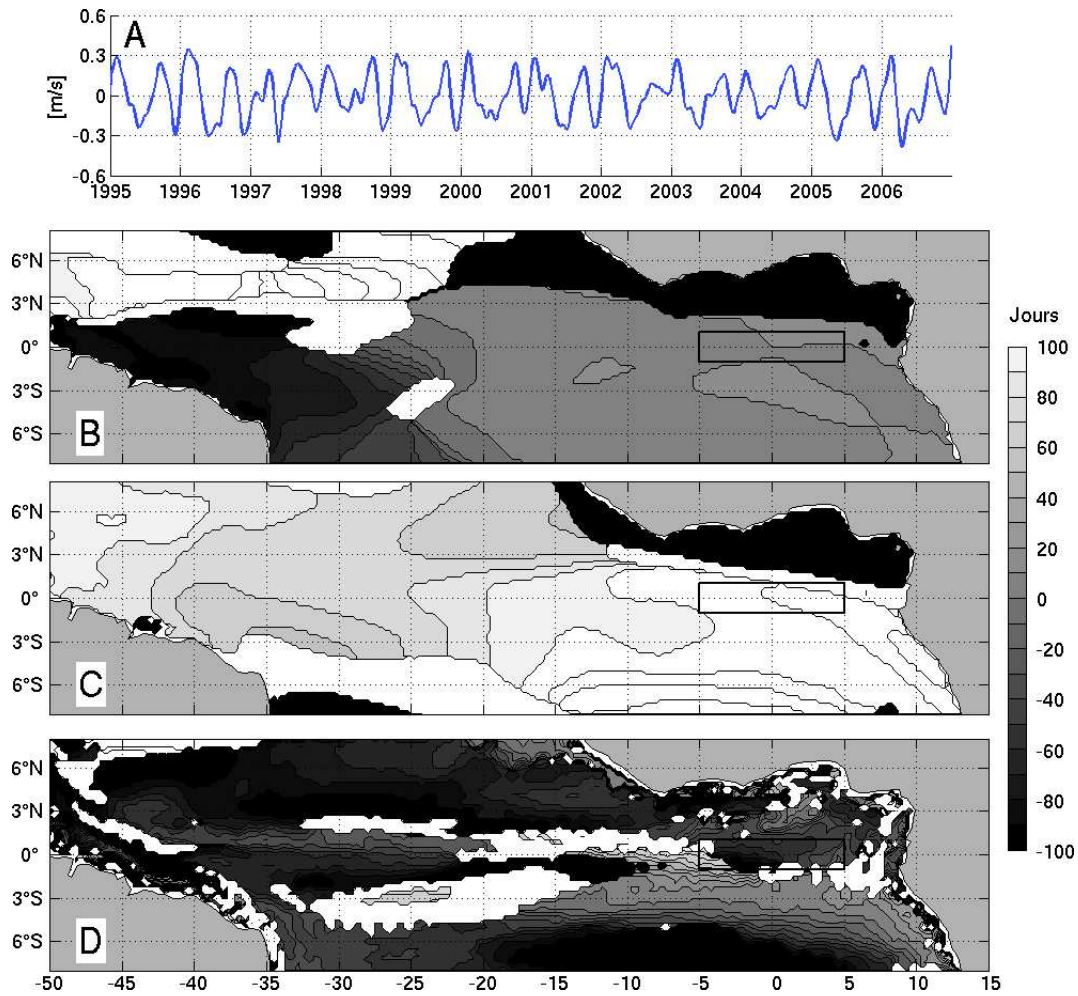


FIGURE 6.12 – Valeurs des décalages temporels des maxima de corrélation visible sur la figure 6.11 dans notre configuration ATLTROP. Les zones en blanc sont celles où la significativité des corrélations n'est pas suffisante. A) Vitesse zonale normalisée le long de l'équateur dans une boîte allant de 5°W à 5°E et de 1°s à 1°N. B) Décalage temporel entre la série A et les tensions de vents zonales au dessus de l'Atlantique au moment du maximum de corrélation. C) Décalage temporel entre la série A et les tensions de vents méridiennes. D) Décalage temporel entre la série A et le rotationnel du vent.

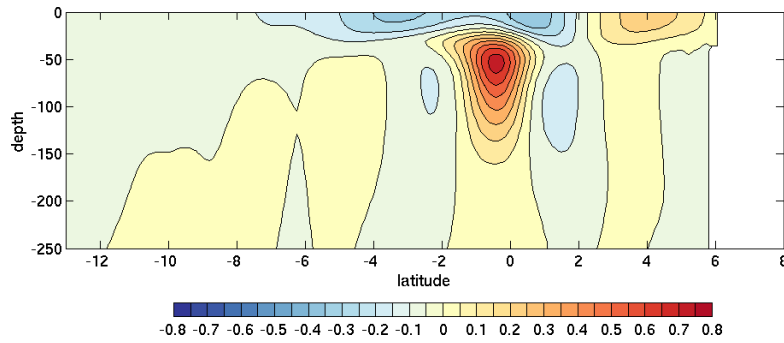


FIGURE 6.13 – Vitesse zonale moyenne à 11°W servant à forcer le modèle ATLTROP-GUINEA. On ne montre ici que les 200 premiers mètres de la section, celle-ci s’étendant de la surface au fond de l’océan. Le champ de vitesse provient de la moyenne des sorties de la configuration ATLTROP-REF 1/12° pour les années 1995 à 2006.

l’avons mentionné auparavant, l’utilisation d’une frontière constante a pour but de supprimer l’ensemble de la variabilité engendrée dans la partie ouest du bassin et qui se propage ensuite le long du rail équatorial. Dans ces conditions, nous sommes assurés que l’ensemble de la variabilité observée par la suite dans les résultats de la simulation ne peut être forcée qu’à l’intérieur du Golfe de Guinée.

6.4.3 Cycle semi-annuel dans la configuration ATLTROP-GUINEA

Le cycle semi-annuel moyen de la SSH de la configuration ATLTROP-GUINEA peut être visualisé sur la figure 6.14 a et l’écart d’amplitude avec le cycle moyen de la SSH de la configuration ATLTROP-REF est visible sur la figure 6.14 b. En l’absence de variabilité forcée à l’extérieur du Golfe de Guinée, on s’aperçoit que l’anomalie de SSH le long de l’équateur ne correspond pas à celle de la simulation de référence. On peut en effet observer que le cycle semi-annuel marqué le long de l’équateur n’existe pas dans ATLTROP-GUINEA hormis pour la partie la plus à l’est du bassin, à l’est de 2°E. Cependant, même dans cette région côtière le cycle semi-annuel reste très éloigné de celui de la simulation de référence. Ce résultat correspond bien aux explications fournies par [Philander and Pacanowski \(1986\)](#); [Schouten et al. \(2005\)](#); [Polo et al. \(2008\)](#) et à une génération du cycle semi-annuel équatorial dans la partie ouest du bassin tropical de l’océan Atlantique. En revanche, on peut s’apercevoir sur la figure 6.14 que le long de la côte, les deux simulations présentent *a priori* le même cycle semi-annuel marqué, avec des amplitudes de variations de la SSH du même ordre, variant entre -80 et 80 centimètres environ autour de la valeur moyenne dans les deux cas. Il est donc possible de reproduire presque à l’identique le cycle semi-annuel le long de la côte à partir d’un forçage atmosphérique limité au Golfe de Guinée. A partir de ces constatations, il semble donc que le cycle semi-annuel côtier ne soit pas forcé dans l’ouest du bassin comme c’est le cas pour l’équateur, mais plutôt au dessus du Golfe de Guinée. C’est donc un phénomène qui semble plus local que ce qui a été suggéré jusqu’à présent et qui permet de mettre en perspective les résultats de [Marin et al. \(2009\)](#) sur l’importance du forçage au dessus du Golfe de Guinée pour expliquer les différences de SST entre 2005 et 2006.

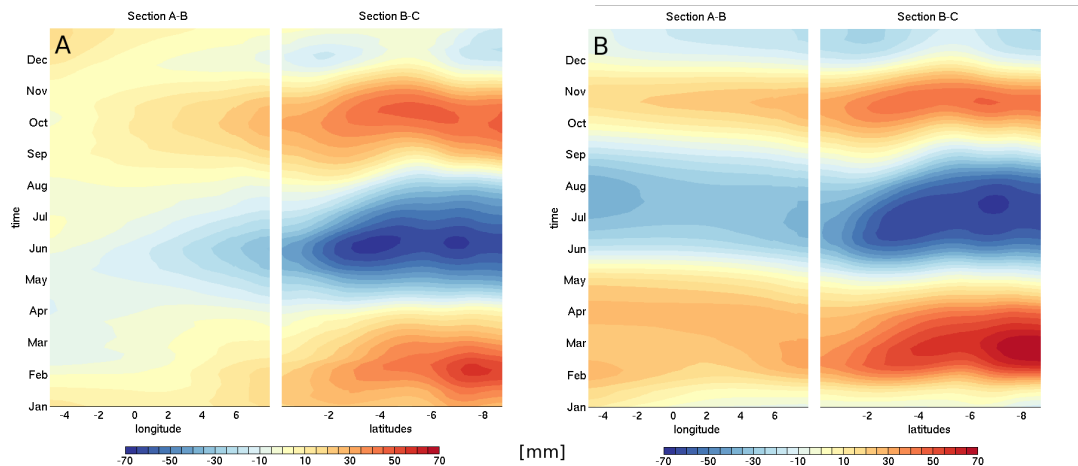


FIGURE 6.14 – Anomalie saisonnière moyenne de la SSH pour les configurations ATLTROP-GUINEA (A) et ATLTROP-REF (B) le long des sections visibles sur la figure 6.8. L’anomalie correspond à la SSH saisonnière moyenne sur la période 1995-2006 et à laquelle nous avons retranché la moyenne annuelle.

La seule analyse du cycle saisonnier moyen de la SSH ne suffit pas pour déterminer exactement l’origine des variations semi-annuelles de la SSH dans le Golfe de Guinée et faire le lien avec le transport des eaux du Congo vers le sud. En effet, nous avons vu que ce dernier présente une forte variabilité interannuelle en raison de la variabilité non pas des apports en eaux douces, dont nous avons vu que l’impact est faible dans le chapitre précédent, mais en raison de la variabilité de la circulation de surface et notamment de l’intensité de la circulation vers le sud. La comparaison de la SSH au large de l’embouchure du Congo à 11°E et 6°S nous montre que les variations interannuelles sont similaires dans les deux simulations. Avec une corrélation significative de 0.9 et un décalage de 20 jours, les deux courbes de la figure 6.15 sont en effet très proches. Il apparaît donc qu’en forçant l’océan uniquement au-dessus du Golfe de Guinée, on reproduit presque entièrement la variabilité interannuelle constatée dans la simulation de référence. Cette importance du forçage guinéen pour la variabilité le long de la côte semble d’autant plus significatif que dès qu’on s’éloigne de la côte, la correspondance entre les variations de SSH baisse très rapidement. On peut en effet voir sur la figure 6.16 que les variations de la SSH à 0°E 0°N ne sont plus aussi bien corrélées ($c = 0.5$ avec un décalage de 20 jours). Encore plus au large, à 5°W et 0°N, la corrélation n’est plus significative et la physique des deux simulations diffère complètement.

Il est particulièrement intéressant de constater sur la figure 6.15 que la forte anomalie du début de l’année 1997 est très bien reproduite dans la simulation ATLTROP-GUINEA pour la région la plus proche des côtes de l’Angola. Beaucoup plus au large en revanche, on ne retrouve pas du tout le même signal que dans notre simulation de référence puisque les anomalies des deux simulations sont opposées. Pour cet événement particulier, le rôle du forçage par le vent dans l’est du bassin Atlantique tropical semble donc très important pour la dynamique de la partie la plus à l’est du Golfe de Guinée.

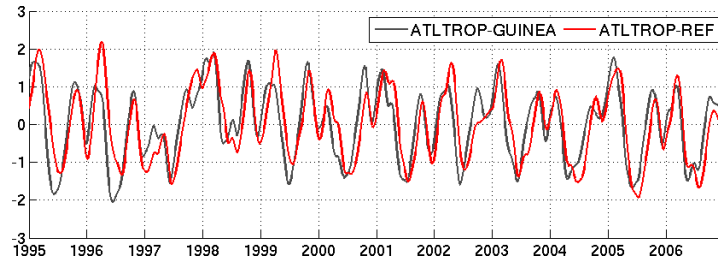


FIGURE 6.15 – Séries interannuelles normalisées des anomalies de SSH à 11°E et 6°S (au large de l'embouchure du Congo) pour les configurations ATLTROP-REF (rouge) et ATLTROP-GUINEA (noire) par rapport à la SSH moyenne sur la période 1995-2006. La moyenne de la SSH sur cette période est de -8 cm par rapport au niveau de référence, l'écart type est égal à 4.7 cm. La corrélation entre ses deux séries est de 0.9 , significative à 0.96% d'après un test de Student à 2 degrés de liberté. Le décalage temporel entre ces deux séries est de 20 jours, en avance pour la configuration ATLTROP-GUINEA.

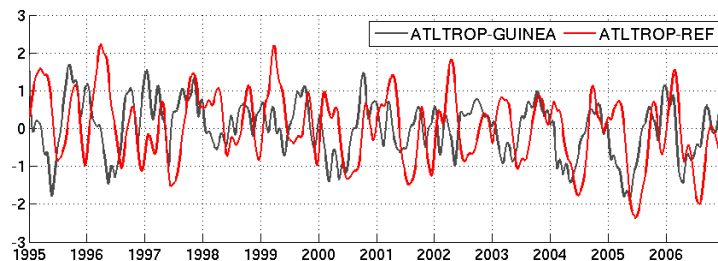


FIGURE 6.16 – Séries interannuelles normalisées des anomalies de SSH à $0^{\circ} - 0^{\circ}$ pour les configurations ATLTROP-REF (rouge) et ATLTROP-GUINEA (noire) par rapport à la SSH moyenne sur la période 1995-2006. La moyenne de la SSH sur cette période est de -10 cm par rapport au niveau de référence, l'écart type est égal à 3 cm. La corrélation entre ses deux séries est de 0.5 , significative à 0.96% d'après un test de Student à 2 degrés de liberté. Le décalage temporel entre ces deux séries est de 20 jours, en avance pour la configuration ATLTROP-GUINEA.

Nous ne pouvons pas expliquer pour le moment l'existence d'un décalage temporel d'une vingtaine de jours entre les variations de la SSH des deux simulations. On peut cependant supposer d'après la simulation de référence que ce décalage résulte des interactions entre la variabilité forcée à l'ouest et dominant la région équatoriale et celle forcée localement dans l'est du bassin. Toutefois nous ne nous avancerons pas sur les mécanismes puisque nous ne les avons pas étudiés précisément. Ceci ne remet pas en cause le résultat principal de cette étude et il semble donc que le cycle semi-annuel des vitesses et de la SSH dans l'est du bassin est forcé en grande partie par les variations du vent au dessus du Golfe de Guinée et non pas totalement dans l'ouest du bassin.

6.5 Cycle semi-annuel côtier et forçage local

Il existe d'autres forçages que le vent à grande échelle au-dessus du Golfe de Guinée pour expliquer le cycle semi-annuel de la circulation de surface. Nous avons donc cherché à déterminer le rôle joué par le vent le long de la côte via le transport d'Ekman, la dynamique liée à la présence du panache du Congo dans cette région, mais également les liens potentiels entre la surface et la subsurface. Cette section s'attache donc à évaluer les mécanismes de forçages potentiels dans la région où le cycle semi-annuel des vitesses de surface se produit.

6.5.1 Forçage local par le vent le long des côtes de l'Angola

Dans sa revue sur les conditions océaniques au large de l'Angola, [Gallardo \(1981\)](#) propose une explication au transport important des eaux du fleuve Congo loin au sud de l'embouchure. D'après lui, ces épisodes d'évacuation importante d'eau douce le long de la côte sont liés au changement des conditions de vent au large de l'Angola. D'après cette théorie, c'est le déplacement de la zone de convergence des Alizés de l'Atlantique et des vents soufflant au dessus de l'Angola (Front Inter Tropical) au large des côtes qui est responsable de la circulation vers le sud en surface. Ce front de mousson, situé en temps normal au dessus du Soudan et de l'est du Congo, est formé par la rencontre de l'air humide provenant de l'Atlantique et celui provenant de l'océan Indien. Ce déplacement s'accompagne par un changement de direction des vents à la surface de l'océan, qui passent alors à l'est en lieu et place des Alizés de sud-ouest induisant de ce fait un transport d'Ekman vers le sud. Partant de cette hypothèse, nous avons évalué la possibilité d'un forçage du cycle semi-annuel des vitesses de surface par le transport d'Ekman.

Transport d'Ekman et hypothèses associées

Partant des équations d'Ekman qui définissent l'équilibre entre les vitesses et les tensions du vent local dans les couches superficielles de l'océan d'après l'équation 6.2, il est possible de déterminer le transport d'Ekman intégré sur la verticale (équation 6.3).

$$fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \quad (6.1)$$

$$\begin{aligned}
 fu &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \\
 M_y &= -\frac{\tau_x}{f} \\
 M_x &= \frac{\tau_y}{f}
 \end{aligned} \tag{6.2}$$

Dans ces équations, les termes τ_x et τ_y représentent respectivement les composantes zonale et méridienne du vent à la surface de l'océan. Le terme f est le paramètre de Coriolis, négatif dans l'hémisphère sud. u et v sont les composantes zonale et méridionale de la vitesse forcée par le vent. M_x et M_y sont respectivement les composantes zonale et méridienne du transport d'Ekman. Le transport d'Ekman ne dépend donc que des tensions de vent à la surface de l'océan et du paramètre de Coriolis.

Résultat au large de l'Angola

D'après l'équation 6.2, pour avoir un transport vers le sud le long de la côte angolaise et non vers le large, les tensions de vent zonale et méridienne doivent être orientées vers l'est et le sud respectivement puisque le paramètre de Coriolis est négatif dans l'hémisphère sud. Nous avons donc analysé l'évolution des tensions de vent zonale et méridienne moyennes pour cette région partant de l'embouchure du fleuve Congo jusqu'aux latitudes les plus au sud où nous avons pu observer un transport d'eau douce important vers 15°S. Les tensions de vent moyennes pour les mois de janvier à mars issues de notre configuration ATLTROP-REF apparaissent ainsi sur les figures 6.17 a à c. Les tensions de vent à la surface de l'océan apparaissent très régulières en intensité et direction durant toute cette période. En outre, le vent provient en permanence du sud ouest, entraînant donc un transport d'Ekman vers le nord ouest, soit au large, plutôt que vers le sud le long de la côte.

Les tensions de vent moyennes en début d'année excluent un renversement via le transport d'Ekman, en contradiction avec les hypothèses de [Gallardo \(1981\)](#). Toutefois, il n'est pas exclu que les variations interannuelles du vent puissent engendrer un transport d'Ekman vers le sud en début d'année, de même que pour le renversement de fin d'année. Nous avons ainsi calculé le transport d'Ekman moyen sur le domaine de la figure 6.17 pour les années 1995 à 2006 (figure 6.18 a). On a donc la confirmation qu'à aucun moment de l'année le forçage par le vent ne peut être responsable d'un transport d'Ekman vers le sud dans cette région puisqu'il est en moyenne toujours positif (figure 6.18 b). Si on peut constater une forte baisse du transport vers le nord entre les mois de mars, elle survient après le renversement du début d'année. En plus de ce décalage, on constate que le transport d'Ekman ne suit pas le même cycle semi-annuel que les vitesses méridiennes et la SSS de cette région, excluant encore un forçage direct par le vent. On peut en revanche observer en 2000 et 2006 une très faible composante sud du transport d'Ekman, toutefois bien insuffisante pour expliquer l'intensité de la dessalure ces années là.

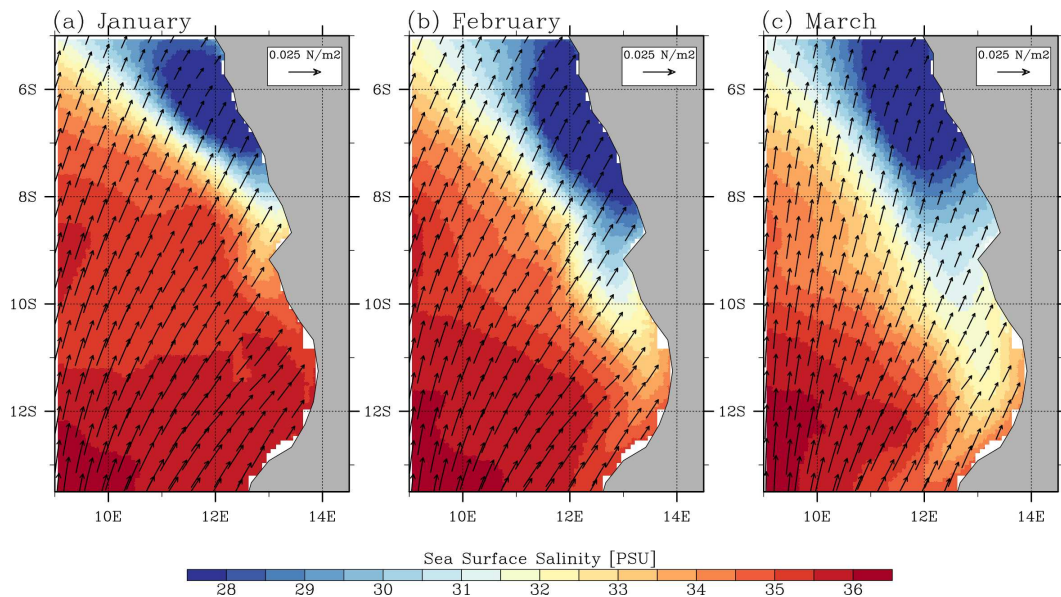


FIGURE 6.17 – Tension moyenne du vent à la surface de l’océan pour les mois de janvier à mars. En fond est représentée la salinité de surface moyenne pour ces mêmes mois. Tous les champs proviennent de la climatologie de notre simulation ATLTROP-REF au $1/12^\circ$ calculée sur la période 1995 à 2006.

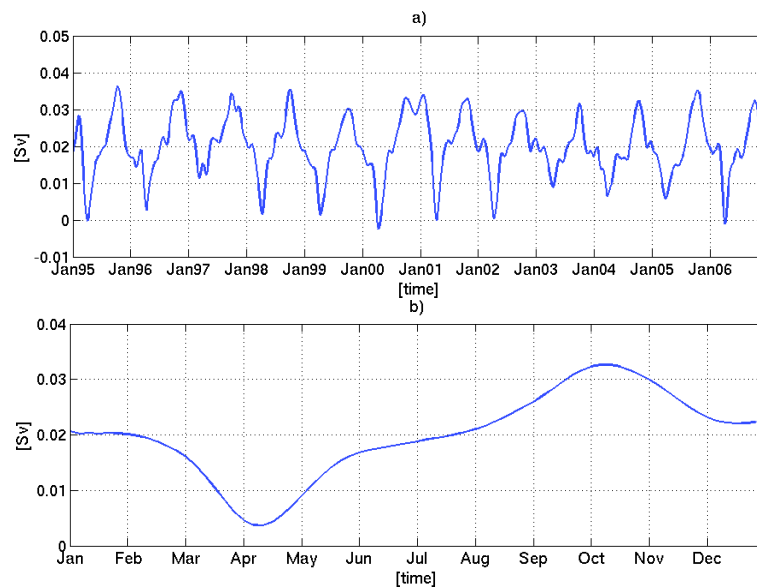


FIGURE 6.18 – Composantes interannuelle (a) et climatologique (b) du transport d’Ekman méridien calculées à partir des tensions de vent de notre simulation de référence ATLTROP-REF. Les séries temporelles représentent le transport moyen sur la région présentée dans la figure 6.17, allant de 10°E à 14°E et de 13°S à 5°S .

Conclusion sur le transport d'Ekman

L'explication du renversement par un forçage du vent local n'est donc pas possible. En revanche, la diminution de la circulation vers le nord liée à l'affaiblissement du vent à partir de la mi-février peut potentiellement rendre plus aisée la compensation de cette circulation vers le nord par un autre mécanisme aboutissant alors à l'existence d'une circulation vers le sud qui n'existerait peut-être pas avec des conditions de vent constantes.

6.5.2 Liens avec la circulation de subsurface

Au cours des années où la dessalure est forte au sud et où l'inversion de la circulation de surface est intense, on note une continuité de la circulation de surface le long de l'équateur et des côtes au nord et au sud avec une géométrie très symétrique de la circulation de surface autour de l'équateur. Cette circulation³ rappelle fortement la description que donnent [Hisard and Morlière \(1973\)](#); [Wacongne and Piton \(1992\)](#) de la terminaison de l'EUC en subsurface, qui se divise loin de la côte en deux courants qui s'écoulent le long du talus vers les pôles, d'où la présence des masses d'eau très salées transportées par l'EUC dans ces régions. En outre, nous ne sommes pas certains de la continuité permanente de la circulation de subsurface entre l'équateur et les côtes angolaises ([Wacongne and Piton, 1992](#)). Ces caractéristiques communes aux deux phénomènes, le renversement de surface et la terminaison de l'EUC, supposent que ce que nous observons à la surface peut être associé à la résurgence de la dynamique de subsurface, en particulier le long de la côte puisque d'après [Mercier et al. \(2003\)](#) il peut arriver que le SEUC⁴ affleure en surface dans cette région. Dans le cas de l'EUC, [Kolodziejczyk et al. \(2009\)](#) ont montré que le cycle semi-annuel de la profondeur du coeur de l'EUC est caractérisé par une remontée entre mai et juillet, soit à un moment différent de nos renversements. Il est donc exclu que le renversement à l'équateur soit lié à la présence de l'EUC en surface. A la côte, si un tel affleurement existe, il doit alors se traduire par une remontée de l'isohaline supérieure du GCUC⁵, ce qui ne semble pas être la cas d'après la figure 6.19.

6.5.3 Rôle de la dynamique liée au panache du Congo sur le cycle semi-annuel

Evaluation de l'importance de la dynamique du panache en conditions réalistes

D'après les théories établies pour les panaches fluviaux on sait que lorsqu'un fleuve atteint le plein océan, une lentille d'eau dessalée se forme ainsi qu'un courant côtier dans la direction de propagation des ondes de Kelvin ([Yankovsky and Chapman, 1997](#)). Ce comportement théorique s'observe dans la plupart des régions du monde comme en témoignent de nombreux travaux existants (par exemple ceux de [Kourafalou et al. \(1996b,a\)](#)). Dans notre cas, la circulation vers le sud le long de la côte survient aux moments où la quantité d'eau douce est

3. cf figure 6.7

4. SEUC : South Equatorial Under Current, voir le chapitre 2 sur la circulation en Atlantique tropical.

5. GCUC : Gabon Congo UnderCurrent, même remarque que pour le SEUC

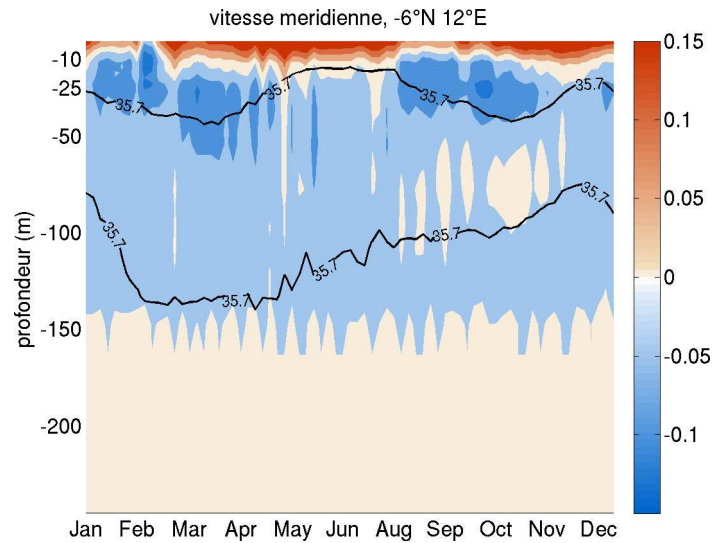


FIGURE 6.19 – Diagramme de hovmuller du cycle saisonnier moyen de la vitesse méridienne entre 0 et 150m de profondeur à la position 6°S et 12°E. Les valeurs sont issues de moyennes du modèle ATLTROP-BHB01 entre 1995 et 2006. En noir les isohalines à 35.7 psu représentant la masse d’eau salée transportée à l’équateur par l’EUC et se retrouvant dans le fond du Golfe de Guinée. On peut noter le changement de signe de la circulation méridienne de surface au cours du mois de février.

la plus importante au large de l’embouchure du Congo et même dans tout le Golfe de Guinée (figure 6.6). Dans ces conditions il nous a semblé légitime d’émettre l’hypothèse que le cycle semi-annuel de la circulation de surface le long de la côte peut être en partie modulé par la dynamique propre du panache du Congo. Nous avons donc tenté d’évaluer cette dynamique via les configurations ATLTROP-NORNF et ATLTROP-CONGO48 et ATLTROP-CONGO12. La représentation numérique des panaches fluviaux dépendant d’un très grand nombre de paramètres physiques et numériques (Garvine, 1999; Schiller and Kourafalou, 2010), tous ne sont pas détaillés ici. Ils ont cependant été analysés au cours du stage de fin d’études de Clément Vic et l’ensemble de ces résultats est documenté dans Vic et al. (2012).

A l’aide de notre simulation sans runoffs ATLTROP-NORNF, nous avons diagnostiqué le rôle des apports fluviaux de l’est du Golfe de Guinée dans la dynamique semi-annuelle de la circulation de surface. En effet l’absence des gradients de pression associés aux masses d’eau dessalées doit nous permettre d’identifier l’impact de celles-ci en terme de dynamique et donc de déterminer leur caractère actif ou passif sur la circulation régionale. La comparaison des vitesses entre les configurations ATLTROP-NONF et ATLTROP-REF peut s’observer sur les figures 6.20 et 6.21 pour l’équateur et la côte. On voit très clairement à partir de ces figures que la présence des eaux du Congo et des autres fleuves ne modifie en rien la variabilité tant le long de la côte qu’au niveau de l’équateur puisque l’écart de vitesse entre les deux simulations est quasi inexistant la majorité du temps. Il s’avère donc que les dynamiques des deux simulations sont très proches et que les variations de salinité au sud du Golfe ne peuvent être liées à la dynamique propre du panache du Congo.

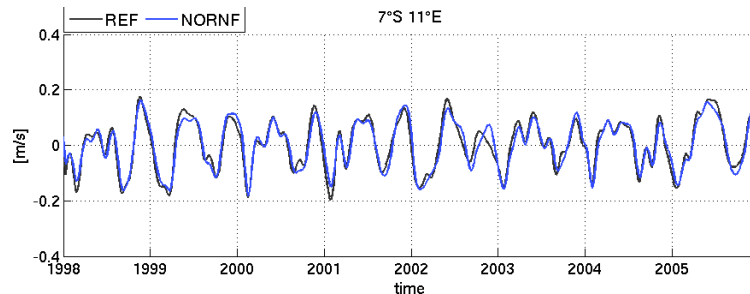


FIGURE 6.20 – Vitesse méridienne de surface au large de la côte angolaise dans nos configurations ATLTROP-REF (noir) et ATLTROP-NORNF (bleu) pour la période 1995-2006. La description complète de ces deux simulations est fournie dans le chapitre 4. La corrélation entre les deux simulations est égale à 0.98 avec une avance de 5 jours dans la simulation de référence. Cette corrélation est significative à 96% d'après un test de Student à deux degrés de liberté.

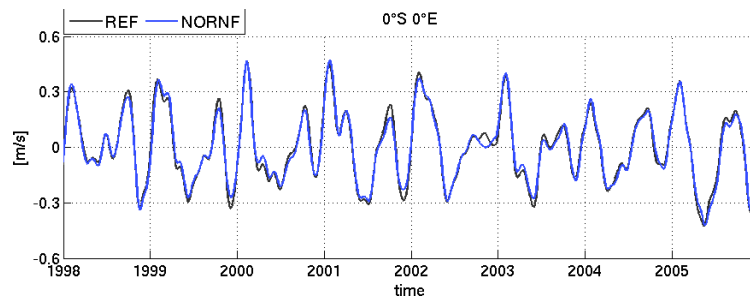


FIGURE 6.21 – Vitesse zonale de surface à l'équateur pour nos simulations ATLTROP-REF et ATLTROP-NORNF (bleu) de 1995 à 2006. La description complète de ces deux simulations est fournie dans le chapitre 4. La corrélation entre les deux simulations est égale à 0.99 sans décalage temporel. Cette corrélation est significative à 96% d'après un test de Student à deux degrés de liberté.

Analyse idéalisée du panache du Congo

Le résultat que nous avons obtenu auparavant est surprenant étant donné l'ensemble des théories sur la dynamique des panaches fluviaux⁶. En effet contrairement à nos attentes, il semble que la dynamique du panache du Congo soit sinon imperceptible avec le modèle, au moins suffisamment faible en dehors de la région très proche de l'embouchure pour qu'on ne puisse pas en voir les effets à grande échelle. En particulier, il est impossible de percevoir dans nos diverses simulations la formation claire d'une lentille peu salée de laquelle s'échappe un courant côtier s'écoulant vers le sud de l'Angola. Nous avons donc choisi d'analyser un peu plus en profondeur la dynamique propre au panache du Congo à partir de simulations idéalisées caractérisées par l'absence de circulation moyenne et de forçage par le vent dans le but de mieux comprendre pourquoi les effets attendus du panache ne se font pas sentir dans le cas réel. La première expérimentation que nous avons réalisée avec la configuration ATLTROP-CONGO48 s'est révélée conforme à nos attentes et à la bibliographie sur les panaches fluviaux, à savoir le développement d'un courant côtier dans le sens de propagation des ondes de Kelvin (ici vers le sud) et la formation d'une lentille d'eau douce au large de l'embouchure, caractérisée par une circulation anticyclonique. Le développement de la lentille se fait de manière similaire aux études existantes si ce n'est le rapport de taille inversé entre la lentille et le courant côtier puisqu'aux moyennes latitudes, le courant côtier est bien plus important que la lentille à la sortie de l'embouchure. En effet, le faible nombre de Kelvin de la région du Congo implique que le panache formé par le fleuve Congo présente une lentille très grande comparée au courant côtier, qui lui se révèle peu intense et plutôt étroit le long de la côte. Le développement de cette dynamique au bout de 60 jours peut être visualisé sur la figure 6.22, l'absence de déstabilisation du panache comparativement aux études de [Garvine \(1999\)](#) s'expliquant par la faible latitude de l'embouchure du Congo. En présence des forçages atmosphériques et d'une circulation moyenne, nous n'avons pas constaté de dynamique de panache aussi bien développée que celle qui apparaît sur cette figure malgré des vitesses du même ordre que dans la simulation ATLTROP-REF.

Le résultat de la simulation idéalisée ATLTROP-CONGO48 s'explique par l'absence de forçage externe. En revanche, ceux de la simulation ATLTROP-CONGO12 après bien plus que 60 jours le sont assurément. Contrairement à ce que nous avons observé au cours des 60 premiers jours, on se rend compte qu'au delà de 80 à 100 jours la dynamique du panache du Congo n'a plus rien à voir avec ce que nous avons observé auparavant. En effet, après 100 jours, s'établit un régime statistiquement stationnaire dont l'allure générale peut être visualisée sur la figure 6.23. On peut constater que le courant côtier a disparu pour être remplacé par des successions de tourbillons anticycloniques donnant l'impression de se propager vers l'ouest. Encore plus remarquable et surprenant, la lentille a également disparu au profit de structures tourbillonnaires plus petites au niveau de l'embouchure du fleuve, mais surtout d'une circulation orientée vers l'équateur au nord de l'embouchure. C'est ce dernier élément

6. Cette étude spécifique du panache du Congo devrait par ailleurs faire l'objet d'un article scientifique en commun avec Clément Vic.

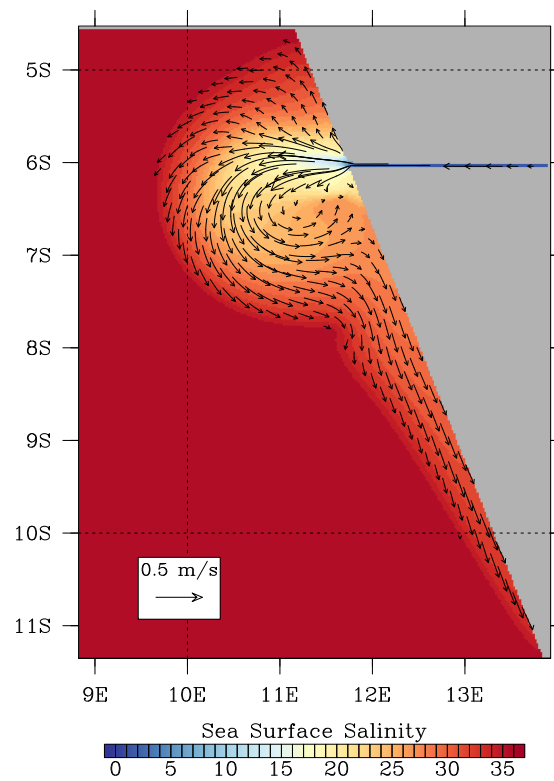


FIGURE 6.22 – Salinité et vitesses de surface au bout de 30 jours pour la simulation ATLTROP-CONGO48. A noter qu'à l'état initial, la salinité est uniforme dans tout le domaine, l'eau douce se déverse alors progressivement dans le plein océan depuis le canal, au-dessus duquel est appliqué un volume de précipitations constant et égal à $30000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

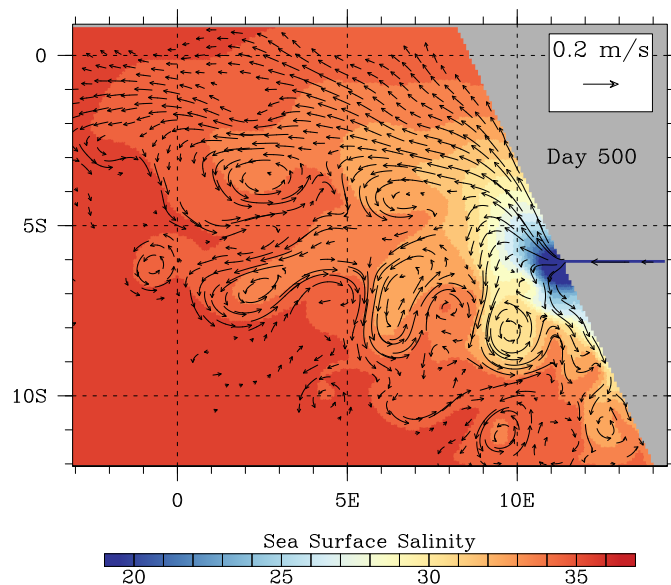


FIGURE 6.23 – Salinité et vitesses de surface au bout de 500 jours pour la simulation ATLTROP-CONGO12. L'état initial et la prescription des apports du Congo est faite de la même manière que celle décrite dans la légende de la figure 6.22 pour la simulation au $1/48^\circ$.

qui nous paraît être le plus important. En effet, l'ensemble des théories sur la déstabilisation des panaches fluviaux montre que lors de la déstabilisation d'un panache, des méandres apparaissent dans le courant côtier et la lentille (Garvine, 1999; Kourafalou et al., 1996b) mais aucun ne montre de renversement de la circulation moyenne comme nous venons de le voir, y compris après une très longue durée. A la place d'un transport vers le sud, on se retrouve avec un régime dont le transport d'eau douce se fait majoritairement vers le nord ouest puis le long de l'équateur tandis que vers le sud, le volume exporté est très faible. Il s'avère donc que la dynamique liée au panache du fleuve Congo ne correspond pas à ce que nous avons anticipé d'après les études existantes, sans courant vers le sud. Elle est en effet plus proche de la circulation moyenne réelle de cette partie du bassin que des prévisions théoriques sur les panaches. Il paraît évident, à la vue de ces résultats, que le renversement que nous observons ne peut pas être lié à la présence des masses d'eau douce à la surface du Golfe de Guinée, conformément aux résultats émis à partir des figures 6.20 et 6.21.

6.6 Conclusions

Conclusions

D'après les observations AMSR-E de la SSS et les résultats de nos diverses simulations, une importante dessalure bi-annuelle survient en début et fin d'année très au sud du Golfe de Guinée, au large des côtes de l'Angola et pouvant parfois s'étendre jusqu'aux côtes de la

Namibie. Cette dessalure s'explique par des apports d'eau douce depuis la région de l'embouchure du Congo en raison d'une circulation de surface qui passe temporairement au sud le long de la côte. Ce renversement de la circulation survient entre la mi-janvier et la mi-mars et s'étend en moyenne sur trois semaines, si bien qu'une grande partie des eaux déchargées par le Congo durant cette période sont directement transportées vers le sud, le transport moyen durant tout le reste de l'année se faisant vers le nord et l'ouest. Malgré qu'il existe très peu d'observations *in situ* dans cette région pour confirmer de manière certaine nos constatations, ces épisodes de forte diminution de la salinité de surface et le lien avec la région du Congo ont été mentionnés par [Gallardo \(1981\)](#) qui décrit des observations similaires pour des campagnes océanographiques réalisées dans les années 60 et 70. Cette dessalure présente en outre une très forte variabilité interannuelle puisqu'il y a certaines des années où elle est presque négligeable. Ces fluctuations proviennent des variations interannuelles du cycle semi-annuel de la dynamique de surface plutôt que du contenu en eau douce de la région du Congo, conformément aux conclusions qui ont été faites lors du chapitre 6. Ce résultat souligne encore une fois l'importance des interactions décharges fluviales / dynamique régionale.

D'après nos expérimentations, le changement de régime dynamique et le cycle semi-annuel de la circulation de surface le long des côtes angolaises ne peut pas être expliqué par les forçages locaux. Ainsi, le forçage par le vent dans la région de l'Angola ne peut induire un transport d'Ekman vers le sud en début d'année puisqu'entre début janvier et fin mars, les tensions de vent à la surface de l'océan sont à peu près constantes et orientées vers le nord-est, induisant un transport vers le large avec une faible composante nord et en aucun cas une forte composante sud côtière. D'autre part, et malgré ce que nous envisagions, la circulation des eaux du panache du Congo vers le sud ne peut être liée à la dynamique née de l'ajustement géostrophique engendré par la présence d'eau peu salée le long de la côte. En effet, si d'après [Yankovsky and Chapman \(1997\)](#) la décharge d'eau fluviale dans l'océan engendre la formation d'un courant côtier dirigé dans le même sens que la propagation des ondes de Kelvin côtière (vers le sud), ce n'est pas ce que nous observons dans le cas présent. Nos tests pour déterminer la dynamique propre du panache du Congo nous ont montré que celui-ci génère une circulation moyenne orientée vers l'ouest et l'équateur, non vers le sud. Par ailleurs, il se trouve que le changement de direction de la circulation de surface ne se limite pas à la région de l'Angola. Il est effectivement possible de l'observer le long de l'équateur à l'est de 5°E et le long de la côte nord du Golfe de Guinée. Au niveau de l'équateur, on observe ainsi une circulation vers l'est en lieu et place de la circulation classique vers l'ouest. La durée et l'apparition de ce renversement équatorial correspondent exactement à ce qui est constaté le long de la côte. Nous sommes donc en présence d'un phénomène de grande échelle forcé par le vent et dont la baisse saisonnière de la SSS au large de l'Angola n'est qu'une traduction locale qui trouve son origine dans les interactions entre le panache du Congo et le cycle semi-annuel de la circulation de surface d'une grande partie du Golfe de Guinée.

Il apparaît en plus que la variabilité de la SSS correspond, en terme de dynamique et période, aux constations de Rouault (2012), qui observe un transport semi-annuel d'eaux chaudes tropicales à travers le front d'Angola-Benguela. Ce transport associé à une intensification de la circulation côtière vers le sud survient en effet en février et novembre soit au même moment que la baisse de la SSS au large de l'Angola. Nos analyses, qui rejoignent celles de Hormann and Brandt (2009), montrent que le cycle semi-annuel de la circulation de surface dans le fond du Golfe de Guinée s'explique par les variations de vent au dessus du bassin tropical de l'Atlantique, sans qu'il soit possible de déterminer de manière certaine la région dans laquelle ce cycle est forcée. Toutefois, concernant le forçage du cycle et d'après nos tests de sensibilités, il s'avère qu'en l'absence de variabilité à l'ouest du bassin, les vents au dessus du Golfe de Guinée sont capables d'engendrer un cycle semi-annuel très semblable à celui que nous observons dans la simulation de référence. Cette similitude traduit le fait qu'il est possible que le cycle semi-annuel de la dynamique trouve son origine non pas dans l'ouest du bassin comme on l'admet généralement mais plutôt localement au niveau du Golfe de Guinée. Par ailleurs, il est difficile de conclure sur une quelconque propagation du phénomène via des ondes de Kelvin équatoriales puis côtières puisque les vitesses de phases déterminées par les différents auteurs et nous mêmes tendent à montrer qu'il n'existe pas réellement de propagation le long de l'équateur tandis que le long de la côte, les vitesses calculées de l'ordre de quelques centimètres par seconde ne correspondent pas aux vitesses de phases attendues. Il apparaît donc que nos résultats ne plaident donc pas en faveur d'une propagation linéaire du phénomène.

Perspectives

Etant donnée la difficulté qui existe pour faire le lien entre le forçage du vent, la dynamique linéaire et le cycle semi-annuel de la dynamique dans le fond du Golfe de Guinée, il semble important de procéder à une étude de ces processus via des outils simplifiés. En particulier, l'utilisation d'un modèle *shallow water* et d'un forçage atmosphérique moyen répété devrait permettre de comprendre plus efficacement l'importance de la dynamique linéaire à l'équateur et sa répercussions sur la circulation côtière. Si le vent est en effet le moteur évident de la variabilité semi-annuelle le long de la côte, le mécanisme précis qui lie ces deux éléments et encore loin d'être compris.

Les enjeux de la compréhension du cycle semi-annuel et de son forçage sont pourtant très importants à l'échelle locale. Autant pour les populations des côtes angolaises et namibiennes pour qui les espèces marines disponibles à l'exploitation peuvent dépendre ou non de la présence des eaux du Congo, que pour les habitants des régions plus au sud dont le climat dépend fortement du front d'Angola-Benguela et donc de la variabilité de la SST dans cette région. Pour toutes ces raisons, la détermination de la prévisibilité du cycle semi-annuel et de son intensité est primordiale.

Chapitre 7

Conclusions et perspectives

7.1 Conclusions

7.1.1 A propos de la modélisation du Golfe de Guinée

Au cours de cette thèse, nous avons été amenés à utiliser un grand nombre de configurations de modèle différentes pour la représentation de l'Atlantique tropical et du Golfe de Guinée. Ces configurations, qu'elles diffèrent par leurs résolutions horizontale ou verticale, par leur forçage atmosphérique ou encore par leur forçage en eau douce, nous ont permis de tirer plusieurs enseignements. Tout d'abord, l'existence récurrente, quelque soit la configuration et la paramétrisation utilisée, d'un biais chaud des températures de surface dans la partie Est du Golfe de Guinée. Ainsi que ce soit par l'utilisation de 46 ou 75 niveaux, d'apports fluviaux allant du simple au double et même de forçages atmosphériques différents, nous n'avons jamais été en mesure de corriger ce biais. Récurrent également le problème de stratification trop importante que nous avons rencontré avec la simulation à 75 niveaux verticaux, toujours dans la partie Est du Golfe de Guinée. Bien que nous ayons tout d'abord associé cette stratification à des volumes d'eau fluviale trop importants, nos différents tests de sensibilité nous ont montré que même sans apport fluvial, la stratification est trop forte. Notre incapacité à résoudre ces deux erreurs montre bien que certains aspects de la physique de cette région nous échappent encore. Toutefois, et bien qu'il ne soit pas toujours évident d'évaluer la qualité d'un modèle dans une région où les observations ne sont pas en nombre suffisant, la physique produite par nos modèles semble tout à fait cohérente avec ce que nous connaissons de cette région. Elle est en effet apte à reproduire la plupart des mécanismes de grande échelle de la variabilité saisonnière et interannuelle que nous connaissons. Les erreurs existantes ne remettent donc pas en cause nos résultats. Un autre résultat important de nos différents tests se trouve dans l'apport de la haute résolution verticale, mais également horizontale. La première nous a permis de réduire significativement les biais de température (en dehors du biais chaud) dans les upwellings côtiers du Golfe de Guinée, mais a en revanche engendré une stratification trop importante. La seconde est en revanche plus discutable étant donné que nous n'avons pas perçu de différence significative entre les solutions des grilles au $1/4^\circ$ et $1/12^\circ$. Reste le cas du $1/48^\circ$, qui est abordé plus loin.

7.1.2 A propos des observations satellite AMSR-E de la SSS

Le manque d'observations variées dans le fond du Golfe n'est certainement pas étranger aux problèmes que nous rencontrons avec les modèles numériques et aux difficultés à bien comprendre un certain nombre de mécanismes y prenant place. A ce titre, si les données AMSR-E ont montré d'importants biais de sel dans cette région (de l'ordre de 1.5 psu) et des structures spatiales avec des anomalies de salinité très fortes, il n'en reste pas moins que la représentation *a priori* des variations temporelles de la SSS fait que ces données AMSR-E représentent un apport nouveau et conséquent pour l'étude de la SSS du Golfe de Guinée. Il semble donc tout à fait possible d'utiliser ces données à des fins d'exploration pour le suivi des variations saisonnières et interannuelles de la SSS malgré une surestimation systématique

des amplitudes.

7.1.3 Conclusions sur le cycle saisonnier de la SSS

Conformément aux conclusions des précédentes études sur le sujet ([Dessier and Donguy, 1994](#); [Reverdin et al., 2007](#)), les variations saisonnières de la SSS à proximité des côtes se sont montrées fortement liées aux décharges fluviales du Congo et de la Baie de Biafra. Les précipitations dans ces régions se sont en effet révélées avoir un impact très limité sur le cycle saisonnier. Ainsi, l'évolution saisonnière de la SSS peut s'expliquer en grande partie par les variations des volumes d'eau douce déchargée par les fleuves et par le transport vers le large régulier qui s'opère via la circulation de surface. Ce transport présente effectivement des variations saisonnières très similaires à celle de la SSS. En revanche, il s'avère qu'il est impossible d'expliquer la forte hausse de la SSS¹ par une baisse du transport d'eau douce vers le large et un bilan évaporation-précipitations-runoffs (E-P-R) positif. Ce dernier terme reste en effet négatif tout au long de l'année et ne peut engendrer de salinisation du bassin. Il a donc fallu trouver une autre explication à la salinisation puisque les deux termes précédents conduisent à une baisse permanente de la SSS. Nos analyses nous ont montré que deux processus physiques distincts aboutissent à la dispersion rapide des eaux plus douces de la surface. Le premier, qui concerne toute la partie Est du Golfe, correspond à une augmentation importante de la diffusion verticale à l'intérieur de la couche de mélange entre les mois de mai et août. Ce mécanisme est comparable aux résultats de [Peter et al. \(2006\)](#) et [Jouanno et al. \(2011\)](#) pour le contenu thermique et l'augmentation de la SSS à cette période est donc associée à un transfert de sel par diffusion depuis la subsurface. Le second mécanisme est plus localisé puisqu'il ne concerne que la région du panache du Congo au sud de 3°. Dans cette région, la hausse de la SSS s'explique par l'importance de l'advection verticale qui apporte des eaux très salées à la surface. En effet contrairement au reste du bassin, l'augmentation de la divergence le long de la côte et les remontées d'eau qui s'ensuivent compensent largement la baisse de la SSS par l'advection horizontale d'eau douce depuis la côte. On voit donc que le cycle saisonnier de la SSS le long de la côte à l'Est du Golfe de Guinée ne dépend pas uniquement des apports fluviaux, mais également de la dynamique régionale, en particulier pour le panache du Congo et l'upwelling du Gabon et de l'Angola.

7.1.4 Conclusions sur la variabilité interannuelle de la SSS

L'analyse de la variabilité interannuelle à partir des mesures AMSR-E et de nos diverses configurations numériques nous a permis de constater que la variabilité interannuelle de la SSS n'est pas dépendante de la variabilité interannuelle des apports en eau douce et qu'elle n'est pas non plus différente de celle de la SST, les deux sont en effets corrélées. De plus, nous avons pu observer que l'utilisation d'apports fluviaux interannuels plutôt que climatologiques ne modifie en rien la variabilité de la SSS ce qui montre que la variabilité interannuelle de

1. Hausse qui a lieu entre les mois de mai et août dans l'ensemble du Golfe de Guinée, avec une amplitude moyenne de 0.8 psu sur l'ensemble du bassin et jusqu'à 4 psu au large du Cap Lopez où les écarts sont les plus importants.

la SSS est indépendante des fluctuations interannuelles des apports fluviaux. En réalité, dans toutes les régions du Golfe, la variabilité interannuelle de la SSS s'explique par des anomalies de transport de sel horizontal, parfois compensées en partie par des anomalies du transport vertical. Il semble donc que les variations interannuelles de la circulation de surface entraînent une dispersion plus ou moins forte des nappes dessalées au moment de l'apparition des upwellings comme les très bonnes corrélations entre SSS et SST le suggèrent, en particulier au large du Gabon et de l'Angola. Les mécanismes exacts de cette variabilité ne sont toutefois pas encore clairement identifiés et des analyses plus approfondies à ce sujet sont nécessaires.

7.1.5 Conclusions sur le cycle saisonnier de la SSS au large de l'Angola

L'observation des données AMSR-E nous a permis d'identifier comme récurrent un phénomène jusqu'alors décrit comme rare par [Gallardo \(1981\)](#) et jamais étudié depuis. Nous avons effectivement pu observer une forte baisse de la SSS au large de l'Angola au sud de l'embouchure du Congo, là où les apports en eau douce sont extrêmement limités. Cette baisse de la salinité est en fait bi-annuelle, avec un premier événement plus marqué vers les mois de février-mars et un second plus faible vers octobre-novembre, en phase avec les observations de [Rouault \(2012\)](#) pour le transport d'eau chaudes à travers le front d'Angola-Benguela. On associe ces variations saisonnières au transport vers le sud des eaux du Congo suite à une modification de la circulation de surface, habituellement orientée au nord-ouest dans cette région. Ce changement de direction des courants de surface s'observe le long de l'équateur et des côtes au nord et au sud et correspond à la traduction dans la circulation de surface du cycle semi-annuel du Golfe de Guinée. Si ce cycle semi-annuel le long de l'équateur à l'ouest de 5° W est forcé en grande partie dans l'ouest du bassin, nous avons pu montrer que le long des côtes, ce cycle semi-annuel peut être reproduit par le seul forçage du vent au-dessus du Golfe de Guinée. Cependant, bien que ce phénomène soit généré dans le Golfe, ni le transport d'Ekman ni la dynamique propre du panache du Congo ne peuvent expliquer les variations de vitesses constatées.

7.2 Perspectives

Nous nous sommes progressivement rendu compte au cours de nos études que nous connaissons mal les conditions dynamiques au large de l'Angola et du Gabon, en raison à la fois du peu d'études existantes mais également de mesure *in situ* limitées. Cette situation est surprenante étant donnée la possible importance du panache du Congo sur la physique de cette région, mais également en raison des difficultés persistantes à bien représenter cette région avec les modèles numériques. Ces difficultés posent en effet problème pour l'obtention de modèles de prévision fiables de la mousson africaine, qui conditionne par de nombreux aspects la vie des populations de l'Afrique de l'Ouest. A ce titre, le manque d'informations en Baie de Biafra est étonnant puisque les études et observations dans cette région sont encore plus limitées que dans le reste du Golfe de Guinée. D'autre part, les exploitants pétroliers comme TOTAL font

état de l'apparition de courants très importants qui rendent dangereuses les activités en mer aux moments où ils surviennent et difficile le bon dimensionnement des installations offshore. Ces courants importants mais brefs sont souvent associés à des passages d'ondes internes ou de solitons, qui peuvent être engendrés aux fronts des panaches fluviaux (Nash and Moum, 2005; Pan et al., 2007) et c'est donc une piste qui mérite notre attention pour le cas du Congo. Il reste donc à comprendre de nombreux éléments de la physique de cette région et ceux-ci nécessitent la mise au point de nouveaux outils numériques et l'obtention d'observations plus nombreuses, en particulier si on veut s'intéresser aux interactions entre le panache du Congo et la dynamique régionale.

Fort heureusement, l'arrivée des données satellite de SSS, combinées aux observations de température, d'altimétrie et de courant, va nous permettre d'avoir une vision globale des conditions à la surface du Golfe avec une bonne résolution. Les données SMOS et Aquarius, de même que les données AMSR-E peuvent donc être une très bonne opportunité d'analyser les fluctuations temporelles et spatiales du panache du Congo, à condition cependant qu'il soit possible de les valider de manière rigoureuse, ce qui passe immanquablement par les observations *in situ*. D'autre part, comme nous avons pu le voir avec nos premières expériences au $1/48^\circ$, l'utilisation de modèle à très haute résolution, s'il est possible de les valider également, peut permettre de voir sous un jour nouveau les interactions entre panache et dynamique régionale. En effet, alors que nos modèles à basse et moyenne résolutions² se sont montrés peu différents dans leur représentation de la dynamique régionale, avec des variations spatiales de la SSS très diffuses, les premières simulations à très haute résolution³ nous ont montré des structures spatiales de la SSS radicalement différentes avec l'existence de fronts très marqués au large de l'embouchure du Congo (figure 7.1).

A l'aide de ces outils et en combinaison avec ceux qui existent déjà, on pourrait s'intéresser de manière plus précise aux interactions panache-upwelling et panache-courants de surface, qui sont fondamentales pour la variabilité interannuelle de la SSS. En comprendre exactement les mécanismes peut permettre de mieux comprendre comment le forçage lointain *a priori* responsable de ces variations influence la dynamique le long des côtes à la surface du Golfe de Guinée. Ainsi, une meilleure compréhension de cette variabilité peut nous apporter une meilleure connaissance de la dynamique du fond du Golfe de Guinée. Par ailleurs, puisque la salinisation s'explique par des apports de sel de la subsurface, les variations de la salinité sous la couche de mélange pourraient avoir un impact à la surface. A ce titre, quantifier liens entre les fluctuations de la salinité en subsurface et en surface pourrait s'avérer intéressant.

Les questions qui se posent sont finalement bien plus nombreuses que celles qui auront trouvé une réponse au cours de ces trois années. J'espère qu'un jour des réponses seront apportées à la plupart d'entre elles et que je pourrais sinon y participer, au moins en prendre

2. Pour rappel au $1/4^\circ$ et $1/12^\circ$, soit environ 25km et 9.5km de résolution spatiale.

3. environ 2.3 km

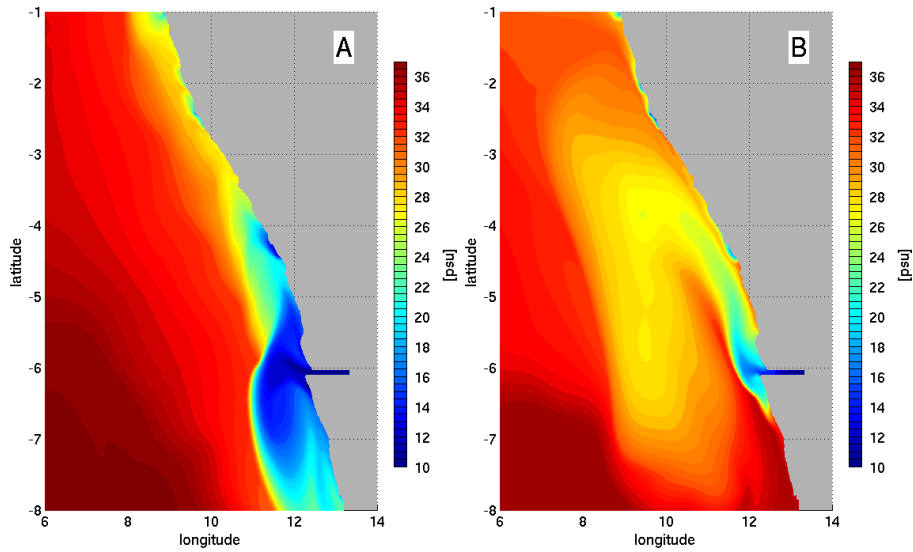


FIGURE 7.1 – Salinité de surface dans une simulation réaliste expérimentale au $1/48^\circ$ dans laquelle le Congo se déverse dans l’océan via un canal zonal. On représente ici les champs moyennés sur 5 jours à deux périodes différentes. A : SSS autour du 19 février 1995. B : SSS autour du 13 mars 2000.

connaissance, car durant ces trois années la dynamique de cette région n’aura cessé de me questionner et de me donner l’envie d’approfondir toujours plus mes connaissances à son sujet. A l’avenir, je ne doute pas que le maintien et le développement des mouillages PIRATA, les études qui vont venir prendre la suite du programme AMMA et peut être le développement de futurs programmes de recherches permettront la mise en évidence des nombreux mécanismes physiques encore inexplorés de cette région.

Bibliographie

- Adamec, D. and O'Brien (1978). The seasonal upwelling in the Gulf of Guinea due to remote forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 8 :1050–1060.
- Arakawa, A. and Lamb, V. (1981). A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow- water equations. *Monthly Weather Review*, 109 :18–36.
- Arhan, M., Tréguier, A., Boulès, B., and Michel, S. (2006). Diagnosing the annual cycle of the Equatorial Undercurrent in the Atlantic ocean from a general circulation model. *Journal of Physical Oceanography*, 36 :1502–1522.
- Arnault, S. (1987). Tropical atlantic geostrophic current and ship drifts. *Journal of Geophysical Research*, 92 :5076–5088.
- Bakun, A. (1978). Guinea Current upwelling. *Nature*, 271 :147–150.
- Barnier, B. e. a. (2006). Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean Dynamics*, 56 :543–567.
- Bernie, D., Guilyardi, E., Madec, G., Slingo, J., and Woolnough, S. (2007). Impact of resolving the diurnal cycle in an ocean–atmosphere GCM. Part 1 : a diurnally forced OGCM. *Climate Dynamics*, 29(6) :575–590.
- Bernie, D., Woolnough, S., Slingo, J., and Guilyardi, E. (2005). Modelling diurnal and intra-seasonal variability of the ocean mixed layer. *Journal of Climate*, 18(8) :1190–1200.
- Berrit, G. (1966). Les eaux dessalées du Golfe de Guinée. *Document Scientifique de l'ORS-TOM*.
- Binet, D. (1997). Climate and pelagic fisheries in the Canary and Guinea Currents 1964-1993 : The role of Trade Winds and the Southern Oscillation. *Oceanologica Acta*, 20 :177–190.
- Blanke, B., Arhan, M., Lazar, A., and Prevot, G. (2002). A lagrangian numerical investigation of the origins and fates of the salinity maximum water in the Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 107.
- Blanke, B. and Delecluse, P. (1993). Variability of the Tropical Atlantic Ocean Simulated by a General Ocean Circulation Model with two different mixed layer physics. *Journal of Physical Oceanography*, 23 :1363–1388.

- Blayo, E. and Debreu, L. (1999). Adaptive mesh refinement for finite-difference ocean model : first experiments. *Journal of Physical Oceanography*, 29 :1239–1250.
- Bourlès, B., D’Orgeville, M., Eldin, G., Gouriou, Y., Chuchla, R., DuPenhoat, Y., and Arnault, S. (2002). On the evolution of the thermocline and subthermocline eastward currents in the equatorial Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 29.
- Bourlès, B. and et al. (2008). The PIRATA program : history and accomplishments of the 10 first years tropical Atlantic observing system’s backbone. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89 :1111–1125.
- Bourlès, B., Molinari, R., Johns, E., Wilson, W., and K.D., L. (1999). Upper layer currents in the western tropical North Atlantic(1989-1991). *Journal of Geophysical Research*, 104 :1361–1375.
- Boutin, J., Martin, N., Yin, X., Font, J., Reul, N., and Spurgeon, P. (2012). First assesment of SMOS data over open ocean : Part II Sea Surface Salinity. *IEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 99 :1–14.
- Brandt, P., Caniaux, G., Bourlès, B., Lazar, A., Dengler, M., Funk, A., Hormann, V., Giordani, H., and Marin, F. (2011). Equatorial upper-ocean dynamics and their interactions with the West African monsoon. *Atmospheric Research Letters*, 12 :24–30.
- Brandt, P., Schott, F., Provost, C., Kartavtseff, A., Hormann, V., Bourlès, B., and Fischer, J. (2006). Circulation in the central equatorial Atlantic : mean and intraseasonal to seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, 33.
- Brodeau, L., Barnier, B., Tréguier, A., Penduff, T., and Gulev, S. (2010). An era40 based atmospheric forcing for global ocean circulation models. *Ocean Modelling*, 31 :88–104.
- Busalacchi, A. and Picaut, J. (1983). Seasonal variability from a model of the Tropical Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 13 :1564–1588.
- Cane, M. and Sarachik, E. (1977). Forced baroclinic ocean motions : 2 the linear equatorial bounded case. *Journal of Marine Research*, 35 :395–432.
- Caniaux, G., Giordani, H., Redelsperger, J., Guichard, F., Key, E., and Wade, M. (2011). Coupling between the Atlantic cold tongue and the West African monsoon in boreal spring and summer. *Journal of Geophysical Research*, 116.
- Chao, S. (1988). River-forced estuarine plumes. *Journal of Physical Oceanography*, 18(1) :72–88.
- Clarke, A. (1979). On the generation of the seasonal coastal upwelling in the Gulf of Guinea. *Journal of Geophysical Research*, 84 :3743–3751.
- Cochrane, J., Kelly Jr., F., and Olling, C. (1979). Subthermocline Countercurrents in the Western Equatorial Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 9 :724–738.

- Dai, A., Qian, T., Trenberth, K., and Milliman, J. (2009). Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *Journal of Climate*, 22 :2773–2792.
- Dai, A. and Trenberth, K. (2002). Estimates of freshwater discharge from continents : latitudinal and seasonal variations. *Journal of Hydrometeorology*, 3 :660–687.
- De Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A., Lazar, A., and Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profil-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- De Boyer Montégut, C., Mignot, J., Lazar, A., and Cravatte, S. (2007). Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean : 1 General description. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Debreu, L. and Blayo, E. (2008). Two-way embedding algorithms : a review. *Ocean Dynamics*, 58 :415–428.
- Dessier, A. and Donguy, J. (1994). The sea surface salinity in the tropical Atlantic between 10°s and 30°n, seasonal and interannual variations (1977-1989). *Deep Sea Research I*, 41 :81–100.
- Doi, T., Tozuka, T., Sasaki, H., Masumoto, Y., and Yamagata, T. (2007). Seasonal and Interannual variations of oceanic conditions in the Angola Dome. *Journal of Physical Oceanography*, 37 :2698–2713.
- Du Penhoat, Y. and Tréguier, A. (1985). The seasonal linear response of the tropical Atlantic ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 15.
- Eisma, D. and Van Bennekom, A. (1978). The Zaire river and estuary and the Zaire outflow in the Atlantic ocean. *Netherlands Journal of Sea Research*, 12 :255–272.
- Ferry, N. and Reverdin, G. (2004). Sea surface salinity interannual variability in the western tropical Atlantic : An ocean general circulation model study. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- Foltz, G., Grodsky, S., and Carton, J. (2004). Seasonal salt budget of the northwestern tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- Gaillard, F., Autret, E., Thierry, V., Galaup, T., Coatanoan, C., and Loubrieu, T. (2009). Quality control of large Argo datasets. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies*, 26 :337–351.
- Gallardo, Y. (1981). Milieu marin et ressources halieutiques de la république populaire du Congo, chapitre 2. *Travaux et documents de l'ORSTOM*, 138.
- Garvine, R. (1999). Penetration of buoyant coastal discharge onto the continental shelf : A numerical model experiment. *Journal of Physical Oceanography*, 29(8) :1892–1909.

- Giordani, H. and Caniaux, G. (2011). Diagnosing vertical motion in the Equatorial Atlantic. *Ocean Dynamics*, 61 :1995–2018.
- Gouriou, Y. and Reverdin, G. (1992). Isopycnal and diapycnal circulation of the upper equatorial Atlantic ocean in 1983-1984. *Journal of Geophysical Research*, 97 :3543–3572.
- Guiavarc’h, C., Tréguier, A., and Vangriesheim, A. (2008). Remotely forced biweekly deep oscillations on the continental slope of the Gulf of Guinea. *Journal of Geophysical Research*, 113.
- Hardman-Mountford, N. and McGlade, J. (2003). Seasonal and interannual variability of oceanographic processes in the Gulf of Guinea : an investigation using AVHRR sea surface temperature data. *International Journal of Remote Sensing*, 2003 :3247–3268.
- Hastenrath, S. and Lamb, P. (1978). On the dynamics and climatology of surface flow over the equatorial oceans. *Tellus*, 30 :436–448.
- Hazeleger, W., De Vries, P., and Friocourt, Y. (2003). Sources of the Equatorial Undercurrent in the Atlantic in a high resolution ocean model. *Journal of Physical Oceanography*, 33 :677–693.
- Hetland, D. (2005). Relating river plume structure to vertical mixing. *Journal of Physical Oceanography*, 35 :1667–1688.
- Hisard, P.H. Hénin, C. (1987). Response of the Equatorial Atlantic ocean to the 1983-1984 wind from the Programme Français Océan et Climat dans l’Atlantique Equatorial cruide data set. *Journal of Geophysical Research*, 92 :3759–3768.
- Hisard, P. (1973). Variations saisonnières à l’équateur dans le Golfe de Guinée. *Séries Océanographiques*, 11 :349–359.
- 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). *Cahier ORSTOM série Océanographie*, XI :455–464.
- Hisard, P., Henin, C., Houghton, R., Piton, B., and Rual, P. (1986). Oceanic conditions in the tropical Atlantic during 1983 and 1984. *Nature*, 322 :243–245.
- Hisard, P. and Morlière, A. (1973). La terminaison du contre courant equatorial subsuperficiel Atlantique (courant de Lomonosov) dans le Golfe de Guinée. *Cahier ORSTOM série Océanographie*, XIII :107–116.
- Hormann, V. and Brandt, P. (2009). Upper equatorial Atlantic variability during 2002 and 2005 associated with equatorial Kelvin waves. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Hénin, C., Hisard, P., and Piton, B. (1986). Observations hydrologiques dans l’océan Atlantique Equatorial. *Editions ORSTOM, FOCAL*, 1 :1–191.

- Illig, S., Dewitte, B., Ayoub, N., Du Penhoat, Y., Reverdin, G., De Mey, P., Bonjean, F., and Lagerloef, G. (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*, 109.
- Ingham, M. (1970). Coastal upwelling in the northwestern Gulf of Guinea. *Bulletin of Marine Sciences*, 20 :1–34.
- Jouanno, J., Marin, F., du Penhoat, Y., Sheinbaum, J., and Molines, J. (2011). Seasonal heat balance in the upper 100 m of the equatorial Atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research*, 116.
- Katz, E., Molinari, R., Cartwright, D., Hisard, P., Lass, H., and A., D. M. (1981). The seasonal transport of the Equatorial Undercurrent in the western Atlantic (during the Global Weather Experiment). *Oceanologica Acta*, 4 :445–450.
- Keenlyside, N. and Latif, M. (2007). Understanding Equatorial Atlantic Interannual Variability. *Journal of Climate*, 20 :131–142.
- Klein, L. and Swift, C. (1977). An improved model of the dielectric constant of sea water at microwave frequencies. *IEEE Transiant Antenna Propagation*, 25 :104–111.
- Kolodziejczyk, N. (2008). Analyse de la circulation de subsurface et de sa variabilité dans le Golfe de Guinée. *PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale, Ecole Doctorale des Sciences de la Mer*.
- Kolodziejczyk, N., Bourlès, B., Marin, F., Grelet, J., and Chuchla, R. (2009). Seasonal variability of the Equatorial UnderCurrent at 10°w as inferred from recent in-situ observations. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Kolodziejczyk, N., Marin, F., Bourlès, B., Berger, H., and Gouriou, Y. (2012). Seasonal to interannual variability of the Equatorial Undercurrent termination and associated salinity in the Gulf of Guinea. *In revision, Journal of Geophysical Research*.
- Kourafalou, V., Lee, T., Oey, L., and Wang, J. (1996a). The fate of river discharge on the continental shelf. 2 Transport of coastal low-salinity waters under realistic wind and tidal forcing. *Journal of Geophysical Research*, 101 :3435–3455.
- Kourafalou, V., Oey, L., Wang, J., and Lee, T. (1996b). The fate of river discharge on the continental shelf. 1 modeling the river plume and the inner shelf coastal current. *Journal of Geophysical Research*, 101 :3415–3434.
- Laraque, A., Mahé, G., Orange, D., and Marieu, B. (2001). Spatiotemporal variations in hydrological regimes within Central Africa during the XXth century. *Journal of Hydrology*, 245 :104–117.

- Large, W. and Yeager, S. (2004). Diurnal to decadal global forcing for ocean sea ice models : the data set and fluxes climatologies. *Rep. NCAR/TN-460+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.*
- Le Traon, P., Larnicol, G., Guinefut, S., Pouliquen, S., Benthamy, A., Roemmich, D., Donlon, G., Roquet, H., Jacobs, G., Griffin, D., Bonjean, O. Hoepffner, N., and Breivik, L. (2009). Data assembly and processing for operational oceanography. *Oceanography*, 22 :56–69.
- Lebel, T., Parker, D., Flamant, C., Höller, H., Polcher, J., Redelsperger, J., Thorncroft, C., Bock, O., Bourlès, B., Galle, S., Marticorena, B., Mougin, E., Peugeot, C., Cappelaere, B., Descroix, L., Diedhiou, A., and Gaye, A. (2011). The AMMA field campaigns : accomplishments and lessons learned. *Atmospheric Sciences Letters*, 12 :123–128.
- Lemasson, L. and Rebert, J. (1973). Les courants marins dans le Golfe Ivoirien. *Les Cahiers de l'ORSTOM, serie Océanographie*, 11 :67–95.
- Lerner, R. and Hollinger, J. (1977). Analysis of 1.4GHz radiometric measurement from Skylab. *Remote Sensing Environement*, 6 :251–269.
- Levitus, S. (1986). Annual cycle of salinity and salt storage in the world ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 16 :322–343.
- Longhurst, A. (1962). A review of the oceanography of the Gulf of Guinea. *Bulletin de l'Institut Français d'Afrique Noire*, 24.
- Lumpkin, R. and Garzoli, S. (2005). Near-surface circulation in the tropical Atlantic ocean. *Deep Sea Research 1*, 52 :495–518.
- Lux, M., Mercier, H., and Arhan, M. (2001). Interhemispheric exchanges of mass and heat in the Atlantic Ocean in January-March 1993. *Deep Sea Research 1*, 48 :605–638.
- Luyten, J., Pedlosky, J., and Stommel, H. (1983). The ventilated thermocline. *Journal of Physical Oceanography*, 13 :292–309.
- Madec, G. (2008). NEMO ocean engine. *Note du pôle modélisation, Institut Pierre Simon Laplace, Paris*, 77.
- Mahé, G. and Olivry, J. (1999). Assessments of freshwater yields to the ocean along the intertropical atlantic coast of africa (1951-1989). *Surface Geosciences*, 328 :621–626.
- Marin, F., Caniaux, G., Bourlès, B., Giordani, H., Gouriou, Y., and Key, E. (2009). Why where Sea Surface Temperature so different in the eastern Equatorial Atlantic in june 2005 and 2006. *Journal of Physical Oceanography*, 39 :1416–1431.
- Mazeika, P. (1967). Thermal domes in the eastern Tropical Atlantic Ocean. *Limnology and Oceanography*, 12(3) :537–539.

- Mc Creary, J., Picaut, J., and Moore, D. (1984). Effects of the remote annual forcing in the eastern tropical Atlantic. *Journal of Marine Research*, 42 :45–81.
- Mercier, H., Arhan, M., and Lutjeharms, J. (2003). Upper-layer circulation in the eastern Equatorial and South Atlantic Ocean in January–March 1995. *Deep Sea Research I*, 50 :863–887.
- Mignot, J., De Boyer Montégut, C., Lazar, A., and Cravatte, S. (2007). Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean : 2 Tropical area. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Molinari, R. (1982). Observations of Eastward Currents in the Tropical South Atlantic Ocean : 1978-1980. *Journal of geophysical Research*, 87 :9707–9714.
- Molinari, R., Voituriez, B., and Duncan, P. (1981). Observations in the subthermocline under current of the equatorial south Atlantic. *Oceanologica Acta*, 4 :451–456.
- Moroshkin, K., Bubnov, V., and R.P., B. (1970). Water circulation in the eastern south Atlantic ocean. *Oceanology*, 10 :27–34.
- Mémery, L., Reverdin, G., Paillet, J., and Oschlies, A. (2005). Introduction to the POMME special section : Thermocline ventilation and biogeochemical tracer distribution in the northeast Atlantic Ocean and impact of mesoscale dynamics. *Journal of Geophysical Research*.
- Nash, J. and Moum, J. (2005). River plumes as a source of large-amplitude internal waves in the coastal ocean. *Nature*, 437 :400–4003.
- Nicoue, H., Perenne, N., and Berger, H. (2011). Incertitude des apports fluviaux dans le Golfe de Guinée : quantification et interprétation. *Rapport de stage, Master de Sciences en Océanographie Physique et Applications, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin*.
- Okumura, Y. and Xie, S. (2004). Interaction of the Atlantic equatorial cold tongue and the African Monsoon. *Journal of Climate*, 17 :3589–3602.
- Okumura, Y. and Xie, S. (2006). Some Overlooked Features of Tropical Atlantic Climate Leading to a New Nino-Like Phenomenon. *Journal of Climate*, 66(6) :1063–1072.
- Pan, J., Jay, D., and Orton, P. (2007). Analyses of internal solitary waves generated at the Columbia River plume front using SAR imagery. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Penduff, T., Le Sommer, J., Barnier, B., Treguier, A., Molines, J., and Madec, G. (2007). Influence of numerical schemes on current-topography interactions in 1/4 global ocean simulations. *Ocean Sciences*, 3.
- Peter, A., Le Hénaff, M., du Penhoat, Y., Menkes, C., Marin, F., Vialard, J., Caniaux, G., and Lazar, A. (2006). A model study of the seasonal heat budget in the equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 111.

- Peterson, R. and Stramma, L. (1991). Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26 :1–73.
- Philander, S. (1981). The response of equatorial oceans to relaxation of the trade winds. *Journal of Physical Oceanography*, 11 :176–189.
- Philander, S., Gu, D., Halpern, D., Lambert, G., Lau, N., Li, T., and Pacanowski, R. (1996). Why the ITCZ is mostly north of the equator. *Journal of Climate*, 9 :2958–2972.
- Philander, S. and Pacanowski, R. (1986). A model of the seasonal cycle of the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 91 :14192–14206.
- Philander, S. and R.C., P. (1980). The generation of equatorial currents. *Journal of Geophysical Research*, 85 :1123–1136.
- Polo, I., Lazar, A., Rodriguez-Fonseca, B., and Arnault, S. (2008). Oceanic Kelvin waves and tropical Atlantic intraseasonal variability :1. Kelvin wave characterization. *Journal of Geophysical Research*, 113.
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C. D., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D. J., and Polcher, J. (2006). African monsoon multidisciplinary analysis - An international research project and field campaign. *BULLETIN OF THE AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY*, 87(12) :1739+.
- Reul, N., Saux-Picart, S., Chapron, B., Vandemark, D., Tournadre, J., and Salisbury, J. (2009). Demonstration of ocean surface salinity microwave measurements from space using AMSR-E data over the Amazone plume. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Reverdin, G., Cayan, D., Dooley, H., Ellett, D., Levitus, S., Du Penhoat, Y., and Dessier, A. (1994). Surface salinity in the north Atlantic : can we reconstruct its fluctuations over the last one hundred years? *Progress in Oceanography*, 33 :303–346.
- Reverdin, G., Kestenare, E., Frankignoul, C., and Delcroix, T. (2007). Surface salinity in the Atlantic ocean (30°s–50°n). *Progress in Oceanography*, 73 :311–340.
- Reynolds, R., Smith, T., Liu, C., Chelton, D., Casey, K., and Schlax, M. (2007). Daily high resolution Blended analysis for sea surface temperature. *Journal of Climate*, 20 :5473–5496.
- Richardson, P. and Reverdin, G. (1987). Seasonal cycle of velocity in the Atlantic North Equatorial Countercurrent as measured by surface drifters, current meters and ship drift. *Journal of Geophysical Research*, 92 :3691–3708.
- Richter, I. and Xie, S. (2008). On the origin of equatorial Atlantic biases in coupled general circulation models. *Climate Dynamics*, 31 :587–598.
- Roemmich, D. and Owens, W. (2000). The Argo Project : global ocean observations for the understanding and prediction of climate variability. *Oceanography*, 13 :45–50.

- Rouault, M. (2012). Bi-annual intrusion of tropical water in the northern Benguela upwelling. *Geophysical Research Letters*, 39.
- Rouault, M., Florenchie, P., Fauchereau, N., and Reason, C. (2003). South East tropical Atlantic warm events and southern African rainfall. *Geophysical Research Letters*, 30.
- Schiller, R. and Kourafalou, V. (2010). Modeling river plume dynamics with the HYbride Coordinate Ocean Model. *Ocean Modelling*, 33(1-2) :101–117.
- Schneider, T. (2006). The general circulation of the atmosphere. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34 :655–688.
- Schott, F., 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 tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 29.
- Schott, F., Fischer, J., and Stramma, L. (1998). Transport and Pathway of the upper circulation in the western tropical Atlantic. *Journal of Physical oceanography*, 10 :1904–1928.
- Schouten, M., Matano, R., and Strub, T. (2005). A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data. *Deep Sea Research I*, 52 :477–493.
- Stramma, L. and England, M. (1999). On the water Atlantic masses and mean circulation of the South Ocean. *Journal of geophysical Research*, 104 :20863–20883.
- Stramma, L. and Schott, F. (1999). The mean flow field of the tropical Atlantic ocean. *Deep Sea Research II*, 46 :279–303.
- Tréguier, A., Barnier, B., de Miranda, A., Molines, J., Grima, N., Imbard, M., Madec, G., Messenger, C., Reynaud, T., and Michel, S. (2001). An eddy permitting model of the Atlantic circulation : evaluating open boundary conditions. *Journal of Geophysical Research*, 106 :22115–22129.
- Tsuchiya, M. (1986). Thermostads and circulation in the upper layer of the Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 16 :235–267.
- Vangriesheim, A., Pierre, C., Aminot, A., Metzl, N., Baurand, F., and Caprais, J. (2009). The influence of Congo River discharges in the surface and deep layers of the Gulf of Guinea. *Deep Sea Research Part II : Tropical Studies in Oceanography*, 56 :2183–2196.
- Vauclair, F. and Du Penhoat, Y. (2001). Interannual variability of the upper layer of the tropical Atlantic Ocean from in situ data between 1979 and 1999. *Climate Dynamics*, 17 :527–546.
- Vauclair, F., Du Penhoat, Y., and Reverdin, G. (2004). Heat and mass budget of the warm upper layer of the Tropical Atlantic ocean in 1979-1999. *Journal of Physical Oceanography*, 34 :903–919.

- Verstraete, J. (1970). Etude quantitative de l'upwelling sur le plateau continental ivoirien. *Documents Scientifiques du Centre de Recherches Océanographiques Abidjan*, 1(3) :1–17.
- Verstraete, J. (1992). The seasonal upwellings in the Gulf of Guinea. *Progress in Oceanography*, 29 :1–60.
- Vialard, J., Menkes, C., Boulanger, J., Delecluse, P., and Guilyardi, E. (2001). A model study of oceanic mechanisms affecting equatorial Pacific sea surface temperature during the 1997-98 El Nino. *Journal of Physical Oceanography*, 31 :1649–1675.
- Vic, C., Treguier, A., and Berger, H. (2012). Dynamique d'un panache fluvial en zone équatoriale. *Rapport de stage de fin d'étude, ENSTA*.
- Voituriez, B. (1981). Equatorial upwelling in the eastern Atlantic : problems and paradoxes. *Coastal Upwelling, F.A. RICHARD, editor, American Geophysical Union, Washington, D.C*, pages 95–106.
- Wacongne, S. (1989). Dynamical regimes of the fully nonlinear stratified model of the Equatorial Under Current. *Journal of Geophysical Research*, 94 :4801–4815.
- 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.
- Wauthy, B. (1977). Révision de la classification des eaux de surface du Golfe de Guinée. *Cahier de l'ORSTOM, série Océanographie*, 15 :279–295.
- Weingartner, T. and Weisberg, R. (1991a). A description of the annual cycle in sea surface temperature and upper ocean heat in the equatorial Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 21 :83–95.
- Weingartner, T. and Weisberg, R. (1991b). On the annual cycle of equatorial upwelling in the central Atlantic ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 21 :68–82.
- Wienders, N., Arhan, M., and Mercier, H. (1991). Circulation at the eastern boundary of the South and Equatorial Atlantic : exchanges with the ocean interior. *Journal of Marine Research*, 34(2) :131–141.
- Wooster, W., Bakun, A., and McLain, D. (1976). The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 34 :131–141.
- Yamagata, T. and Iizuka, S. (1995). Simulation of the tropical thermal domes in the Atlantic : A seasonal cycle. *Journal of Physical Oceanography*, 25 :2129–2140.
- Yankovsky, A. and Chapman, D. (1997). A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges. *Journal of Physical Oceanography*, 27(7) :1386–1401.

- Yoo, J. and Carton, J. (1990). Annual and interannual variation of the freshwater budget in the tropical Atlantic ocean and the Caribbean sea. *Journal of Physical Oceanography*, pages 831–845.
- Zhang, D., McPhaden, M., and Johns, W. (2003). Observational evidence for flow between the subtropical and tropical atlantic : the Atlantic subtropical cells. *Journal of Physical Oceanography*, 33 :1783–1797.

**Thèse de Doctorat
de l'Université de Bretagne Occidentale**

Origine des variations de la salinité de surface du
Golfe de Guinée :
Analyse saisonnière et interannuelle à partir d'un
modèle numérique

Henrick Berger

RESUME

L'est du Golfe de Guinée, de la Baie de Biafra au nord à la région du panache du Congo au sud est une région importante pour le climat de l'Afrique de l'Ouest et l'exploitation des hydrocarbures. En particulier, la variabilité saisonnière et interannuelle de la salinité de surface (SSS) et les interactions entre la dynamique régionale et le panache du Congo au large de l'Angola demeurent mal connues. Pour répondre à ces questions, nous avons utilisé des configurations numériques réalistes de l'Atlantique tropical (1/4°) et du Golfe de Guinée (1/12°).

D'après les études existantes, la variabilité saisonnière de la SSS dans le Golfe de Guinée dépendrait du bilan évaporation-précipitations-apports fluviaux. En évaluant les différents termes du bilan de salinité de la couche de mélange dans nos configurations réalistes, nous avons pu montrer qu'il est nécessaire de tenir compte de la dynamique océanique pour expliquer l'ensemble des variations saisonnières de la SSS. En particulier, il s'avère que la salinisation du bassin de mai à août est liée à la diffusion et au transport advectif de sel depuis la subsurface. Nous avons également pu montrer que la variabilité interannuelle de la SSS est similaire à celle de la température de surface et ne dépend pas des variations interannuelles des apports en eau douce. Elle est plutôt associée aux fluctuations de la dynamique horizontale à la surface du Golfe de Guinée.

On connaît l'existence d'un cycle semi-annuel de la hauteur de mer dans le Golfe de Guinée, qui serait forcé par le vent dans la partie ouest et centrale du bassin tropical de l'Atlantique. Nous avons cependant pu montrer que le long de l'équateur et des côtes à l'est de 5°E, ce cycle est forcé par le vent au dessus du Golfe de Guinée. Par ailleurs, nous avons cherché à évaluer les implications de ce cycle semi-annuel sur la SSS. L'analyse des interactions entre le panache du Congo et la circulation de surface au large de l'Angola nous a permis de montrer l'existence dans cette région de dessalures bi-annuelle marquées autour des mois de février-mars et octobre-novembre. Ce cycle ne peut être expliqué ni par la dynamique du panache, ni par le transport d'Ekman. Il est lié au cycle semi-annuel de la circulation de surface le long de l'équateur et des côtes à l'est de 5°E. C'est en effet le basculement temporaire des courants de surface vers le sud qui entraîne un transport des eaux du Congo le long des côtes angolaises au sud de l'embouchure.

MOTS CLES

Golfe de Guinée – Salinité de surface – Variabilité saisonnière – Variabilité interannuelle – Modèle numérique – Congo - Océan

Mechanisms of the Sea Surface Salinity
variability in the Gulf of Guinea :
A seasonal and interannual analysis based on
numerical modelling

Henrick Berger

ABSTRACT

The eastern part of the Gulf of Guinea, from the Bight of Biafra in the north to the Congo plume region in the south, is of importance for the West African climate and the petroleum industry. In particular, the seasonal and interannual variability of the Sea Surface Salinity (SSS) and the interactions between the regional dynamics and the Congo plume off Angola remain poorly known. To answer these questions, we use realistic numerical experiments for the Tropical Atlantic (1/4°) and the Gulf of Guinea (1/12°).

Previous studies suggest that the seasonal and interannual SSS variability may depend on the evaporation-precipitation-river runoffs budget. Using mixed layer budget for salinity in our realistic configurations, we demonstrate the importance of the ocean dynamics to explain the whole seasonal cycle of the SSS. Particularly, it appears that the salinization from May to August is related to a vertical transport of salt from the subsurface because of vertical advection. We also show that the interannual variability of the SSS is similar to the one of the sea surface temperature and does not depend on the interannual fluctuations of the river discharge. It is rather explained by the variability of the horizontal surface currents.

A semi-annual cycle of the sea surface height exists in the Gulf of Guinea, which was thought to be forced by the wind over the western and central part of the Tropical Atlantic basin. However, along the equator and the coast east of 5°E, we show this cycle can be forced by the wind over the Gulf of Guinea. We search to determine the impact of this semi-annual cycle on the SSS. The analysis of the interactions between the Congo plume and the sea surface circulation offshore Angola allows us to demonstrate a bi-annual decrease of the SSS in this region between February-March and October-November. This cycle cannot be explained by the Congo plume dynamics or the Ekman transport. It is due to the semi-annual cycle of the surface circulation along the equator and the coast east of 5°E. In fact, south of the Congo mouth, the southward transport of the Congo water along the Angolan coast can be explained by a transient southward reversal of the surface current.

KEY WORDS

Gulf of Guinea – Sea Surface Salinity – Seasonal variability – Interannual variability – Numerical modelling – Congo - Ocean