



HAL
open science

Mixed-layer salinity in the tropical Atlantic Ocean : seasonal and interannual variability

Casimir Da-Allada

► **To cite this version:**

Casimir Da-Allada. Mixed-layer salinity in the tropical Atlantic Ocean : seasonal and interannual variability. Oceanography. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2013. English. NNT: . tel-00925720

HAL Id: tel-00925720

<https://theses.hal.science/tel-00925720>

Submitted on 8 Jan 2014

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.



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Cotutelle internationale avec :

Chaire Internationale en Physique Mathématique et Applications/ Université d'Abomey-Calavi

Présentée et soutenue par :
Casimir Yélognissè DA-ALLADA

Le 2. Novembre 2013

Titre :

La salinité de la couche de surface océanique dans l'océan Atlantique tropical:
variabilités saisonnière à interannuelle

ED SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de recherche :

IRD/LEGOS

Directeur(s) de Thèse :

Yves du Penhoat (CRHOB/IRD)

Gaël Alory (CNAP/LEGOS)

Norbert Hounkonnou (CIPMA/UAC)

Rapporteurs :

Yves Gouriou (US IMAGO/IRD)

Yves Kouadio (LAPFM)

Autre(s) membre(s) du jury :

Nicholas Hall (UPS/LEGOS)

Bernard Bourles (IRD/LEGOS)

Abel Afouda (FAST/UAC)



CIPMA - CHAIRE UNESCO

Université d'Abomey-Calavi (UAC), BENIN
Faculté des Sciences et Techniques (FAST)
Chaire Internationale en Physique Mathématique et Applications
(CIPMA - Chaire UNESCO)

N°.....-13/PhD/CIPMA/FAST/UAC

Titre

**La salinité de la couche de surface océanique dans l'océan
Atlantique tropical : variabilités saisonnière à interannuelle**

Thèse de Doctorat

en

Océanographie Physique et Applications (PhD-OPA)

En cotutelle internationale avec
L'Université de Toulouse III Paul Sabatier

Présentée par

Casimir Yélognissè DA-ALLADA.

Directeur: Yves du Penhoat

Co- Directeurs : Gaël Alory et M. Norbert Hounkonnou

Jury:

Président:

Mahouton Norbert Hounkonnou (CIPMA/UAC)

Examineurs:

Abel Afouda (UAC, Bénin), Nicholas Hall (UPS, France), Bernard Bourles (IRD, France)

Rapporteur :

Yves Gouriou (IMAGO/IRD, Brest)

Yves Kouadio (LAPFM, Université Houphouet Boigny, Abidjan)

Cotonou, République du Bénin, 2 novembre 2013

Remerciements

Je tiens, tout d'abord, à remercier très sincèrement mes directeurs de thèse, Yves du Penhoat, Gaël Alory et M. Norbert Hounkonnou, pour la qualité de leur encadrement tant sur le plan scientifique qu'humain, leurs encouragements, leur enthousiasme et leur grande disponibilité au cours de ces trois années de thèse et pour tout ce que vous m'avez appris. Je suis ravi et fier d'avoir eu la chance de travaillé avec des scientifiques comme vous, l'engagement et la rigueur dont vous avez fait preuve dans ce métier de la recherche resteront un exemple pour moi.

Je souhaite remercier Fabien Durand (mon directeur de stage M2 qui m'a fait honneur en se déplaçant sur Cotonou pour assister à ma soutenance de thèse), Julien Jouanno et Elodie Kestenare pour leurs collaborations et leurs précieux conseils et pour toutes nos conversations scientifiquement intéressantes.

Je remercie également Yves Kouadio et Yves Gouriou pour avoir très gentiment accepté d'être les rapporteurs de ma thèse. Leurs rapports constructifs et encourageants m'ont permis d'améliorer la qualité de ce manuscrit de thèse. Merci aux autres membres du jury, Abel Afouda, Bernard Boulès et Nicholas Hall, pour leur disponibilité et leurs commentaires bienveillants. Ce moment d'échange chaleureux restera pour moi une date forte et un beau souvenir.

Durant ces trois années passées entre Toulouse (5 mois par an) et Cotonou (7 mois par an), ma thèse fût partagée entre trois super laboratoires: le Laboratoire d'Etudes en Géophysique et d'Océanographie Spatiales (LEGOS), la Chaire Internationale en Physique Mathématiques et Applications (CIPMA-Chaire UNESCO) et le Centre de Recherches Halieutiques et Océanologies du Bénin (CRHOB) au sein desquels mon intégration fût totale. Je ne pourrais pas

citer toutes les personnes que j'ai connues dans ces laboratoires mais je leur dis à tous merci. J'inclus dans mes remerciements les directeurs du LEGOS (Yves Morel) et du CRHOB (Zacharie Sohou) pour m'avoir accueillie parmi eux et qui, malgré leurs nombreuses responsabilités, m'ont fait honneur d'assister à ma soutenance. Je suis aussi reconnaissante envers Thierry Delecroix et la famille Marboeuf qui ont fait également le déplacement sur Cotonou pour assister à ma soutenance ainsi que tous les autres que je salue encore au passage. Merci au docteur Baloitcha Ezinvi (CIPMA) pour son soutien et son encouragement. Merci aussi à mes amis de bureaux de ces différents labos et plus particulièrement mention spéciale à mon directeur de bureau Fabien Leger (LEGOS) qui a

réussi et ceci de force à me faire découvrir les salles de cinéma de Toulouse. Je n'oublierai pas tous les doctorants (Victor, Sandrine, Raphaël, Donatus, Vanessa, Audrey, Awnesh, Akil....) rencontrés au cours de ces années. Je remercie les secrétaires du LEGOS (plus particulièrement Martine Mena et Brigitte Cournou) sans lesquels ma thèse aurait eu du mal à se dérouler dans les meilleures conditions. Merci à Mathieu Pourcel pour les dépannages réguliers et efficaces en matière d'informatique parfois même des dépannages depuis le Bénin.

Je remercie toutes mes familles béninoises (DA-ALLADA, ADISSA, COMLAN, POMALEGNI...) et celle française (notamment ma mère yovo Pamela et mes frères yovos : Erwan, Mathilde, Klervi, Paul...) qui m'ont beaucoup aidées et soutenues durant toutes ces longues années.

Enfin, je remercie toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à l'accomplissement de ce travail.

Résumé

Pour étudier la variabilité de la salinité de surface (SSS) dans l'océan Atlantique tropical aux échelles de temps saisonnières à interannuelles, nous avons utilisé des observations in-situ et satellitaires et des résultats de la modélisation océanique. Nous avons montré que la densité et la qualité des observations disponibles permettent de calculer le bilan de sel dans la couche de mélange dans le bassin Atlantique tropical. Ce bilan de sel de la couche de mélange est beaucoup plus sensible aux courants de surface qu'aux flux d'eau douce. Les mécanismes qui modulent la variabilité de la SSS dans l'Atlantique tropical et plus spécifiquement dans la région du Golfe de Guinée ont été déterminés. Il ressort qu'à l'ouest et au nord-est du bassin tropical, la variabilité saisonnière de la SSS est pilotée par l'advection et les flux d'eau douce alors qu'au centre du bassin, c'est principalement les flux d'eau douce qui contrôlent le bilan de sel. Par contre, dans le Golfe de Guinée, les flux d'eau douce ne jouent pas un grand rôle dans le bilan de sel, le cycle saisonnier de la SSS résultant en un équilibre entre les processus verticaux (advection et diffusion) qui augmentent la SSS et l'advection horizontale qui la diminue. La variabilité interannuelle de la SSS étudiée spécifiquement dans le Golfe de Guinée révèle que, dans les régions nord et équatoriale, les changements de SSS sont dus à des changements des précipitations et d'évaporation et les changements dans les processus océaniques (advection et diffusion verticale). Au sud de ces régions, seuls les changements dans les processus océaniques peuvent expliquer les anomalies de SSS. On a observée une salinisation au nord-est du Golfe de Guinée durant la période 2002-2009 qui résulte principalement d'une diminution des pluies dans la région. Enfin, nous avons montré que les fleuves ont pour rôle d'amplifier le signal de la SSS et qu'ils ont un impact sur la profondeur de la couche de mélange, les courants de surface et la température de surface de la mer.

Abstract

The objective of this thesis is to study the variability of the ocean sea surface salinity (SSS) in the tropical Atlantic Ocean, at seasonal and interannual time scales. To achieve this, we used in-situ and satellite data as well as results of ocean models. We have shown that the density and the quality of the available observations allows us to approach the salinity balance in the mixed-layer in the whole tropical Atlantic basin and mixed-layer salinity balance is more sensitive to currents than to freshwater flux. We investigate the main mechanisms which modulate the variability of the SSS in the tropical Atlantic and especially in the Gulf of Guinea. In the western and north-eastern tropical Atlantic Ocean, the seasonal variability of SSS is controlled by advection and freshwater flux whereas, in the central basin, the salinity balance is mostly due to freshwater flux. In the Gulf of Guinea, freshwater flux does not play a key role as in previous regions and the seasonal cycle of SSS is a balance between the vertical processes (advection and diffusion) that increase SSS and the horizontal advection which decrease the SSS. We focus our analysis of SSS interannual variability in the Gulf of Guinea. Results indicate that in the northern region and in the equatorial region, SSS changes are due to changes in precipitations and evaporation and changes in oceanic processes (advection and vertical diffusion) while in the southern Gulf of Guinea only oceanic process changes can explain SSS anomalies. We noted an SSS increase in the northeastern Gulf of Guinea during the period 2002-2009. We argue that it is due mainly to decrease precipitation in this region. Finally, we also showed that the effect of the runoff is to amplify the signal of SSS and can impact the mixed-layer depth, the surface currents and the sea surface temperature.

Table des matières

Résumé.....
Abstract.....
1 Introduction.....	10
1.1 Motivations pour l'étude de la salinité de surface.....	10
1.2 La couche de mélange océanique.....	13
1.3 Vents et courants de surface dans l'océan Atlantique tropical.....	14
1.4 Les variations de salinité observées dans l'Atlantique tropical.....	18
1.5 Evolutions récentes des observations de la salinité océanique : Programme ARGO et Programme EGEE.....	20
1.6 Questions abordées.....	23
1.7 Méthodologie.....	25
1.8 Structure du document.....	25
2 Bilan de sel dans la couche de mélange dans l'océan Atlantique tropical : état moyen et cycle saisonnier	27
2.1 Introduction.....	27
2.2 Article.....	29
2.2.1 Résumé en français.....	29
2.2.2 Article.....	30

2.3 Tests de sensibilité du modèle de couche de mélange.....	45
2.4 Variabilité saisonnière de la SSS dans l’Atlantique tropical vue par SMOS.....	47
2.5 Conclusion.....	50

3 Variations saisonnière et interannuelle de la salinité de surface dans le Golfe de Guinée à partir d’un OGCM.....54

3.1 Introduction.....	54
3.2 Article.....	55
3.2.1 Résumé en français.....	55
3.2.2 Article.....	56
3.3 Conclusion.....	90

4 Etude des causes de l’augmentation de la salinité de surface dans le nord-est du Golfe de Guinée.....93

4.1 Introduction.....	95
4.2 Data and model.....	96
4.2.1 In situ SSS dataset.....	96
4.2.2 Model.....	97
4.2.3 Salinity budget.....	99
4.3 Results.....	100
4.3.1 Model validation.....	100
4.3.2 Changes in salt budget.....	103
4.3.3 Changes in freshwater flux.....	104

4.3.4 Changes in horizontal advection.....	107
4.4 Summary and discussion.....	109
5 Sensibilité du Golfe de Guinée à l'impact des fleuves.....	112
5.1 Introduction.....	112
5.2 Impact des fleuves sur la salinité de surface.....	113
5.3 Impact des fleuves sur la température de surface de la mer.....	115
5.4 Impact des fleuves sur la profondeur de la couche de mélange.....	117
5.5 Impact des fleuves sur les courants de surface.....	119
5.6 Conclusion.....	121
6 Conclusions et perspectives.....	123
Annexe.....	131
Bibliographie.....	134

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Motivations pour l'étude de la salinité de surface

L'étude de la dynamique des océans tropicaux est primordiale pour la compréhension du climat tropical. En effet, les océans tropicaux sont le lieu d'importants échanges océan-atmosphère en termes de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité. La couche de surface océanique, en contact direct avec l'atmosphère, est la zone où s'effectuent ces échanges. La température de cette couche est le principal paramètre qui conditionne ces échanges air-mer. Mais dans les tropiques, là où la température est relativement homogène sur une couche de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, la salinité joue également un rôle essentiel dans ces échanges car elle peut moduler l'épaisseur de la couche de mélange océanique et contribuer ainsi à réguler les échanges de chaleur entre la surface et les couches inférieures de l'océan (Lukas and Lindstrom, 1991 ; Sprintall and Tomczak, 1992). L'impact du sel sur la profondeur de la couche de mélange est confirmé par l'étude de Pailler et al. (1999) dans l'ouest du bassin Atlantique tropical. La prise en compte des variations de la salinité dans les couches de surface dans les modèles climatiques permet de mieux prendre en compte les échanges entre l'océan et l'atmosphère et d'améliorer les modèles de circulation océanique utilisés pour la prévision du climat. Selon Ballabrera-Poy et al. (2002), une meilleure connaissance de la salinité des eaux de surface (SSS pour Sea Surface Salinity) permet d'améliorer la prévision du phénomène ENSO (El Niño/ Southern Oscillation) de 6 à 12 mois dans le Pacifique tropical.

La salinité est également un des paramètres qui gouvernent la circulation océanique globale, composante importante du système climatique. Elle détermine, avec la température, la densité de l'eau de mer, caractéristique majeure des différentes masses d'eau. La SSS peut servir donc de traceur des différentes masses d'eau. Son impact se manifeste aussi sur les courants horizontaux (Masson et Delécluse, 2001 ; Maes et al., 2002) et sur les variations du niveau de la mer qui pourraient être dues, à grande échelle, autant à la salinité qu'à la température (Miller and Douglas, 2004).

La SSS est suspectée d'être le meilleur indicateur des flux d'eau douce à la surface de l'océan (Yu, 2011), qu'ils proviennent de l'atmosphère ou des continents. Au premier ordre, la distribution géographique de la SSS reflète celle des flux E-P (différence entre Evaporation et Précipitation) : les zones de fortes valeurs de salinité sont caractérisées par un flux E-P fortement positif et inversement les régions de faible salinité sont marquées par un flux E-P négatif (Figure 1.1). Près des embouchures des fleuves, les observations de SSS reflètent les fluctuations des débits fluviaux. La SSS peut donc servir d'indicateur de la variabilité du cycle hydrologique global et permettrait l'observation d'une possible amplification du cycle hydrologique (Schmitt, 2008). Basés sur les tendances multi-décennales de la SSS et du flux d'eau douce E-P au cours de ces 30 dernières années, Terray et al. (2012) suggèrent cette intensification du cycle hydrologique marin aux latitudes tropicales.

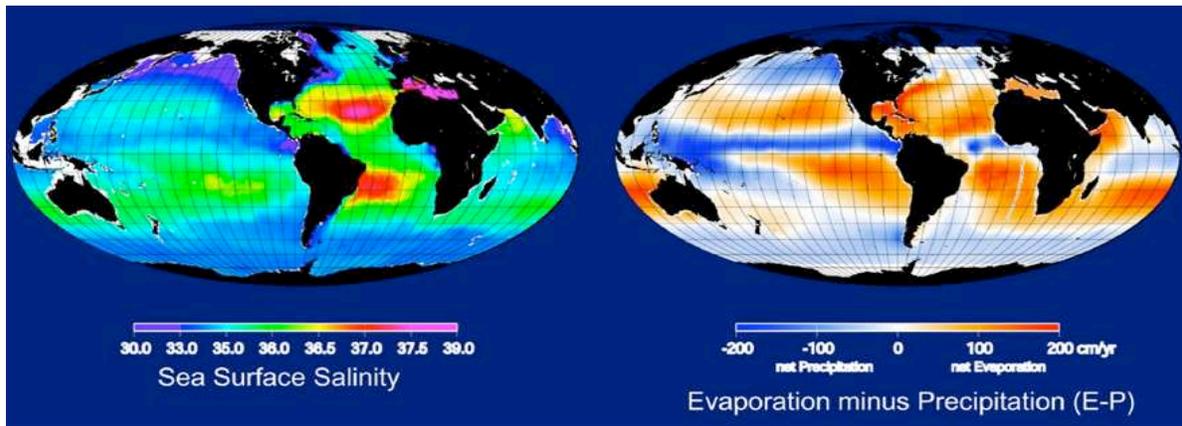


Figure 1.1 : Relation entre la salinité de surface à gauche et le flux d'eau douce Evaporation – Précipitation à droite (<http://www.salinityremotesensing.ifremer.fr/sea-surface-salinity/salinity-distribution-at-the-ocean-surface>).

La SSS est essentiellement modulée à l'interface air-mer par les phénomènes d'évaporation, qui tendent à augmenter la salinité, et de précipitation qui tendent à la diminuer. Ces flux d'eau douce sont liés aux conditions climatiques observées à la surface. Près des côtes, la décharge en eau douce des fleuves joue également un rôle important. En Atlantique tropical, il s'agit notamment des grands fleuves tropicaux à savoir l'Amazone, le Congo et l'Orénoque qui représentent les trois plus grands fleuves de la planète en termes de débits. Avec des débits respectivement de 5400 km³/an, 1270 km³/an et 1000 km³/an (Dai et al., 2009), ces fleuves représentent à eux seuls plus de 20% des décharges de tous les fleuves de la planète. Notons enfin que la diffusion et l'advection océanique d'eaux plus ou moins salées influencent aussi la SSS.

La salinité de surface est donc modifiée aussi bien par les processus atmosphériques qu'océaniques. Elle est alors à la fois capitale pour mieux décrire les échanges air-mer et le cycle hydrologique global mais aussi actrice indispensable de la circulation océanique. Ainsi,

comprendre les mécanismes qui conduisent à la variabilité de la SSS est nécessaire tant pour la compréhension de la dynamique interne de l'océan que pour l'étude du climat (Lagerloef, 2002).

1.2 La couche de mélange océanique

La couche de mélange océanique est la couche de surface dans laquelle les caractéristiques en température, salinité et densité sont verticalement homogènes jusqu'à une certaine profondeur. C'est cette couche qui est l'interface directe entre l'atmosphère, située au dessus, et les eaux de la thermocline, situées en dessous. Cette couche de mélange océanique est donc primordiale dans l'étude du système climatique puisqu'elle joue un effet tampon entre l'atmosphère et l'océan profond. L'épaisseur ou profondeur de la couche de mélange océanique (MLD) détermine le contenu thermique de la couche océanique qui interagit directement avec l'atmosphère. La valeur de cette profondeur varie fortement dans le temps et l'espace. Elle est de quelques dizaines de mètres dans les régions équatoriales et peut atteindre 80m vers 15°N, 45°W en hiver et plus de 85m en été boréal au sud de 10°S (Figure 1.2). On remarque que dans le Golfe de Guinée, les profondeurs de la couche de mélange sont très faibles comparées aux profondeurs de la couche de mélange de la partie Ouest du bassin Atlantique tropical (Figure 1.2).

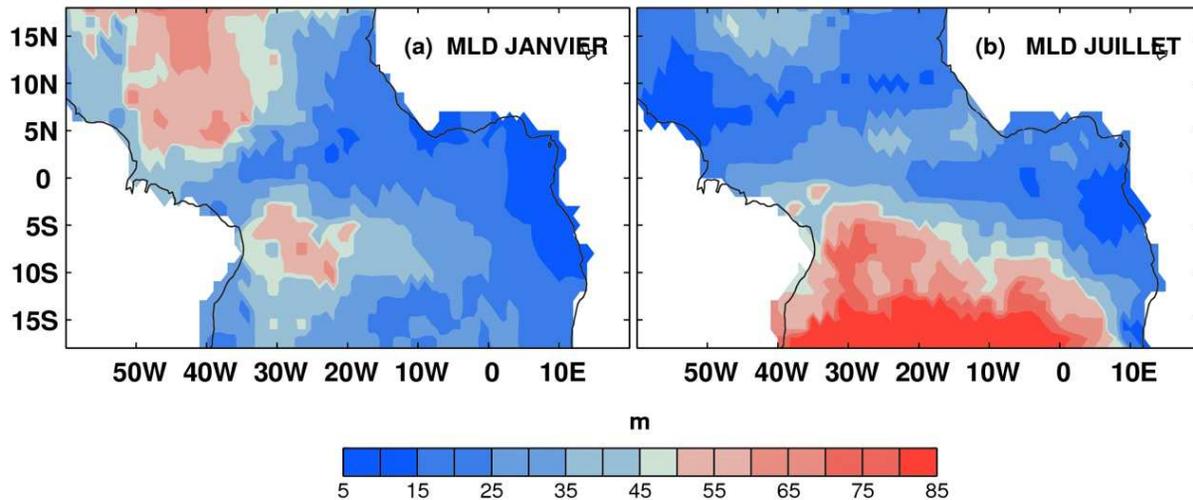


Figure 1.2 Climatologie de profondeur de couche de mélange dans l'océan Atlantique tropical issue de la climatologie de De Boyer Montégut et al, (2004) pour les mois de a) Janvier et b) Juillet. Unité : m.

En réalité, cette couche n'est pas parfaitement homogène et on la définit comme la couche dans laquelle la différence en température ou densité par rapport aux conditions de surface n'excède pas un certain seuil (souvent 0.5°C en température). Toute fois, nous allons considérer que la salinité moyenne dans la couche de mélange est très proche de la SSS et on la prendra donc comme une bonne approximation de cette dernière. Dans ce qui suit, on ne fera donc pas de distinction entre la salinité de la couche de mélange et la SSS.

1.3 Vents et courants de surface dans l'océan Atlantique tropical

La circulation océanique de surface joue un rôle très important dans le transport de masse, de chaleur et de sel entre les hémisphères Nord et Sud. Cette circulation dans les couches

superficielles de l'océan Atlantique tropical est principalement conditionnée par les alizés et leurs variations saisonnières.

En hiver, les vents sont faibles à l'équateur (figure 1.3), la zone de convergence intertropicale (ITCZ) est dans sa position la plus au sud et les courants de surface sont faibles aussi (Figure 1.4). Il s'agit notamment du Courant Nord Equatorial (NEC) au nord de l'équateur qui s'écoule vers l'ouest; du Courant Sud Equatorial (SEC) dirigé aussi vers l'ouest mais localisé le long de l'équateur et au sud de l'équateur; le Courant du Brésil (BC) qui s'écoule vers le sud le long des côtes de l'Amérique du Sud et est alimenté par la branche sud du SEC ; le Courant Nord Brésilien (NBC) qui est le prolongement vers le nord du SEC et le Courant de Guinée (GC) qui circule vers l'est. Pendant cette saison, on note l'absence du Contre Courant Nord Equatorial (NECC) et les eaux de surface de la mer sont chaudes sur tout le bassin équatorial.

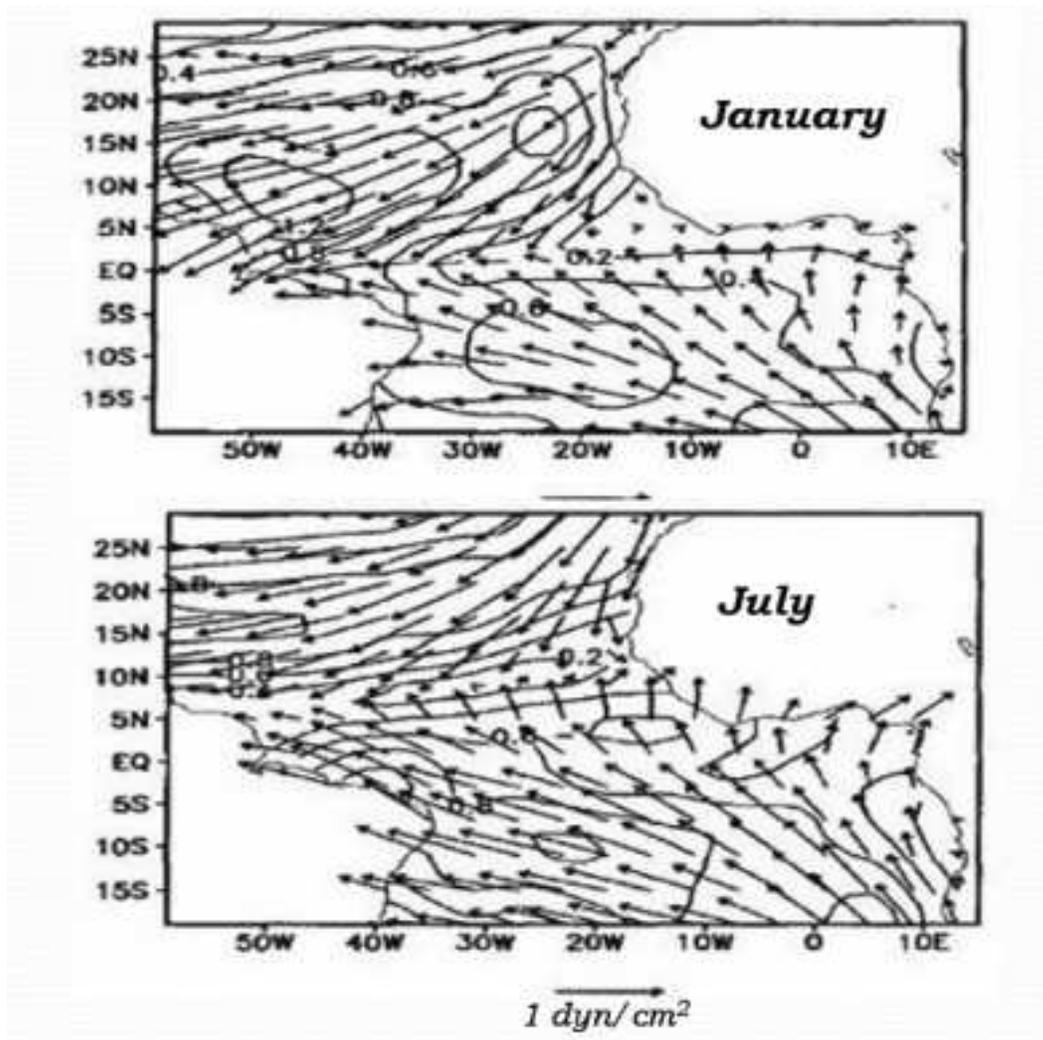


Figure 1.3 : Cartes mensuelles moyennes de la tension du vent à la surface de la mer en Janvier (en haut) et en Juillet (en bas) dans l’océan Atlantique tropical. La flèche représente une intensité du vent de 1 dyn/cm^2 . Les contours représentent des lignes d’isovaleur de l’intensité du vent avec un intervalle de 0.2 dyn/cm^2 . D’après Huang and Shukla (1996)

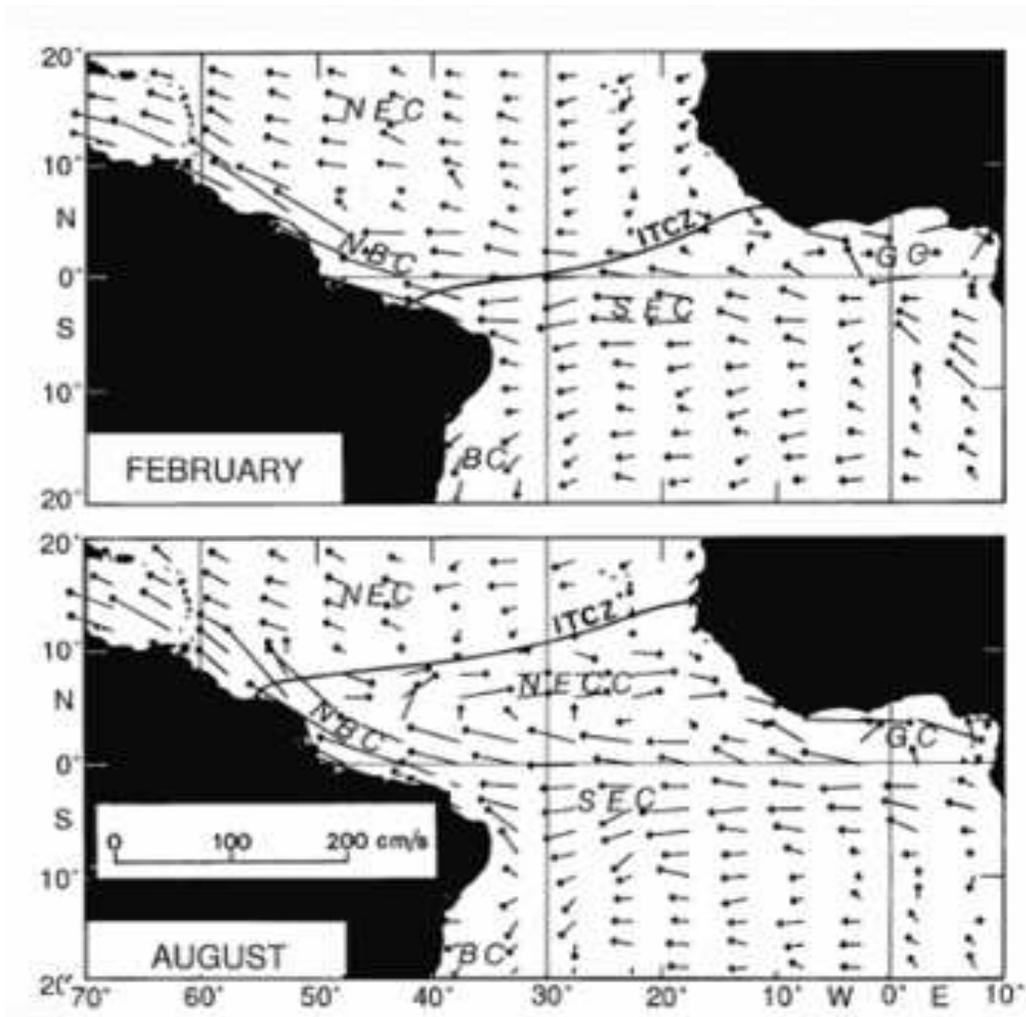


Figure 1.4 : Cartes des courants de surface pour les mois de Février (en haut) et d'Août (en bas) dans l'océan Atlantique tropical : le Courant Nord Equatorial (NEC) ; le Courant Sud Equatorial (SEC) ; le Courant du Brésil (BC) ; le Courant Nord Brésilien (NBC) ; le Courant de Guinée (GC) et le Contre Courant Nord Equatorial (NECC). La position de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) est matérialisée en trait plein. D'après Stramma and Schott (1999)

En été, les alizés de l'hémisphère sud se développent (Figure 1.3) et on observe l'intensification des vents avec un effet de mousson dans le Golfe de Guinée. L'ITCZ se déplace vers le nord et on observe une intensification des courants de surface (SEC, NEC, BC, NBC,

GC ; Figure 1.4). On note la présence du NECC, courant est dont la position est liée à celle l'ITCZ. Il renforce le GC en été boréal. Pendant cette saison, les eaux de surface sont plus froides avec la présence des upwellings côtiers et l'apparition de la langue d'eau froide équatoriale.

1.4 Les variations de salinité observées dans l'Atlantique tropical

Dessier and Donguy (1994) ont étudié, à partir des données de navires scientifiques et d'opportunité (VOS, pour Voluntary Observing Ship), les causes des variations de la SSS dans l'Atlantique tropical. Ils ont conclu que la variabilité saisonnière de la SSS est principalement contrôlée par les précipitations de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) dans la partie Est du bassin alors qu'elle est essentiellement due aux apports fluviaux de l'Amazone et de l'Orénoque dans la partie Ouest du bassin. Dans cette étude, les auteurs n'ont pas déterminé de façon explicite les contributions de l'advection horizontale ou verticale de salinité et ils ont été aussi limités par le nombre d'observations disponibles. A l'aide des données VOS obtenues par TSG (ThermoSalinoGraphe), des mesures effectuées par les navires de recherche, et des mouillages TAO/TRITON (Tropical Atmosphere-Ocean/ TRIangle Trans-Ocean Network) des trois océans tropicaux, Delcroix et al. (2005) ont décrit la variabilité de la SSS dans les tropiques et évalué ses échelles temporelles et spatiales. Leur étude montre que la SSS moyennée le long des routes maritimes présente des structures de grande échelle associées au bilan E-P mais que la distribution de la SSS est influencée aussi par d'autres processus, notamment l'advection horizontale qui décale (déplace) les minima de SSS vers les ITCZs. Ils ont conclu également que les apports fluviaux affectent aussi la SSS à l'échelle régionale, particulièrement au large de

l'Amazonie et du Congo dans le cas de l'océan Atlantique tropical. Reverdin et al. (2007) étendent les études précédentes en utilisant la plupart des données collectées sur la période 1977-2002 pour créer des champs mensuels de SSS afin d'extraire les échelles de large variabilité de la SSS (Figure 1.5). Ils ont montré que la variabilité saisonnière de la SSS est maximale dans les régions de l'ITCZ, du Contre Courant Equatorial Nord (NECC), au Nord-Est des côtes de l'Amérique du Sud et dans la partie Est du Golfe de Guinée. Ils suggèrent que les anomalies saisonnières de SSS apparaissent à l'échelle régionale (500 à 1000km) et non pas à l'échelle du bassin. A l'échelle du bassin, ils indiquent que 70% de la variance observée pour la SSS est expliquée par le cycle annuel avec des différences régionales sur l'apport des flux d'eau douce par les fleuves ou les précipitations.

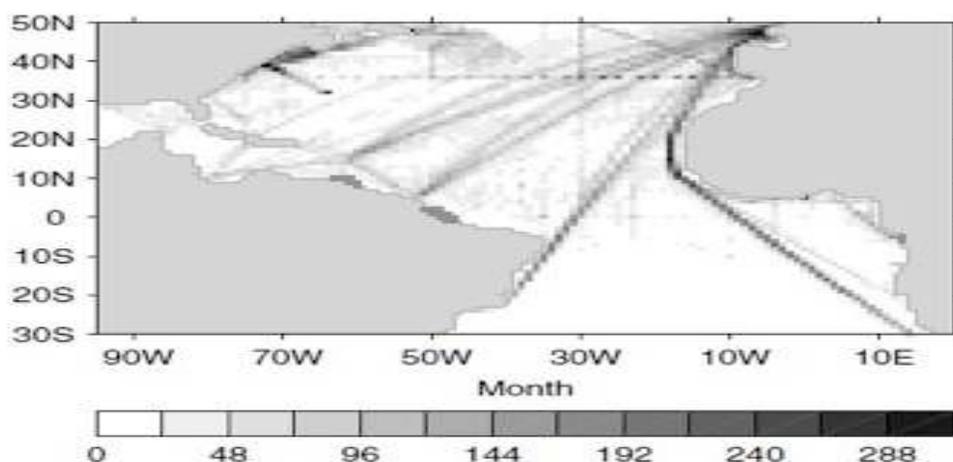


Figure 1.5 : Distribution spatiale du nombre de mois de données en $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ pour la période 1977-2002 (Reverdin et al 2007).

Foltz et al. (2004) ont estimé aussi dans l'Atlantique le bilan de sel de la couche de mélange à l'échelle saisonnière, à partir des observations des 4 mouillages PIRATA (Prediction Research Moored Array in the Tropical Atlantic) situés à 15°N , 12°N , 8°N et 4°N le long de 38°W . Ils concluent que le flux d'eau douce et l'advection horizontale de salinité sont les termes moteurs du

bilan de sel dans la couche de mélange. Ces résultats ont été étendus à la partie nord de l'Atlantique tropical par Foltz et McPhaden (2008) en combinant les produits satellitaires, les observations in situ et les réanalyses atmosphériques. Ils montrent qu'à l'ouest de l'Atlantique tropical Nord, là où les variations de la SSS sont les plus importantes, l'advection horizontale de la salinité est le processus dominant le bilan de sel. Au centre-nord du bassin, le cycle saisonnier de la SSS est plus faible et est dû principalement à l'équilibre entre l'advection méridienne et les flux d'eau douce E-P. Enfin, dans la région plus au sud du bassin, les variations saisonnières de la SSS seraient principalement influencées par les précipitations dues à la migration saisonnière de l'ITCZ. Il faut noter que dans cette étude, les contributions des termes d'entraînement et de diffusion n'ont pas été explicitement estimées. Ces deux processus sont inclus dans leur terme de résidu.

Malgré toutes ces études, l'étude des variations de la SSS dans l'océan Atlantique tropical est encore aujourd'hui au cœur du débat scientifique d'une part parce que ces études, s'appuyant sur les observations disponibles, ne prennent pas en compte tous les termes du bilan de sel et d'autre part à cause de la faible couverture des données disponibles pour la plupart des études publiées. Ce manque d'observations a motivé la création d'un programme international appelé ARGO (Array for Real-Time Geostrophic Oceanography).

1.5 Evolutions récentes des observations de la salinité océanique : Programme ARGO et programme EGEE

Jusque dans les années récentes, les observation de salinité dans l'océan s'effectuaient soit par prélèvement bouteille et des instruments de type TSG qui permettent de mesurer en route

la salinité sur des navires scientifiques ou d'opportunités (VOS), soit lors de campagnes océanographique ponctuelles avec des CTD (Conductivity-Temperature-Depth) ou encore sur des mouillages fixes (par exemple réseaux TAO/TRITON dans le Pacifique tropical, RAMA dans l'océan Indien et PIRATA dans l'Atlantique). Ces dernières années un apport supplémentaire a été réalisé grâce aux flotteurs SVP (Surface Velocity Program) et profileurs dérivants ARGO.

Ce programme ARGO d'observation de l'océan global mobilise la communauté scientifique internationale depuis 2000. Il a aujourd'hui largement atteint son objectif initial qui est de disposer d'un réseau de 3000 flotteurs autonomes repartis dans tous les océans du monde et en particulier un réseau de 600 flotteurs répartis régulièrement dans tout l'Atlantique. La distribution actuelle des flotteurs dans l'océan mondial est présentée sur la Figure 1.6

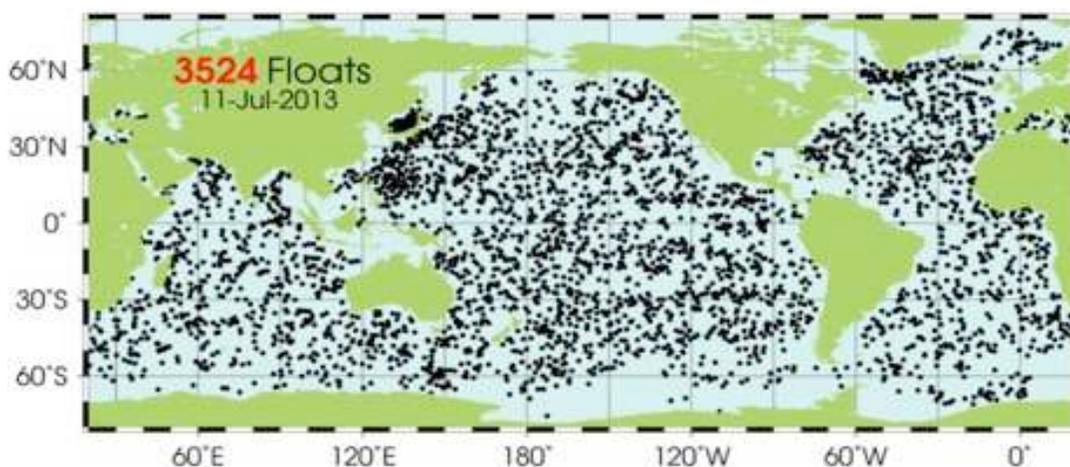


Figure 1.6. Distribution des flotteurs dans les océans à la date du 11/07/13

(http://www.argo.ucsd.edu/About_Argo.html)

Les flotteurs ARGO mesurent la température et la salinité en continu de la surface à 2000 mètres de profondeur afin d'étudier la variabilité à long terme de l'océan global. Ces flotteurs

profileurs sont des instruments autonomes qui dérivent à une profondeur de 1000 m. Tous les 10 jours, une petite pompe leur permet de modifier leur flottabilité, de plonger à 2000 m et de remonter vers la surface en effectuant des mesures de température et de salinité. Arrivés en surface, les flotteurs transmettent, via des satellites, leurs enregistrements à un centre de données à terre (Figure 1.7). Celui-ci met en forme les données reçues, vérifie leur qualité puis les transmet à un centre de données global qui les met à disposition à l'ensemble des utilisateurs potentiels, le tout en moins de 24 heures.

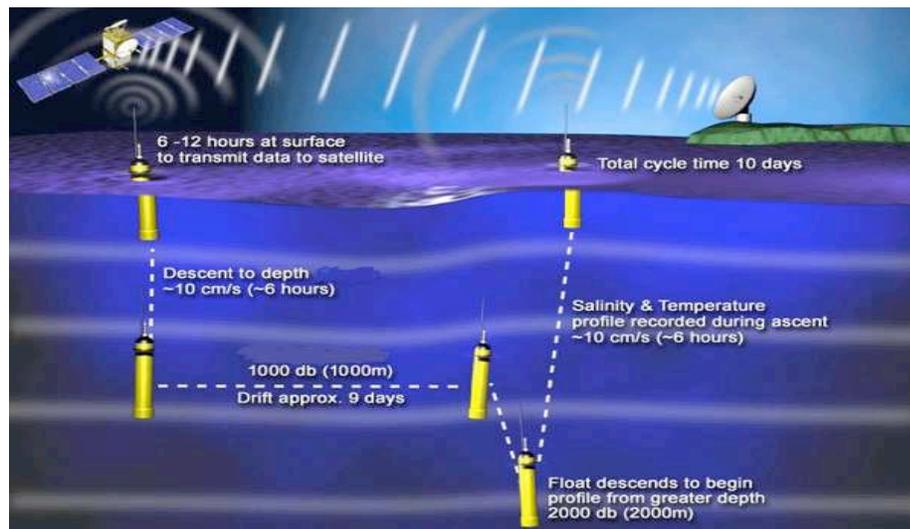


Figure 1.7. Fonctionnement d'un flotteur profileur

(http://www.argo.ucsd.edu/How_Argo_floats.html)

Le programme ARGO a donc révolutionné l'océanographie observationnelle en permettant à la communauté d'accéder à une couverture spatio-temporelle de données hydrologiques in situ sans précédent dans de nombreuses zones de l'océan hauturier (Gould et al., 2004). L'apport des données des flotteurs ARGO dans l'Atlantique tropical et principalement dans le Golfe de Guinée est très important à partir de 2005 dans une zone où il y avait peu

d'observations (Wade et al, 2011). Ce déploiement de flotteurs dans le Golfe de Guinée a été rendu possible grâce à l'expérience EGEE du programme AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine). La couverture régulière des flotteurs ARGO dans l'Atlantique tropical permet la construction de produits grillés dans cette région (Da-Allada and Durand, 2009). Mieux, l'utilisation combinée de l'ensemble des observations in situ de salinité (bouées profilantes ARGO, mouillages instrumentés PIRATA, mesures d'opportunité sur navires marchands et mesures des campagnes océanographiques) actuellement disponibles en Atlantique tropical pourrait alors nous permettre de répondre aux questions qui subsistent encore sur la SSS au niveau de l'océan Atlantique tropical et qui sont abordées dans ce travail de thèse. Ce travail de regroupement de l'ensemble des données disponibles est effectué au sein du service d'observations SSS du LEGOS/OMP en utilisant la méthode de Reverdin et al (2007) pour étendre l'ancienne base (1977-2002) jusqu'à l'année 2009 avec les nouvelles observations de SSS disponibles.

1.6 Questions abordées

Dans ce travail, nous nous intéressons à la variabilité de la distribution des salinités de surface, ou plus précisément dans la couche de mélange, dans l'océan Atlantique tropical. Nous nous intéressons particulièrement à la région du Golfe de Guinée. A partir de l'utilisation conjointe des observations et des résultats de la modélisation océanique, notre but est d'apporter des réponses aux différentes questions suivantes :

- 1) La densité et la qualité des observations océaniques, associées aux flux de surface atmosphériques et continentaux disponibles, nous permettent-elles d'approcher la

fermeture du bilan de sel dans la couche de mélange dans le bassin Atlantique tropical ? En particulier, est-il possible d'estimer la variabilité de la salinité à partir des flux disponibles (précipitation, évaporation, apports d'eau continentale, transports océaniques horizontaux) ? Si oui à quelles échelles de temps et d'espace ?

- 2) Quelles sont les mécanismes qui pilotent la variabilité de la salinité de la couche de mélange du bassin Atlantique tropical ? En particulier, quelle est la contribution de chacun des mécanismes sur le bilan de sel aux échelles saisonnières ? A quelle variable (évaporation, précipitation, ou courants horizontaux) le bilan de sel de la couche de mélange est-il plus sensible?

Quels sont les processus océaniques et atmosphériques qui pilotent la variabilité de la SSS à l'échelle interannuelle dans le cas du Golfe de Guinée ?

- 3) L'analyse de la variabilité interannuelle de la salinité de surface montre une augmentation significative dans la Baie du Biafra près de l'embouchure du fleuve Niger dans le fond du Golfe de Guinée (Da-Allada and Durand, 2009). Quelles sont les causes responsables de cette augmentation de la salinité de surface au cours des années récentes? Est-ce dû aux processus atmosphériques et/ou océaniques ?
- 4) Jusqu'où s'étend l'impact des fleuves dans le Golfe de Guinée ? Quels sont ces effets sur la SSS, la température océanique de surface (SST pour Sea Surface Temperature), la profondeur de la couche de mélange (MLD pour mixed-layer depth) et les courants de surface ?

1.7 Méthodologie

Pour répondre à ces questions, nous avons développé un modèle bidimensionnel d'évolution de la salinité dans la couche de mélange, sur tout le bassin Atlantique tropical. En fait il s'agit d'un modèle de couche de mélange, i.e. la couche dans laquelle la température et la salinité sont supposées bien mélangées, et égales aux valeurs de surface (« bulk mixed-layer model »). C'est un modèle fortement contraint par les observations. Le mélange vertical n'est pas explicitement pris en compte dans ce modèle de couche de mélange mais introduit via la vitesse d'entraînement entre la couche de mélange et l'océan plus profond. Cependant, Jouanno et al. (2011a, 2011b, 2013) ont montré que pour le bilan de chaleur dans le Golfe de Guinée, le terme de diffusion verticale est un terme très important pour expliquer l'évolution de la température près de la surface, à différentes échelles de temps. Nous anticipons que cela pourrait aussi être le cas pour l'évolution du bilan de sel. Ainsi, nous avons ensuite fait appel à un modèle océanique de circulation générale (OGCM), lorsque nous focalisons notre attention sur la région du Golfe de Guinée afin de bien prendre en compte les transferts verticaux à la base de la couche de mélange avec une physique beaucoup plus élaborée que celle du modèle de couche de mélange.

1.8 Structure du document

Ce manuscrit de thèse est organisé et présenté comme suit :

- Le chapitre 2, consacré au bilan de sel dans la couche de mélange dans le bassin Atlantique tropical, dégage les principaux mécanismes de la variabilité de la salinité de surface de ce bassin en utilisant un modèle de couche de mélange. La sensibilité du modèle aux différents forçages disponibles est aussi abordée.
- Le chapitre 3 utilise un modèle océanique de circulation générale pour confirmer l'hypothèse émise dans le chapitre 2 concernant le rôle important que le mélange vertical jouerait dans le bilan de sel dans le Golfe de Guinée, mais aussi dans le but de mieux déterminer et expliquer les mécanismes qui pilotent sa variabilité à l'échelle saisonnière. Il est également question de l'étude des processus qui gouvernent la SSS à l'échelle interannuelle dans ce chapitre.
- Le chapitre 4 évoque de façon plus explicite l'étude des causes de la salinisation observée à partir des observations et dans le modèle numérique dans le nord-est du Golfe de Guinée au cours des années 2002-2009.
- Le chapitre 5 montre une étude rapide de l'impact des fleuves dans le Golfe de Guinée en utilisant une simulation spécialement réalisée à cet effet avec l'OGCM.
- Le chapitre 6 dégage les conclusions et les perspectives de ce travail de thèse.

CHAPITRE 2

BILAN DE SEL DANS LA COUCHE DE MELANGE DANS L'OCEAN ATLANTIQUE TROPICAL : ETAT MOYEN ET CYCLE SAISONNIER

2.1 Introduction

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, il est encore nécessaire de déterminer de façon plus précise les mécanismes responsables de la distribution des salinités près de la surface dans l'océan Atlantique tropical, tant pour la moyenne que pour les différentes échelles de temps, de l'intra-saisonnier au saisonnier, interannuel voire décennal. Dans ce chapitre, nous nous intéressons aux mécanismes qui pilotent l'état moyen et sa variabilité aux échelles saisonnières et à différents endroits clés du bassin. Pour ce faire, nous avons utilisé un bilan de sel intégré dans la couche de mélange océanique obtenue à partir d'un modèle bidimensionnel d'évolution de la couche de mélange que nous avons mis en place dans ce bassin entre les latitudes 20°N-20°S et les longitudes 60°W-20°E. Ce modèle résout simplement l'équation d'évolution de la salinité de la couche de mélange, à partir de la prescription des flux d'eau douce (évaporation, précipitation et apports fluviaux), des termes de transport horizontal de salinité (via la spécification des courants de surface), en supposant que l'évolution spatio-temporelle de l'épaisseur de la couche de mélange est celle fournie par la climatologie observationnelle de Boyer Montégut et al.

(2004). Cette prescription de l'épaisseur de la couche de mélange permet d'approximer la physique verticale sous la forme d'un terme d'entraînement (à partir de la différence de salinité observée dans la couche de mélange et à sa base dans les climatologies existantes). L'équation d'évolution de la salinité de la couche de mélange résolue par le modèle est similaire à celle utilisée par plusieurs auteurs dans divers domaines océaniques (Delcroix et al 1991; Rao and Sivakumar, 2003 ; Foltz et al 2004; Foltz and McPhaden, 2008; Ren and Riser, 2009 et Dong and Baringer, 2009).

Ce modèle de couche de mélange implanté dans notre domaine d'étude devrait être suffisant pour identifier les termes moteurs de l'évolution saisonnière de la SSS. Certes, ce modèle est bien moins sophistiqué que les modèles tridimensionnel de circulation générale, mais il pourrait s'avérer plus réaliste car fortement contraint par les observations. De plus, sa simplicité permettra de tester aisément la sensibilité de la réponse en sel aux différents produits (précipitation, évaporation, courants horizontaux) disponibles. C'est la première fois que l'équation de salinité dans la couche de mélange, couramment appliquée de façon diagnostique à des observations ou sorties d'OGCM, est utilisée de façon pronostique pour construire un modèle à l'échelle d'un bassin océanique.

La présentation du modèle utilisé, les données de forçage du modèle et les principaux résultats de cette étude ont donné lieu à une publication (Da-Allada et al., 2013a) dans le *Journal of Geophysical Research - Oceans*, que nous reproduisons ici dans son intégralité.

2.2 Article: Seasonal mixed-layer salinity balance in the tropical Atlantic Ocean: Mean state and seasonal cycle

2.2.1 Résumé en français

Dans cette étude, on examine les mécanismes qui contrôlent la variabilité saisonnière de la salinité de surface dans l'océan Atlantique tropical en utilisant un modèle de couche de mélange et la combinaison de produits satellitaires, les réanalyses atmosphériques et les observations in situ pour la période 2000-2008. Les résultats obtenus montrent que le bilan de sel diffère d'une région à l'autre.

Dans la partie ouest de l'océan Atlantique tropical, le bilan de sel est contrôlé par l'advection horizontale de salinité de Mars à Novembre et pendant le reste de l'année par les termes du flux d'eau douce et l'entraînement. Au centre du bassin Atlantique tropical, le bilan de sel est principalement dû à la forte contribution des précipitations et ceci est en accord avec les études précédentes. Au nord-est de l'Atlantique tropical, tous les termes contribuent au bilan de sel entre Décembre et Mars et durant le reste de l'année, c'est essentiellement les précipitations et l'advection zonale de salinité, qui contrôlent le bilan de sel. Dans le Golfe de Guinée, la variabilité de la SSS est dirigée par le flux d'eau douce d'Octobre à Février ; elle est contrôlée par l'advection horizontale et l'entraînement de Mars à Juillet et montre une faible variation de salinité de couche de mélange d'Août à Septembre. Enfin, dans la région du Congo, le bilan de sel est contrôlé par les flux d'eau douce (notamment précipitation et débit du fleuve Congo) de

Septembre à Décembre, l'advection horizontale durant Janvier à Mars et l'entraînement vertical durant le reste de l'année (Avril à Août).

Des différences existent entre les termes de tendances de salinité observés et modélisés. Elles sont dues d'une part au modèle qui ne prend pas explicitement en compte la diffusion verticale et d'autre part à l'incertitude des observations qui forcent le modèle.

2.2.2 Article

Seasonal mixed-layer salinity balance in the tropical Atlantic Ocean: Mean state and seasonal cycle

C. Y. Da-Allada,^{1,2,3} G. Alory,^{1,5} Y. du Penhoat,^{2,3,4} E. Kestenare,^{1,3} F. Durand,^{1,3} and N. M. Hounkonnou²

Received 13 July 2012; revised 29 November 2012; accepted 2 December 2012; published 30 January 2013.

[1] We investigate the causes of the seasonal cycle of the near-surface salinity using a mixed-layer salinity model and a combination of satellite products, atmospheric reanalyses, and in situ observations for the period 2000–2008, in the tropical Atlantic Ocean. We find that the balance differs from one region to another. In the western tropical Atlantic, it is controlled by horizontal advection from March to November and by freshwater flux and entrainment for the rest of the year. In the central tropical Atlantic, it is mainly due to the strong contribution of precipitation in agreement with previous results. In the northeastern tropical Atlantic, all terms contribute to the mixed layer salinity between December and March; during the rest of the year, precipitation and zonal advection mainly control the balance. In the Gulf of Guinea, it is driven by freshwater flux from October to February; from March to July, it is controlled by horizontal advection and entrainment; from August to September, mixed-layer salinity variability is weak. Finally, in the Congo region, it is driven by freshwater flux (precipitation and runoff from Congo River) from September to December, by horizontal advection during January to March, and by vertical entrainment during the rest of the year (April to August). There are some discrepancies between observed and modeled salinity tendencies. Some of them are due to our model formulation, which does not explicitly account for the effect of vertical diffusion. Uncertainties of observation products, which force the model, are also sources of errors.

Citation: Da-Allada, C. Y., G. Alory, Y. du Penhoat, E. Kestenare, F. Durand, and N. M. Hounkonnou (2013), Seasonal mixed-layer salinity balance in the tropical Atlantic Ocean: Mean state and seasonal cycle, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 332–345, doi:10.1029/2012JC008357.

1. Introduction

[2] The tropical Atlantic Ocean is characterized by strong seasonal river discharge with the Amazon and Congo Rivers accounting for around 20% of the world river discharges. This creates regions of low sea surface salinity (SSS) off these major rivers. In addition, strong precipitations in the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) also lead to a region of low SSS around 5°N. In contrast, SSS exhibits high values in the North and South subtropical gyres where evaporation associated with winds dominates over precipitation.

[3] Salinity can have an important role on ocean circulation due to its contribution to buoyancy and stratification of the water column. Specifically, it can affect the exchange

of heat between the warm surface layer and the colder lower layers of the tropical ocean, and consequently between the upper ocean and the atmosphere [Lukas and Lindstrom, 1991; Sprintall and Tomczak, 1992]. From observations, Pailler *et al.* [1999] showed that this effect is important in the tropical western Atlantic basin. *de Boyer Montégut et al.* [2007] and Mignot *et al.* [2007] noted the presence of quasi-permanent barrier layers in the north western tropical Atlantic, using a climatology of differences between temperature and salinity stratification. It also seems that occurrences of barrier layer have been observed at times in the eastern part of the basin (Bourlès and Guivarc'h, personal communication, 2003). SSS could also be the best indicator of freshwater flux to the ocean surface as suggested by Yu [2011]. The study of SSS is therefore crucial for our understanding of the internal dynamics of the ocean and for climate studies [Lagerloef, 2002].

[4] The key role of SSS in the climate system has motivated a number of studies both from observations and models, aiming at describing and understanding the physical processes responsible for SSS variations in the tropical ocean. Johnson *et al.* [2002] used a combination of climatological SSS and satellite-derived surface currents to estimate the horizontal divergence of SSS in the global tropics in a mean and at seasonal time scale. They found the seasonal divergence to represent a significant fraction of the annual

¹Université de Toulouse, UPS (OMP), LEGOS, Toulouse, France.

²ICPMA, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin.

³IRD, LEGOS, Toulouse, France.

⁴IRD, CRHOB, Cotonou, Bénin.

⁵CNAP, LEGOS, Toulouse, France.

Corresponding author: C. Y. Da-Allada, Université de Toulouse, UPS (OMP), LEGOS, 14 Av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France. (daallada@yahoo.fr)

©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved.
2169-9275/13/2012JC008357

mean divergence. *Dessier and Donguy* [1994] investigated the causes of SSS variations in the tropical Atlantic measured from voluntary observing ships (VOS) and research vessels. They found a pronounced seasonal cycle of SSS throughout most of the basin. They concluded that SSS variability is mainly controlled by precipitation due to the ITCZ in the east of the basin, while it is mainly governed by freshwater outflow from the Amazon and Orinoco rivers in the west of the basin. However, their study was limited by data availability and they did not explicitly estimate the contributions from horizontal or vertical salinity advection. *Delcroix et al.* [2005] with an extended data set based on VOS tracks, TAO/TRITON, and Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) moorings, determined the characteristic time and space scales of SSS variations in the three tropical oceans. *Reverdin et al.* [2007] extended previous studies in the tropical Atlantic by mapping monthly SSS with observations collected from 1977 to 2002 to extract the large-scale variability. They found that seasonal SSS variability is maximum in the regions of the ITCZ, the North Equatorial Countercurrent (NECC), off the northern part of South America and in the eastern Gulf of Guinea. Using observations at four PIRATA moorings located at 15°N, 12°N, 8°N, and 4°N along 38°W, *Foltz et al.* [2004] examined the seasonal mixed-layer salinity (MLS) balance and showed that it is due to a large extent to seasonal variations in horizontal salinity advection and precipitation along this meridian. This study was extended to the northern part of the tropical Atlantic by *Foltz and McPhaden* [2008] using a combination of satellite products, in situ observations, and atmospheric reanalyses. They found that the contributions to the salinity balance varied from a region to another. In the western tropical North Atlantic, horizontal salinity advection was the dominant process. In the north-central basin, a very weak seasonal cycle of MLS was mainly due to a balance between meridional advection and an excess of evaporation over precipitation. Farther south, they found that the seasonal cycle of MLS was mainly influenced by seasonal variations in precipitation. However, the contribution of entrainment term and diffusion term was not explicitly estimated by the authors. Both processes were included in a residual term.

[5] Most of these studies on SSS are limited by the lack of in situ measurements and they do not explicitly take into account all terms of the MLS balance. Recently, the density of available observations in salinity has greatly increased in the Atlantic Ocean thanks to Argo data (<http://www.coriolis.eu.org/Observing-the-ocean/Observing-system-networks/Argo>). Argo profiling floats provide salinity measurements with good spatial and temporal coverage (with typically one profile every 300 km and every 10 days). Therefore, they could help to answer the following remaining questions on SSS in the tropical Atlantic Ocean: Is it possible to estimate the salinity variability from the available data (precipitation, evaporation, runoff from rivers, horizontal oceanic transport)? If so, at which time and space scale is this possible? Which variable (evaporation, precipitation, or horizontal currents) is the MLS balance the most sensitive to? What are the mechanisms responsible for the salinity variability in the mixed layer in the tropical Atlantic Ocean? In particular what is the contribution of each term of the MLS balance to the seasonal cycle?

[6] To address these questions, we use in this study a new in situ gridded SSS product for the Atlantic Ocean covering the Argo period, and we develop an MLS model to diagnose seasonal SSS variations from available observations of freshwater fluxes, oceanic currents, and mixed layer depth. This model allows exploring the various processes involved in the seasonal SSS budget and the sensitivity of the later to the various forcing variables.

[7] The remainder of this paper is organized as follows. Section 2 describes the model and the data sets used in the study. Section 3 presents the results, including MLS model validation and sensitivity to the observed forcing, mean and seasonal MLS. Section 4 provides a summary and discussion of the most important results.

2. Model and Data

2.1. Model

[8] Following *Foltz et al.* [2004], we assume that MLS is very close to SSS. Therefore simulated MLS is compared to observed SSS to evaluate the model skill. Our study is based on a bi-dimensional model of MLS implemented on our study area, the tropical Atlantic basin (20°N–20°S, 60°W–20°E). This model relies on a spatial and temporal discretization of the salinity evolution equation in the mixed layer:

$$\frac{\partial S_m}{\partial t} = \frac{(E - P - R)S_m}{h_m} - \vec{u}_m \cdot \vec{\nabla} S_m - H(w_e) \frac{(S_m - S_{bc})}{h_m} + K \nabla^2 S_m \quad (1)$$

where S_m is the MLS, t is time, $E-P-R$ is the surface freshwater flux including evaporation (E), precipitation (P), and river runoff (R), h_m is the mixed layer depth (MLD), \vec{u}_m is the horizontal velocity, S_{bc} is the salinity just below the mixed layer, $w_e = w + \frac{\partial h_m}{\partial t}$ is the entrainment velocity (at depth $z = -h_m$) which corresponds to the difference between the vertical velocity w (positive when upward) at the mixed-layer base and the mixed-layer deepening rate, $H(w_e)$ is the Heaviside step function ($H(w_e) = w_e$ if $w_e > 0$; $H(w_e) = 0$ if $w_e < 0$), and K is the horizontal diffusivity.

[9] The varying thickness of the mixed layer is used to approximate the vertical physics in the form of the entrainment term. The vertical processes at the base of the mixed layer are taken into account by means of the entrainment velocity (estimated from the horizontal currents through the continuity equation) only in case of thickening of the mixed layer (situation of entrainment), then the deep water will mix with water from the surface layer and therefore will modify its properties. When the mixed-layer shoals (detrainment situation), the entrainment velocity is thus set to zero.

[10] Equation (1) is similar to that used in other salinity studies [e.g., *Delcroix and Hénin*, 1991; *Rao and Sivakumar*, 2003; *Dong et al.*, 2009]. S_m is the only freely evolving variable in the model while all other variables are prescribed from observations.

[11] The model grid is set to 1° in latitude and longitude which is the spatial resolution commonly available for observations. The time step is set to 1 day to ensure numerical stability given the spatial resolution and maximum horizontal velocities. We record monthly outputs which are sufficient to identify the dominant processes driving the seasonal

evolution of MLS. We use in our model the Arakawa C grid allowing a decentered discretization. The mask of the model depends on these variables and corresponds to the largest oceanic domain common to all prescribed observations. It is primarily restricted by the spatial coverage of the current product. The zonal velocity is set to zero at western and eastern continental boundaries, and the meridional velocity is set to zero at the northern and southern continental boundaries. At the ocean boundaries (20°N, 20°S, 60°W), observed salinities are imposed in order to calculate realistic horizontal salinity gradients.

[12] We only considered the three most important rivers (Amazon, Congo, and Niger) in our study area. We used the runoff data of *Dai et al.* [2009]. We spread the outflow of each river over four model grid points off the mouth, as the model mask does not extend to the coastline. We made several tests to place these river runoffs, which revealed that our model is very sensitive to their location. We have not explicitly taken into account the Orinoco River: the 60°W western limit of our domain of study is located to the east of the estuary to exclude the complex topography of the Caribbean Sea which cannot be resolved at the model resolution. However, we prescribe observations of SSS at this ocean boundary to account for it.

[13] We also assume that the lateral diffusion is constant in the mixed layer, as *Dong et al.* [2009]. K is then set to the average value found in the literature, $2000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, throughout the basin [e.g., *Kawabe*, 2008]. Sensitivity tests show that the background value of K does not influence the results. However, we set this value to $7000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ on the river grid points to account for the large sub-grid scale mixing in these estuary regions. We justify this procedure by the fact that we do not resolve near-coastal dynamics.

[14] To run the model, initial conditions in MLS are set everywhere to a constant value of 35, roughly the mean value of ocean salinity. Then we let the model freely evolve under the influence of observed forcing and simulated processes. Whatever the observed products used as forcing, the model converges to a stable and repeated seasonal cycle after a spin-up period of about 2 years. The simulated seasonal cycle of MLS in year 3 is therefore used as the model reference. Various global fields of near-surface currents and surface freshwater fluxes are available. The model is a suitable tool to test their ability to close the MLS budget when combined together.

2.2. Data

[15] As explained in the previous section, several variables are needed to force and to assess the MLS model: freshwater flux, currents, MLD, and surface and subsurface salinity. The various data sources are described below. If not already available in this format, data are sub-sampled or interpolated on a 1° grid and a monthly climatology is computed from each dataset for the 2000–2008 period that is commonly available.

2.2.1. Net Freshwater Flux

[16] The net freshwater flux, E-P-R, includes three components: evaporation (E), precipitation (P), and runoffs (R). For E and P, data are obtained from atmospheric reanalyses and satellite data sets. We use ERA-Interim reanalysis [*Dee et al.*, 2011] from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) and NCEP2 reanalysis [*Kanamitsu*

et al., 2002] from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Both data sets are available monthly at 1.5° resolution for ERA-Interim and at 2° resolution for NCEP2. We also use E from the Objectively Analyzed air-sea Fluxes (OAFlex) data set [*Yu et al.*, 2008] which is a monthly value at 1° resolution. Finally, we also consider three observed P products issued from Global Precipitation Climatology Project (GPCP) [*Adler et al.*, 2003], Climate Prediction Center's Merged Analysis of Precipitation (CMAP), and enhanced CMAP (CMAPE) [*Xie and Arkin*, 1997]. Both CMAP and GPCP combine measurements from rain gauges and from satellite infrared and microwave sensors. They are available on a 2.5° grid. In CMAPE, the CMAP data set is complemented with precipitation values from NCEP reanalysis. For R, we considered the *Dai et al.* [2009] product which gives climatological runoff for major world rivers at their estuary. In the tropical Atlantic, it includes 32 rivers, the main ones being the Amazon, Congo, Orinoco (actually the three largest river flows in the world), and Niger. Amazon, Congo, and Niger Rivers bring $211,000$, $41,000$, and $6000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectively, on yearly average, which represents 85% of the total runoff in our oceanic domain.

2.2.2. Surface Currents

[17] Surface currents were obtained from three different sources to estimate horizontal mixed layer velocity. The Ocean Surface Current Analysis Realtime (OSCAR) currents are estimated from satellite sea level, wind stress, and SST, together with a diagnostic model [*Lagerloef et al.*, 1999]. OSCAR horizontal velocity includes both geostrophic and Ekman components and represents the mean current between the surface and 30 m depth [*Bonjean and Lagerloef*, 2002]. They are representative of currents at an average of 15 m depth. We select the filtered OSCAR product available on a $1^\circ \times 1^\circ \times 5$ day grid (note that a $1/3^\circ$ product is also available). For validation and error analysis of OSCAR, see *Johnson et al.* [2007]. The currents from Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) are computed in the same way as OSCAR currents but have a $1/4^\circ$ spatial resolution and are available weekly [*Sudre and Morrow*, 2008]. Finally, we use near-surface velocity from satellite-tracked drifting buoy observations (henceforth DRIFTER product), which are available on a monthly mean climatology on a $1^\circ \times 1^\circ$ grid [*Lumpkin and Garzoli*, 2005]. Compared to satellite-derived currents, drifter currents are available closer to the coast. Drogue-loss problems have been recently identified for some drifters [*Grodsky et al.*, 2011]. However, using a preliminary corrected version of the product in our model did not significantly change the model's skills.

2.2.3. Subsurface Data

[18] Mixed layer depth (MLD) is taken from the climatology of *de Boyer Montégut et al.* [2004], available monthly on a $2^\circ \times 2^\circ$ grid. It is estimated from individual temperature and salinity profiles extracted from National Oceanographic Data Center (NODC) and World Ocean Circulation Experiment (WOCE) data. We use the mixed layer depth based on a density criterion (0.03 kg m^{-3}) so that both temperature and salinity stratifications are taken into account.

[19] Subsurface salinity data originate from the 2009 World Ocean Atlas (WOA09). They are provided as a monthly

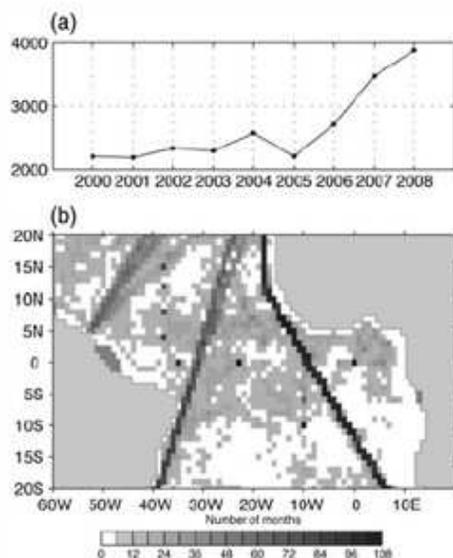


Figure 1. (a) Sea surface salinity data distribution indicating the number of $1^\circ \times 1^\circ$ grid points with data in a month as a function of year. (b) The spatial distribution of the number of months with data in $1^\circ \times 1^\circ$ box for 2002–2008.

climatology on a $1^\circ \times 1^\circ$ grid and were constructed using all types of available observations [Boyer *et al.*, 2009]. The climatology of salinity below the mixed layer (S_{bc}) is constructed from this field, by extracting for each month and each grid point, the salinity vertically interpolated at the mixed layer depth. Salinity values are given in the Practical Salinity Scale (PSS-78) and reported without units as recommended [Millero, 1993].

2.2.4. Sea Surface Salinity

[20] The observed SSS fields developed by Reverdin *et al.* [2007] have been recently extended to 2009 (see <http://www.legos.obs-mip.fr/kestenare>). As given by Reverdin *et al.* [2007], the monthly SSS is gridded using an objective mapping [Bretherton *et al.*, 1976] at $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution, by compiling a variety of data sources, mostly from underway thermosalinographs on research vessels and voluntary observing ships (<http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss/>), from PIRATA moorings in the tropical Atlantic (<http://www.brest.ird.fr/pirata/>), from SMOS and CARIOCA drifters [G. Reverdin, personal communication], and from Argo floats (<http://www.coriolis.eu.org/Observing-the-ocean/Observing-system-networks/Argo>). Figure 1a shows the temporal evolution of the available data (before objective analysis) which increased considerably after 2005 by including the Argo floats. Similarly, Figure 1b shows a map of the overall data density which presents a marked spatial contrast: some areas show a poor data coverage (as the southern Atlantic and the south-east of the basin) while large density areas are seen along the repeated cargo lines. We chose this product as a reference for model evaluation as it is, to our knowledge, the most complete and up-to-date product for SSS available, especially dedicated to the surface layer and to the Atlantic basin.

[21] We focused on the 2000–2008 period to build the mean seasonal cycle of SSS. We retained only the grid points where the estimated RMS error (normalized by the signal amplitude) does not exceed 0.8, as by Reverdin *et al.* [2007], and so we excluded the grid points where observations are too sparse.

3. Results

[22] The observed mean SSS field is presented in Figure 2. It presents high values of SSS in the northern (around 15°N) and southern (around 15°S) subtropical gyres due to intense evaporation in these regions. Regions of low SSS are located under the ITCZ region due to strong precipitation. SSS minimum values are observed near the continents due to strong river discharges into ocean (off the Amazon, Congo, and Niger Rivers in particular). The regions of large SSS variability are found near the mouths of these rivers and in the ITCZ along 8°N (Figure 2b).

3.1. Sensitivity of the Model to the Various Forcing Variables

[23] As by Foltz and McPhaden [2008], we focus on different regions of the tropical Atlantic Ocean where MLS variability is large. Based on the standard deviation of SSS (Figure 2b), we select five regions: the western tropical Atlantic (WTA), the central tropical Atlantic (CTA), the eastern tropical Atlantic (ETA), the Gulf of Guinea region (GG), and the Congo region (CO). To study the seasonal cycle of the MLS, we need first to tune the model so that the simulated MLS is as close as possible to the observed MLS. Surface currents and net freshwater flux (E-P) are available from different sources. We test the sensitivity of the model to these different products in the whole tropical Atlantic and in the selected regions.

[24] For the freshwater flux (E-P), five monthly climatology products were tested. In addition to NCEP2 and ERA-Interim monthly climatology which directly provides E-P, we constructed three other monthly climatological products combining different sources, namely E (OAFflux)-P (CMAP), E (OAFflux)-P (CMAPE), and E (OAFflux)-P (GPCP). ERA-Interim and NCEP2 freshwater fluxes are shown in Figure 3 and give the lower and upper ranges of observations, respectively. In both products, evaporation is maximum around 15°N and 15°S , while precipitation is maximum around 5°N due to the ITCZ and weakens on either side of the ITCZ area (Figure 3).

[25] The three surface currents tested are presented in Figure 4. All products show the main components of the tropical current system: the westward South and North Equatorial Currents (SEC/NEC) around the equator and 15°N , respectively, the eastward North Equatorial Counter Current (NECC) around 10°N , the northwestward coastal North Brazil Current (NBC) between 5°S and 10°N , and the eastward Guinea Current (GC) along the northern coast of the Gulf of Guinea. However, there are marked differences in current patterns in the 5°N – 5°S equatorial band, in direction as well as in magnitude. The weakest currents are found in the OSCAR product and the strongest in the DRIFTER product. An equatorial divergence is seen in the latter only. The DRIFTER product also extends closer to the coast than the other products, revealing a particularly

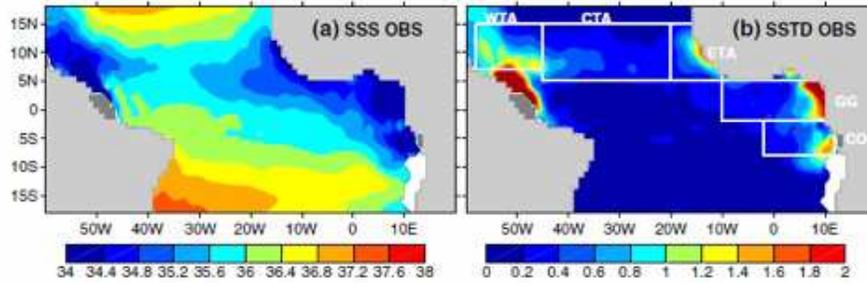


Figure 2. (a) Annual mean and (b) seasonal standard deviation for SSS observations. Sub-regions used in the study are marked.

strong western boundary NBC. However, to compare the effect of different currents in the model, we used a common mask (corresponding to OSCAR current mask) by removing part of the coastal currents in the DRIFTER product.

[26] To evaluate the model sensitivity to forcing variables, all combinations of the above freshwater and current products were tested and used as model forcing. For each of these combinations, the 12 modeled monthly SSS maps were visually compared to the 12 observed climatological maps. In addition to basin-scale maps, regional maps were also compared. We quantified the similarity between the modeled and observed sets of maps by computing the statistical parameters that are summarized in the Taylor diagrams [Taylor, 2001] shown in Figure 5, for the whole basin and two representative sub-regions. On these diagrams, the difference in skills between model versions is primarily due to current products, while different freshwater flux products create smaller differences in skills. This is particularly obvious in the GG region. Therefore, the model appears more sensitive to currents than to freshwater flux. OSCAR and CTOH currents give relatively similar results while the model consistently performs better with DRIFTER currents.

Among the various freshwater flux products, NCEP2 gives the poorest skills in the whole basin and in most regions. Other fluxes give roughly similar results although ERA-Interim often slightly improves skills. We choose this flux because it gives in most regions the best correlation and the best (closest to 1) standard deviation ratio. Based on these statistics, the DRIFTER currents and ERA-Interim freshwater flux appear as the most appropriate forcing products for the SSS budget. We therefore use this set of products to force the model in the rest of this study. Moreover, we henceforth use the DRIFTER current mask. Coastal currents are then fully accounted for and model skills are again improved, particularly in the WTA region (Figure 5b).

3.2. Mixed-Layer Salinity Model Validation

[27] The above sensitivity study allowed identifying the most appropriate forcing strategy for the model. Now, in this optimal configuration, the model outputs can be directly compared to observations. The model mean and seasonal STD of SSS shown in Figures 6a and 6b can be compared to the equivalent maps based on observations (Figure 2). For the mean state (Figure 6a), the model reproduces the

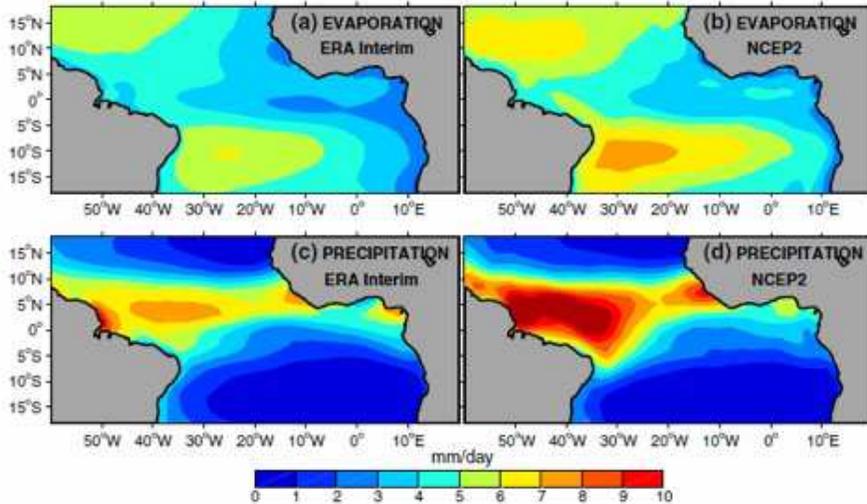


Figure 3. Annual mean for evaporation products, (a) ERA-Interim and (b) NCEP2, and for precipitation products, (c) ERA Interim and (d) NCEP2. Units are mm day^{-1} .

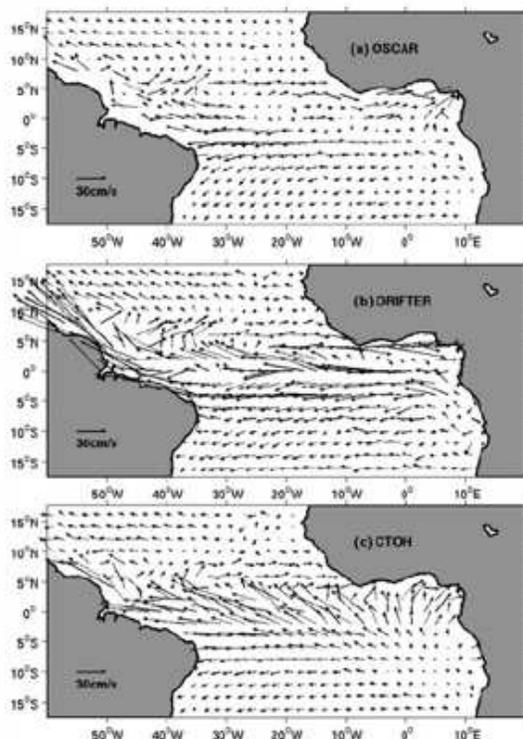


Figure 4. Annual mean for surface currents products (a) OSCAR, (b) DRIFTER, and (c) CTOH. Units are cm s^{-1} .

high salinity observed (Figure 2a) in the northern and southern subtropical gyres due to the intense evaporation in these regions. However, the modeled SSS is slightly lower than observed in the southern subtropical gyre ($15^{\circ}\text{--}20^{\circ}\text{S}$, $30^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{W}$). This could come from the representation of the freshwater flux. The model also shows areas of low salinity due to the ITCZ or related to river runoffs (Amazon, Congo, and Niger) as observed in this basin. Note however that the modeled SSS is slightly lower than observed in the central part of the ITCZ ($5^{\circ}\text{--}10^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\text{--}45^{\circ}\text{W}$). On the contrary, it is slightly higher than observed in the northwest of the basin ($5^{\circ}\text{--}15^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\text{--}60^{\circ}\text{W}$). This could be explained by an incorrect redistribution of Amazon waters between the coastal NBC and its eastern retroflexion feeding the NECC (Figure 7) [Bourlès *et al.*, 1999].

[28] The SSS standard deviation (SSTD) of the model (Figure 6b) shows areas of large seasonal variability, mostly properly located as compared to observations (Figure 2b): near the mouths of the rivers (Amazon, Congo, and Niger) and in the $5^{\circ}\text{--}10^{\circ}\text{N}$ latitude band due to the meridional displacement of the ITCZ. However, the observed SSTD always shows larger variability than the model at river mouths. This may be due to minor rivers not accounted for, which cumulative contribution may not be negligible, and/or to fine-scale processes unresolved by the model (such as vertical diffusion). Also, note that observed high coastal SSS variability is not necessarily associated with rivers only and can be

due to an amplification of the seasonal cycle of precipitation around coastal mountains (e.g., Fouta Jallon near 10°N , 15°W , or Mount Cameroon near 5°N , 10°E close to the Niger mouth). In the model there are two patches of larger than observed SSS variability near 3°N and 5°S extending westward from the coast of Africa, which could be due to an overestimation of the two westward branches of the SEC (Figure 7a) located on each side of the equator in the current product we use.

3.3. Mean Salinity Balance in Atlantic Ocean Basin

[29] The model quickly converges to a stable seasonal cycle of SSS indicating that, on annual mean, the oceanic processes (advection, diffusion, and entrainment) are balanced by the contributions of the freshwater flux E-P-R (Figure 8). This is expected in nature. However, to achieve that in the model, the entrainment term is very helpful. While this term has a physical formulation, it also tends to damp the model SSS toward the prescribed climatology of salinity below the mixed layer, which makes it essential for the stability of the model. This damping effect is illustrated in Figures 6c and 6d: the vertical salinity gradient is roughly anticorrelated to the model error, which helps correcting the model when entrainment is at work. Entrainment also tends to be anticorrelated with horizontal advection, at small scale (Figure 8), which is probably real. These small-scale features originate from the 1° resolution drifter currents. As vertical velocity (which dominates entrainment velocity) is calculated from the horizontal currents by mass continuity, and both horizontal and vertical velocity are multiplied by salinity gradients involving locally the same SSS to compute advection and entrainment, respectively, it is expected that advection and entrainment have similar small-scale features, but with opposite sign. On the other hand, the fact that entrainment damps the model toward climatology probably helps to smooth the sum of oceanic processes, which reflects the smoothness of the freshwater flux, due to its 2.5° original resolution.

[30] The net freshwater flux (Figure 8c) is negative mainly from the equator to 10°N and also near the mouth of the Congo, which corresponds to a net intake of freshwater for the ocean and causes a freshening of the mixed layer. This is due to the strong precipitations in the ITCZ and to river runoffs. Over the rest of the Atlantic Ocean basin, this term shows positive values as it is dominated by evaporation and therefore tends to increase the salinity. As shown in Figure 8d, the contributions of oceanic processes and freshwater flux are similar but with opposite signs.

[31] By splitting the oceanic processes into horizontal advection, horizontal diffusion, and vertical entrainment terms, we note that the horizontal diffusion term is negligible except near the mouths of rivers where there are strong SSS gradients. Therefore, we only show the advection and entrainment terms in Figures 8a and 8b. To further explore the processes, we decompose horizontal advection into zonal and meridional terms (Figure 9) and plot zonal and meridional SSS gradients (Figure 10). Roughly, in the open ocean advection tends to decrease SSS north of 10°N and south of 2°N , while it tends to increase SSS between 2°N and 10°N . The picture is more complex in the coastal areas.

[32] North of 10°N , the zonal SSS gradient is positive in the western half of the basin and negative in the eastern half

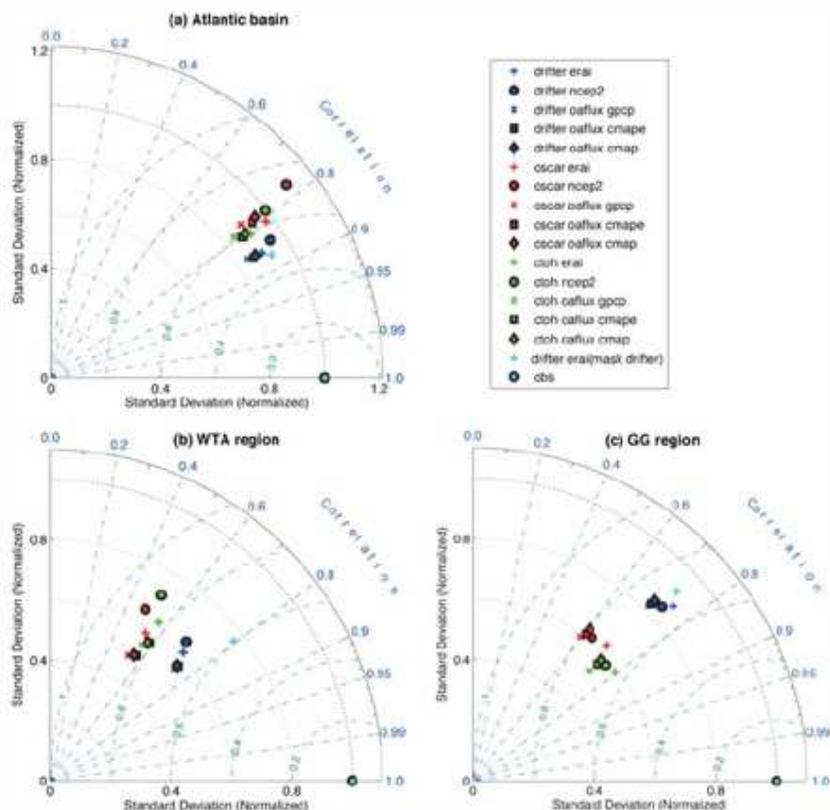


Figure 5. Taylor diagrams. Observations and model are represented by points on a diagram where the spatial correlation coefficient (R) between the observed and modeled maps is given by the azimuthal position, spatial standard deviation of the observed or modeled map is given by the radial distance from the origin, and the spatial centered root mean square difference (RMSD) is given by the distance between the observed points and model point (a) in the whole domain, (b) in the WTA box, and (c) in the GG box.

(Figure 10a), as SSS decreases toward the coast (Figure 6a). Zonal advection by the westward NEC (Figure 7a) therefore tends to increase SSS in the western half and decrease it in the eastern half (Figure 9a). The meridional SSS gradient is positive as SSS increases northward of the SSS minimum in the ITCZ (Figure 10b) and the meridional flow is northward (Figure 7b). Meridional advection therefore tends to decrease SSS (Figure 9b). Meridional advection dominates over zonal advection in the western half while both cumulate in the eastern half, which results in the negative advection tendency north of 10°N .

[33] Between 2°N and 10°N , the zonal SSS gradient is again positive in the west and negative in the east (Figure 10a) but currents are largely eastward here, dominated by the NECC and GC (Figure 7a). Therefore, zonal advection tends to decrease SSS in the western half and to increase it in the eastern half (Figure 9a). Meridional advection is relatively small in the east. In the west, the meridional SSS gradient is negative as the ITCZ-related SSS minimum is located further north (Figure 9b), and the strong meridional flow is northward due to equatorial divergence (Figure 7b). Meridional advection is therefore positive and dominates over zonal

advection there. This results in a positive advection tendency in this latitude band.

[34] South of 2°N , the zonal SSS gradient is negative due to the Niger and Congo outflows in the east (Figure 10a). The zonal flow is dominated by the westward SEC with its two branches on each side of the equator (Figure 7a), resulting in a negative zonal advection tendency. The meridional SSS gradient is mostly negative in this transition zone between the wet tropics and dry subtropics (Figure 10b), and the meridional flow is southward to the south of the equator (Figure 7b), resulting in a negative meridional advection tendency. Overall, this results in a negative advection tendency to the south of 2°N , particularly strong along the path of the SEC.

[35] North of the equator along the South American coast and south of the equator along the African coast, river run-offs create strong small-scale SSS gradients (Figure 10). In addition to large-scale zonal flows, there are strong along-shore currents: the northwestward NBC and its retroflexion at the western boundary, the southward coastal Angola current, and the northward Benguela current extension (further offshore) at the eastern boundary (Figure 7). As a result,

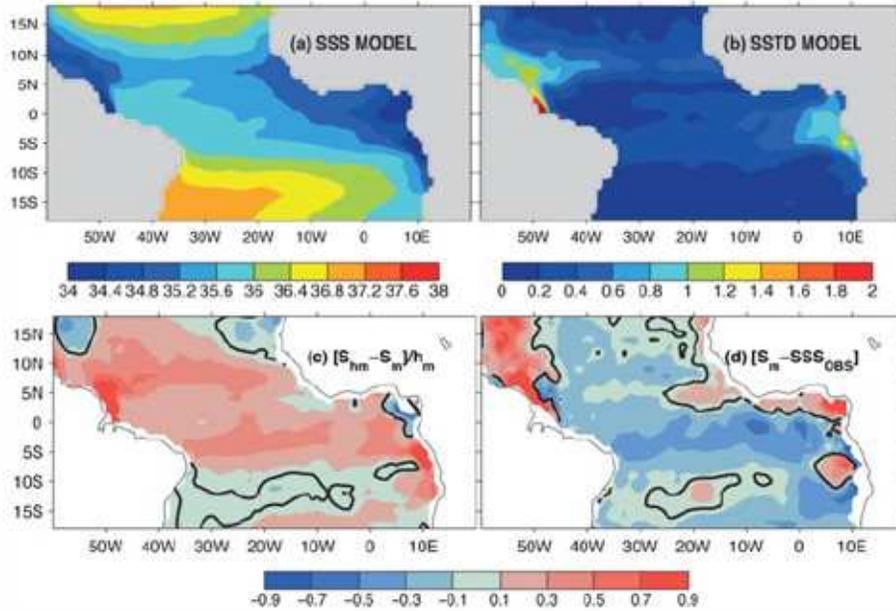


Figure 6. Annual mean for (a) SSS model, (b) seasonal standard deviation for SSS model, (c) $(S_{hm} - S_m)/h_m$, and (d) salinity difference between the model and observations in the tropical Atlantic Ocean. Heavy contours are the zero line.

zonal and meridional advectons compete with each other (Figure 9) and the total advection is particularly strong, highly heterogeneous with alternating positive and negative patches.

[36] The entrainment term (Figure 8b) is positive and therefore tends to increase MLS over most part of the basin. It is particularly strong along the equator, along 10°N and in the Amazon and Congo plumes. As entrainment corresponds to an inflow of subsurface water into the mixed layer, its positive sign is explained by the saltier waters generally found just below the mixed layer (Figure 6c). This vertical salinity gradient is particularly strong in regions of low SSS, which explains the strong contribution of entrainment along 10°N and in the Amazon and Congo plumes. Along the equator, the strong entrainment term is due to the

equatorial upwelling (driven by Ekman divergence). This brings into the mixed layer saltier waters from the Equatorial Undercurrent [Bourlès *et al.*, 2002] and from the North and South Equatorial Undercurrents (NEUC around 4°N , and SEUC around 3°S); all these limbs originate from the subtropical regions of high evaporation. The few regions where the entrainment term is negative (off the Niger mouth, in the north-west and north-east corners of the model domain, along $10^\circ\text{--}15^\circ\text{S}$) are regions where the model overestimates SSS (Figures 6c and 6d). Thus, subsurface waters appear to be less salty than the MLS which is probably spurious. This is particularly true off the Niger mouth. Also, in the north-west region, as already suggested above, this is probably due to the coastal NBC that does not advect enough Amazon freshwaters in that region. Therefore, these waters

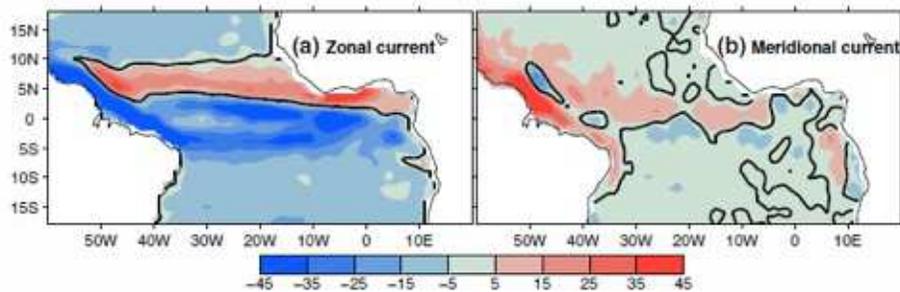


Figure 7. Annual mean for the (a) zonal and (b) meridional DRIFTER surface currents. Heavy contours are the zero line. Units are cm s^{-1} .

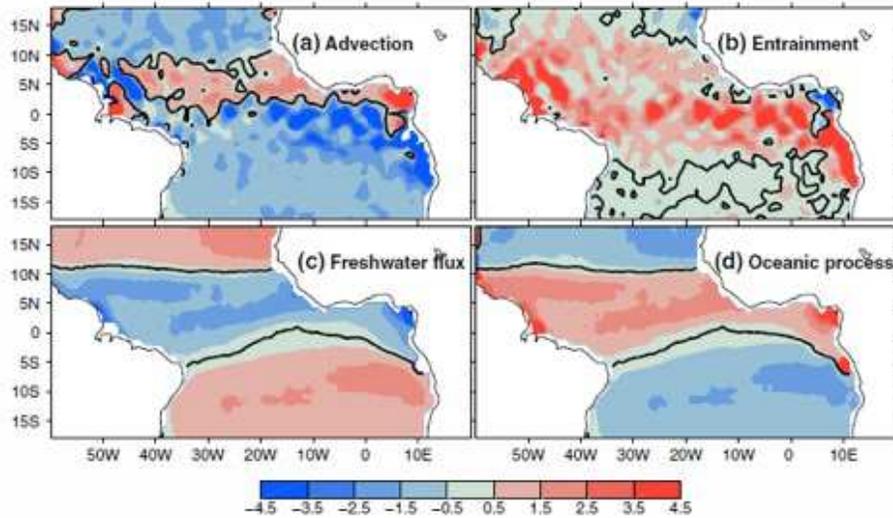


Figure 8. Annual mean for the salinity balance terms (in yr^{-1}) from the simulation: (a) horizontal advection, (b) entrainment, (c) surface freshwater flux, and (d) oceanic processes (advection + diffusion + entrainment). Heavy contours are the zero line.

are saltier than observed and saltier than the entrained water as there is not a large difference between salinity in and at the base of the mixed layer, which leads to negative entrainment. When entrainment is negative, it is not physically realistic and acts as a damping term toward climatology.

[37] To describe the salinity balance more synthetically, we determine the dominant process at each point in our domain by comparing the absolute value of the average of each term at each point grid. The resulting map of dominant terms is useful to summarize the salinity balance (Figure 11). In the northern tropical Atlantic, it shows that salinity variations are primarily controlled by the freshwater fluxes (strong precipitations due to the position of ITCZ) but advection and entrainment also contribute significantly. In the tropical south Atlantic, the advection term dominates, with freshwater flux (dominated by evaporation) and entrainment terms also contributing significantly. Also, we have to keep in mind that at each grid point, the dominant term is necessarily balanced by other terms, which can individually or collectively become dominant during part of the seasonal cycle (as we will see below).

3.4. Seasonal Variations

[38] The previous section focused on spatial variations of the annual mean MLS balance. Specific regions with high MLS variability due to typically different processes have been identified (Figure 2b). In this section, for each of these regions, we discuss the seasonal variations of the MLS balance. We first compare the seasonal cycle of the MLS tendency in the observations and in the model (Figure 12) and then rely on the model to examine how the various terms work during this seasonal cycle.

[39] The results for the western tropical Atlantic region (WTA; 7° – 15° N, 45° – 58° W) are presented in Figures 12a, 13a, and 13b. The model reproduces relatively well the seasonal evolution of the observed MLS (Figure 12a) and MLS tendency (Figure 13a). This is the region where the amplitude of the seasonal signal is maximum with a difference of more than 1.2 between maximum and minimum MLS. However, the modeled salinity is higher than observed and reaches its minimum in July, 1 month later than observed. The salinity tendency is negative from February–March to June, with the maximum decreasing trend in May, and

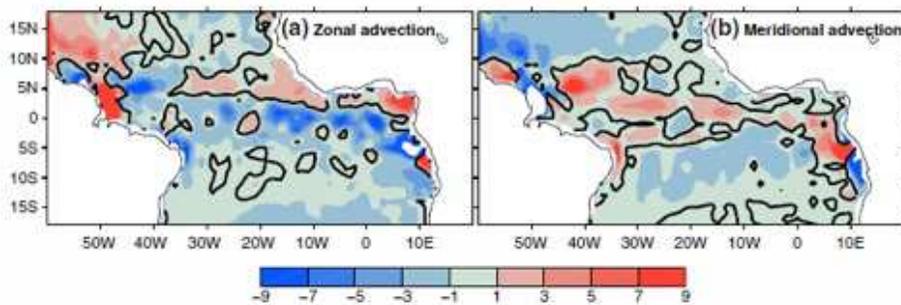


Figure 9. Annual mean for the (a) zonal and (b) meridional horizontal advection. Heavy contours are the zero line. Units are yr^{-1} .

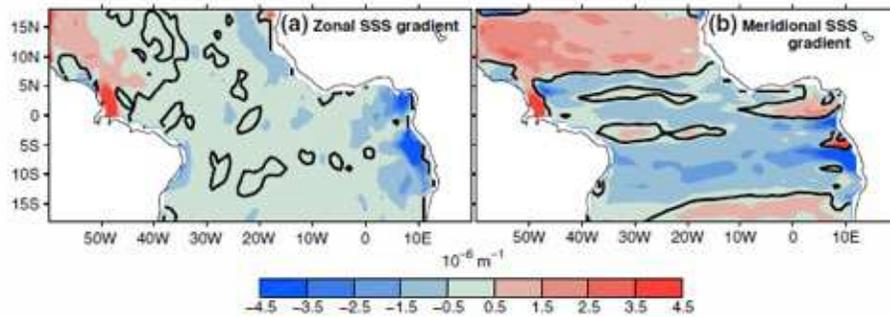


Figure 10. Annual mean for the (a) zonal and (b) meridional salinity gradient from the mixed layer salinity. Heavy contours are the zero line. Units are 10^{-6} m^{-1} .

positive for the rest of the year. Then the MLS increases slowly for 8 months. The discrepancy between observed and modeled salinities could be due to an incorrect redistribution of the Amazon freshwaters as suggested earlier. These waters are advected to the north-west by the NBC from January to June (June being the month of the Amazon peak flow) [Dai et al., 2009]. Then part of these waters is transported to the east in boreal summer and fall by the NECC [Muller-Karger et al., 1988; Dessier and Donguy, 1994] when it reaches its maximum development [Richardson and McKee, 1984; Bourlès et al., 1999]. Thus, the observed positive bias may be due to an overestimated transport of freshwaters by the NBC into the WTA box and the negative bias to an underestimated transport by the NECC out of the WTA box.

[40] For the salinity balance, we find that from March to November, the seasonal cycle of MLS is dominated by the horizontal advection terms (Figure 13b). The negative meridional advection dominates from March to June. This is due to northward transport by the NBC of Amazon freshwaters, with a maximum freshening effect in May roughly corresponding to the Amazon River discharge peak [Dai et al., 2009]. In the rest of the year, zonal advection dominates and is mostly positive because currents are westward and zonal SSS gradient is positive. During December to February, the seasonal evolution of MLS is mainly controlled by the vertical entrainment and freshwater flux. These two terms create the peak of maximum salinity tendency term observed in December. The freshwater flux variations reflect the meridional displacement of the ITCZ: located south of this region most of the year, the ITCZ moves northward in boreal summer and reaches its northernmost position (just over this region) in September. This explains its tendency to decrease MLS from boreal summer to fall and to increase MLS during the rest of the year. The entrainment term is positive all year long as expected with the strong vertical stratification here due to fresh surface waters. Freshwater flux and entrainment terms tend to compensate each other from March to November. The diffusion term is negligible in this region.

[41] In the central tropical Atlantic (CTA (5° – 15° N, 20° – 45° W); Figure 12b), the modeled MLS slightly underestimates the observed field but the seasonal evolution is well reproduced and the simulated MLS tendency matches the observed seasonal evolution within error bars (Figure 13c).

The salinity tendency is positive from November to April and negative for the rest of the year. It reaches a maximum in December and a minimum in September. These results are in agreement with Foltz and McPhaden [2008]. However, the salinity variations diagnosed by our model are closer to observations compared to those explicitly resolved in this previous study.

[42] Considering the contributions of the various terms of the salinity balance in the evolution of the seasonal cycle (Figure 13d), we find that the freshwater flux term dominates the seasonal cycle of MLS. It is in particular responsible for the peak of decreasing salinity tendency in September. This term is driven by the seasonal cycle of ITCZ activity, similarly to the WTA region (both regions located in the same latitude band). During the first half of the year, zonal and meridional advectations are both weak and negative. During the rest of the year, they are of opposite sign and tend to compensate each other. Meridional advection shows a maximum freshening effect in May due to northward currents in the presence of a northward increasing SSS. The zonal advection dominates horizontal advection and shows a maximum freshening effect in boreal summer. This is due to eastward currents in the presence of a stronger positive zonal SSS gradient. The entrainment term is positive throughout the year. This term shows a seasonal cycle with a magnitude roughly similar to the horizontal advection term. This term always tends to bring salty water from below into the mixed layer. Its maximum effect occurs in December due to the maximum entrainment velocity in CTA region. Horizontal

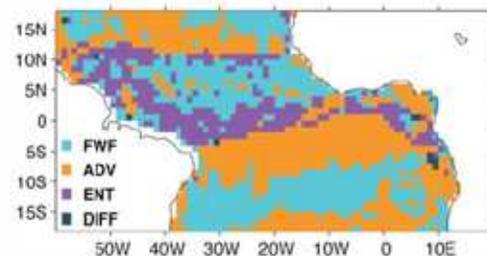


Figure 11. Map of the salinity dominant term in the tropical Atlantic Ocean: freshwater flux (FWF), horizontal advection (ADV), entrainment (ENT), and horizontal diffusion (DIFF).

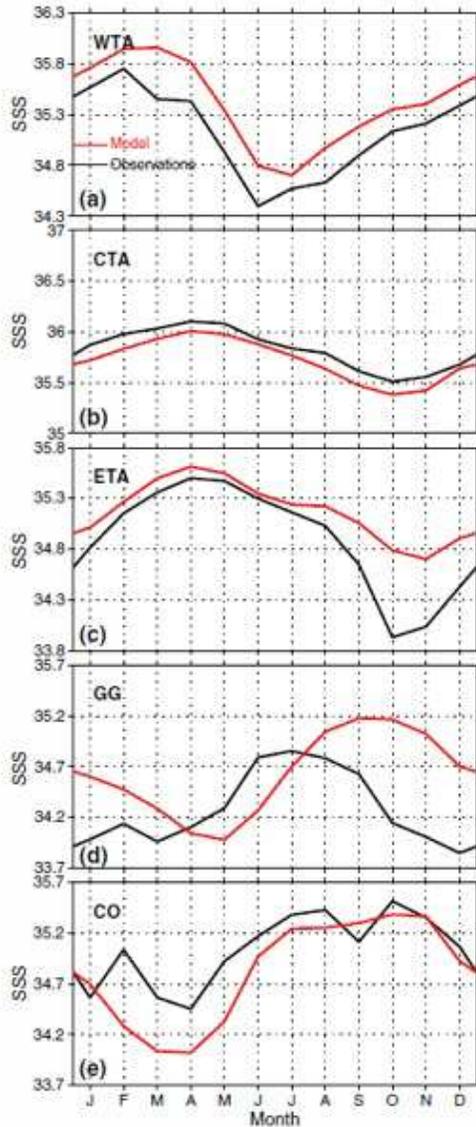


Figure 12. Seasonal cycle of mixed layer salinity from observation (in black) and from the model (in red) for the five selected regions (a) WTA, (b) CTA, (c) ETA, (d) GG, and (e) CO.

advection and entrainment processes almost compensate each other during the year. The diffusion term is once again negligible all year long. These results are mostly in agreement with the study by *Foltz and McPhaden* [2008] except that they did not explicitly compute the entrainment term. Our better match between model and observations confirms their suggestion on the key role of entrainment in this region.

[43] In the eastern tropical Atlantic (ETA (5° – 15° N, 10° – 20° W) region), from January to July, the seasonal evolutions of the observed and simulated SSS agree (Figure 12c).

However, the modeled minimum SSS in October–November is less pronounced than observed. This can be explained by the sensitivity of the region to freshwater flux. We chose ERA-Interim precipitation product to force the model, but with NCEP2 precipitation product the amplitude of the seasonal signal in this region is better represented (not shown). Even though the seasonal signal in both precipitation products agrees, their amplitude is very different. The model reproduces quite well the observed evolution of the salinity tendency with only a small bias in July–August (Figure 13e). Between December and March, advection, entrainment, and freshwater flux equally contribute to the seasonal cycle of MLS (Figure 13f). During the rest of the year (April to November), freshwater flux and advection are the dominant terms. The freshwater flux is negative most of the year, except in boreal winter, which shows that it is dominated mainly by precipitation. This term has a seasonal cycle strongly driven by ITCZ variability, similarly to the WTA and CTA regions; its magnitude is greater than the advection terms. The entrainment term has a weak seasonal cycle and is positive throughout the year. Zonal advection (associated with the NECC) dominates over meridional advection, contrary to the WTA region, as alongshore currents are weaker at eastern (compared to western) oceanic boundaries. The zonal advection term is positive throughout the year as the eastward NECC brings waters saltier than coastal waters in this region.

[44] In the Gulf of Guinea (GG (2° S– 5° N, 10° W– 12° E) region), the model does not reproduce well the observed seasonal evolution of MLS nor its tendency (Figures 12d and 13g). The modeled seasonal cycle of MLS exhibits a 2 month lag for the observed seasonal minimum and maximum and it is amplified compared to observations (Figure 12d). The model underestimates the observed salinity tendency from November to May and overestimates the tendency for the rest of the year (Figure 13g). Also, the observed extrema (May maximum and October minimum) appear with a 2 month lag in the model. This is not surprising as this region combines a number of challenging issues. Coastal boundary conditions are crucial here, as this is the oceanic region that is most enclosed by land in our domain. However, the relatively poor resolution of the coastline, the introduction of the runoff coming out of the Niger delta in the model, and the neglect of secondary rivers are all critical points here. It is also a region where the mixed layer depth can be small and the model can thus be sensitive to changes in MLD. Also, we do not resolve vertical diffusion in the model; this is an important process for temperature in this region [*Jouanno et al.*, 2011a, 2011b], and it could be important for salinity too. The damping effect of the entrainment term, obviously strong near the Niger’s mouth (Figure 8b), helps to offset these weaknesses but induces a delay which could also contribute to the lag between model and observations. Lastly, there are not many observations in this region (Figure 1), so even the climatology calculated with observations has significant uncertainties and does not allow us to firmly conclude on the accuracy of the simulated salinity tendency term.

[45] In the model, entrainment is the process with the strongest seasonal cycle (Figure 13h), due to the large difference between mixed layer salinity and subsurface salinity in this region. This term is the largest term from March to July,

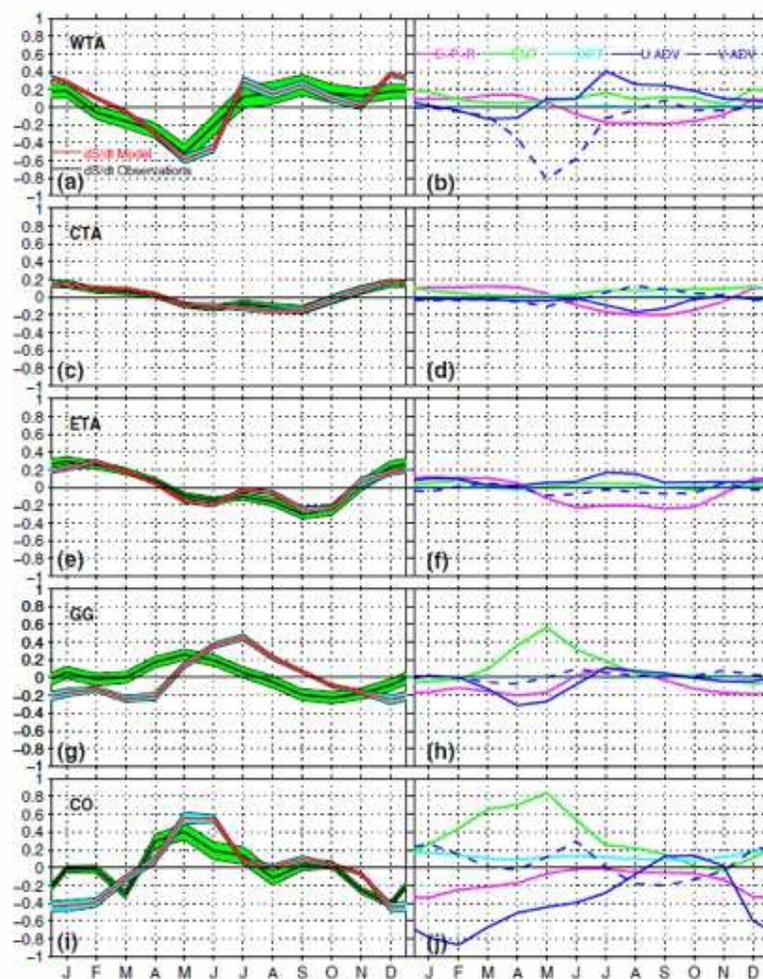


Figure 13. (a, c, e, g, and i) Salinity tendency terms in the mixed layer for each region with the shaded areas indicating error estimates (see Appendix A) for these two terms. (b, d, f, h, and j) Individual contributions to the salt balance equation of freshwater flux (purple), entrainment (green), horizontal diffusion (light blue), zonal advection (blue), and meridional advection (dashed blue). All terms in month^{-1} .

with a positive peak in May. However, from April to August, it strongly interacts with the advection and freshwater flux terms that are roughly in phase and negative before July. The positive entrainment peak in May is compensated by these processes. In July, these secondary terms become positive and add to the entrainment term, creating an annual peak in the MLS tendency. Between August and September, advection, entrainment, and freshwater flux equally contribute to the seasonal cycle of MLS. The rest of the year (October to February), the freshwater flux term drives the salinity balance. This term is negatively correlated with the freshwater flux term in the WTA, CTA, and ETA regions, as the GG region is located to the south of the mean latitude of the ITCZ.

[46] The mouth of Congo (CO (2° – 8° S, 2° W– 12° E) region) is under the direct influence of the Congo River that brings the second largest freshwater runoff to the ocean after the Amazon [Dai *et al.*, 2009]. The modeled and observed seasonal signals (Figure 12e) are in phase but the model overestimates the freshening of the surface waters at the minimum of the seasonal cycle. For the seasonal cycle of MLS tendency, both observations and model reach their maximum in May and their minimum in December (Figure 13i). Differences between modeled and observed MLS tendencies are small except at the beginning of the year (in January–March). However, this region has very sparse observational coverage and the uncertainty on the observed SSS product is high. This

is also true for the current product as indicated by *Lumpkin and Garzoli* [2005].

[47] In this region, Figure 13j shows that during September to December, the salinity tendency is driven by the freshwater flux as other terms roughly compensate each other. The freshwater flux is negative all year long, due to the strong input of freshwater from the river Congo (59%) as well as from precipitation (41%) in this region. This term reaches a peak in December due to the maximum Congo River discharge at that time of year. The horizontal advection term is strong and negative during most of the year. This is due to offshore advection by the westward SEC of fresh coastal waters. Horizontal advection is partly compensated by meridional advection that is negatively correlated with it. Overall, advection tends to drive the seasonal cycle of MLS from January to March. Then the entrainment term, with a positive peak in May, drives the salinity balance from April to August. Like in GG region, the maximum effect of the entrainment term in May is due to the large difference between mixed layer and subsurface salinity in this region. This region is the only one where the horizontal diffusion term is not negligible. It is slightly positive all year long, with a weak seasonal cycle.

4. Discussion and Conclusion

[48] This study attempts to diagnose the seasonal mixed-layer salinity (MLS) balance in the tropical Atlantic Ocean using a simplified model strongly constrained by observations, namely a combination of satellite products, atmospheric reanalyses, and monthly in situ observations. We take into account most terms affecting MLS: freshwater flux, horizontal advection, entrainment, and horizontal diffusion terms. Vertical diffusivity is not considered in this study. Thickness of the mixed layer is prescribed and is used to compute the entrainment term, which acts as a damping term for MLS and is important for the stability of the model.

[49] Observed SSS climatology products usually calculated through objective analysis or similar methods are rather uncertain in regions where observations are scarce, such as the eastern part of the Gulf of Guinea and Congo region. Except in these regions, our simulated mean state of SSS compares well with a climatology derived from observations.

[50] For the steady state, over the whole basin, the model indicates that all terms of salinity balance are important to describe the MLS. Sensitivity tests allowed us to select the most appropriate current product and freshwater flux. There are large uncertainties on E-P estimation in the tropics. Spatial patterns qualitatively agree, but differences in E-P range are important between the different products. There are also differences between currents products and the sensitivity tests suggest that MLS is more sensitive to currents than to freshwater flux in the model. Our sensitivity tests lead us to select ERA-Interim E-P and surface currents deduced from direct DRIFTER observations [*Lumpkin and Garzoli*, 2005] to optimize the model skills.

[51] The seasonal cycle of MLS was described using five regions of distinct characteristics to determine the evolution of the contribution of the various processes during its cycle. In the western tropical Atlantic (7°–15°N, 45°–58°W), from March to November the evolution cycle of MLS is

dominated by the advection term. During the rest of the year, the advection term is weak and MLS variability is mainly controlled by freshwater flux and entrainment. In the central tropical Atlantic (5°–15°N, 20°–45°W), the seasonal cycle of MLS is mainly driven by the seasonal cycle of precipitation in this region. These results are consistent with *Foltz and McPhaden* [2008]. However, the salinity variations diagnosed by our model are closer to observations. The difference between the two studies lies in the entrainment term that they did not consider explicitly. This term appears to be important in this region. In the eastern tropical Atlantic (5°–15°N, 10°–20°W) from December to March, advection, entrainment and freshwater flux are equally important for describing MLS variability while during the rest of the year, the main drivers are freshwater flux and zonal advection. In the Gulf of Guinea (2°S–5°N, 10°W–12°E), salinity tendency is due to freshwater flux during October to February and to the entrainment and advection during March to July. The rest of the year (August to September) all terms are small. Finally, in the Congo region (2°–8°S, 2°W–12°E), the strong input of freshwater from the river Congo (59%) as well as from precipitation (41%) drives the variability of MLS from September to December. During January to March, MLS is driven by advection term. During the rest of the year (April to August), it is driven by vertical entrainment.

[52] The simulated salinity tendency terms capture reasonably well the observed seasonal cycle of MLS in all these regions. Model and observations present however some differences due in part to the limited observational coverage in some regions and to the model itself (because of its simplifying assumptions).

[53] In this study, the vertical physics is represented through the entrainment term. *Jouanno et al.* [2011a, 2011b] found that along the equator and in Gulf of Guinea the vertical diffusion is important for the temperature balance in the upper ocean. We argue that this term could also be important in MLS balance. So, to study the MLS balance in these regions, an Ocean General Circulation Model (OGCM) is probably necessary to correctly represent the vertical diffusion processes involved, to get the right balance of the near surface salinity. The inclusion of sophisticated vertical physics may lead to better performances than our model, in these regions. Another important point to mention is that the good performance of our model over most of the basin probably largely results from the prescribed subsurface salinity that prevents the simulated MLS to drift too far from observations. It will be interesting to assess the robustness of our conclusions in a model with both sophisticated vertical physics and prognostic salinity throughout the water column.

[54] There is an obvious lack of in situ SSS measurements in the eastern Gulf of Guinea. The recent launch of satellite missions dedicated to sea surface salinity measurement as Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS) [*Reul et al.*, 2012] and Aquarius [*Lagerloef*, 2012] offers the potential to quickly improve our knowledge of SSS, and therefore ocean dynamics, in such regions.

Appendix A: Error Estimates

[55] Sensitivity tests show in section 3.1 allow us to estimate the errors (ϵ_m) on model salinity tendency terms. We

run 16 model experiments with different combinations of ocean surface current and freshwater flux products. First, we calculate the model salinity tendency term for each simulation. Then, for each month of the seasonal cycle, standard error is estimated from all the simulations.

[56] For the observed mixed-layer salinity tendency, we first estimate SSS monthly errors (ϵ_S) as the standard error of all available observations in the 2000–2008 study period. Then, errors in mixed-layer salinity tendency (ϵ_{obs}) are estimated by using Foltz and McPhaden's [2008] formula:

$$\epsilon_{obs} = \left(\sqrt{\epsilon_{S,t}^2 + \epsilon_{S,t-1}^2} \right) / \Delta t, \text{ with } \Delta t = 2 \text{ months.}$$

[57] **Acknowledgments.** We would like to thank Gilles Reverdin for his tremendous tenacity at collecting and validating available SSS observations to construct an update of Reverdin et al.'s 2007 product. A large part of the data comes from the French SSS observation service (<http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss>). C.Y. D-A would like to thank the SCAC of the French Embassy in Cotonou, Bénin, and IRD for their support through PhD grants. Finally, sincere thanks are due to the reviewers, whose precious contributions helped to improve and complete the earlier versions of the paper.

References

- Adler, R. F., et al. (2003), The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present), *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1147–1167.
- Bretherton, F. P., R. E. Davis, and C. B. Fandry (1976), A technique for objective mapping and design of oceanographic experiments, *Deep Sea Res.*, **23**, 559–582.
- Bonjean, F., and G. S. E. Lagerloef (2002), Diagnostic model and analysis of the surface currents in the tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2938–2954.
- Bourlès, B., Y. Gouriou, and R. Chuchla (1999), On the circulation in the upper layer in the western equatorial Atlantic, *J. Geophys. Res.*, **104**(C9), 21,151–21,170.
- Bourlès, B., M. D'Orgeville, G. Eldin, Y. Gouriou, R. Chuchla, Y. du Penhoat, and S. Arnaud (2002), On the evolution of the thermocline and subthermocline eastward currents in the equatorial Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, **29**.
- Boyer, T. P., et al. (2009), World Ocean Database 2009. S. Levitus, Ed., NOAA Atlas NESDIS 66, U.S. Gov. Printing Office, Wash., DC, 216 pp., DVDs.
- Dai, A., T. Qian, K. Trenberth, and J. Milliman (2009), Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004, *J. Clim.*, **22**, 2773–2792.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, D. Ludicone (2004), Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, **109**(C12), 52–71.
- de Boyer Montégut, C., J. Mignot, A. Lazar, and S. Cravatte (2007), Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: Part 1: General description, *J. Geophys. Res.*, **112**, C06011, doi:10.1029/2006JC003953.
- Doe, D. P., et al. (2011), The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Delcroix, T., and C. Hénin (1991), Seasonal and interannual variations of sea surface salinity in the tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **96**, 22,135–22,150.
- Delcroix, T., M. J. McPhaden, A. Dessier, and Y. Gouriou (2005), Time and space scales for sea surface salinity in the tropical oceans, *Deep Sea Res.*, **52**, 787–813.
- Dessier, A., and J. R. Donguy (1994), The sea surface salinity in the tropical Atlantic between 10S and 30N seasonal and interannual variations (1977–1989), *Deep Sea Res.*, **41**, 81–100.
- Dong, S., S. L. Garzoli, and M. Baringer (2009), An assessment of the seasonal mixed layer salinity budget in the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, **114**, C12001, doi:10.1029/2008JC005258.
- Foltz, G. R., S. A. Grodsky, J. A. Carton, and M. J. McPhaden (2004), Seasonal salt budget of the northwestern tropical Atlantic Ocean along 38°W, *J. Geophys. Res.*, **109**, C03052, doi:10.1029/2003JC002111.
- Foltz, G. R., and M. J. McPhaden (2008), Seasonal mixed layer salinity balance of the tropical North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **113**, C02013, doi:10.1029/2007JC004178.
- Grodsky, S. A., R. Lumpkin, and J. A. Carton (2011), Spurious trends in global surface drifter currents, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L10606, doi:10.1029/2011GL047393.
- Johnson, E. S., G. S. E. Lagerloef, J. T. Gunn, and F. Bonjean (2002), Surface salinity advection in the tropical oceans compared with atmospheric freshwater forcing: A trial balance, *J. Geophys. Res.*, **107**(C12), 8014, doi:10.1029/2001JC001122.
- Johnson, E. S., F. Bonjean, G. S. E. Lagerloef, J. T. Gunn, and G. T. Mitchum (2007), Validation and error analysis of OSCAR sea surface currents, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 688–701.
- Jouanno, J., F. Marin, Y. du Penhoat, J. M. Molines, and J. Sheinbaum (2011a), Seasonal modes of surface cooling in the Gulf of Guinea, *J. Phys. Oceanogr.*, **41**, 1408–1416.
- Jouanno, J., F. Marin, Y. du Penhoat, J. Sheinbaum, and J. M. Molines (2011b), Seasonal heat balance in the upper 100 m of the equatorial Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **116**, C09003, doi:10.1029/2010JC006912.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter (2002), NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R2), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1631–1643.
- Kawabe, M. (2008), Vertical and horizontal eddy diffusivities and oxygen dissipation rate in the subtropical northwest Pacific, *Deep Sea Res.*, **55**, 247–260, doi:10.1016/j.dsr.2007.12.003.
- Lagerloef, G. S. E. (2002), Introduction to the special section: The role of surface salinity on upper ocean dynamics, air-sea interaction and climate, *J. Geophys. Res.*, **107**(C12), 8000.
- Lagerloef, G. S. E., G. T. Mitchum, R. B. Lukas, and P. P. Niiler (1999), Tropical Pacific near-surface currents estimated from altimeter, wind, and drifter data, *J. Geophys. Res.*, **104**(C10), 23,313–23,326.
- Lumpkin, R., and S. L. Garzoli (2005), Near-surface circulation in the tropical Atlantic Ocean, *Deep Sea Res.*, **52**, 495–518.
- Lagerloef, G. S. E. (2012), Satellite mission monitor ocean surface salinity, *E.O.S.*, **93**, 25(23), 4233–234.
- Lukas, R., and E. Lindstrom (1991), The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **96**(suppl), 3343–3357.
- Mignot, J., C. de Boyer Montégut, A. Lazar, and S. Cravatte (2007), Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 2. Tropical areas, *J. Geophys. Res.*, **112**, C10010, doi:10.1029/2006JC003954.
- Millero, F. J. (1993), What is PSU?, *Oceanogr.*, **6**(3), 67.
- Muller-Karger, F. E., C. R. McClain, and P. L. Richardson (1988), The dispersal of the Amazon's water, *Nature*, **333**, 56–58.
- Paillet, K., B. Bourlès, and Y. Gouriou (1999), The barrier layer in the western tropical Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2069–2072.
- Rao, R. R., and R. Sivakumar (2003), Seasonal variability of sea surface salinity and salt budget of the mixed layer of the north Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, **108**(C1), 3009, doi:10.1029/2001JC000907.
- Reul, N., J. Tenerelli, J. Boutin, B. Chapron, F. Paul, E. Brion, F. Gaillard, and O. Archer (2012), Overview of the first SMOS sea surface salinity products, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **50**(5), 1636–1647, doi:10.1109/TGRS.2012.21884081.
- Reverdin, G., E. Kestenare, C. Frankignoul, and T. Delcroix (2007), Surface salinity in the Atlantic Ocean (30°S–50°N), *Prog. Oceanogr.*, **73**, 311–340, doi:10.1016/j.pocean.2006.11.004.
- Richardson, P. L., and T. K. McKee (1984), Average seasonal variation of the Atlantic equatorial currents from historical ship drifts, *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 1226–1238.
- Sprintall, J., and M. Tomczak (1992), Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics, *J. Geophys. Res.*, **97**, 7305–7316.
- Sudre, J., and R. A. Morrow (2008), Global surface currents: A high-resolution product for investigating ocean dynamics, *Ocean Dyn.*, **58**, 101–118, doi:10.1007/s10236-008-0134-9.
- Taylor, K. (2001), Summarizing multiple aspects of model performances in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, **106**(D7), 7183–7192.
- Xie, P. P., and P. A. Arkin (1997), Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 2539–2558.
- Yu, L., X. Jin, and R. Weller (2008), Multidecade global flux datasets from the Objectively Analyzed air-sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables, 64 pp.
- Yu, L. (2011), A global relationship between the ocean water cycle and near surface salinity, *J. Geophys. Res.*, **116**, C10025, doi:10.1029/2010JC006937.

2.3 Tests de sensibilité du modèle de couche de mélange

Nous avons utilisé la méthode de Taylor (Taylor, 2001) pour avoir une vue synthétique des différents résultats obtenus avec les différents produits disponibles. Rappelons que le diagramme de Taylor est un diagramme qui rassemble trois informations statistiques sur le même graphique à savoir la variabilité des écarts-types des observations et du modèle, la similarité entre le modèle et les observations (coefficient de corrélation) et l'amplitude des différences (l'erreur quadratique).

La figure 5 du papier montre les tests de sensibilité du modèle aux forçages uniquement pour l'ensemble du bassin Atlantique tropical et pour deux sous-régions (WTA et GG). Cependant, nous avons réalisé ces tests de sensibilité du modèle dans les 5 régions océaniques utilisées pour le bilan de sel. Pour compléter les tests publiés dans l'article plus haut, la figure 2.1 ci-dessous présente les tests pour les régions restantes (CTA, ETA et CO).

On observe toujours, dans cette figure, le regroupement par type de courant, particulièrement marqué pour la boîte CO. Ceci montre que le bilan de sel est beaucoup plus sensible aux courants qu'aux flux d'eau douce. Le produit de courant DRIFTER se montre aussi meilleur que les produits satellitaires OSCAR et CTOH.

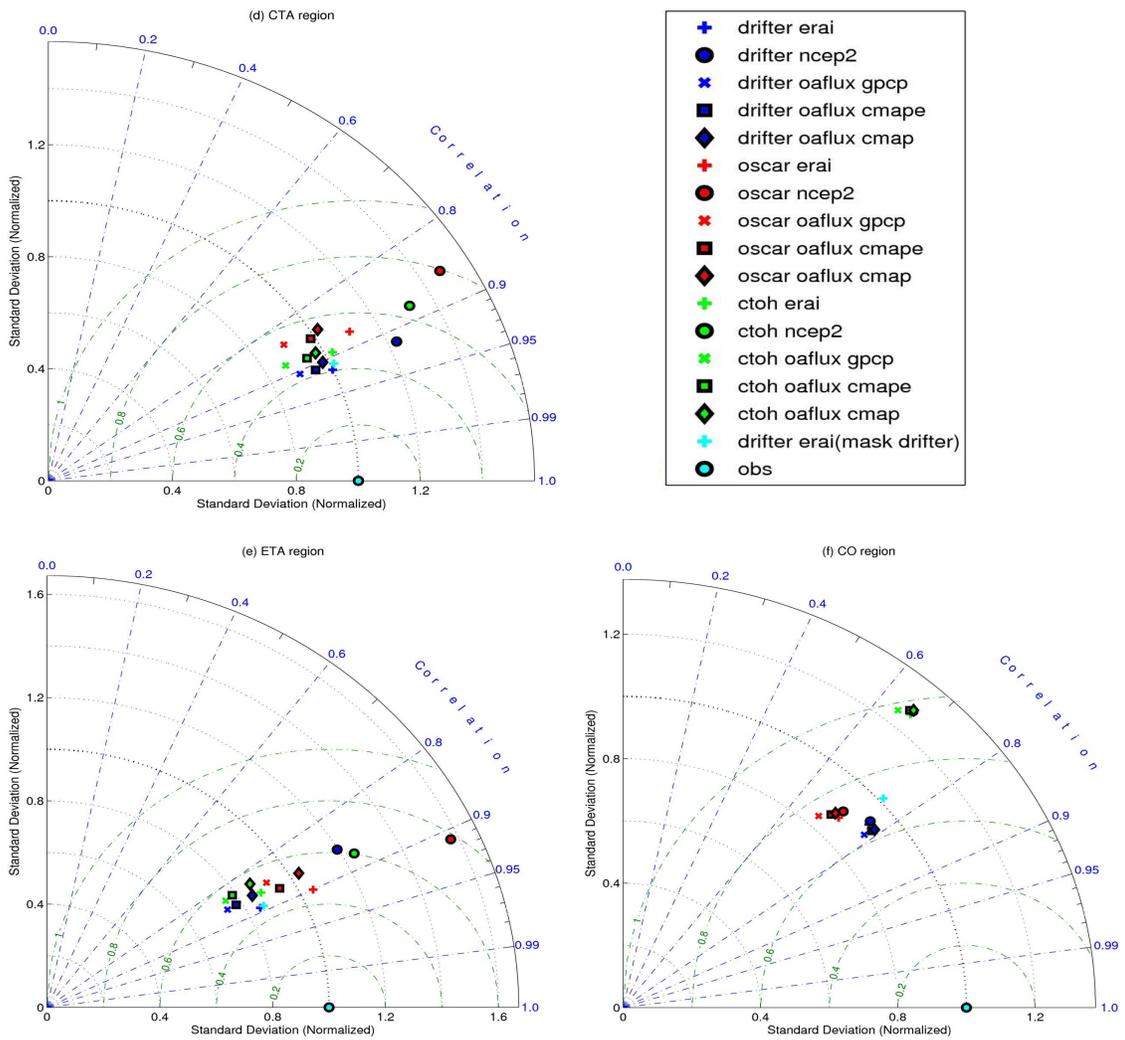


Figure 2.1 Diagramme de Taylor résumant la sensibilité du modèle aux forçages dans les régions CTA, ETA et CO

2.4 Variabilité saisonnière de la SSS dans l'Atlantique tropical vue par SMOS

Malgré, l'apport considérable du nombre d'observations de salinité de la surface à la subsurface (2000m) que nous apportent le déploiement des profileurs autonomes ARGO, leur distribution spatiale reste irrégulière, en particulier dans les régions de divergence de courant. C'est donc dans le souci d'avoir des couvertures spatiales et temporelles plus régulières, et plus étendues que celles fournies actuellement par les programmes de mesures in situ, que la mesure de la SSS par télédétection a été envisagée. Ainsi, le 02 novembre 2009, le tout premier satellite destiné à mesurer sur l'ensemble du globe la salinité à la surface des océans (et l'humidité sur le sol), SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity), a été lancé par l'Agence Spatiale Européenne (ESA). Le second, le satellite Aquarius /SACD développé conjointement entre la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et l'Agence spatiale Argentine (CONAE), a été déployé avec succès le 10 Juin 2011. Pour ces deux satellites, la mesure de la salinité est effectuée par un radiomètre interférométrique, un instrument passif mesurant l'intensité du flux de rayonnement électromagnétique reçu au niveau de l'antenne du radiomètre. La fréquence utilisée est de 1.4 GHz et fait partie de la bande de fréquence nommée « bande L ». Bien que la qualité actuelle des données SMOS soit très contrastée d'un bassin à l'autre (Reul et al., 2012 ; Boutin et al., 2012), à cause notamment d'interférences radio (RFI) affectant de larges régions (Atlantique Nord, Indien Nord), des études basées sur les données des années 2010-2011 disponibles montrent déjà la capacité des données SMOS à restituer les principales caractéristiques saisonnières de la SSS dans les régions tropicales des océans Atlantique (Tzortzi et al. 2013), Pacifique (Alory et al., 2012) ou Indien (Durand et al., 2013).

Notre domaine d'étude étant le bassin Atlantique tropical, on s'intéresse donc plus particulièrement aux résultats obtenus par l'étude de Tzortzi et al. (2013). Ces auteurs, en utilisant les données SMOS de l'année 2010, montrent que les fortes valeurs de SSS sont observées au Nord et au Sud du bassin et que la bande équatoriale présente des valeurs plus faibles de SSS en raison de la présence de l'ITCZ, et des variations saisonnières en raison du déplacement de celle-ci vers le nord en Juillet par rapport à Janvier (Figure 2.2).

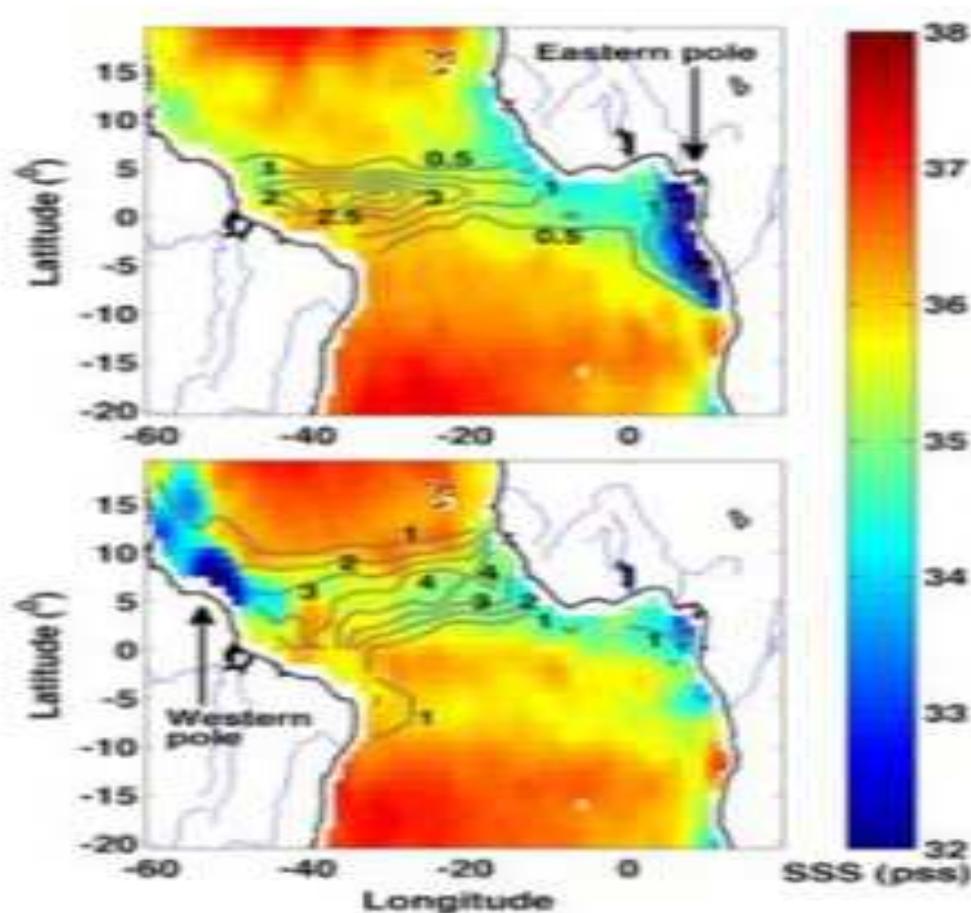


Figure 2.2 Moyenne de SSS SMOS en Atlantique tropical pour le mois de Janvier (en haut) et Juillet (en bas) avec en contours les précipitations moyennes de GPCP. Les contours de précipitation sont représentés tous les 0.5 m/an pour le mois de Janvier et tous les 1 m/an pour le mois de Juillet. D'après la fig.1 de Tzortzi et al., 2013.

Ils montrent aussi que les régions de forte variabilité de la SSS sont celles situées à l'ouest du bassin proche de l'embouchure du fleuve Amazone et celui situé à l'Est du bassin proche des embouchures des fleuves Niger et Congo (dénommés respectivement par Tzortzi et al,2013, comme pôle ouest et pôle Est). Les processus dominants qui contrôlent la variabilité de la SSS ont été également étudiés en utilisant les produits de précipitation (P) GPCP, d'évaporation (E) OAFflux et les débits de fleuves (R, de Dai and Trenberth, 2002 ; Dai et al., 2009) dans ces régions de forte variabilité de la SSS. Ils mettent en évidence au niveau du pôle Ouest du bassin, la forte relation qui existe entre le cycle saisonnier de la SSS et celui des flux d'eau douce (essentiellement due à P et R de l'Amazone car E montre peu de variations saisonnières) dans cette région. Par contre, au niveau du pôle Est, il leur est difficile d'établir une relation claire entre le cycle saisonnier de la SSS et celui des flux d'eau douce. Ce qui indique alors que les autres processus intervenant dans le bilan de sel ne sont pas négligeables. Ce résultat nous conforte dans nos travaux, qui montrent dans le Golfe de Guinée le rôle important de l'advection et du mélange vertical (Da- Allada et al., 2013a).

Une comparaison des données SMOS pour l'année 2010 avec les données des observations disponibles et une simulation d'un OGCM (celle utilisée dans la suite de ce manuscrit), montre que SMOS pourrait être un outil utile pour mieux analyser les dessalures aux niveaux des embouchures des fleuves Congo et Niger comme le montre la figure 2.3.

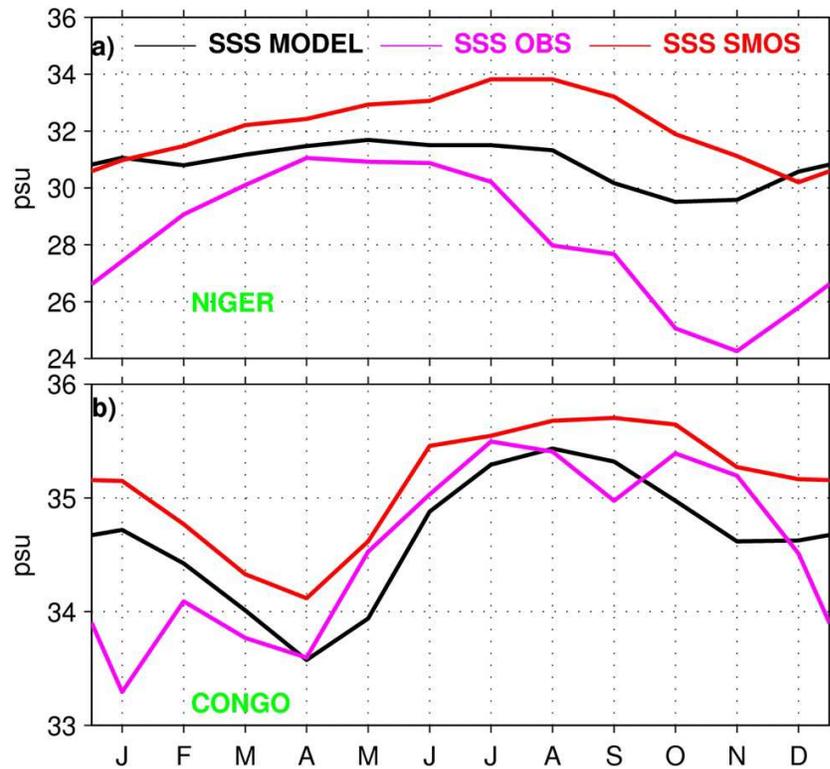


Figure 2.3 Variations saisonnières de la salinité de surface de la simulation de l'OGCM comparées aux observations et aux données SMOS dans les régions a) NIGER (4°-7°N, 5°-10°E) et b) CONGO (5°-10°S, 6°-12°E).

2.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté l'état moyen et le cycle saisonnier du bilan de sel dans l'océan Atlantique tropical, en utilisant un modèle bidimensionnel de couche de mélange, mis en place à cet effet. C'est un modèle simplifié fortement contraint par les observations, notamment la combinaison des produits satellitaires, les réanalyses atmosphériques et les

observations in situ. Hormis le terme de diffusion verticale que ce modèle de couche de mélange ne prend pas en compte, tous les autres termes du bilan de sel sont pris en compte. Il s'agit des termes du flux d'eau douce, de l'advection horizontale, d'entraînement et de la diffusion horizontale.

Le produit d'observation de SSS utilisé comme référence dans notre étude est un nouveau produit développé au LEGOS (Toulouse). Il s'agit de l'extension de l'ancienne base de Reverdin et al. (2007) qui couvrait la période 1977-2002, jusqu'à l'année 2009, en prenant en compte l'apport important d'observations de salinité fournie par le programme ARGO, notamment dans l'est du Golfe de Guinée. Nous avons choisi ce produit car il est essentiellement dédié à la salinité de surface du bassin Atlantique et prend en compte la plupart des observations de SSS disponibles dans ce bassin. La moyenne annuelle de SSS simulé par le modèle se compare bien à celle des observations, excepté quelques différences notables dans la partie Est du Golfe de Guinée et dans la région du Congo.

A l'état moyen, tous les termes du bilan de sel sont importants pour décrire la salinité de la couche de mélange du bassin Atlantique tropical. Les tests de sensibilité, synthétisés sur les diagrammes de Taylor nous ont permis de sélectionner les produits les plus appropriés pour notre bilan de sel et de savoir à quelle variable le bilan de sel de la couche de mélange est plus sensible. Il ressort, au vu de ces tests, que le bilan de sel est beaucoup plus sensible aux courants qu'aux flux d'eau douce. Pour optimiser la performance du modèle, nous avons sélectionné la réanalyse ERA-Intérim pour le flux d'eau douce et le produit d'observation DRIFTER pour les courants de surface.

A l'échelle saisonnière, nous avons focalisé notre attention sur 5 régions océaniques de caractéristiques différentes, afin de déterminer les mécanismes qui pilotent la variabilité de la SSS et leurs contributions au cours du cycle saisonnier. A l'ouest de l'Atlantique tropical, de

Mars à Novembre, le cycle saisonnier de la SSS est dominé par le terme d'advection. Ce terme devient faible le reste de l'année et la variabilité de la SSS est principalement contrôlée par les flux d'eau douce et l'entraînement. Dans la partie centrale du bassin, le cycle saisonnier de la SSS est essentiellement dû au cycle saisonnier des précipitations de cette région. Ces résultats sont en accord avec ceux de Foltz et McPhaden (2008). Cependant, les variations de salinité diagnostiquées par notre modèle sont beaucoup plus proches des observations. La principale différence entre les deux bilans réside dans le terme d'entraînement qui n'est pas explicitement considéré dans leur étude. Ce terme est apparu important dans cette région. Au nord-est du bassin Atlantique tropical, tous les termes du bilan de sel sont importants pour décrire la variabilité de la SSS de Décembre à Mars alors que le reste de l'année, les termes dominants du bilan de sel sont l'advection et les flux d'eau douce. Dans le Golfe de Guinée, d'Octobre à Février, la variabilité de la SSS est contrôlée par les flux d'eau douce et durant Mars à Juillet par les termes d'entraînement et d'advection. Le reste de l'année, tous les termes du bilan de sel sont faibles. Enfin, dans la région du Congo, le cycle saisonnier de la SSS est principalement dû aux débits du fleuve Congo et aux précipitations régionales de Septembre à Décembre alors qu'il est dominé par le terme d'advection de Janvier à Mars. Durant le reste de l'année, seul l'entraînement vertical contrôle le bilan de sel de la région.

Excepté la région du Golfe de Guinée, le modèle reproduit assez bien le cycle saisonnier de la SSS observé dans les différentes régions d'étude. Cette différence notée entre le modèle et les observations dans cette région du Golfe de Guinée est probablement liée au terme de diffusion verticale non résolu explicitement par le modèle simplifié de couche de mélange. Ce terme qui s'est montré important dans le calcul du bilan de chaleur (Jouanno et al. 2011a) est soupçonné de jouer aussi un rôle important en bilan de sel dans la couche de mélange dans cette région. Alors, nous estimons que, pour obtenir un bilan de sel plus réaliste dans cette région, ou qui ne présente

pas les défauts soulignés dans l'analyse précédente, il est raisonnable d'utiliser un OGCM qui prend en compte explicitement le terme de diffusion verticale.

Les premiers résultats du satellite SMOS montrent déjà la capacité du satellite à restituer les principales caractéristiques de la SSS du bassin Atlantique tropical. A la longue, les données SMOS offriront donc la possibilité d'améliorer rapidement nos connaissances sur la SSS et ainsi sur la dynamique océanique dans les régions où la densité des observations est encore faible comme c'est le cas dans la partie Est du Golfe de Guinée.

Le modèle de couche de mélange utilisé dans cette étude est fortement contraint par les observations et par certains paramètres (par exemple la profondeur de couche de mélange, la salinité de subsurface,..) qui ne sont disponibles qu'aux échelles saisonnières. On ne peut donc qu'analyser les évolutions moyenne et saisonnière de la SSS avec ce modèle. Dans le chapitre 3 suivant, afin d'accéder à l'analyse des processus qui pilotent la variabilité de la SSS aux échelles de temps interannuelles dans la partie du Golfe de Guinée où nous focalisons notre étude, nous faisons appel à un OGCM. L'utilisation de ce modèle 3D nous permettra aussi de vérifier si cette hypothèse émise sur l'importance de la diffusion verticale dans le bilan de sel à l'échelle saisonnière est exacte.

CHAPITRE 3

VARIATIONS SAISONNIERE ET INTERANNUELLE DE LA SALINITE DE SURFACE DANS LE GOLFE DE GUINEE A PARTIR D'UN OGCM

3.1 Introduction

Les résultats du précédent chapitre ont mis en lumière des déficiences du modèle de couche mélangée dans le Golfe de Guinée à reproduire le cycle saisonnier de la SSS, à savoir un décalage temporel de 2 mois entre la SSS observée et modélisée. Le mélange vertical qui n'est pas pris en compte explicitement dans ce modèle de couche de mélange pourrait être un terme important dans le bilan de sel de cette région. Jouanno et al (2011a) ont mis en avant l'importance de la diffusion verticale dans le bilan de chaleur dans cette région. Notre approche est de voir si cette hypothèse de l'importance du mélange vertical peut combler les déficiences du modèle de couche de mélange pour l'étude de la variabilité de la SSS de cette région. Nous avons donc regardé les résultats obtenus à l'aide d'un OGCM qui résout ce terme pour voir si on obtient un bilan de sel plus réaliste. Ce modèle 3D nous permettra de mieux comprendre la contribution de la subsurface à la variabilité de la SSS et grâce à l'utilisation de l'OGCM, nous étudierons également les processus moteurs de la variabilité interannuelle de la SSS du Golfe de Guinée.

Dans ce chapitre, nous revenons sur l'analyse de la variabilité saisonnière de la SSS dans le Golfe de Guinée, afin de vérifier l'hypothèse du rôle clé du mélange vertical dans la variabilité de la SSS déduite du modèle de couche de mélange, mais aussi dans le but de mieux déterminer et expliquer les mécanismes qui pilotent cette variabilité dans cette région avant de se consacrer à sa variabilité interannuelle. L'ensemble des résultats, écrit sous la forme d'un article en révision à *Ocean Dynamics*, est présenté dans la suite de ce chapitre.

3.2 Article: Modeled mixed-layer salinity balance in the Gulf of Guinea: Seasonal and Interannual variability

3.2.1 Résumé en français

Une simulation numérique régionale et des observations disponibles sont utilisées pour étudier les différents processus qui contrôlent le bilan de sel dans la couche de mélange aux échelles de temps saisonnières et interannuelles dans le Golfe de Guinée. Cette configuration régionale a été utilisée par Jouanno et al (2011 a et b) pour l'étude des processus mis en jeu pour le cycle saisonnier de la température près de la surface dans le Golfe de Guinée. Les résultats du modèle reproduisent correctement l'état moyen, la phase et l'amplitude saisonnière de la salinité de surface observée. Les résultats indiquent qu'à l'échelle saisonnière, le bilan de sel de la couche de mélange diffère d'une région à l'autre. Dans les régions côtières, au nord et au sud de l'équateur, les processus verticaux (diffusion et advection) s'avèrent importants dans le bilan de sel et sont responsables de l'augmentation de la salinité de surface en Mai. A l'équateur, seule la diffusion verticale a une forte contribution dans le bilan de sel en Mai, lorsque qu'un fort refroidissement apparaît. Dans les trois régions, l'advection horizontale tend à compenser l'effet

de l'augmentation de la salinité par les processus verticaux. Dans les régions côtières, les flux d'eau douce doivent être pris en compte dans le bilan de sel. A l'échelle interannuelle, au nord et à l'équateur du Golfe de Guinée, les changements dans la salinité de surface sont principalement dus à un équilibre entre les flux d'eau douce et les termes de diffusion et d'advection. Au contraire, au sud du Golfe de Guinée, les flux d'eau douce ne sont pas si importants et le bilan de sel est dominé par les changements dans les processus océaniques (diffusion et advection). Les changements interannuels dans les flux d'eau douce sont dus à des changements de l'évaporation et des précipitations tandis que les changements océaniques ne semblent pas être liés à des changements du forçage local.

3.2.2 Article

Modeled mixed-layer salinity balance in the Gulf of Guinea: Seasonal and Interannual variability

**Casimir. Y. Da-Allada^{1,2,3}, Y. du Penhoat^{1,3,4}, J. Jouanno^{6,7}, G. Alory^{2,5}
and N. M. Hounkonnou¹**

¹ICPMA; Université d'Abomey-Calavi, 072 BP 50 Cotonou, Bénin

² Université de Toulouse; UPS (OMP); LEGOS; 14 Av, Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France

³ IRD, LEGOS, Toulouse, France

⁴ CRHOB, 08 BP 841 Cotonou, Bénin

⁵ CNAP, LEGOS, Toulouse, France

⁶ IPSL, LOCEAN, Paris, France

⁷ Departamento de Oceanografía Física, CICESE, Ensenada, Baja California, México

Abstract

A regional numerical simulation and observations are used to investigate the different processes controlling the mixed-layer salinity balance at seasonal and interannual time scales in the Gulf of Guinea. Model results reproduce correctly the mean, the phase and the amplitude of the observed seasonal near surface salinity. Results indicate that at seasonal time scales, the mixed-layer salinity balance differs from one region to another. In coastal regions, north and south of the equator, vertical processes (diffusion and advection) are shown to be important in the salinity budget and are responsible for the increase of the near surface salinity in May. At the equator, in May, only vertical diffusion has a strong contribution when strong cooling occurs. In the three regions, horizontal advection tends to balance the increase in salinity. In the coastal regions, freshwater fluxes have to be taken into account in the salinity balance. At interannual time scales, in the northern and equatorial Gulf of Guinea, changes in near surface salinity are mainly due to freshwater fluxes, balanced by vertical diffusion and total advection terms. On the contrary, in the southern Gulf of Guinea, freshwater fluxes are not so important and the balance is dominated by oceanic process changes (vertical diffusion and total advection). Interannual changes in freshwater fluxes are due to changes in evaporation and precipitation while oceanic changes do not seem to be linked to local forcing changes.

Keywords: Sea Surface Salinity, Gulf of Guinea, model, Mixed-layer budget, Seasonal Variability, Interannual Variability.

1. Introduction

The mean distribution and variability of ocean salinity are important in understanding the role of the ocean in climate and the changes in the hydrological cycle, a key component of the climate system (Webster, 1994; Yu, 2011). Salinity can affect the exchange of heat between the warm surface layer and the colder lower layers of the tropical ocean through the barrier layer process, which reduces the entrainment of cool thermocline water into the mixed-layer. Consequently salinity can affect the heat flux between the upper ocean and the atmosphere (Lukas and Lindstrom, 1991; Sprintall and Tomczak, 1992).

The upper layers in the Gulf of Guinea region receive significant amounts of freshwater. First, the Congo River, in the south of the region (the second river in the world after the Amazon River for freshwater discharge), and the Niger River, in the north, discharge important quantities of freshwater at the coast. Second, the region is under the influence of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ), which brings strong seasonal precipitations over the region. All these factors can contribute to the formation and variability of a barrier layer. In a model study, Jouanno et al. (2011) found that strong stratification caused by the presence of low-salinity waters inhibits vertical mixing at the base of the mixed-layer in the Gulf of Guinea, and may contribute to maintain warm conditions at the surface. From observations, Materia et al. (2012) suggest that the modulation of the freshwater input in the Eastern Equatorial Atlantic and the formation of barrier layers may participate to the inter-annual variability of the Sea Surface Temperature (SST) in the region. Tzortzi et al. (2013), using recent observations of SMOS satellite (Soil Moisture- Ocean Salinity), suggest the importance of dynamical terms (advection and mixing) to explain the seasonal cycle of Sea Surface Salinity (SSS) in the eastern tropical Atlantic where they did not find any clear relationship between SSS and surface forcing terms.

Several studies have been carried out from observations and models to describe and to understand the physical processes responsible for SSS variations in the Gulf of Guinea region. Dessier and Donguy (1994) used observations collected by research vessels and Voluntary Observing Ships (VOS) to investigate the causes of SSS variations in the Tropical Atlantic. They concluded that in the eastern Atlantic, precipitation associated with the ITCZ largely controls the SSS seasonal variations. However, this study did not explicitly estimate the contributions from horizontal or vertical salinity advection. Reverdin et al. (2007) used SSS observations collected between 1977 and 2002 to extract the large-scale SSS variability in the tropical Atlantic. From monthly maps of SSS, they observed that the seasonal SSS variability is maximum in the eastern Gulf of Guinea. Da-Allada et al. (2013a) developed a mixed-layer salinity model, forced by a combination of satellite products, atmospheric reanalyses and in situ observations, to diagnose seasonal SSS variations in the Tropical Atlantic Ocean for the period 2000-2008. They focused their study on five different regions and found that the salinity balance differs from one region to another. Their results were compared with a new in situ SSS gridded product for the Atlantic Ocean covering the Argo period. They found that the model shows a good agreement with observations in the Tropical Atlantic, except in the Gulf of Guinea region where it does not successfully reproduce the observed seasonal evolution of mixed-layer salinity. These discrepancies have been attributed to the model formulation, which does not take into account the vertical diffusion processes. They concluded that to get the right balance of the near surface salinity in the Gulf of Guinea, an Ocean General Circulation Model (OGCM) is probably necessary to correctly represent the vertical diffusion processes. Berger et al. (2013), using an OGCM simulation, investigated the relative impact of precipitation and river runoff on SSS and noted the important role of vertical diffusion on the SSS seasonal cycle in the eastern equatorial Atlantic.

The aim of the present study is to revisit the main mechanisms responsible for the SSS variability in the Gulf of Guinea at seasonal time scale and at interannual time scale during the period 1993-2009, using an OGCM, to complete our previous study (Da-Allada et al, 2013a). In particular, simulated variability of both SSS and its tendency are validated against observations. We use a regional numerical simulation, which is described with observations in Section 2. Section 3 presents the results, including model validation, SSS variability at seasonal time scales and processes of SSS interannual variability. Special attention is given to the equatorial region and two coastal regions where river runoff is particularly significant, off the Niger and Congo rivers. Section 4 provides a summary and discussion of the most important results.

2. Model and data

2.1 Model description

The model configuration is based on the NEMO (Nucleus for European Models of the Ocean) ocean general circulation modeling system (Madec, 2008). It solves the three dimensional primitive equations in spherical coordinates discretized on a C-grid and fixed vertical levels. The model design is a tropical Atlantic regional configuration at $\frac{1}{4}^\circ$ horizontal resolution. There are 75 levels in the vertical (with 24 levels in the upper 100 meters). The model is forced at its boundaries (20°S - 20°N and 60°W - 15°E) using radiative open boundary condition given by outputs from the global interannual experiment ORCA025-MJM95 developed by the DRAKKAR team (Barnier et al., 2006). The vertical turbulent mixing is parametrized using a level-1.5 turbulence closure scheme, with a prognostic equation for turbulence kinetic energy (TKE) and a diagnostic equation for length scale (Blanke and Delecluse, 1993).

The atmospheric fluxes of momentum, heat and freshwater are provided by bulk formulae (Large and Yeager, 2004) and ERA-Interim reanalysis from ECMWF (3-hour fields of wind, atmospheric temperature and humidity; daily fields of long and short wave radiation and

precipitation). This product appears to be the most appropriate in terms of freshwater budget in the Tropical Atlantic (Da-Allada et al., 2013a). The short wave radiative forcing is modulated by a theoretical diurnal cycle. Monthly climatologically continental runoff from Dai and Trenberth (2002) is prescribed as surface freshwater fluxes near each river mouth. To justify the use of climatological runoff, we tested different simulations (with climatological, interannual and constant river flows) and we found that interannual variability of the river outflows does not have much effect on the interannual SSS in the eastern tropical Atlantic Ocean, as confirmed by Berger et al. (2013). Note also that in this region, uncertainty of the runoff data at interannual time scale is high.

The model is initialized on January 1st, 1990 with temperature and salinity outputs from the ORCA025-MJM95 global experiment at the same date, and then integrated over the period 1990-2009. Note that there is no surface salinity restoring toward a climatological SSS. 3-day average values of SSS from 1993 to 2009 are used in the present analysis. We refer the reader to Jouanno et al. (2013) for further details on the parameterization and some elements of validation, including comparisons with surface and in-situ observations of temperature in the Gulf of Guinea.

2.2 Salinity Budget

To investigate the processes of SSS variability at seasonal and interannual time scales, we use a salinity budget in the ocean mixed-layer. This approach has been used to investigate the processes controlling the mixed-layer temperature in the Tropical Atlantic (e.g., Peter et al. 2006; Jouanno et al. 2011) or the interannual variability of SSS in the western Tropical Atlantic (Ferry and Reverdin, 2004) and in the Gulf of Guinea (Berger et al., 2013).

Following Vialard et al. (2001), but applied to the salinity in the model, the mixed-layer salinity evolution equation (Eq.1) can be written as follows:

$$\partial_t SSS = \underbrace{-\langle u \partial_x S \rangle}_{ADU} - \underbrace{\langle v \partial_y S \rangle}_{ADV} - \underbrace{\langle w \partial_z S \rangle}_{ADW} + \underbrace{\langle D_l(S) \rangle}_{DIFL} + \underbrace{\frac{(k \partial_z S)_{z=-h}}{h}}_{DIFV} - \underbrace{\frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} (SSS - S_{z=-h})}_{ENT} + \underbrace{\frac{(E - P - R) SSS}{h}}_{FWF}$$

with $\langle \bullet \rangle = \frac{1}{h} \int \bullet dz$ (Eq. 2).

Here S is the model salinity, (u, v) the eastward and northward components of the horizontal velocity and w is the upward vertical velocity, $D_l(S)$ is the lateral diffusion operator, k is the vertical diffusion coefficient, h is the time varying mixed-layer depth, E is evaporation, P is precipitation and R is river runoff.

The terms in Eq.1 represent, from left to right, mixed-layer salinity tendency, zonal (east-west) advection (ADU), meridional (north-south) advection (ADV), vertical advection (ADW), horizontal diffusion (DIFL), vertical diffusion at the mixed-layer base (DIFV), mixed-layer salinity tendency due to variation of the mixed-layer depth (ENT) and freshwater flux terms (FWF).

The mixed-layer salinity budget has been computed online to quantify precisely the contributions of the different processes to the mixed-layer salinity tendency. The mixed-layer depth is defined by a density criterion (0.03 kg.m^{-3} , difference relative to density at 10 m, de Boyer Montégut et al. 2004), in order to take into account both temperature and salinity stratifications. In the Gulf of Guinea, the mixed-layer depth is typically around 20m. Following Foltz et al. (2004), we assume that mixed-layer salinity is very close to SSS. Therefore simulated mixed-layer salinity is compared to observed SSS to evaluate the model skill.

2.3 In situ SSS dataset

The observed SSS product is an updated version of the Reverdin et al. (2007) dataset, which is extended to 2009 and described in Da-Allada et al. (2013a). The monthly SSS are

gridded using objective mapping (Bretherton et al., 1976) at $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution, by compiling a variety of data sources, mostly from underway thermosalinographs on research vessels and voluntary observing ships, from Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) moorings, from surface drifters and from Argo floats. We choose this product as a reference for model evaluation as it is, to our knowledge, the most complete and up-to-date SSS product available in the Tropical Atlantic basin.

2.4 Surface Currents

To validate surface currents obtained with the model, we used near surface velocity from satellite-tracked drifting buoy observations, which are available on a monthly mean climatology on a $1^\circ \times 1^\circ$ grid (Lumpkin and Garzoli, 2005). This product was used in Da-Allada et al. (2013a) and is, to our knowledge, the most appropriate observation product for this region.

3. Results

We focus on three different regions characterized by large mixed-layer salinity variability (Figure 1d). The Northern Gulf of Guinea (NGoG; 2°S - 5°N , 3° - 10°E), where the Niger river flows out, and the Southern Gulf of Guinea (SGoG; 2° - 10°S , 6° - 14°E), where the Congo river flows out, are the regions where the observed surface salinity variability is maximum. The Equatorial Gulf of Guinea region (EGoG, 3°S - 1°N , 3°W - 3°E) encompasses the seasonal equatorial cold tongue (Jouanno et al., 2011), which is characterized by strong equatorial dynamics and large open-ocean SSS variability in the Gulf of Guinea.

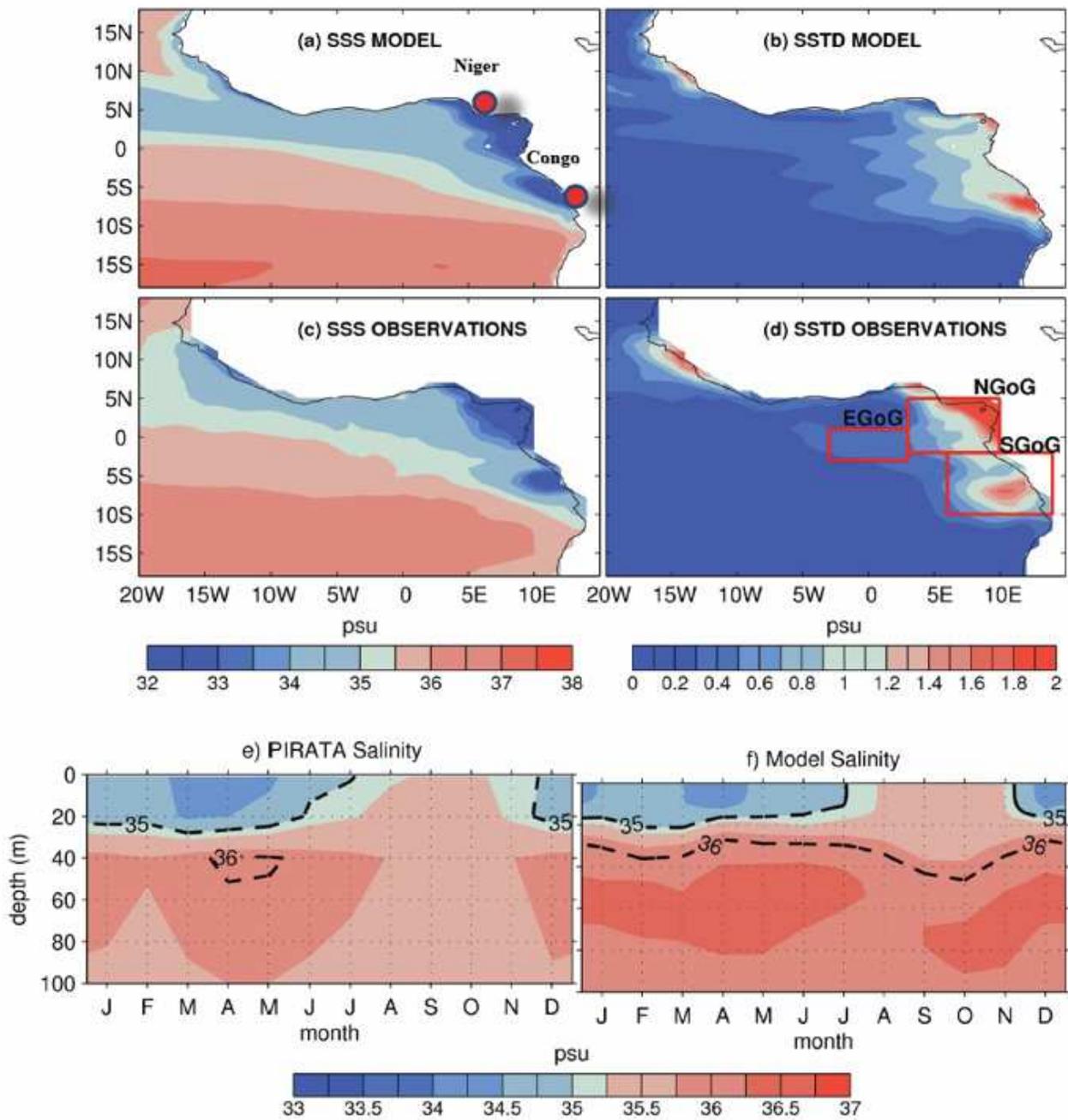


Figure 1. Top panel: SSS annual mean and standard deviation from: model ((a) and (b)), and observations ((c) and (d)) calculated from monthly averaged values covering the 1993-2009 period. Position of the two major Rivers (Niger and Congo) are indicated in (a). Sub-regions used in the study are marked in (d).

Bottom panel: seasonal salinity profile at (0°N, 0°E) from PIRATA mooring (e) and model (f). Model and PIRATA salinity at the equator are taken from the period 2006-2007. Dashed lines represent 35 and 36 psu isohalines. Units are psu.

3.1 Model validation

Observed and modeled annual mean SSS are presented in Figure 1. The model reproduces the observed SSS annual mean. In both datasets, south of 5°S, there is a region of high salinity due to intense evaporation (Figure 2a-b). In the rest of the basin, the model shows, like observations, areas of low salinity located under the ITCZ region because of heavy precipitations (Figure 2c). SSS minimum values are observed near the African continent due to strong river discharges (Congo and Niger rivers in particular). Modeled and observed SSS seasonal cycles were calculated for the period of the numerical experiment, 1993-2009. Comparing Figures 1b and 1d, the model reproduces reasonably well the spatial distribution of the amplitude of SSS seasonal variations. The regions of large SSS variability are found near the mouths of the rivers (Congo, Niger) and in the 5°-12°N latitude band due to the meridional displacement of the ITCZ. However, compared to observations, the model exhibits lower variability around the Niger mouth and off the coast near 10°N, 15°W. This could be due to a lack of accuracy of model runoff forcing as suggested by Da-Allada et al. (2013a). The observed high coastal SSS variability is not necessarily associated with rivers and it could be due to an amplification of the seasonal cycle of precipitation around coastal mountains (*e.g.* Fouta-Djallon near 10°N, 15°W, or Mount Cameroon near 5°N, 10°E, close to the Niger mouth) that may not be captured by ERA-I products.

Model salinity is also compared with in situ salinity from a PIRATA buoy at 0°N 0°E (Bourlès et al., 2008) during the same period 2006-2007. The mooring measures subsurface

salinity in this period at 4 levels: 1, 20, 40, and 120m. From surface to 25m depth, model reproduces the amplitude and the phase of the seasonal cycle of the PIRATA salinity observations (Figure 1e-f). The vertical structure of the salinity is in good agreement with PIRATA observations. The model is saltier from 25-100m depths, possibly reflecting the salinity maximum linked to the equatorial undercurrent, hardly captured by PIRATA mooring due to the salinity sensor positions in the vertical.

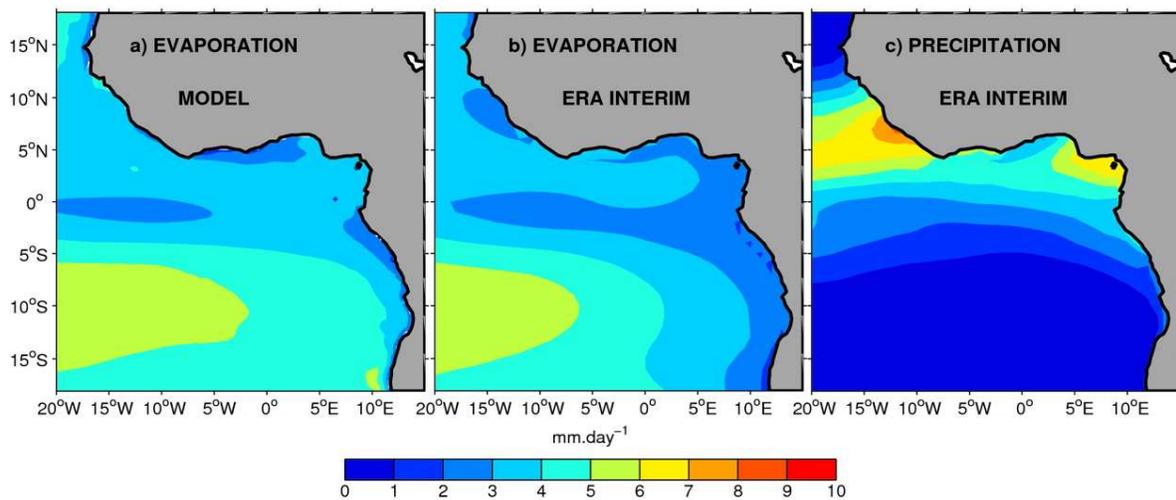


Figure 2. Annual mean for (a) model calculated evaporation, (b) ERA Interim evaporation and (c) ERA Interim precipitation. Units are mm.day⁻¹.

Comparing Figures 3a and 3b, the model accurately reproduces magnitude and direction of the annual mean observed surface currents (Lumpkin and Garzoli, 2005), namely the eastward Guinea Current (GC) along the northern coast of the Gulf of Guinea and the westward South Equatorial Current (SEC), with its two branches located on each side of the equator. However, in the eastern coastal region the comparison is not so convincing. The seasonal cycle of the zonal currents (Figures 3c and 3d) is also correctly reproduced: the GC is maximum in summer and the SEC shows seasonal maxima in May-June and November-December.

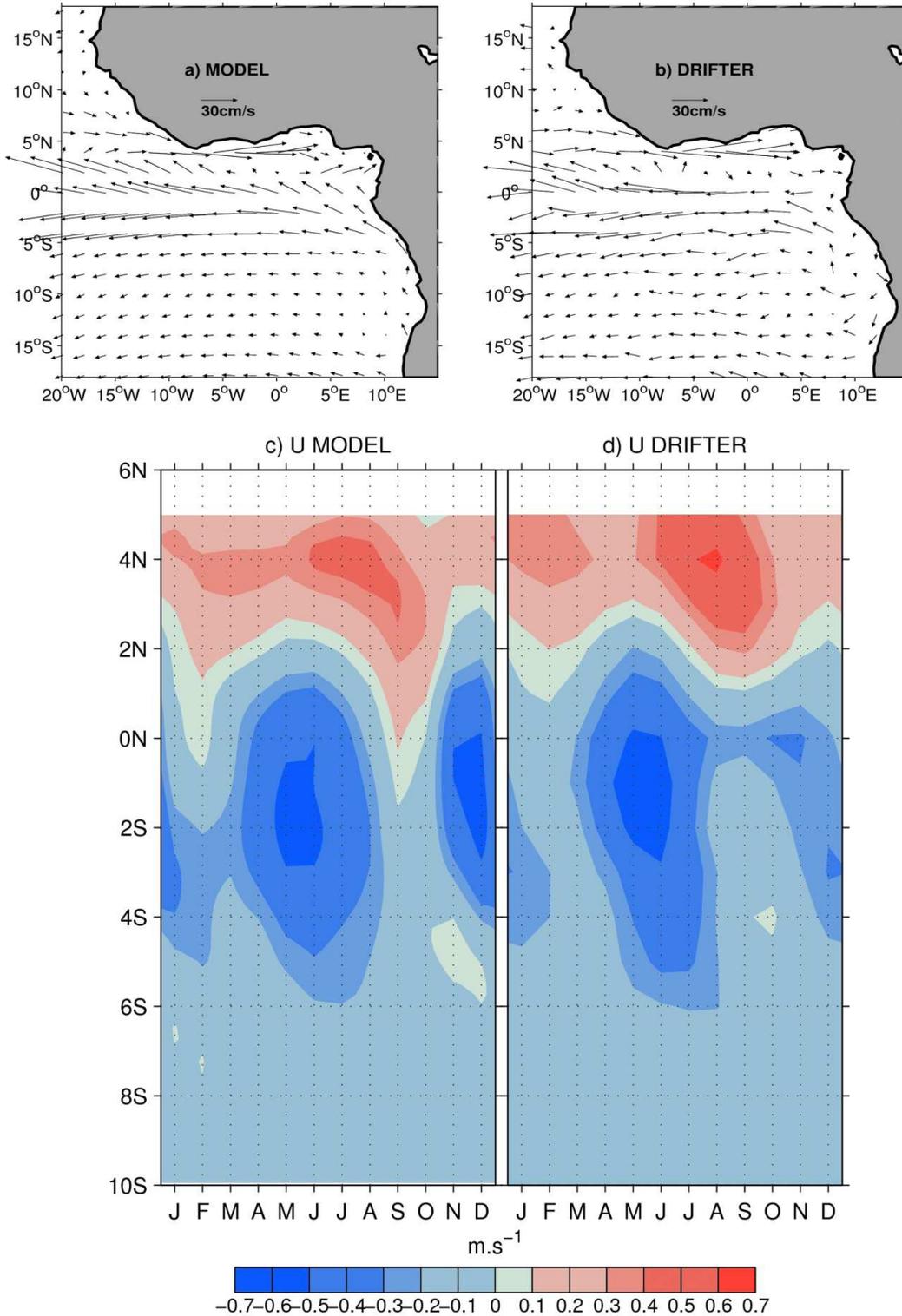


Figure 3. Surface current annual mean: (a) for the model and (b) for DRIFTER product, with units in cm.s^{-1} . Latitude –time (month) seasonal surface currents (5°W - 5°E average) (c) for the model and (d) for DRIFTER. Units are m.s^{-1}

In this study, we will also focus on the processes that drive SSS interannual variability. Figure 4 presents the interannual standard deviation (ISTD) of SSS from observations and the model. Both modeled ISTD and observed ISTD (Figure 4a-b) show areas of large interannual variability near the mouths of the rivers. However, the ISTD of the model shows slightly lower variability than the observed ISTD, particular off the rivers. We observe some discrepancies between the model and the observations. We anticipate on some reasons such as model parameterization (representation of precipitation or vertical mixing parameterization). Lack of SSS observation in some regions could contribute too.

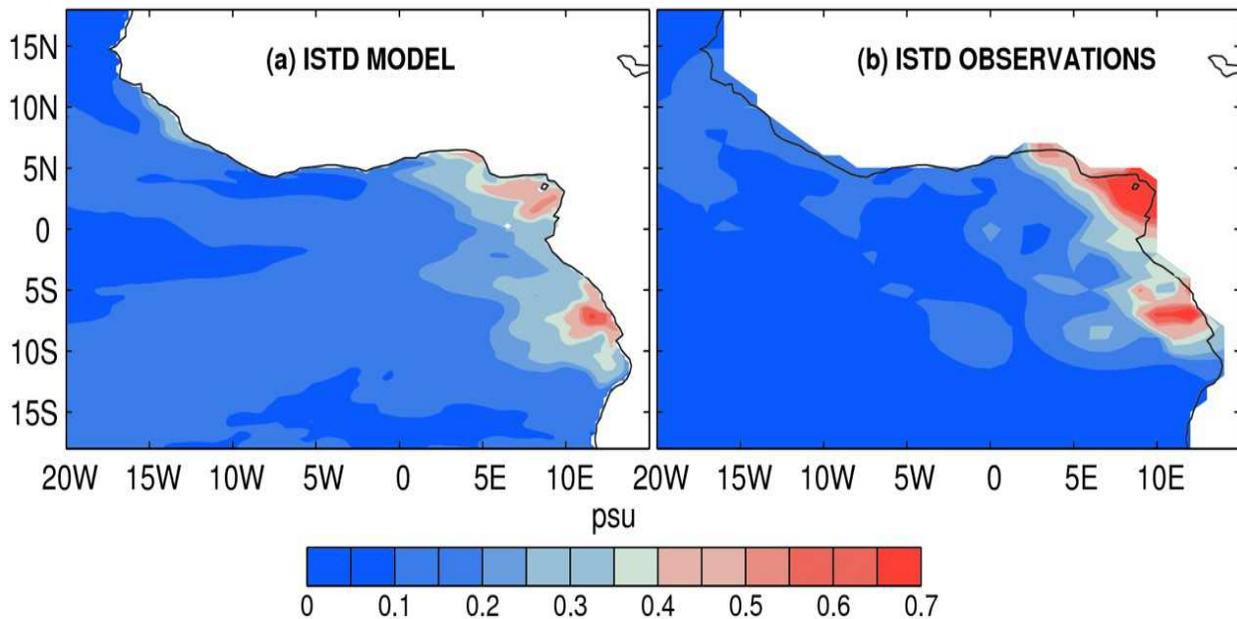


Figure 4. Interannual standard deviation of SSS (a) from model and (b) from observations computed from 1993-2009. Units are psu.

The agreement between model and observed SSS suggests that the model reproduces reasonably well the dynamics of the region and allows us to investigate the mechanisms controlling the SSS variations at seasonal and interannual time scales.

3.2 Mixed-layer salinity balance at seasonal time scales

We now compare the seasonal cycles of SSS and SSS tendency obtained from model and observations, and then we use the model to examine the different contributions to the SSS seasonal cycle.

In the Northern Gulf of Guinea (NGoG), the model reproduces the seasonal evolution of the observed SSS (Figure 5a) and thus the seasonal evolutions of simulated and observed SSS tendency are in good agreement (Figure 5b) with a 0.87 correlation coefficient at 99% significant level. The modeled salinity tendency is positive from December to August and negative from September to November. It reaches a maximum in May as in observations and a minimum in November, one month after the observation minimum. Compared to Da-Allada et al. (2013a), the model improves the amplitude and phase of the seasonal cycle as the vertical diffusion is taken into account.

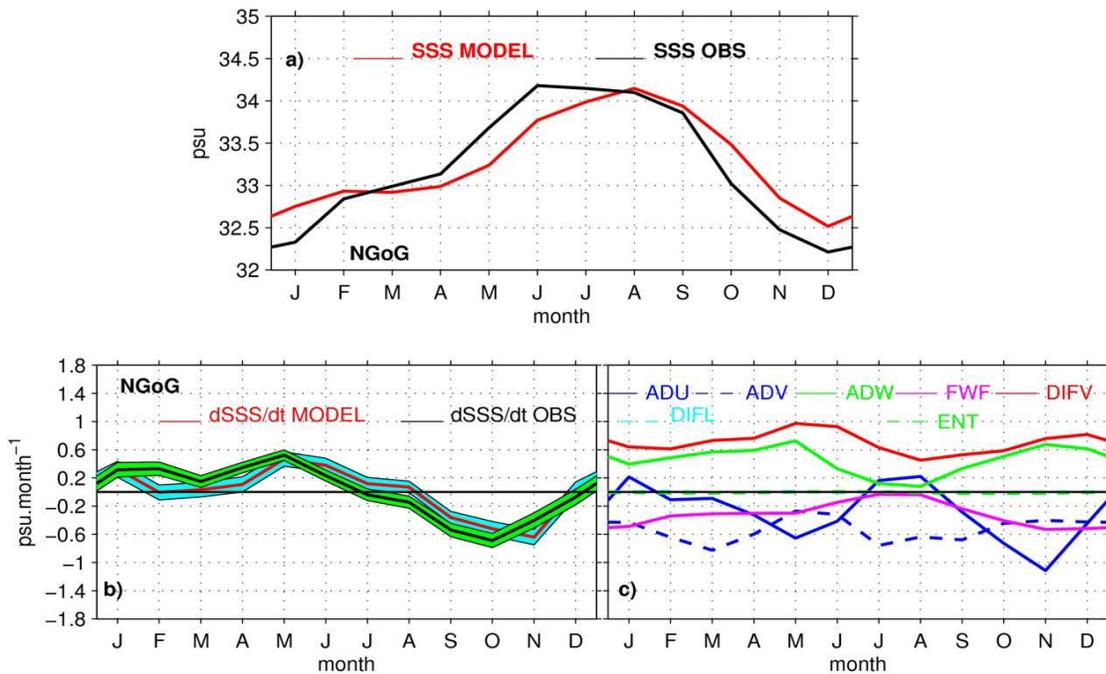


Figure 5. In NGoG region: a) seasonal cycle of SSS from observations (in black) and from the model (in red); b) salinity tendency terms in the mixed-layer for observations and the model with

the shaded areas indicate error estimates (see Appendix A) for these two terms and c) individual contributions to the salt balance equation of zonal advection (ADU in blue), meridional advection (ADV in dashed blue), vertical advection (ADW in green), freshwater flux (FWF in pink), vertical diffusion (DIFV in red), horizontal diffusion (DIFL in dashed light blue) and entrainment (ENT in dashed green). Units are psu for a) and $\text{psu}\cdot\text{month}^{-1}$ for b) and c).

The seasonal cycle of the different contributions to the salinity balance (Figure 5c) suggests that, from January to September, vertical diffusion, total (horizontal + vertical) advection and freshwater flux control the seasonal cycle of SSS. The freshwater flux term is negative all year long, due to the strong input of freshwater from precipitation (54%) and rivers (46%). The horizontal diffusion and entrainment terms are negligible all year long. Interestingly, only vertical diffusion and vertical advection, contribute to the salinisation seen in model and observations between January and August, whereas the contribution of meridional advection remains negative throughout the period and therefore tends to decrease SSS. In the model, vertical diffusion has its maximum in May-June (which is a period of strong cooling in the equatorial Atlantic) at the time of maximum observed and modeled tendencies. The significant contribution of vertical diffusion can be explained, as in the heat budget (Jouanno et al., 2011), by the strong vertical shear observed during this period (Figure 6). Note that at the same time the wind stress, dominated by meridional wind stress, increases. The strong vertical shear observed in May-June appears when the surface currents reach their maximum (Figure 7 and Figure 8). The key role played by vertical diffusion in this region confirms the assumption suggested in Da-Allada et al. (2013a) and was also noticed in Berger et al. (2013). The vertical advection of salt also reaches a maximum in May due to a peak of upward vertical velocity at the depth of the mixed-layer and the presence of strong negative vertical salinity gradients. Vertical velocity exhibits a semi-annual cycle and it is in phase with seasonal sea surface height (SSH) variability

shown in Shouten et al (2005). They show that SSH respond to basin scale dynamics, namely propagation of equatorial Kelvin and Rossby waves due to changes of the surface wind stress in the equatorial region. In particular, the intensification of trade winds in May-June drives Ekman divergence (Figure 8) and equatorial upwelling, which generates equatorial waves and contributes to the formation of the seasonal cold tongue. From October to December, although the contributions of vertical advection and vertical diffusion remain positive, the SSS tendency decreases, which is explained by freshening peaks due to freshwater fluxes and zonal and meridional advections. Note that zonal advection reaches a maximum freshening effect in November, one month after the Niger peak flow (Dai et al., 2009), and is explained by offshore transport by the SEC of fresh coastal waters (Figure 7).

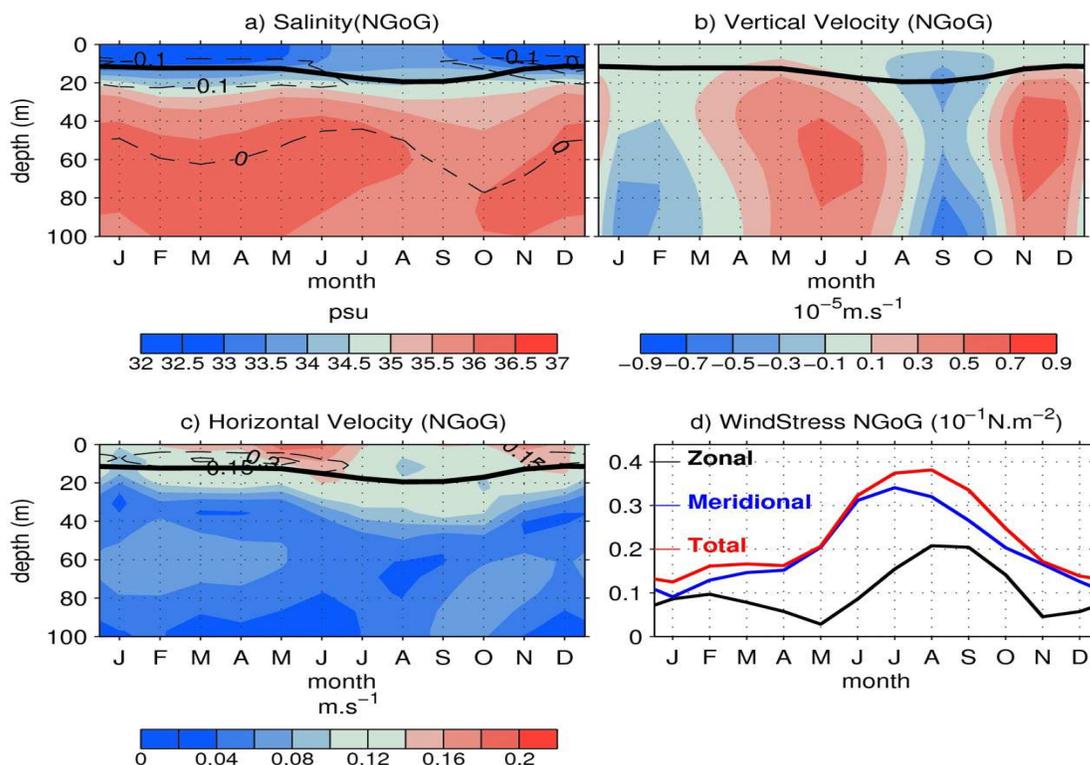


Figure 6. Seasonal evolution of vertical profiles in NGoG region. a) Salinity (psu) with vertical salinity gradient (dashed contours in psu.m^{-1}). Contour interval is 0.1psu.m^{-1} . b) Vertical velocity (m.s^{-1}). c) Horizontal current speed (m.s^{-1}) with square of the vertical shear (dashed contour in

s^{-2}). Contour interval is $0.15 s^{-2}$). d) Wind stress (red is total, black is zonal, blue is meridional; $N.m^{-2}$). The thick black lines are mixed- layer depths in a), b) and c).

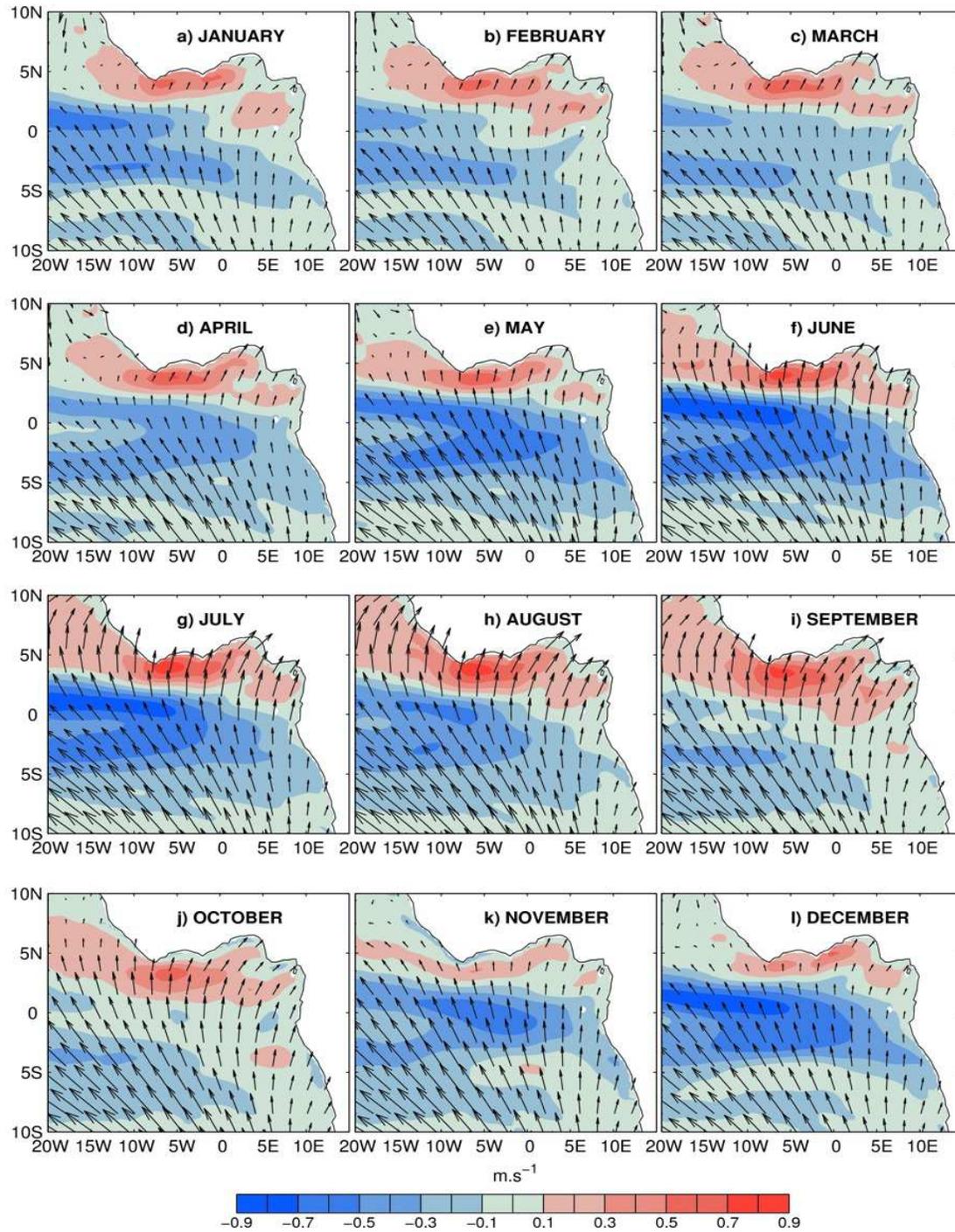


Figure 7. Seasonal evolution of model zonal surface currents (colour contours in $m.s^{-1}$) and wind stress (arrows, in $N.m^{-2}$).

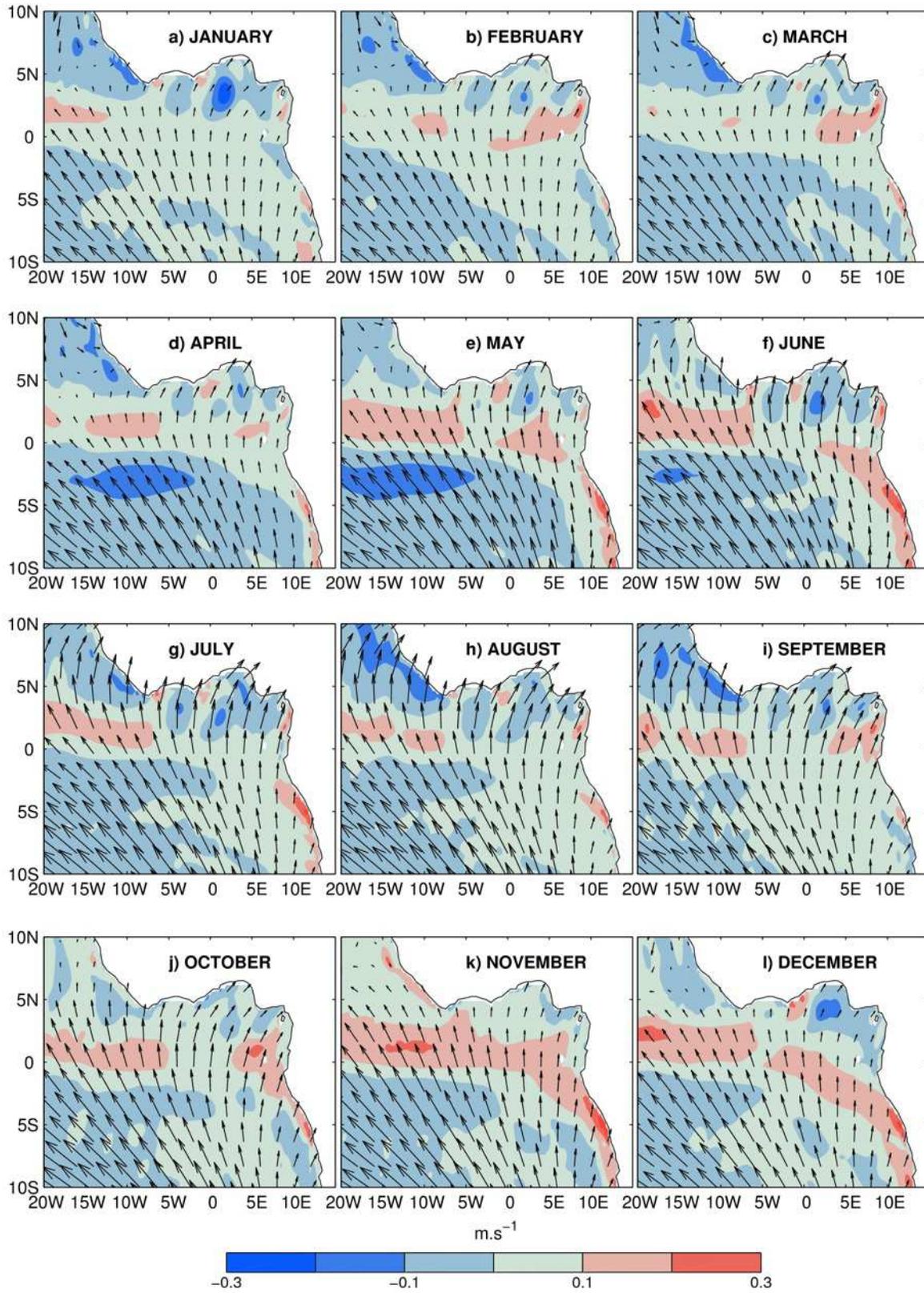


Figure 8. As Fig. 7, but with model meridional surface currents.

In the Equatorial Gulf of Guinea (EGoG), the model also reproduces correctly ($r = 0.91$ at 99% significant level) the seasonal evolution of the observed SSS (Figure 9a), although model SSS is slightly lower than observed from November to June. The seasonal evolution of simulated and observed SSS tendencies is in relatively good agreement ($r = 0.73$ at 99% significant level; Figure 9b). The modeled salinity tendency reaches its maximum in May as in observations and a minimum in December, one month after the observation minimum.

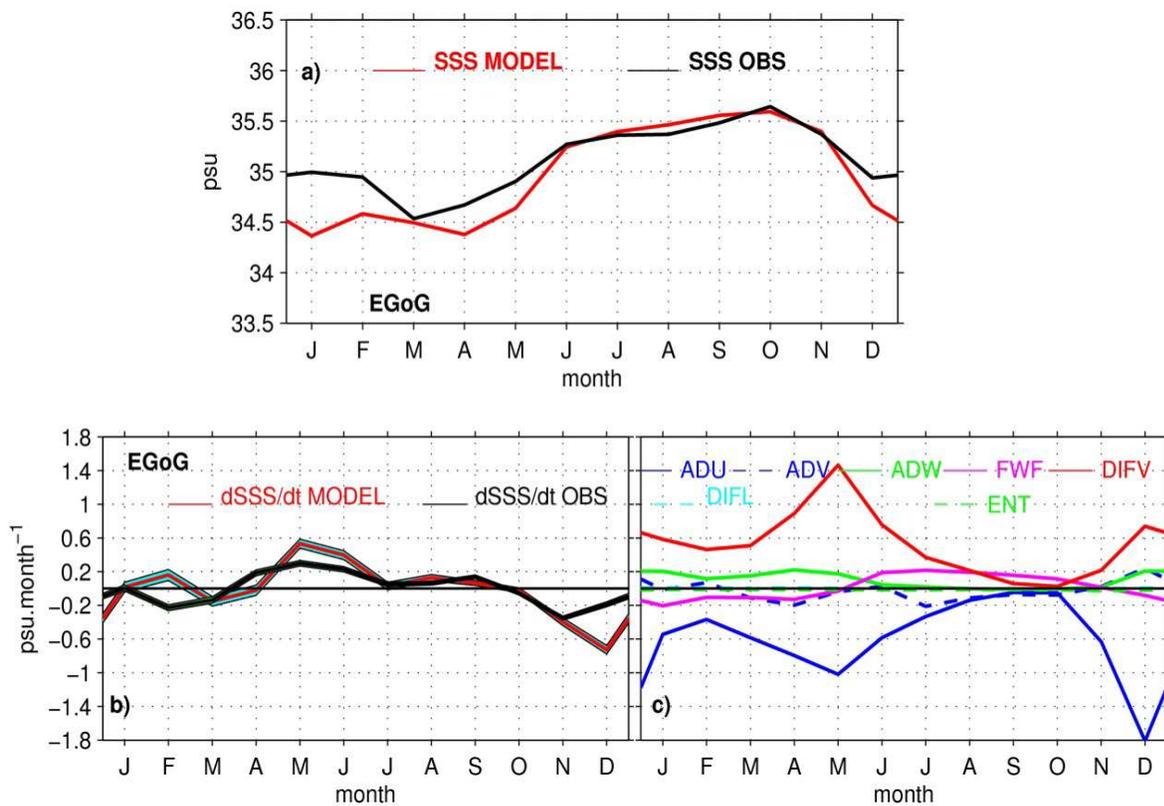


Figure 9. As in Figure 5 but for the EGoG region.

The seasonal evolution of the mixed-layer salinity mainly results from a balance between the salinisation effects of vertical diffusion and freshening effect of zonal advection (Figure 9c). The vertical diffusion shows a strong seasonal cycle with its maximum in May leading to a peak rate of salinisation SSS tendency seen both in model and observations, which coincide in time

with the formation of the cold tongue by enhanced vertical mixing (Jouanno et al., 2011). This is due to an increase in vertical shear between the surface currents and the Equatorial Undercurrent (EUC, Figure 10), in response to the westward strengthening of the SEC (Figure 7). Note that as in NGoG, the wind stress, dominated by meridional wind stress, increases in May-June (Figure 10). Zonal advection shows a strong seasonal cycle with maximum freshening effect in December due to transport of eastern Gulf of Guinea fresh waters by the maximum SEC (Figure 7). This term explains the surface freshening observed in this region at the end of the year (Figure 5c). The contributions of vertical and meridional advection are at least three-time weaker than in NGoG and, as previously, horizontal diffusion and entrainment terms are negligible all year long.

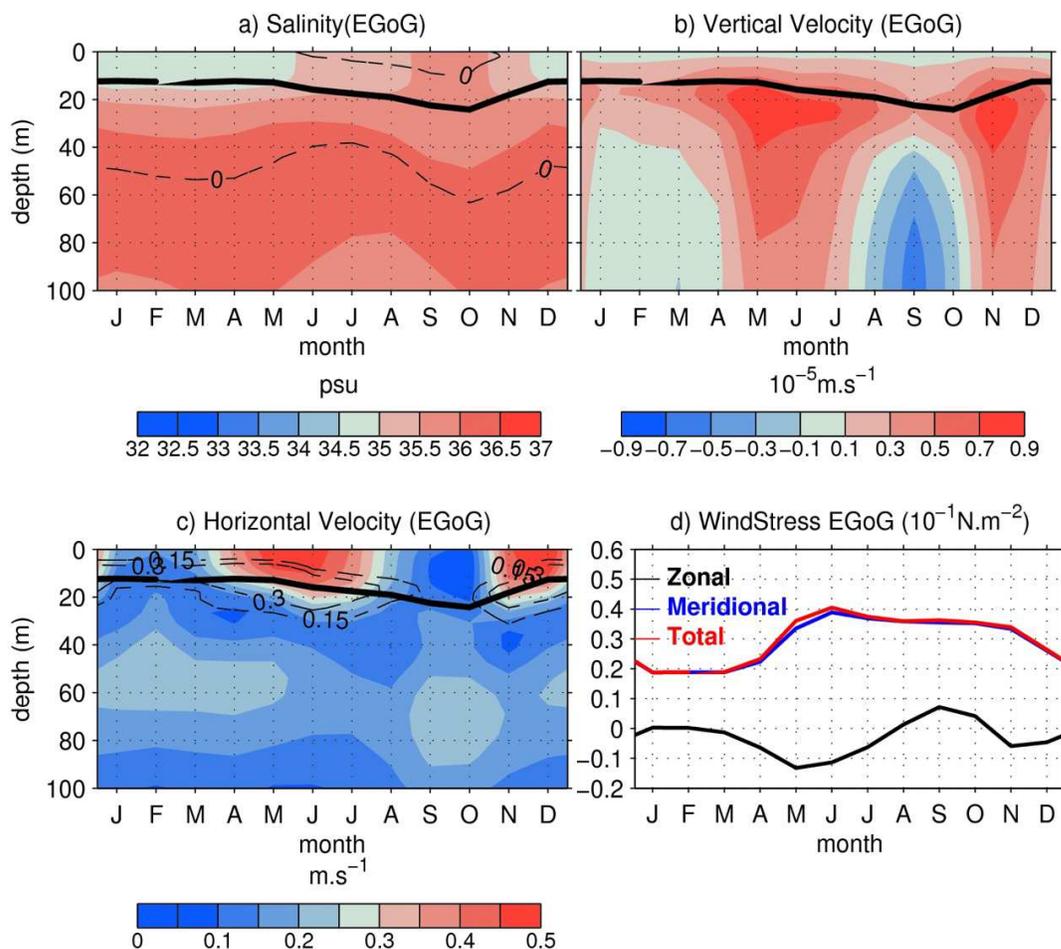


Figure 10. As in Figure 6 but for the EGoG region.

In the Southern Gulf of Guinea region (SGoG, Figure 11a), modeled SSS is higher than observed SSS from December to March, with the strongest discrepancy occurring in January (with a maximum difference of 1psu), and is slightly lower during the rest of the year (difference $< 0.5\text{psu}$). But despite these discrepancies the seasonal evolution of the SSS is well reproduced by the model. In particular, the rate of salinisation reaches an annual peak in May in both model and observations (Figure 11b). Note that, in this region, SSS observations are very sparse and the uncertainty of the observed SSS product is high (Da-Allada et al., 2013a). Therefore caution is required when comparing model results and SSS observations.

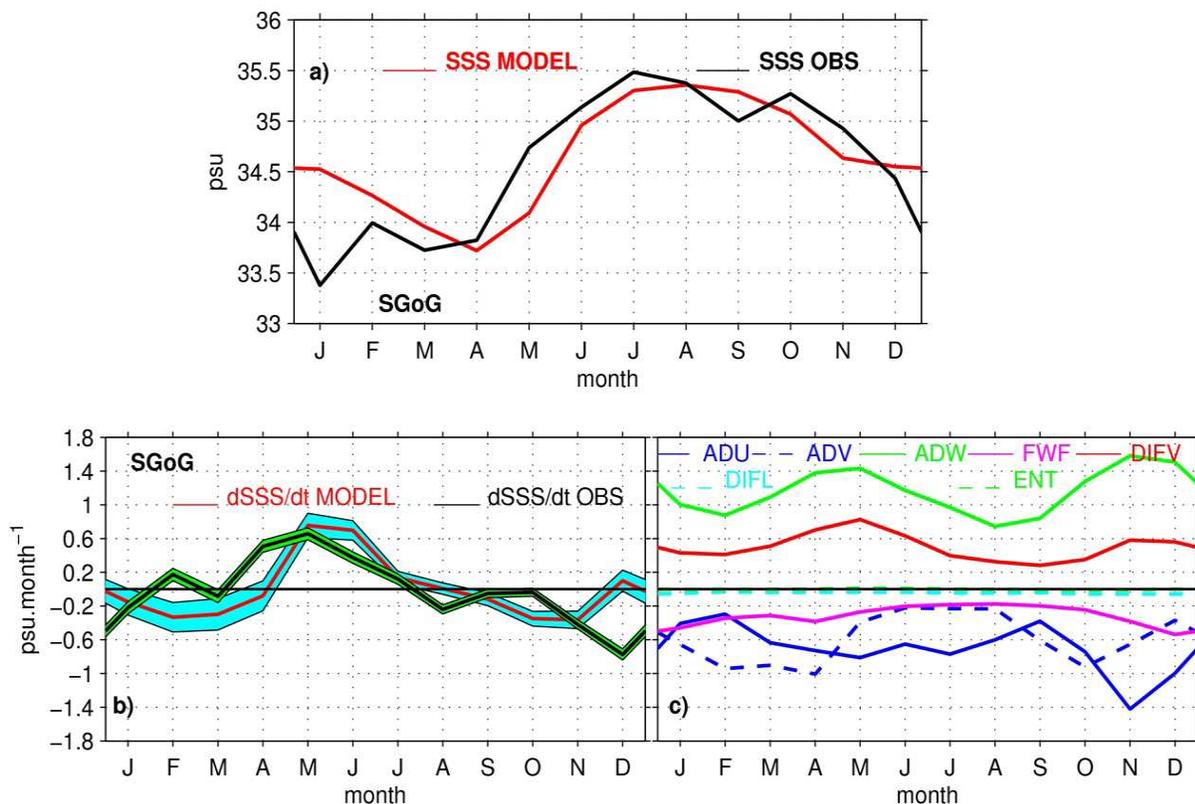


Figure 11. As in Figure 5 but for the SGoG region.

The main salinity balance in this region (Figure 11c) is between salinisation effects of vertical diffusion and vertical advection, and freshening effects of horizontal advection and freshwaters fluxes (mainly the Congo runoff, representing 80% of freshwater inputs in this box). The contributions of vertical advection and vertical diffusion follow a semi-annual cycle. The May peak of these two terms explains the annual peak of salinity tendency. Instead, the November-December peak is balanced by the effect of horizontal advection leading to near-zero salinity tendency during this period. This November-December peak of horizontal advection contribution is mainly due to an increase of the zonal salinity gradient in response to increase of Congo River discharge at this period. Vertical advection and vertical diffusion are maximum in April-May when wind stress is maximum and northward (Figure 12). The maximum vertical

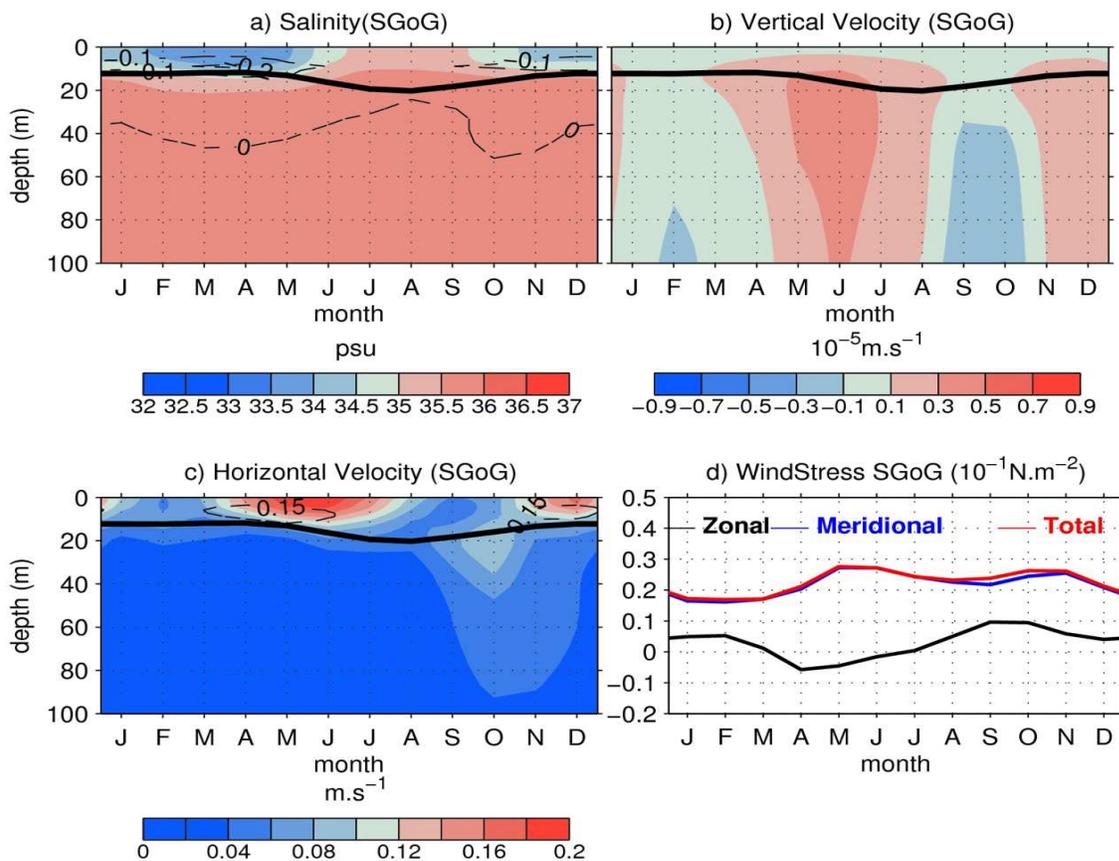


Figure 12. As in Figure 6, but for the SGoG region.

advection contributions occur when both vertical velocity is upward and vertical salinity gradient is negative. The semi-annual cycle in vertical velocity is here largely due to remote forcing (Doi et al., 2007). The maximum vertical diffusion is due to strong vertical shear observed when surface currents are maximum. The freshwater term is negative throughout the year and shows a magnitude similar as in NGoG. The horizontal diffusion and entrainment terms are once again negligible all year long.

3.3 Processes of SSS interannual variability during 1993-2009.

We now investigate the different processes controlling SSS at interannual time scales, in the same three regions. The monthly climatology is removed from individual-year monthly mean of all SSS tendency terms. The remaining higher frequency variability is also removed using a 25-month Hanning filter.

Thereafter, horizontal advection is referred to as $ADH = ADU + ADV$ (as ADU and ADV defined in eq.1), vertical advection (ADW), vertical diffusion ($DIFV$) and entrainment terms (ENT) are grouped together in a vertical processes term referred to as $VPR = ADW + DIFV + ENT$. Finally, we define oceanic processes in Eq. 1 as $OPR = ADH + ADW + DIFL + DIFV + ENT$ and the freshwater flux term as FWF .

The interannual monthly-mean SSS anomalies spatially averaged in the boxes for the model and observations are presented in Figure 13. Model and observation time series show similar evolution for NGoG and EGoG ($r = 0.70$ and $r = 0.61$ at 0.99 significant level respectively). In SGoG, observations are not shown, as they are too scarce to allow an interannual analysis in this region. We note a significant SSS increase (0.4psu) in NGoG in the recent years (2002-2009) but less clear in the two other boxes. Da-Allada et al. (2013b) investigated in details the cause of the SSS increase in the NGoG region and they found that it is mostly due to change in

atmospheric fluxes. There is a regional decrease in precipitation and evaporation (Figure 14) on average in this period (2002-2006).

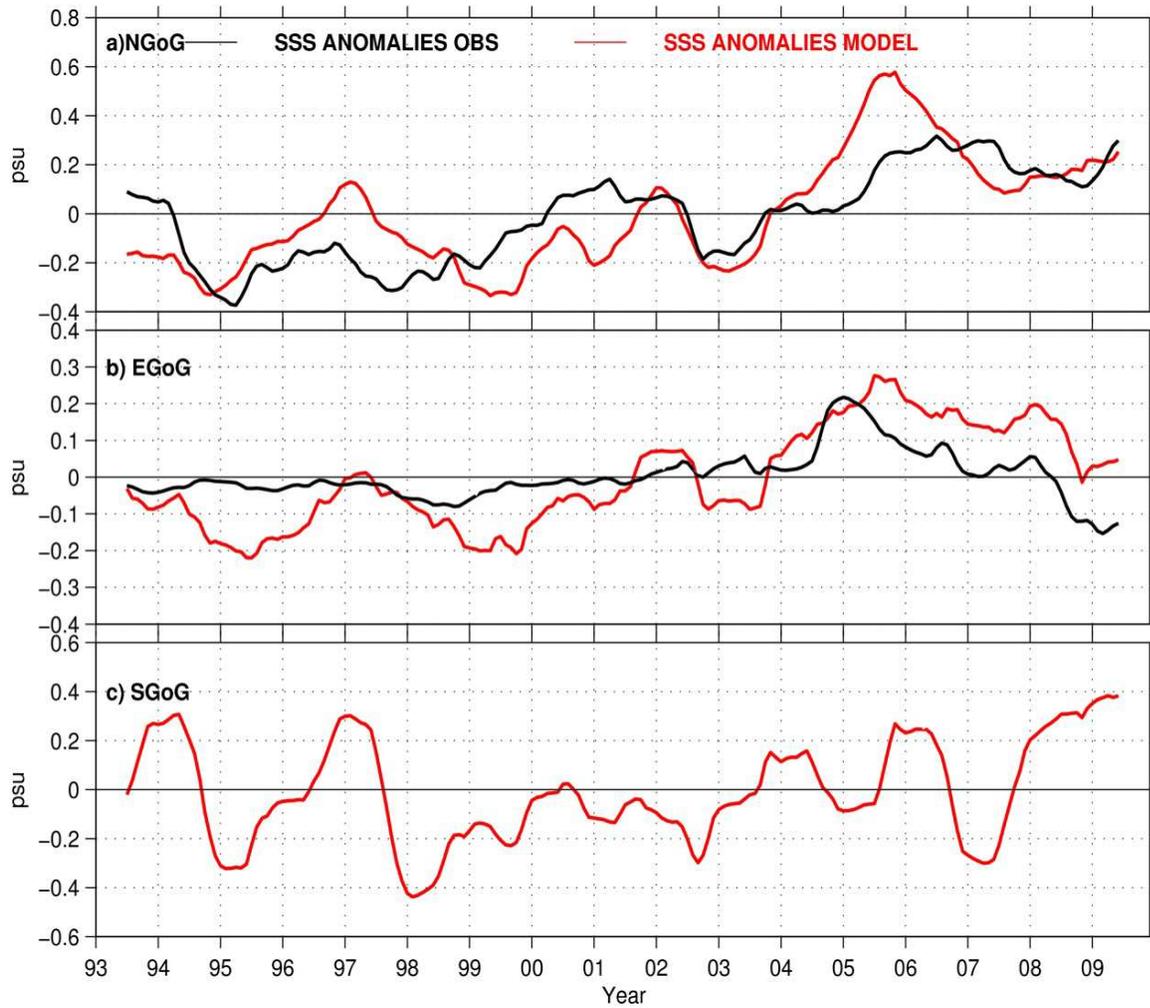


Figure 13. Time series of SSS interannual monthly anomalies for the observations (black) and the model (red): Time series are averaged over the study boxes (NGoG, EGoG and SGoG). The mean seasonal cycle is removed and a 1-year running mean is applied. Unit is psu.

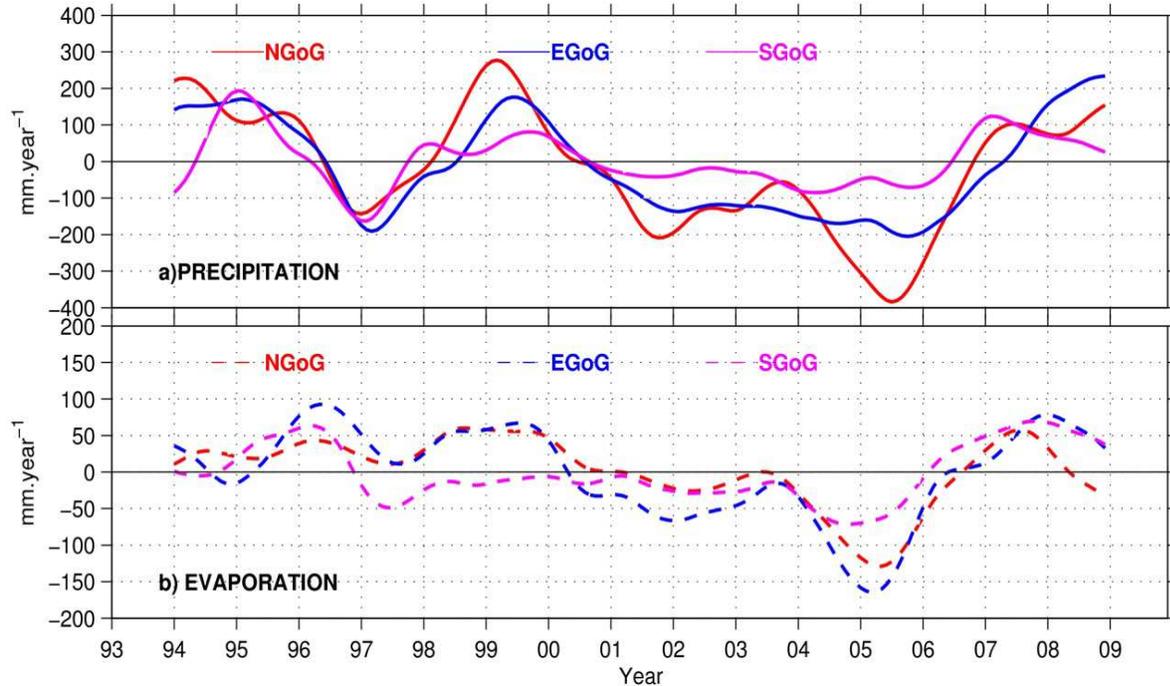


Figure 14. Interannual anomalies for 1993-2009 in the three study boxes: (a) for precipitation and (b) for evaporation

The different processes contributing to the interannual anomalies in the mixed-layer salt budget are presented in Figure 15 for NGoG. The contributions of interannual anomalies in freshwater flux are mostly of opposite signs with the oceanic processes terms and show similar amplitude. Both terms are important to explain interannual anomalies in the mixed-layer salt budget. To establish which oceanic processes dominate in the mixed-layer budget at interannual time scales, we separate oceanic process terms into vertical processes, horizontal advection and horizontal diffusion. Oceanic processes are dominated by horizontal advection, vertical advection and vertical diffusion. Both the lateral diffusion term and the entrainment term are negligible.

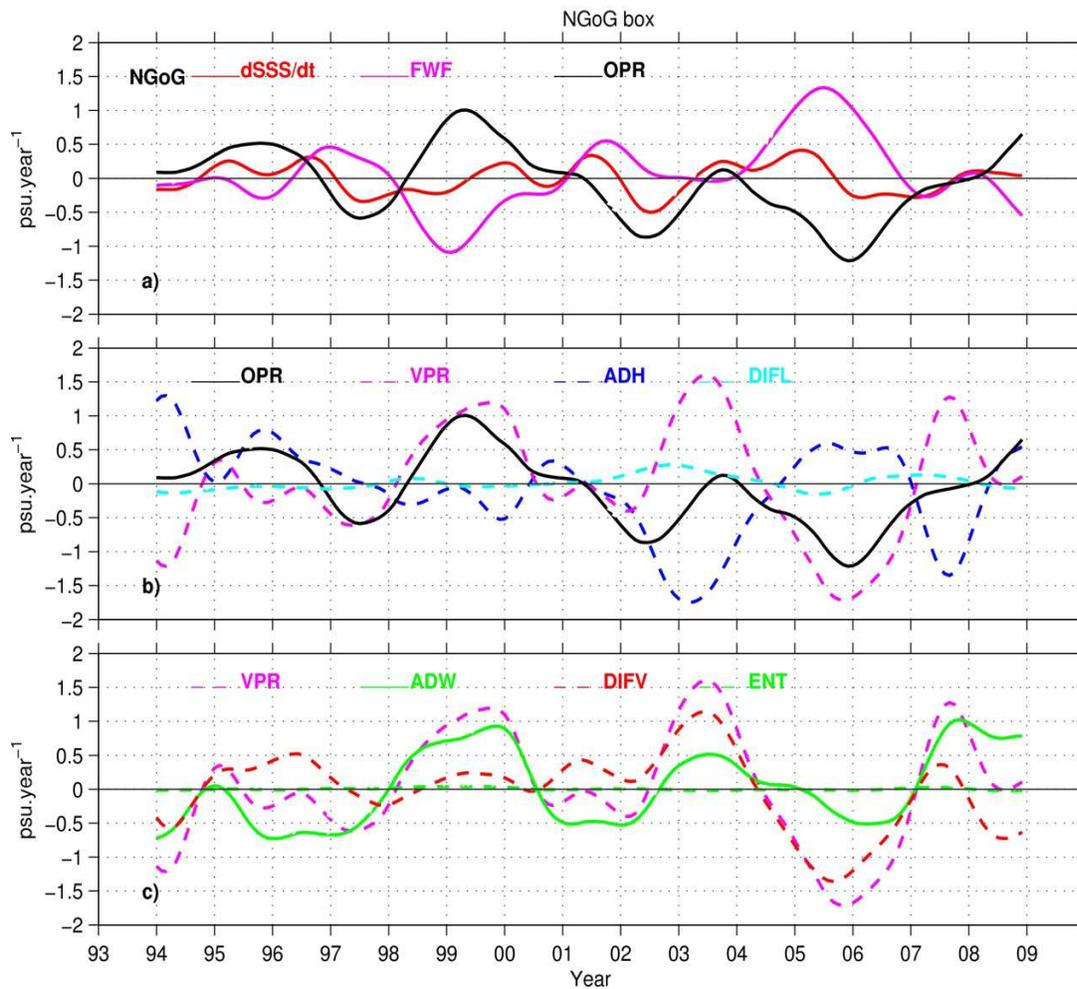


Figure 15. Interannual anomalies for 1993-2009 of the mixed-layer salinity balance in the Northern Gulf of Guinea region (NGoG): a) salinity tendency (red), freshwater flux (FWF, pink), oceanic processes (OPR, black); b) Decomposition of oceanic processes: oceanic processes (black, same as black line in panel (a)), vertical processes (VPR, dashed pink), horizontal advection (ADH, dashed blue), and horizontal diffusion (DIFL, dashed light blue); c) Decomposition of vertical processes: vertical processes (dashed pink, same as dashed pink line in panel (b)), vertical advection (ADW, green), vertical diffusion (DIFV, dashed red) and entrainment (ENT, dashed green). For all terms, the mean seasonal cycle is removed and a 25-months Hanning filter is applied. All terms are in $\text{psu}\cdot\text{year}^{-1}$.

Finally, we conclude that the sources of interannual anomalies in NGoG can be explained by the freshwater flux (due explicitly to evaporation and precipitation), vertical diffusion and total advection terms.

In EGoG, as in NGoG, freshwater flux and oceanic processes are important for the interannual salt budget (Figure 16a). The oceanic processes are mainly due to horizontal advection and vertical processes, as horizontal diffusion is negligible in this region (Figure 16b). Vertical processes are dominated by vertical diffusion and vertical advection but entrainment is negligible (Figure 16c). We conclude that freshwater flux, total (horizontal + vertical) advection and vertical diffusion are necessary to explain SSS interannual anomalies in EGoG.

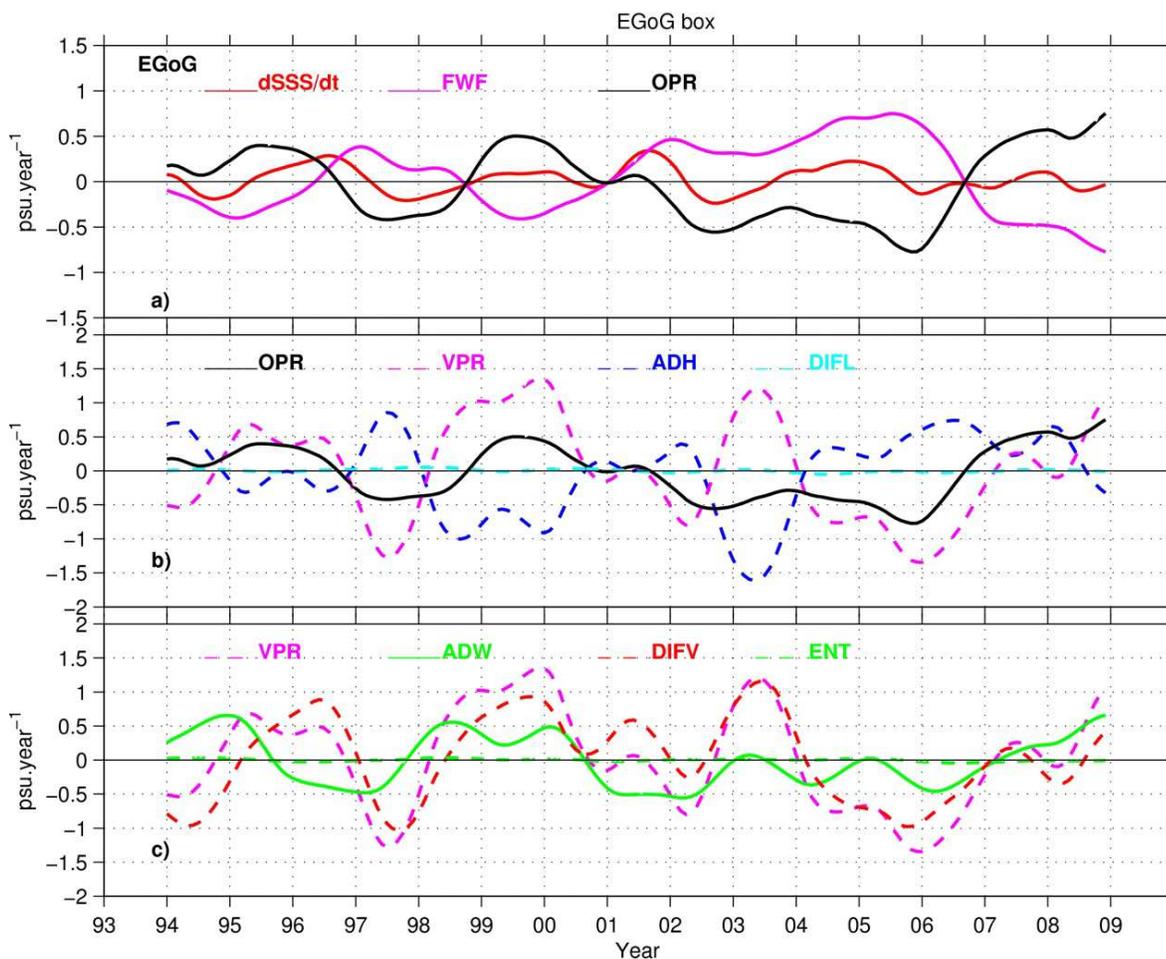


Figure 16. As in Figure 15, but for the EGoG region.

In SGoG, the different processes contributing to the interannual anomalies in the mixed-layer salt budget are presented in Figure 17.

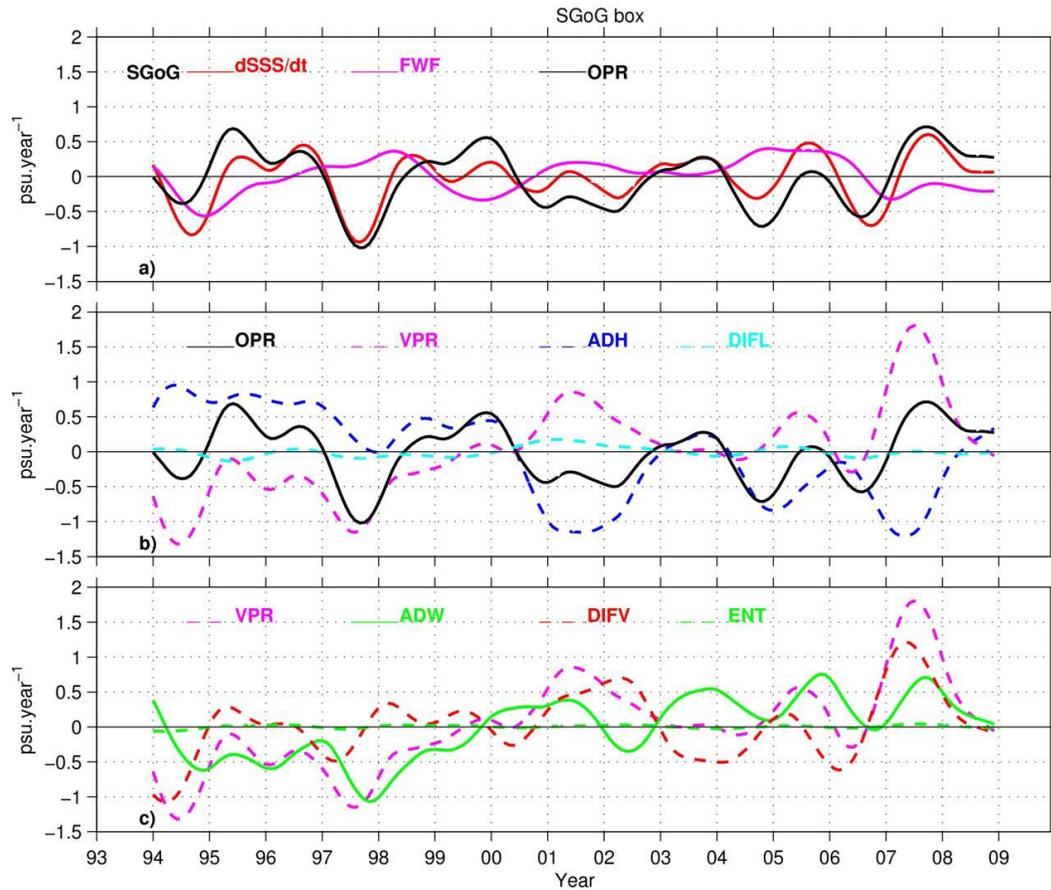


Figure 17. As in Figure 15, but for the SGoG region.

We found that the freshwater flux term, comparing to NGoG and EGoG, shows a weaker interannual variability. Oceanic processes are well correlated ($r=0.76$, significant at 0.99 level) with the interannual anomaly tendency term and drive the interannual anomalies in the mixed-layer salt budget. As in NGoG and EGoG, horizontal diffusion is negligible and horizontal advection and vertical processes dominate oceanic processes terms. Decomposition of vertical processes shows that entrainment term is again negligible and vertical processes are mainly due

to vertical advection and vertical diffusion. We conclude that in the Southern Gulf of Guinea region, oceanic processes are dominated by total advection and vertical diffusion.

4. Discussion and Conclusion

In this study, we investigate the mechanisms that drive sea surface salinity (SSS) at seasonal and interannual time scales in the Gulf of Guinea using a regional model simulation and SSS observations during the period 1993-2009. The model SSS compares well with SSS observations. We focused our study on these three specific regions of the Gulf of Guinea: the Northern Gulf of Guinea region (NGoG) where Niger River flows out, the Equatorial region of the Gulf of Guinea (EGoG) and the Southern Gulf of Guinea region (SGoG) where Congo River flows out.

On a seasonal time scale, we found that in the NGoG, from January to September, mixed-layer salinity is dominated by vertical diffusion, vertical and meridional advection. During the rest of the year (October to December), salinity tendency is controlled by total advection, freshwater flux and again vertical diffusion. In the EGoG, the seasonal evolution of the mixed-layer salinity is mainly due to vertical diffusion and zonal advection except from September to October when the contribution of freshwater flux contributes to salinity balance. We found that in the period of strong cooling in the equatorial Atlantic (May-June), vertical diffusion has a strong contribution to the salt budget similarly to the heat budget (Jouanno et al., 2011). As suggested by Da-Allada et al., (2013a) and in agreement with Berger et al (2013), vertical diffusion is important to get the right salinity balance in these regions. In the SGoG, the seasonal cycle of mixed-layer salinity is mainly a balance between positive contributions of vertical advection and vertical diffusion and negative contributions of horizontal advection and freshwater fluxes. The key role played by vertical advection in the salt budget in this region is in agreement with the

result of a mixed-layer salinity model (Da-Allada et al., 2013a) and a similar OGCM (Berger et al., 2013).

Using an OGCM, we conclude that taking into account the vertical diffusion improves the comparison with observations, in terms of amplitude and phase for both the near surface salinity and its variation compared to Da-Allada et al. (2013a). Surprisingly, our results exhibit a better agreement with observations than the study of Berger et al. (2013) in the easternmost part of the Gulf of Guinea although the two models are similar but with different experimental configurations. Berger et al. (2013) underestimate SSS by up to 2 psu and the SSS seasonal cycle has a two-month lag with climatology. The differences between the two model experiments are numerous: they use a higher grid resolution, a different surface forcing and different reference climatology. The reasons for differing model skills should be investigated.

At interannual time scales, we found that in NGoG, SSS anomalies can be explained by changes in freshwater flux (mainly due to evaporation and precipitation), by vertical diffusion and by total advection. In this region, we conclude that freshwater flux plays a key role in interannual SSS anomalies. We observed a SSS increase in recent years (2002-2009) in NGoG and this SSS increase is explained by significant changes in atmospheric fluxes (Da-Allada et al., 2013b). Horizontal advection, vertical diffusion and freshwater flux are the main mechanisms that can explain the SSS interannual anomalies in EGoG. In SGoG, vertical diffusion and total advection are the main processes that can explain the interannual variability of SSS. Contrary to the other two regions (NGoG and EGoG), the freshwater flux does not play a key role in salinity balance at interannual time scales.

To summarize, atmospheric fluxes are important at interannual time scales in the northern part and equatorial region of the Gulf of Guinea associated with oceanic processes. This is not the case in the southern region near the Congo River where oceanic processes control the interannual

variability mainly. The reasons of oceanic-process term changes are not clear. We investigated the role of the local wind forcing but we did not establish any clear relation. We hypothesize that remote forcing changes could affect the easternmost part of the Gulf of Guinea at interannual time scale, as they do at seasonal time scales (Schouten et al., 2005; Doi et al., 2007). Changes in atmospheric forcing should be investigated at the Atlantic basin scale.

Appendix: Error Estimates

To estimate the error bars on modeled and observed mixed-layer salinity tendency on a seasonal time scale, we first estimate SSS monthly errors (ε_s) as the standard error of all available SSS data in the 1993 – 2009 study period. Then, errors in mixed-layer salinity tendency (ε) are estimated by using Foltz and McPhaden (2008) formula: $\varepsilon = \left(\sqrt{\varepsilon_{s_{t+1}}^2 + \varepsilon_{s_{t-1}}^2} \right) / \Delta t$, with $\Delta t = 2$ months.

Acknowledgments

The SSS observations data come from the French SSS observation service and are available at <http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss>. We acknowledge the provision of supercomputing facilities by the CICESE. We acknowledge the PIRATA Project and TAO Project Office at NOAA/PMEL for providing open access to PIRATA data. The regional configuration was set up in cooperation with the DRAKKAR project (<http://www.drakkar-ocean.eu/>). Special thanks are due to Fabien Durand and Elodie Kestenare for interesting discussions. C.Y. D-A would like to thanks the SCAC of the French Embassy in Cotonou, Bénin, and IRD for their support through PhD grants. The authors wish to thank TOTAL S.A. for supporting ICPMA where this work was completed. Finally, sincere thanks are due to the reviewers, whose precious contributions helped to improve and complete earlier version of the paper.

References

- Barnier B, Madec G, Penduff T, Molines JM, Tréguier AM, Beckmann A, Biastoch A, Boning C, Dengg J, Gulev S, Le Sommer J, Rémy E, Talandier C, Theetten S, Maltrud M, McLean J (2006) Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy permitting resolution. *Ocean Dyn.*, 56(5-6), 543-567.
- Berger H, Tréguier AM, Perenne N, Talandier C (2013) Dynamical contribution to sea surface salinity variations in the eastern Gulf of Guinea based on numerical modelling. Submitted to *Clim. Dyn.*
- Blanke B, Delecluse P (1993) Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1363-1388.
- Bourlès B, Lumpkin R, McPhaden MJ, Hernandez F, Nobre P, Campos E, Yu L, Planton S, Busalacchi A, Moura AD, Servain J, Trotte J (2008) The PIRATA program: History, accomplishments and future directions. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 89, 1111-1125.
- Bretherton FP, Davis RE, Fandry CB (1976) A technique for objective mapping and design of oceanographic experiments. *Deep Sea Res.*, 23, 559-582.
- Da-Allada YC, Alory G, du Penhoat Y, Kestenare E, Durand F, Hounkonnou NM (2013a) Seasonal mixed-layer salinity balance in the Tropical Atlantic Ocean: Mean state and seasonal cycle. *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, doi: 10.1029/2012JC008357.
- Da-Allada YC, Alory G, du Penhoat Y, Jouanno J, Hounkonnou NM (2013b) Causes for the Recent Increase in Sea Surface Salinity in the Gulf of Guinea. Submitted to *African Journal of Marine Science*.
- Dai A, Trenberth K (2002) Estimates of freshwater discharge from continents: latitudinal and seasonal variations. *J. Hydrometeorology*, 3, 660-687.

- Dai A, Qian T, Trenberth K, and Milliman J (2009) Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *J. Clim.*, 22:2773–2792.
- de Boyer Montégut C, Madec G, Fischer AS, Lazar A, Ludicone D (2004) Mixed-layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res. Oceans*, 109 (C12), 52-71.
- Dessier A, Donguy JR (1994) The sea surface salinity in the tropical Atlantic between 10°S and 30°N– seasonal and interannual variations (1977– 1989). *Deep Sea Res., Part I*, 41, 81 – 100.
- Doi T, Tozuka T, Sasaki H, Masumoto Y, Yamagata T (2007) Seasonal and interannual variations of oceanic conditions in the Angola Dome. *J. Phys. Oceanogr.*, DOI: 10.1175/2007JPO3552.1.
- Ferry N, Reverdin G (2004) Sea surface salinity interannual variability in the western tropical Atlantic: An Ocean general circulation model study. *J. Geophys. Res. Oceans* 109, DOI 10.1029/2003JC002122
- Foltz GR, Grodsky SA, Carton JA, McPhaden MJ (2004) Seasonal salt budget of the northwestern tropical Atlantic Ocean along 38 °W. *J. Geophys. Res.*, 109, C03052, doi: 10.1029/2003JC002111.
- Foltz GR, McPhaden MJ (2008) Seasonal mixed layer salinity balance of the tropical North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 113, C02013, doi: 10.1029/2007JC004178.
- Jouanno J, Marin F, du Penhoat Y, Sheinbaum J, Molines JM (2011) Seasonal heat balance in the upper 100 m of the equatorial Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 116, C09003, doi: 10.1029/2010JC006912.
- Jouanno J, Marin F, du Penhoat Y, Sheinbaum J, Molines JM (2013) Intraseasonal modulation of the surface cooling in the Gulf of Guinea. *J. Phys. Oceanogr.*, doi:10.1175/JPO-D-12-053.1.

- Large W, Yeager S (2004) Diurnal to decadal global forcing for ocean sea ice models: The data sets and flux climatologies. Rep. NCAR/TN-460+STR, Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colorado.
- Lumpkin R, Garzoli SL (2005) Near-surface circulation in the tropical Atlantic. *Deep Sea Res., Part I*, 52, 495– 518.
- Lukas R, Lindstrom E (1991) The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 96, suppl., 3343–3357.
- Madec G (2008) « NEMO ocean engine ». Note du pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), Paris.
- Materia S, Gualdi S, Navarra A, Terray L (2012) The effect of Congo River freshwater discharge on Eastern Equatorial Atlantic climate variability, *Clim. Dyn.*, Doi: 10. 1007/s00382-012-1514-x.
- Peter AC, Le Hénaff M, du Penhoat Y, Menkes CE, Marin F, Vialard J, Caniaux G, Lazar A, (2006) A model study of the seasonal mixed-layer heat budget in the equatorial Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 111, C06014, doi:10.1029/2005JC003157.
- Reverdin, G., E. Kestenare, C. Frankignoul, and T. Delcroix (2007) Surface salinity in the Atlantic Ocean (30°S–50°N). *Prog. Oceanogr.*, 73,311–340, doi:10.1016/j.pocean.2006.11.004.
- Schouten, MW., RP. Matanao, and TP. Strub (2005) A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data, *Deep-sea Research I* 52 (2005) 477–493...doi:10.1016/j.dsr.2004.10.007.
- Sprintall J, Tomczak M (1992) Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *J. Geophys. Res.*, 97, 7305– 7316.

- Tzortzi E, Josey SA, Skrokosz M, Gommenginger C (2013) Tropical Atlantic salinity variability: new insights from SMOS. Accepted to Geophys. Res. Lett. Doi:10.1002/grl.50225
- Vialard J, Menkes C, Boulanger JP, Delecluse P, Guilyardi E (2001) A model study of oceanic mechanisms affecting equatorial Pacific sea surface temperature during the 1997-1998. EL Nino. J. Phys. Oceanogr., 31 1649-1675.
- Yu L (2011) A global relationship between the ocean water cycle and near surface salinity. J. Geophys. Res., 116, C10025, doi: 10.1029/2010JC006937
- Webster PJ (1994) The role of hydrological processes in ocean atmosphere interactions. Rev. Geophys., 32, 427–476.

3.3 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons réexaminé le bilan de sel dans la couche de mélange dans la région du Golfe de Guinée en utilisant un OGCM afin de mettre en évidence le rôle important que joue la diffusion verticale dans l'évolution saisonnière de la SSS et de mieux comprendre aussi la contribution de la subsurface à la variabilité de la SSS. L'utilisation de l'OGCM nous a permis également d'étudier les processus qui gouvernent la variabilité interannuelle de la SSS dans cette région au cours de la période 1993-2009. La SSS simulée par le modèle se compare bien avec celle des observations dans l'ensemble de la région. Nous avons focalisé notre étude sur trois régions spécifiques du Golfe de Guinée à savoir la région nord du Golfe de Guinée (NGoG) où débouche le fleuve Niger, la région équatoriale du Golfe de Guinée (EGoG) et celle au sud du Golfe de Guinée (SGoG) qui reçoit les eaux douces du fleuve Congo.

A l'échelle saisonnière, dans les régions NGoG et SGoG, le bilan de sel est dû à un équilibre entre les processus verticaux (diffusion et advection) qui tendent à augmenter la SSS et l'advection horizontale et les flux d'eau douce qui tendent à baisser la SSS. La contribution des flux d'eau douce est faible comparée aux autres termes du bilan de sel. La prise en compte de l'effet de la diffusion verticale, en utilisant un OGCM, nous a permis d'améliorer l'évolution saisonnière de la SSS simulée et observée en termes de phase et d'amplitude comparée à l'étude de Da-Allada et al. (2013a). Le terme de diffusion verticale joue donc un rôle important dans le bilan de sel dans ces régions comme suggéré par notre étude précédente (Da-Allada et al., 2013a) et confirmé aussi par Berger et al. (2013). Dans la région EGoG, l'évolution de la SSS est essentiellement contrôlée par les termes de diffusion verticale (qui augmente la SSS) et d'advection zonale (qui diminue la SSS). La contribution de la diffusion verticale est maximale en Mai, période de fort refroidissement dans le Golfe de Guinée. Ce terme joue donc un rôle important aussi bien en bilan de chaleur (Jouanno et al., 2011a) qu'en bilan de sel dans cette région.

A l'échelle interannuelle, dans les régions NGoG et EGoG, les anomalies de SSS peuvent s'expliquer par des changements dans les flux d'eau douce (évaporation et précipitation) et les changements dans les processus océaniques (advection et diffusion verticale). Les flux d'eau douce jouent un rôle important dans ces régions contrairement à ce qu'on observe dans le cycle saisonnier. Dans la région SGoG, contrairement aux régions NGoG et EGoG, la contribution des flux d'eau douce est faible à l'échelle interannuelle et seuls les changements dans les processus océaniques (advection et diffusion verticale) peuvent expliquer les changements de SSS observés dans cette région.

La simulation utilisée pour l'étude de la variabilité interannuelle de la SSS est réalisée avec des débits saisonniers. Des tests de sensibilités avec ou sans runoffs interannuels ne

présentent pas de différence significative de SSS (Berger et al., 2013). Ainsi, les changements observés dans les flux d'eau douce sont principalement due aux changements dans les précipitations et l'évaporation. Quant aux causes des changements dans les processus océaniques, nous n'avons pas pu établir une relation claire avec les changements du vent local. Une étude des changements du forçage atmosphérique à l'échelle du bassin Atlantique est donc probablement nécessaire.

CHAPITRE 4

ETUDE DES CAUSES DE L'AUGMENTATION DE LA SALINITE DE SURFACE DANS LE NORD-EST DU GOLFE DE GUINEE

Préambule

L'objectif de ce chapitre est de déterminer les causes responsables de la salinisation observée dans le nord-est du Golfe de Guinée au cours des années 2002-2009. Cette augmentation de la salinité de surface est observée aussi bien dans les observations que dans un modèle numérique régional. L'ensemble des résultats obtenus dans ce chapitre 4 ont donné lieu à un manuscrit en révision dans la revue *African Journal of Marine Science* (novembre 2013) et que nous reproduisons ici intégralement.

Résumé en français

Les observations in-situ de la salinité de surface océanique (SSS) montrent une importante augmentation de la SSS (+0.5 psu), sur la période 2002-2009, près de l'embouchure du fleuve Niger dans le fond du Golfe de Guinée. Cette salinisation n'est pas liée aux changements de débits du fleuve Niger. Elle est bien reproduite par une simulation numérique régionale avec des

débits saisonniers. Le bilan de sel de la couche de mélange est utilisé pour identifier les mécanismes responsables de cette augmentation de la SSS. Des changements significatifs sont observés dans le bilan de SSS en comparant la période 2002-2009 à la période 1993-2001. On trouve que l'augmentation de la SSS au cours de ces dernières années est due à un changement significatif dans les flux atmosphériques. Ce changement dans les flux atmosphériques s'explique par une augmentation de l'évaporation et une diminution des pluies dans cette région. L'advection horizontale a changé aussi de façon significative, par un changement dans le courant zonal et le gradient zonal de SSS, ce qui compense en partie l'effet des flux atmosphériques.

Abstract

Available in situ Sea Surface Salinity (SSS) observations show an increase larger than +0.5 psu over the 2002-2009 period in the Gulf of Guinea, off the Niger delta. However, observed changes in the Niger River runoff are not consistent with this SSS increase. This increase is reproduced in a regional numerical simulation with climatological runoff. The simulated mixed-layer salinity budget is used to identify the mechanisms responsible for the SSS increase. When comparing the 2002-2009 period with the previous 1993-2001 period, significant changes in the salt budget are identified. We find that the SSS increase in the recent years is driven by changes in the atmospheric freshwater flux. It can be mainly attributed to a regional decrease in precipitation. Horizontal advection partly compensates the effect of freshwater flux by changes in zonal current and zonal SSS gradients.

4.1 Introduction

Sea Surface Salinity (SSS) is a key indicator of changes in the hydrological cycle at the ocean surface, where most of Earth's freshwater fluxes occur (Yu 2011). Quantifying salinity variability is therefore important for understanding global climate change. Curry et al. (2003) showed that SSS increased between the 1960s and the 1990s in the tropical and subtropical North Atlantic with a rate of 0.02 psu/decade. They suggest that this SSS increase is due to increased evaporation associated with a global warming of the ocean. Using in-situ observations, Boyer et al. (2005) find over the same decades that the Atlantic Ocean exhibits a large positive salinity trend (exceeding 0.03 psu/decade) in the subtropics and tropics in both the northern and southern hemisphere. Grodsky et al. (2006), using a dataset combining the same historical data as previous studies with additional data sources and extending to 2004, suggest that the near-surface waters in the tropical Atlantic underwent a major salinification during the 1960-1985 period at a rate of 0.1 psu/decade followed by a reversal trend. While they find that year-to-year changes in salinity are related to precipitation, they attribute decadal salinity changes to wind changes in the deep tropics altering upwelling intensity and, possibly, evaporation rates.

In this study, we used a new in situ SSS gridded dataset dedicated to the Atlantic basin (Da-Allada et al. 2013) to show SSS increase in the recent years in the region of the Gulf of Guinea. This SSS increase is present in a regional simulation of the Tropical Atlantic Ocean from an ocean general circulation model (OGCM). We used the simulated mixed-layer salinity (MLS) budget to identify the mechanisms responsible for this salinification.

The rest of the manuscript is organized as follows: section 2 describes the SSS data used in the study and the numerical model; section 3 presents the results, including model validation

and changes in salt budget, changes in freshwater flux and in horizontal advection; a summary and discussion are given in section 4.

4.2. Data and model

4.2.1. In situ SSS dataset

The observed SSS product is an updated version of the Reverdin et al. (2007) dataset described in Da-Allada et al. (2013a). The monthly SSS are gridded using an objective mapping (Bretherton et al. 1976) at $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution, by compiling a variety of data sources, mostly from underway thermosalinographs on research vessels and voluntary observing ships, from Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) moorings, from surface drifters and from Argo floats. Figure 4.1 shows the temporal and spatial resolution over the region 15°N - 15°S , 20°W - 15°E . The data distribution increases after 2005 due to increase ARGO floats in the region. The overall data density presents a marked contrast between areas of poor data coverage (the south-east part of the Gulf of Guinea) while large density areas are found along repeated cargo lines. We choose this product as a reference for model evaluation as it is, to our knowledge, the most complete and up-to-date SSS product available in the Tropical Atlantic basin.

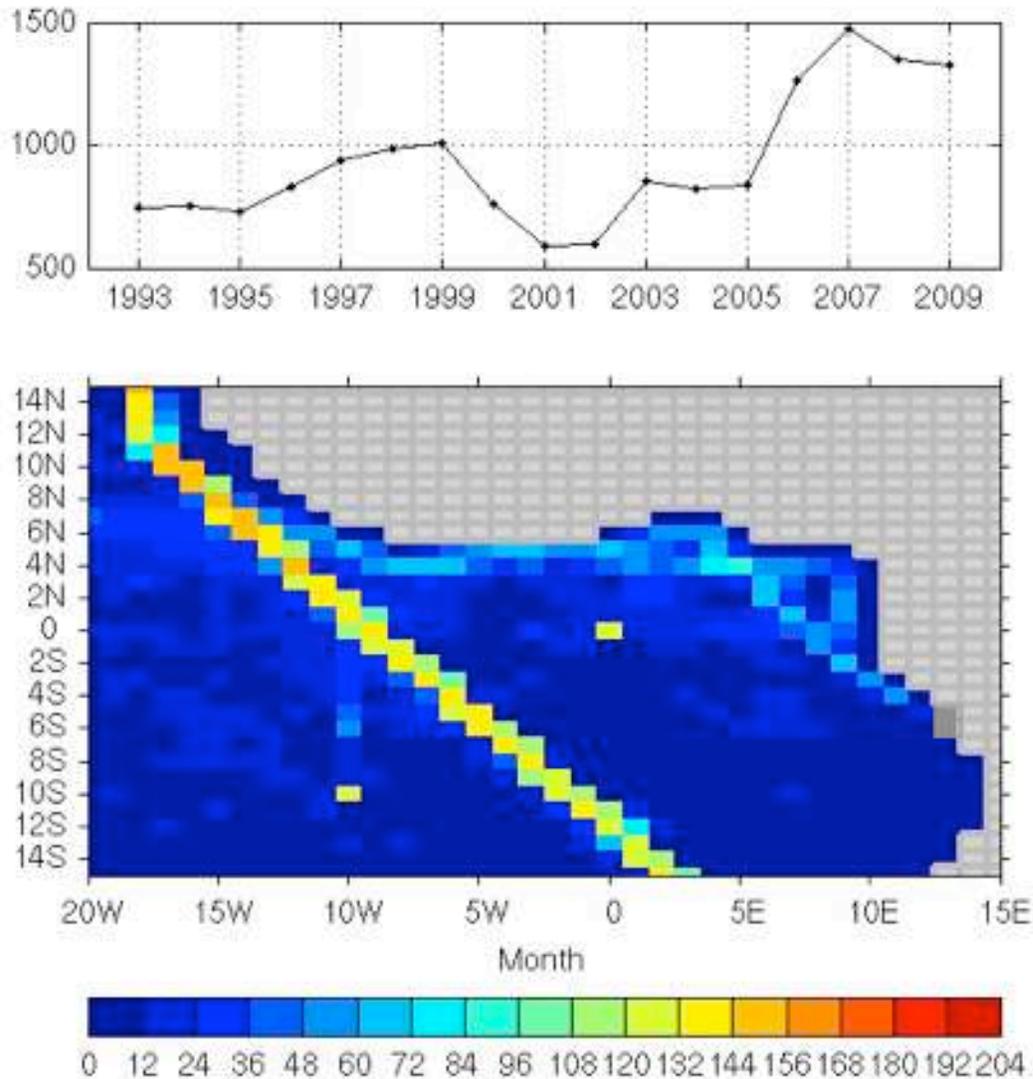


Figure 4.1: Sea surface salinity data distribution indicating the number of $1^\circ \times 1^\circ$ grid points with data in a month as a function of year (top panel). Spatial distribution of the number of months with data in $1^\circ \times 1^\circ$ box for 1993-2009 (bottom panel).

4.2.2. Model

In this study, the model configuration is based on the NEMO ocean general circulation modeling system (Madec 2008). It solves the three dimensional primitive equations in spherical

coordinates discretized on a C-grid and fixed vertical levels. The model design is a tropical Atlantic regional configuration at $\frac{1}{4}^\circ$ horizontal resolution. There are 75 levels in the vertical (with 12 levels in the upper 20 meters and 24 levels in the upper 100 meters). The model is forced at its boundaries (20°S-20°N and 60°W-15°E) using radiative open boundary condition given by outputs from the global interannual experiment ORCA025-MJM95 developed by the DRAKKAR team (Barnier et al. 2006). The vertical turbulent mixing is parameterized using a level-1.5 turbulence closure scheme, with a prognostic equation for turbulence kinetic energy (TKE) and a diagnostic equation for length scale (Blanke and Delecluse 1993).

The atmospheric fluxes of momentum, heat and freshwater are provided by bulk formulae (Large and Yeager 2004) and ERA-Interim reanalysis from ECMWF (3-hour fields of wind, atmospheric temperature and humidity; daily fields of long, short wave radiation and precipitation). This product appears to be the most appropriate in terms of freshwater budget in the Tropical Atlantic (Da-Allada et al. 2013). The short wave radiation forcing is modulated by a theoretical diurnal cycle. A monthly climatology of continental runoffs from Dai and Trenberth (2002) is prescribed near the rivers mouths as a surface freshwater flux. To justify the use of monthly runoff, we tested different simulations (with climatology, yearly and constant rivers flow) and found that interannual variability of the river outflows does not have much effect on the interannual SSS in the eastern tropical Atlantic Ocean. Note also that in this region, uncertainty of the runoff data at interannual time scale is high.

The model is initialized on January 1st, 1990 with temperature and salinity outputs from the ORCA025-MJM95 global experiment at the same date, and then integrated over the period 1990-2009. Note that there is no surface restoring toward a climatological SSS. Three day averages values of SSS from 1993 to 2009 are used in the present analysis. We refer the reader to Jouanno et al. (2013) for further details on the parameterization and some elements of validation,

including comparisons with surface and in-situ observations of temperature in the Gulf of Guinea.. In this study, we focus on the causes of salinification detected in the northeastern part of the Gulf of Guinea.

4.2.3. Salinity Budget

To investigate the processes of SSS variability at interannual time scales, as in Ferry and Reverdin (2004), we use a salinity budget in the ocean mixed layer. In the tropical Atlantic, this approach has been widely used to investigate the processes controlling the mixed-layer temperature at seasonal time scale (Peter et al. 2006).

Following Vialard et al. (2001), but applied to the salinity in the model, the model mixed-layer salinity evolution equation (Eq.1) can be written as follows:

$$\partial_t SSS = - \underbrace{\langle u \partial_x S + v \partial_y S \rangle}_{H \text{ ADV}} - \underbrace{\langle w \partial_z S \rangle}_{W \text{ ADV}} + \underbrace{D_l(S)}_{ZDF} + \underbrace{\frac{(k \partial_z S)_{z=h}}{h}}_{ZDF} - \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} (SSS - S_{z=h}) + \underbrace{\frac{(E - P - R) SSS}{h}}_{FWF} \quad (1)$$

with $\langle \bullet \rangle = \frac{1}{h} \int \bullet dz$ (2).

S is the model salinity, (u, v) the eastward and northward components of the horizontal velocity and w is the upward vertical velocity, $D_l(S)$ is the lateral diffusion operator, k is the vertical diffusion coefficient, h is the time varying mixed-layer depth, E is evaporation, P is precipitation and R is river runoff.

The terms in Eq.1 represent, from left to right, mixed-layer salinity tendency, horizontal advection (H ADV), vertical advection (W ADV), horizontal diffusion, vertical diffusion (ZDF) at the mixed-layer base, mixed-layer salinity tendency due to variation of the mixed-layer depth, and freshwater flux terms (FWF).

The mixed-layer salinity budget has been computed online to quantify precisely the contributions of the different processes to the mixed-layer salinity tendency. The mixed layer depth is defined by a density criterion (0.03 kg.m^{-3} , de Boyer Montégut et al. 2004), in order to take into account both temperature and salinity stratifications. As Foltz et al. (2004), we assume that mixed-layer salinity is very close to SSS. Therefore simulated mixed-layer salinity is compared to observed SSS to evaluate the model skill.

4.3. Results

4.3.1. Model validation

SSS annual means from observations and model are computed by averaging SSS on the model run period (1993-2009). The model reproduces correctly the annual mean observed SSS (Figures 4.2 a-b). South of 5°S , both model and observations show high values of SSS in the subtropical gyre due to intense evaporation in this region. Elsewhere, low SSS values are due to the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) along 5°N , or to major rivers runoffs near the west African coast: Niger and Congo around 5°N and 5°S respectively.

We analyzed the SSS seasonal cycle in the Gulf of Guinea. The model reproduces correctly the amplitude and phase of the mixed-layer salinity. In particular, in the northern part of the Gulf of Guinea, the use of an OGCM, which explicitly calculates vertical diffusion, allows to improve the comparison with observation compared to a simplified mixed-layer model as in Da-Allada et al. 2013, enlightening the important role of vertical diffusion in the Gulf of Guinea (not shown).

Observed and simulated five-year linear trends in SSS are compared in Figure 4.2 c-d over the 2002-2009 period. The model exhibits a large positive salinity trend in the basin with maximum values up to 0.8 psu occurring in the low salinity regions of the Gulf of Guinea, off the

Niger delta and along the equator (Figure 4.2d). Negative salinity trends are also found in small regions though. The observed map (Figure 4.2c) shows regions with negative trends (for example along the north coast of the Gulf of Guinea with trends around -0.2 psu) and positive trends, strong off the Niger delta (0.8 psu) and slightly positive at the equator. Both observations and model results show the largest increase in the same region in the Gulf of Guinea near the Niger delta (1°S-5°N, 6°-10°E). In this study, we will therefore focus our analysis on this region shown in Figure 4.2 c-d.

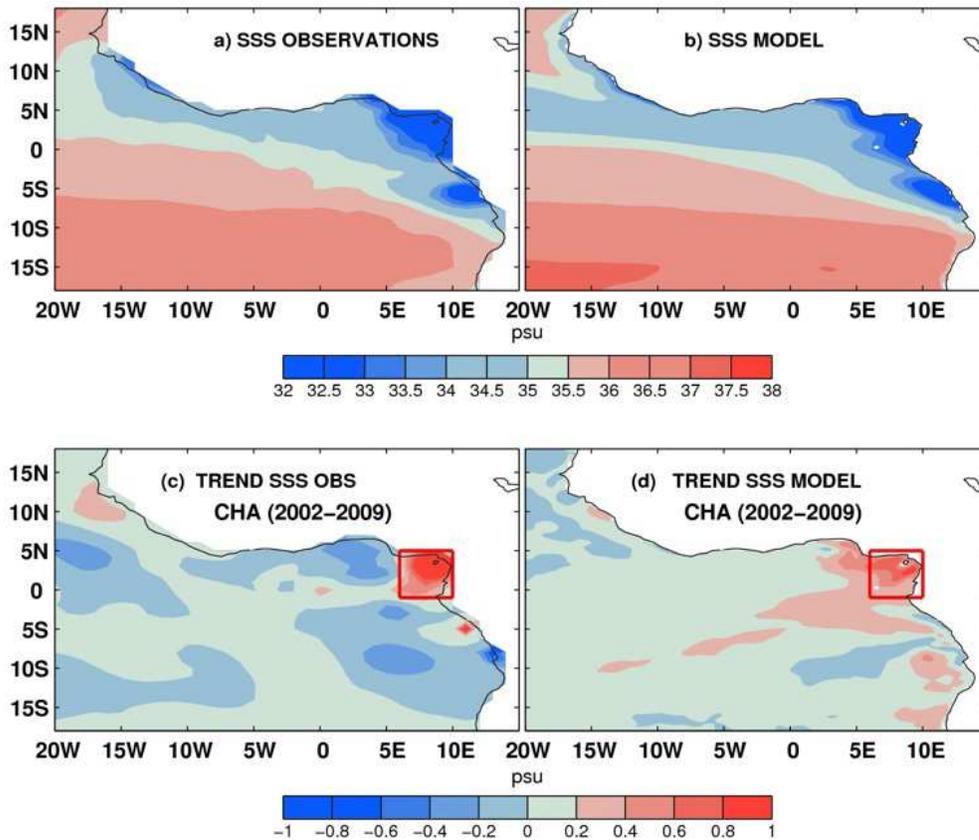


Figure 4.2 Annual mean sea surface salinity (SSS) for (a) observations and (b) model ; mean linear trend of SSS build from a 5-year running mean over the period 2002-2009 for (c) observations and (d) model.

The interannual SSS anomalies spatially averaged in the (1°S-5°N, 6°-10°E) box for the observations and model are shown in Figure 4.3a. Both time series present a relatively similar evolution and can be separated in two periods. The first period is characterized by no notable salinity trend in model or observations and is called period of reference, referred to as REF. The second period shows a rather large positive SSS trend in the recent years (around + 0.5psu from 2002 to 2009), both in model and observations and is referred to as CHA. Note also that Hosoda et al (2009), comparing SSS in the world ocean between the period 2003-2007 and the period 1960-1989, found positive salinity anomalies in the eastern part of the Gulf of Guinea (actually the largest in the tropical Atlantic, see their figure 1c), which is consistent with our findings. The agreement between the modeled and observed SSS suggests that the model can be used to investigate changes in the salt budget responsible for the SSS increase.

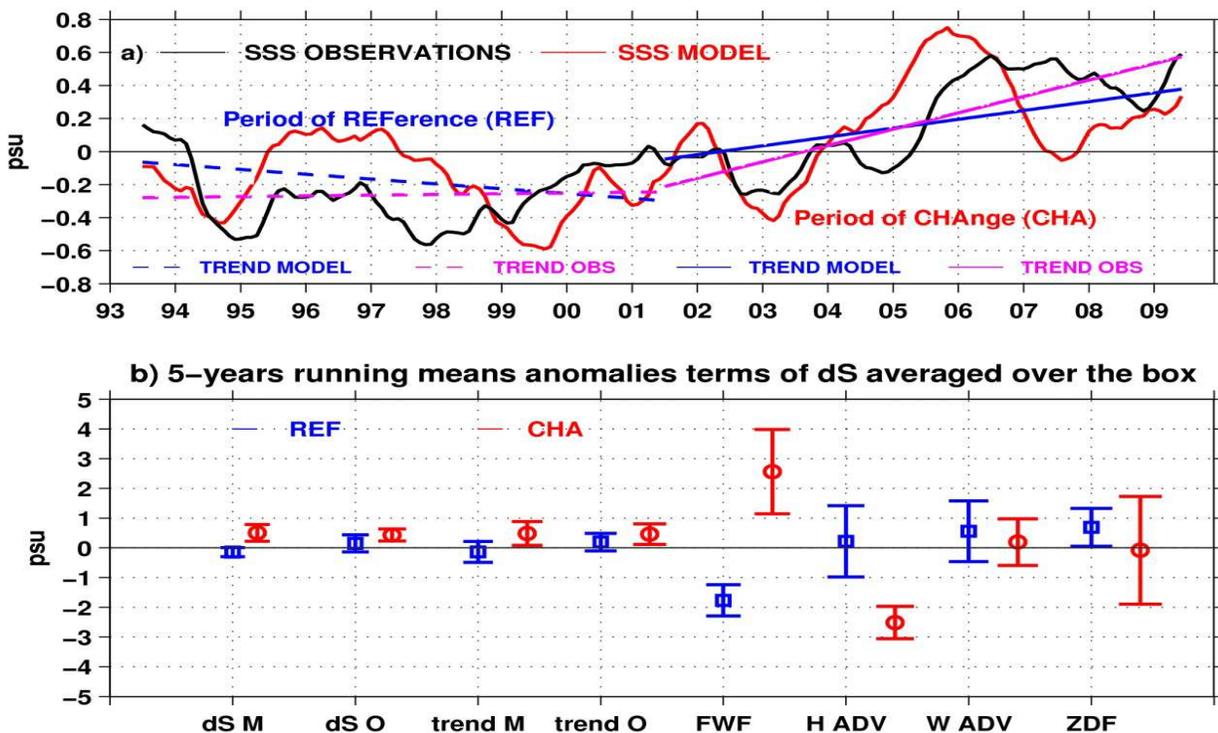


Figure 4.3 (a) time series of SSS interannual anomalies: Observations (black), model (red), model trend (dashed blue) and observation trend (dashed purple) for the period REF, and the

model trend (blue) and observation trend (purple) for the period CHA. Time series are averaged over the study box (1°S-5°N, 6°-10°E). The mean seasonal cycle is removed and a 1-year running mean is applied; (b) SSS changes and SSS trend in model and observation (respectively dS M, trend M, dS O and trend O), and model salt budget terms, averaged over the study box (FWF: freshwater fluxes; H ADV: horizontal advection; W ADV: vertical advection; ZDF: vertical diffusion). A 5- year running mean anomalies for the period of reference (REF) is in blue and the period of change (CHA) is in red. Units are psu.

4.3.2. Changes in salt budget

Following Alory and Meyers (2009), but applied to salinity, we compare the mean balance of the salt budget between the period of changes (CHA) and the stable period of reference (REF) to investigate changes in the salt budget. For the two different periods, we show in Figure 4.3b mean anomalies (and their standard deviation) of SSS changes (dS), linear trend of SSS (trend) both in model and observations and the model salt budget terms, computed using a five-year running window. The use of running mean allows us to compute a standard deviation for each term, which will help to identify salt budget terms that significantly changed.

SSS change and linear trend of SSS in the model are positive in the recent years (CHA) and confirm the SSS increase in this box, which is also detected in the observations (Figure 4.3b). In the model, we found that SSS significantly changed (at 95% level) in CHA compared to REF. To determine correctly the main mechanisms, which are responsible for the SSS change, we plotted salinity balance terms (Figure 4.3b). Horizontal diffusion and entrainment terms are negligible and not shown. We found that freshwater flux (FWF) and horizontal advection (H ADV) significantly changed (at 95% level). Freshwater flux was strongly negative during REF and it became strongly positive in the CHA, which can explain the SSS increase. The horizontal advection was slightly positive during REF period and it became strongly negative in CHA

period. Therefore, the horizontal advection contributes to SSS decrease and it tends to compensate the effect of the freshwater flux changes. Vertical advection (W ADV) and vertical diffusion (ZDF) also changed but not significantly.

4.3.3. Changes in freshwater flux

We found in the previous section that freshwater flux significantly changed and can explain the SSS increase. It includes three components: evaporation (E), precipitation (P) and runoff (R). We now try to identify the causes of this change. Model SSS increase in the model is not related to a change in river runoff as only climatological run-off is used. Moreover, the interannual variability of Niger runoff (build from altimetry using the method developed by Papa et al 2010), does not exhibit any significant changes in the period 2003-2009, except for a slight increase in 2009 (not shown).

Mean evaporation from ERA-Interim and from the model (computed through bulk formula) is presented in Figure 4.4a-b. High values of evaporation are found south of 5°S and low values elsewhere in the basin. Changes in evaporation between the period of changes (CHA) and the period of reference (REF) are shown in Figure 4.4d. Weak increase in evaporation is found in our selected region and south of equator. The mean contribution of evaporation (ES/H) in the salt budget is positive (around 18 psu/yr as shown in Figure 4.4e) with a pattern slightly different than evaporation itself due to spatial variations in the mixed layer depth (figure not shown). The changes in this term (ES/H) between the two periods CHA and REF show positive values (+1 psu ; Figure 4.4f) in our study area, which mean that changes in evaporation contributes only slightly to increase SSS in the recent years .

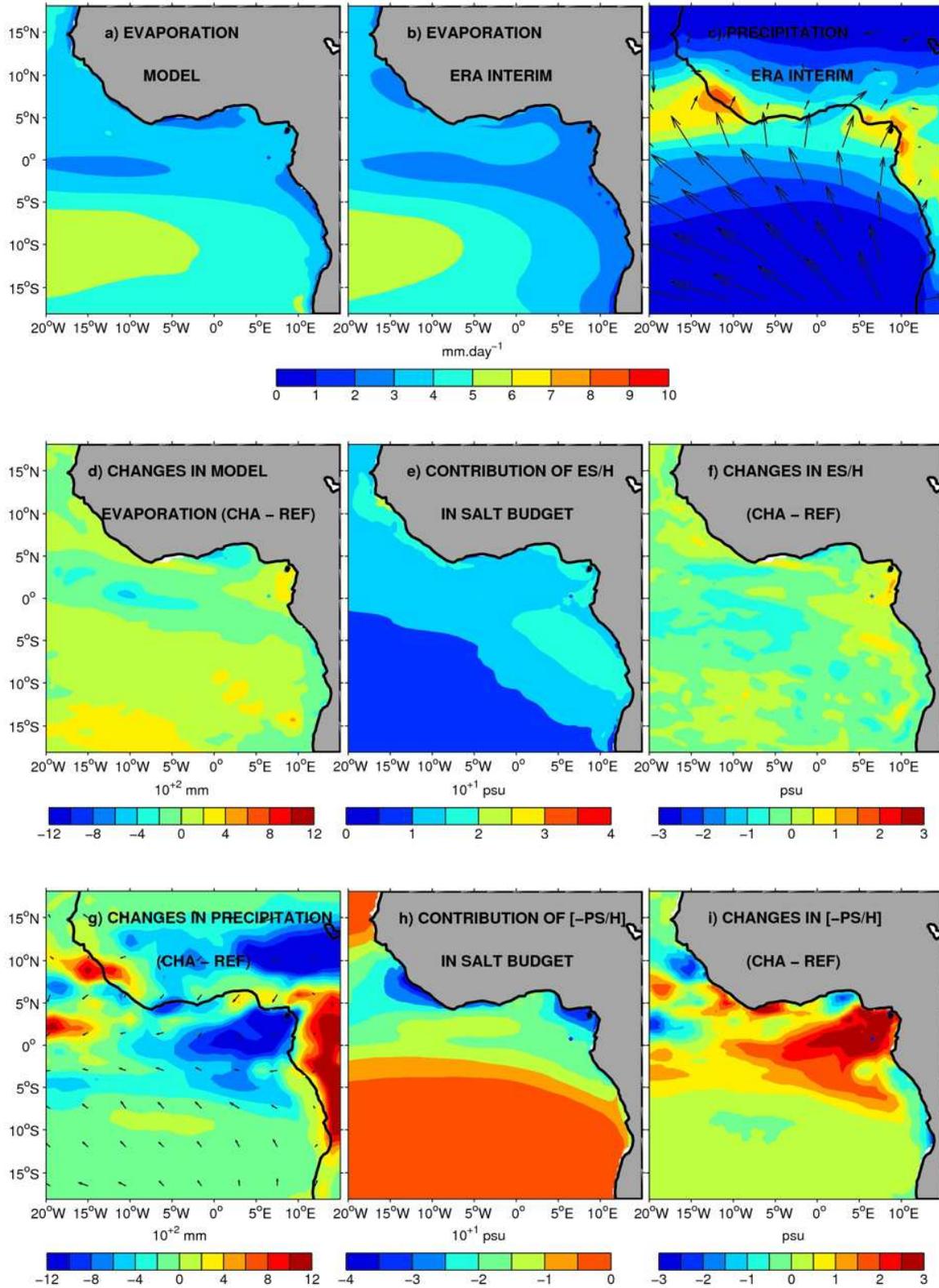


Figure 4.4 Annual mean for (a) model evaporation (in $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$), (b) ERA Interim evaporation (in $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$); (c) ERA Interim precipitation ((in $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$); (d) changes in model evaporation

(in mm); (e) annual mean contribution to the salt budget for ES/H (E evaporation, S salinity, H mixed layer depth) (in psu); (f) Changes in ES/H (in psu); (g) Changes in ERA-Interim precipitation (in mm); (h) annual mean contribution to the salt budget for $-PS/H$ (P precipitation) (in psu); (i) changes in $-PS/H$ (in psu). ES/H and PS/H are the contributions of evaporation and precipitation respectively to the salinity balance.

Changes are calculated between the period of change (CHA) and the period of reference (REF) build using a 5-year running window. Changes in precipitation and evaporation are calculated using cumulative values for each period. Wind vectors (c) and wind changes vectors (values multiplied by 5) (g) are in m/s.

ERA-Interim precipitation is maximum around $5^{\circ}N$ due to the ITCZ and weakens on either side of the ITCZ (Figure 4.4c). Changes in precipitation between the two periods show a large precipitation decrease in our study area. Precipitation changes on the ocean seem to be linked to precipitation changes on the continent, with deficit in precipitation around $10^{\circ}N$ and an increase of precipitation south of $5^{\circ}N$ along around $12^{\circ}E$ (Figures 4.4c and 4.4g). However, rainfall products are subject to uncertainties. We then compared ERA-Interim with GPCP product (Adler et al., 2003) based on observations. There are differences, especially on land, but both products present a decrease of precipitation in our region of study even though it is more pronounced in ERA-Interim. The higher-resolution TRMM satellite product (Adler et al., 2000) is limited to a shorter period that does not allow direct comparison between CHA and REF periods, but it shows a negative precipitation trend over 1998-2010 in the same region, which is consistent with changes in other products. Therefore we are confident in our results.

The mean contribution of precipitation ($-PS/H$) to the salt budget is negative (-30 psu/yr) with a spatial pattern very similar to precipitation itself (Figure 4h). The changes in this term

between the two periods show positive values in our study area (+3 psu), which means that the contribution of this term increases SSS in the salt budget.

To summarize this section, we conclude that in the recent years, in the Gulf of Guinea, off the Niger delta, precipitation decrease is the freshwater-flux dominant term and its contribution to the salt budget leads to SSS increase.

4.3.4. Changes in horizontal advection

As seen in Figure 4.3b the contribution of the horizontal advection to the salt budget off the Niger River delta significantly changed between the two periods, and tends to decrease SSS in the recent years, partly compensating the salinification effect of the freshwater fluxes. The mean horizontal advection also contributes to decrease SSS in the whole basin (Figure 4.5a). Changes in horizontal advection show positive or negative values depending on the regions (Figure 4.5b), but on average is negative in our box of study. This is mainly due to changes in zonal advection as changes in meridional advection contribute only slightly to SSS increase (not shown).

To identify whether changes in zonal currents or zonal SSS gradients are responsible for the changes in H ADV, we plotted the mean zonal current (Figure 4.5c), the mean zonal SSS gradient (Figure 4.5d), changes in zonal current (Figure 4.5e) and changes in zonal SSS gradient (Figure 4.5f). In the Gulf of Guinea, the mean zonal SSS gradient is mainly negative over the basin, as SSS weakens towards the African coast, and the mean current system is composed of the eastward Guinea Current (GC) along the northern coast of the Gulf of Guinea and the westward South Equatorial Current (SEC), with its two branches located on each side of the equator. The model suggests that the strength of both GC and SEC increased in the recent years. In the box, comparison between the two periods shows weakening eastward flow and

strengthening westward flow, in addition to mean negative SSS gradient. This contributes to the negative advection term, which partly compensates the freshwater flux contribution.

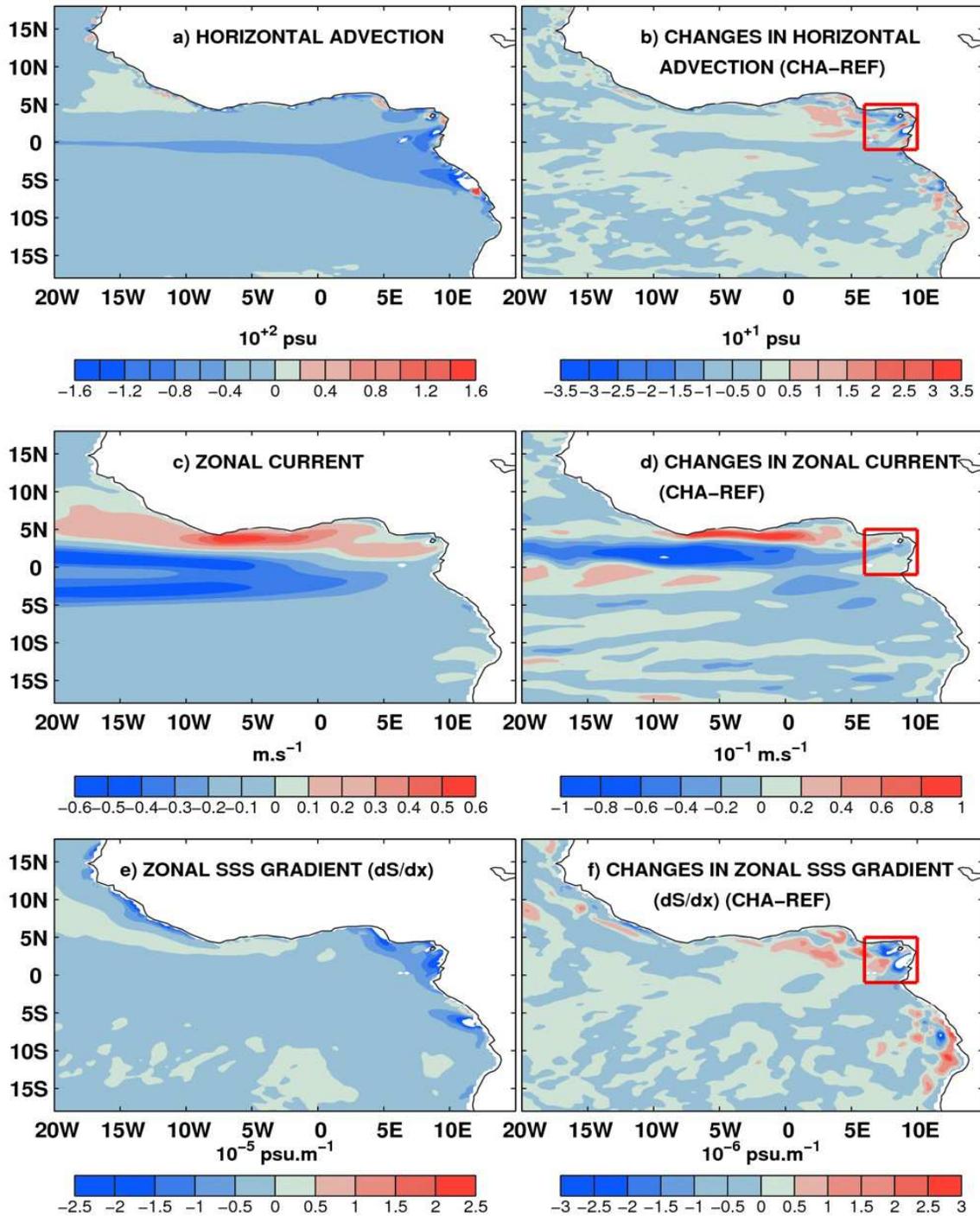


Figure 4.5 Horizontal advection annual mean (a) and changes (b) in psu; zonal current annual mean (c) and changes (d) in ms^{-1} ; zonal SSS gradient annual mean (e) and changes (f) in $psu.m^{-1}$.

Changes are the difference between the period of change (CHA) and the period of reference (REF) build using a 5-year running window.

4.4 Summary and discussion

We analyzed interannual variations of SSS using a regional numerical simulation and observations during the 1993-2009 period. Both model and observations have shown a positive linear trend of SSS since 2002 in the Gulf of Guinea, near the mouth of Niger River delta (1°S-5°N, 6°-10°E). We found that the interannual SSS anomalies spatially averaged in this region can be split into two periods: a period of reference (1993-2001) where SSS is stable and a period of change (2002-2009) where SSS shows a significant increase.

Simulated mixed-layer salinity budget is used to identify the changes in the salt budget by comparing the mean balance of the salt budget between the two periods. We found that SSS increases significantly in the model. In the salt budget, only freshwater flux and horizontal advection terms significantly changed. Freshwater flux was strongly positive in the recent years and explains the SSS increase. Horizontal advection is strongly negative in the recent years and acts to partially compensate the effect of freshwater flux. The rest of salt balance terms have not changed significantly. Horizontal diffusion and entrainment terms are negligible and are not shown in the study.

We investigate the causes of these significant changes in freshwater flux and horizontal advection. SSS increase is not related to changes in rivers runoff as we used climatological runoff in the simulation. Changes in freshwater flux are mainly due decreasing precipitation in the study region. These local changes in precipitation may be related to changes in continental precipitation in neighboring areas. Curry et al. (2003) and Grodsky et al. (2006), looking at the SSS differences between the sixties and the nineties at large scale, found that these two processes (evaporation and precipitation) also contributed to SSS increase in the tropical Atlantic. Both of

these contribute to increase salinity. In our study period, both changes in zonal current and in zonal SSS gradient lead to significant changes in horizontal advection. This effect dominates the ocean processes and tends to attenuate the effect of freshwater changes.

Grodsky et al. (2006) already noted a salinification in the Gulf of Guinea region, although smaller than the one we found, probably because they considered a larger region and longer period (1960-1999). These authors also noted a decadal variability in SSS in addition to salinity trend in this region, but in our study we cannot conclude if the analysed trend is part of a decadal signal of SSS or a signature of a longer-time trend. Interestingly, a global analysis also suggests that some of the largest increase in SSS over 1950-2008 is found in this region (Durack and Wijffels, 2010). While at large scales, the hydrological cycle is expected to strengthen in a warming climate and consequently decrease salinity in the wet tropics (Terray et al. 2012), the observed salinification in the Gulf of Guinea suggests that regional changes are driven by more complex processes. The recently available satellite products for SSS (SMOS, Aquarius) and tropical precipitation (Megha-Tropiques) associated with the recent increases of observations thanks to ARGO program in the Gulf of Guinea will be useful to better understand these processes.

Acknowledgments

The SSS observations data come from the French SSS observation service and are available at <http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss>. We acknowledge the provision of supercomputing facilities by the CICESE. We acknowledge the PIRATA Project and TAO Project Office at NOAA/PMEL for providing open access to PIRATA data. The regional configuration was set up in cooperation with the DRAKKAR project (<http://www.drakkar->

ocean.eu/). Special thanks are due to Fabien Durand and Frédéric Marin for interesting and fruitful discussions and Fabrice Papa for computing satellite derived Niger run-off in the recent years. C.Y. D-A would like to thanks the SCAC of the French Embassy in Cotonou, Bénin, and IRD for their support through PhD grants. The authors wish to thank TOTAL S.A. for supporting ICPMA where this work was completed.

CHAPITRE 5

SENSIBILITE DU GOLFE DE GUINEE A L'IMPACT DES FLEUVES

5.1 Introduction

Les chapitres précédents nous ont permis d'identifier et de comprendre les mécanismes qui gouvernent la variabilité de la salinité de surface dans le Golfe de Guinée. Dans ce chapitre, nous allons maintenant examiner le rôle potentiel des fleuves (runoff en anglais et dans la suite du texte) dans cette région du Golfe de Guinée. Pour cela, nous analyserons deux types de simulations obtenues à partir de l'OGCM utilisé dans les chapitres 3 et 4. La première simulation est celle dite de référence « REF » et la seconde réalisée spécialement pour cette étude est celle dite sans runoffs « NORUNOFF ». Les deux simulations sont réalisées pratiquement de la même façon, à la seule différence que dans la NORUNOFF, tous les runoffs du Golfe de Guinée sont mis à zéro (les flux d'eau douce associés sont donc annulés). On rappelle que la salinité et la température ne sont pas rappelées vers une climatologie dans ces simulations. L'océan dans ces deux simulations est donc libre de s'ajuster aux fluctuations imposées par l'annulation des runoffs. Ainsi, la différence de NORUNOFF et REF devrait donc nous renseigner sur les effets directs des runoffs aussi bien sur les structures de la salinité et de la température, que sur la profondeur de la couche de mélange et les courants de surface.

5.2 Impact des fleuves sur la salinité de surface

La simulation REF est celle déjà utilisée et validée dans la région du Golfe de Guinée dans les études précédentes. Nous allons donc comparer directement la SSS de la simulation NORUNOFF à celle de la simulation REF. La structure moyenne de la SSS de NORUNOFF représente assez bien la répartition spatiale de la SSS issue de REF mais présente des valeurs de SSS plus élevées que celles de REF comme on pouvait s'y attendre (Figure 5.1 a et b).

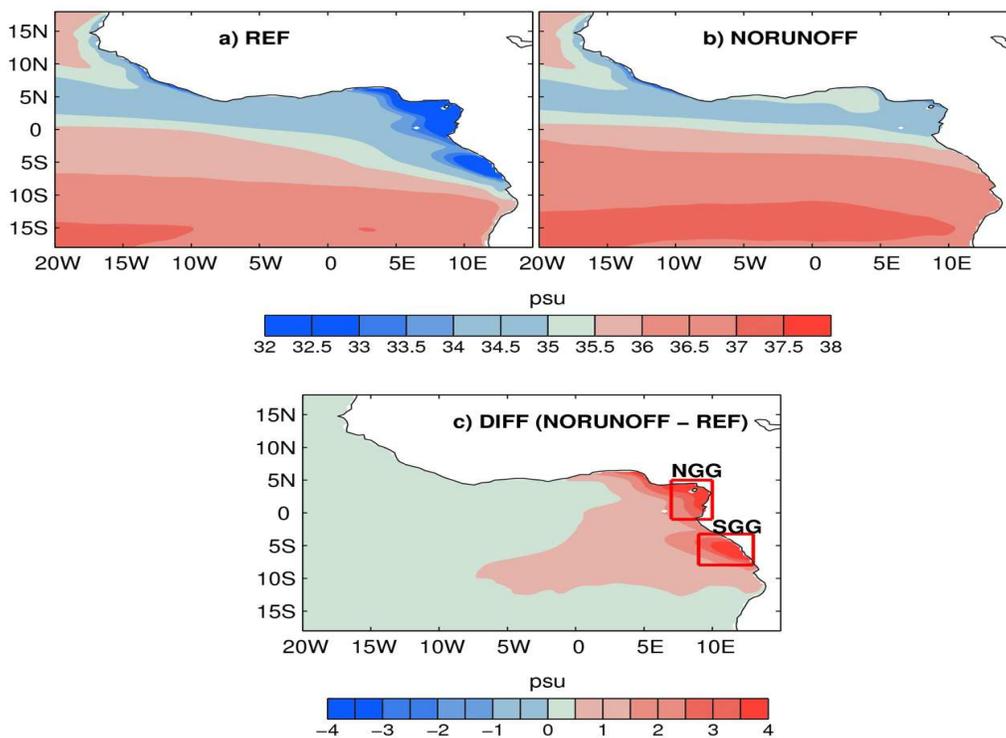


Figure 5.1. Moyenne climatologique (17 ans) de la salinité de surface a) simulation REF, b) simulation NORUNOFF et c) différence NORUNOFF- REF.

Pour mieux apprécier les zones qui expriment le maximum de sensibilité aux effets des runoffs dans notre région d'étude, nous avons réalisé la carte de différence de la SSS entre NORUNOFF et REF (Figure 5.1c). On s'aperçoit qu'effectivement la SSS de NORUNOFF surestime la SSS

issue de REF dans l'ensemble du bassin avec les différences les plus importantes observées au voisinage des fleuves les plus importants du Golfe de Guinée. Il s'agit du fleuve Niger dans la partie nord du Golfe de Guinée et du fleuve Congo dans sa partie sud. Ces régions montrent des écarts de SSS de plus de 3 psu. La zone de forte sensibilité (SSS > 0.5 psu) montre une extension vers le sud-ouest.

L'évolution mensuelle de la SSS sur toute la période de simulation (1993-2009) est montrée pour les deux régions affichant le maximum de sensibilité (Figure 5.2). Il s'agit, de la zone au nord du Golfe de Guinée (NGG, 1°S-5°N, 7°-10°E) qui englobe l'embouchure du fleuve Niger et celle au sud du Golfe de Guinée (SGG, 3°-8°S, 9°-13°E) qui prend en compte le fleuve Congo (Figure 5.1.c).

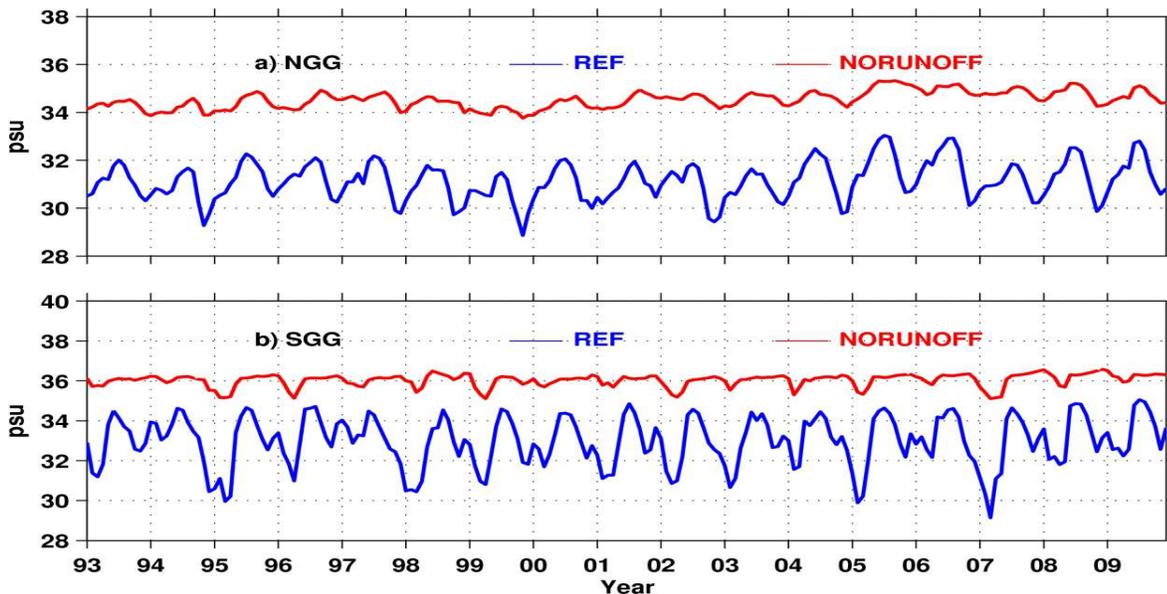


Figure .5.2 : Evolution mensuelle de la salinité de surface pour les deux simulations REF (bleu) et NORUNOFF (rouge) pour a) la région nord du Golfe de Guinée et b) la région sud du Golfe de Guinée.

On voit à travers cette figure 5.2 que, sans runoff, le pic saisonnier de la SSS reste à peu près au même mois pour nos deux régions d'étude. L'effet principal des runoffs est donc d'amplifier le signal de la SSS lié aux précipitations et courants mais introduit peu de déphasage.

5.3 Impact des fleuves sur la température de surface de la mer

La température de surface de la mer de la simulation REF (Figure 5.3a) ne montre pas une grande différence par rapport à celle de la simulation NORUNOFF (Figure 5.3b). Comme le confirme la figure 5.3 c, on note très peu de différence entre la SST de REF et celle de NORUNOFF sauf au voisinage des fleuves Niger et Congo, où on note les écarts de SST positifs les plus robustes ($> + 0.4^{\circ}\text{C}$) et des anomalies négatives de la SST le long de la côte nord du Golfe de Guinée ($< - 0.5^{\circ}\text{C}$) centrée vers 5°N , 2°E . Ces effets des runoffs sur la SST étaient difficilement prévisibles. La présence des fleuves devrait entraîner une augmentation de la stratification en aval et donc une concentration des flux de chaleur près de la surface, ce qui pourrait conduire à une augmentation de la SST, à l'inverse de ce qui est observé. Le fort refroidissement de la SST observé, le long de la côte nord du Golfe de Guinée n'était pas attendu et est difficile à expliquer. Il pourrait être lié au transport d'anomalies liées aux runoffs par les courants moyens.

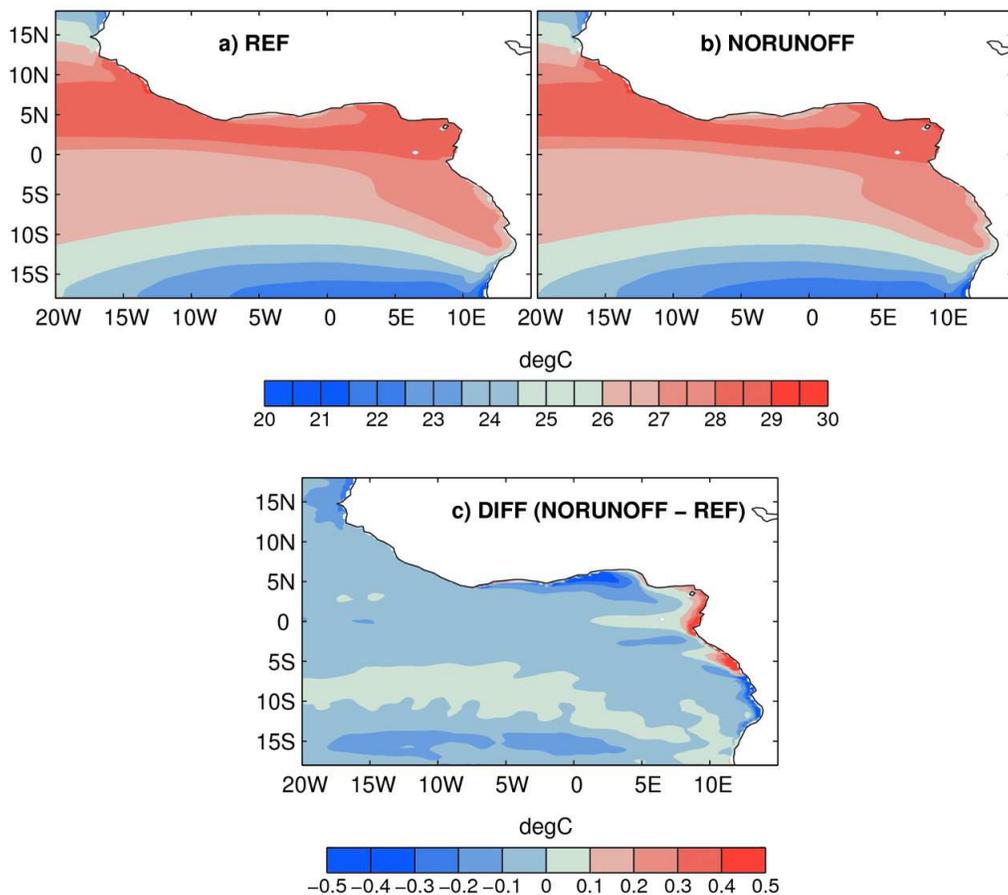


Figure 5.3. Moyenne climatologique (17 ans) de la température de surface pour la simulation a) REF, b) NORUNOFF et c) différence NORUNOFF- REF.

L'évolution mensuelle de la SST au cours des années 1993-2009 dans nos deux régions NGG et SGG définie précédemment pour les deux simulations (REF et NORUNOFF) ne montre pas l'impact des fleuves sur la SST (Figure 5.4). Ceci est simplement du au fait que l'effet de la SST observée est beaucoup plus concentré sur quelques points très côtiers et donc nos deux régions d'étude semblent trop grandes pour voir l'effet de ces runoffs sur la SST. Néanmoins, pour une meilleure appréciation de l'impact des runoffs sur les différents paramètres, nous

garderons ces deux régions pour toute cette étude. Retenons globalement que l'effet des runoffs sur la SST n'est pas aussi fort que la SSS.

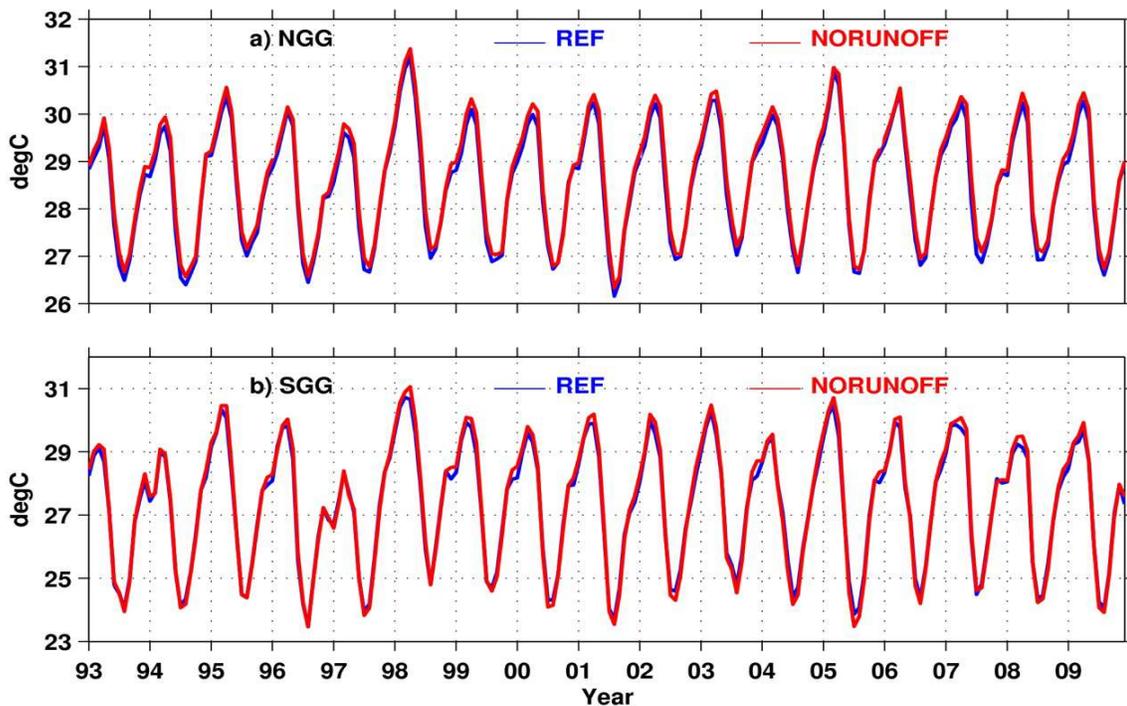


Figure 5.4 : Evolution mensuelle de la température de surface (°C) pour les deux simulations REF (bleu) et NORUNOFF (rouge) pour la région a) nord du Golfe de Guinée et b) sud du Golfe de Guinée.

5.4 Impact des fleuves sur la profondeur de la couche de mélange

La profondeur de la couche de mélange pour les simulations REF et NORUNOFF ainsi que leur différence sont présentées sur la figure 5.5. On observe, l'approfondissement de la couche de mélange dans le fond du Golfe de Guinée

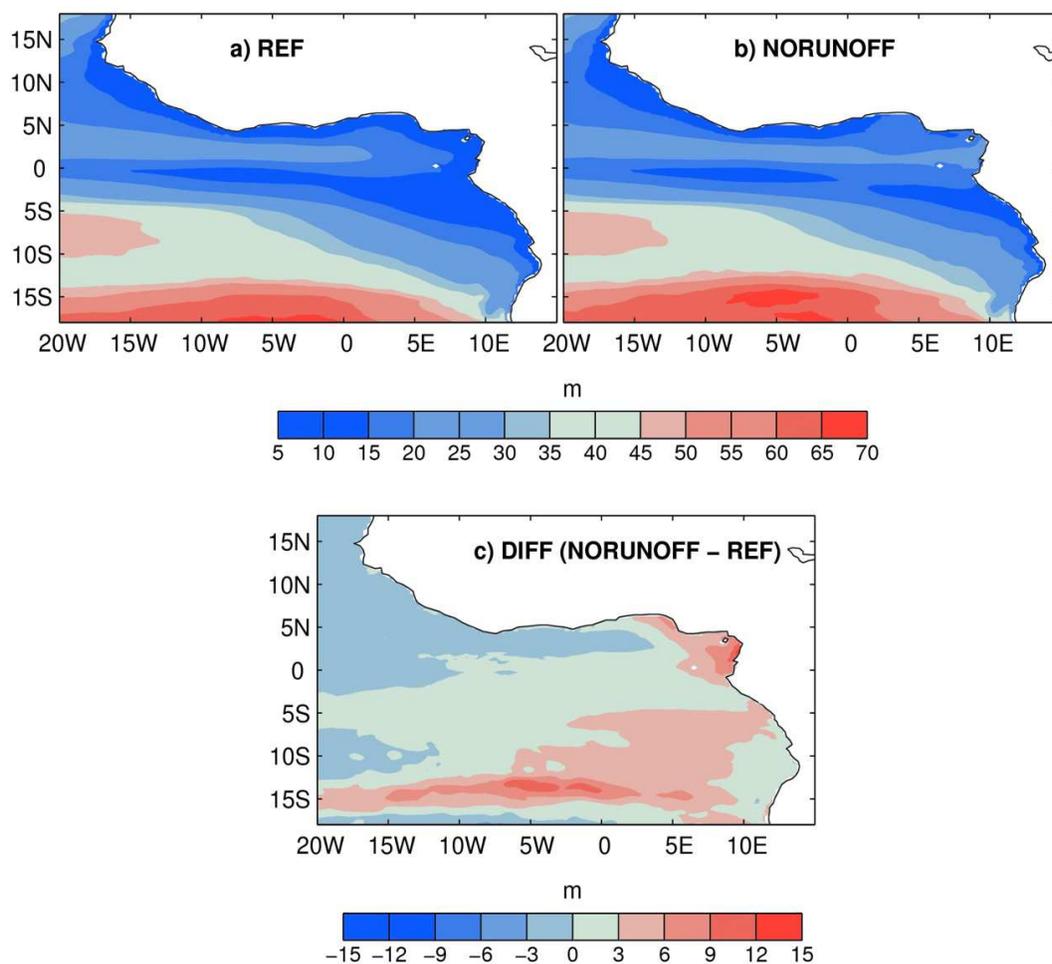


Figure 5.5. Moyenne climatologique (17 ans) de la profondeur de la couche de mélange (en mètre) pour la simulation a) REF, b) NORUNOFF et c) différence NORUNOFF- REF au niveau de l’embouchure des fleuves Niger et Congo car la présence des fleuves augmente la stratification près de la surface et donc la MLD diminue. On observe également vers 15°S, une importante augmentation de la MLD en absence de runoffs. Cet effet des runoffs sur la MLD est plus important dans la région NGG que dans la région SGG (Figure 5.6).

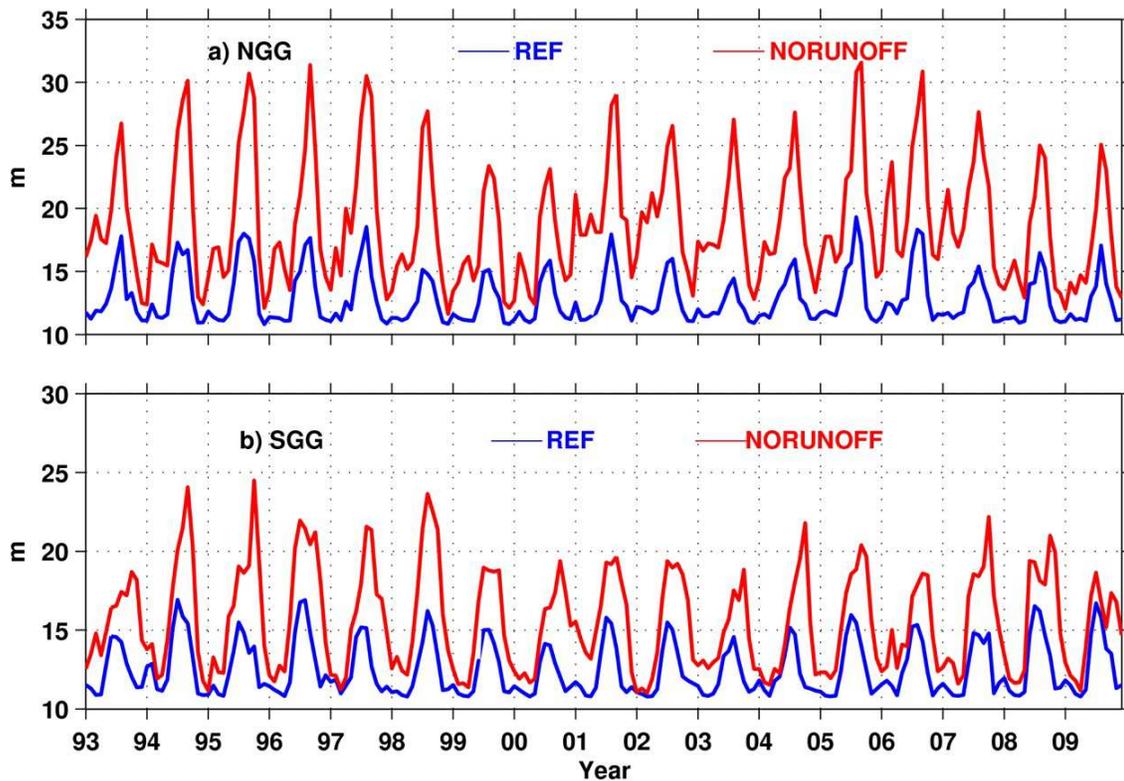


Figure 5.6 : Evolution mensuelle de la profondeur de la couche de mélange (en mètres) pour les deux simulations REF (bleu) et NORUNOFF (rouge) pour la région a) nord du Golfe de Guinée et b) sud du Golfe de Guinée.

5.5 Impact des fleuves sur les courants de surface

Les principaux courants de surface du Golfe de Guinée sont représentés pour les deux simulations sur la figure 5.7 a et b. Ces courants de surface sont déjà validés dans le chapitre 3 de ce manuscrit de thèse. Nous comparons donc directement la carte de différence des deux

simulations. On constate globalement qu'en absence des runoffs, le Courant de Guinée se trouve légèrement renforcé dans le fond du Golfe de Guinée et on note un ralentissement des branches Nord et Sud du courant sud équatorial (Figure 5.7) dans la bande tropicale (1°N-6°S).

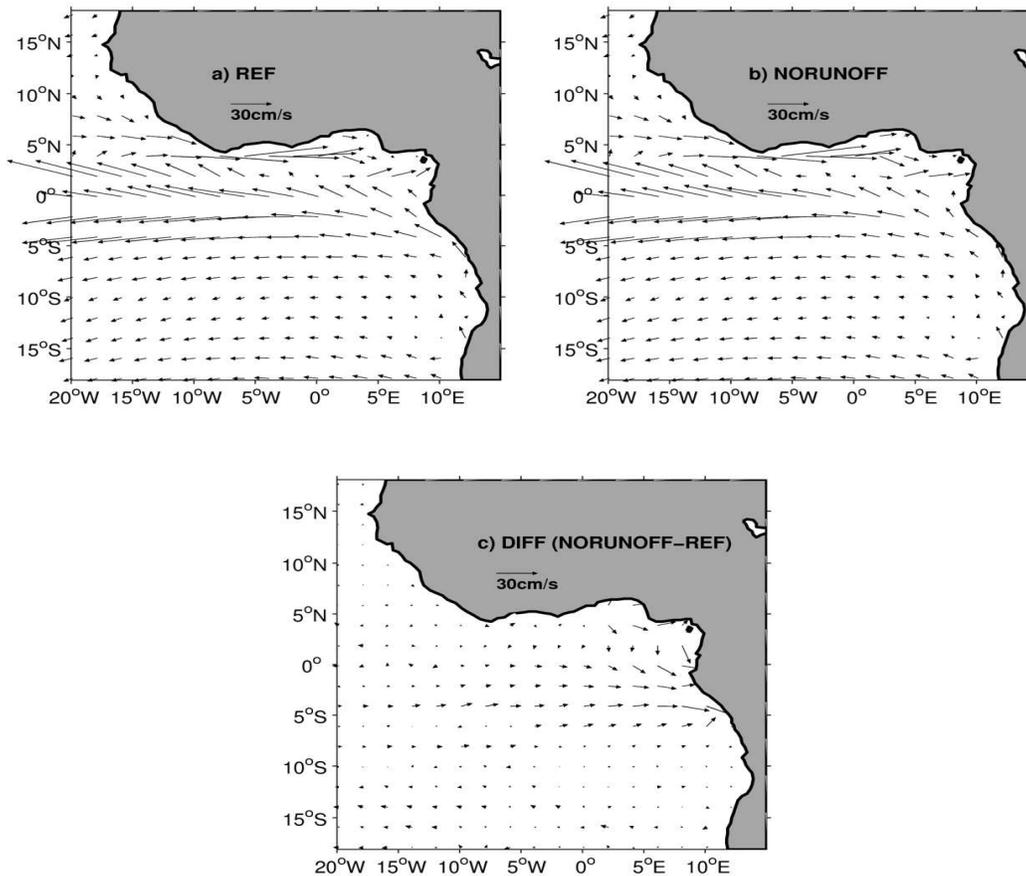


Figure 5.7. Moyenne climatologique (17 ans) des courants de surface pour la simulation a) REF, b) NORUNOFF et c) différence NORUNOFF- REF

Cet affaiblissement est important au sud de l'équateur entre 5°W-10°E. Ces résultats montrent donc que la dynamique du Golfe de Guinée est sensible aux effets des runoffs. Cette sensibilité peut être expliquée par le fait qu'en modifiant la salinité et la température (en absence des

runoffs), ces flux d'eau douce liés aux runoffs peuvent modifier la densité (donc ses gradients) et altérer ainsi la composante géostrophique de ces courants.

5.6 Conclusion

Dans le but d'analyser le rôle potentiel des fleuves dans le Golfe de Guinée, nous avons utilisée une simulation test. Il s'agit de la simulation dans laquelle tous les fleuves du Golfe de Guinée sont mis à zéro et que nous appelons NORUNOFF. Cette simulation a été comparée à celle de référence appelée REF dans laquelle ces fleuves sont prescrits. Ces simulations couvrent la période 1993-2009 et sont obtenues avec l'OGCM utilisé dans les chapitres précédents. La simulation de référence (REF) est celle qui a déjà fait l'objet d'étude dans ces chapitres précédents.

Cette étude préliminaire de l'impact des fleuves montre qu'en leur absence, la SSS augmente dans le Golfe de Guinée. Les régions de sensibilité maximale de la SSS sont situées au voisinage des grands fleuves de la région, à savoir le Congo et le Niger. L'écart moyen maximal de la SSS aux voisinages de ces grands fleuves est de près de +4 psu entre les 2 simulations. L'évolution mensuelle de la SSS dans ces deux régions de maximum de sensibilité, l'une au nord du Golfe de Guinée (NGG) au voisinage du fleuve Niger et l'autre au sud du Golfe de Guinée (SGG) dans la zone du fleuve Congo, nous a permis de nous rendre compte que le pic saisonnier de la SSS était toujours pratiquement au même mois et que les fleuves introduisent donc peu de déphasage. Le principal effet des fleuves est d'amplifier le signal saisonnier et surtout interannuel de la SSS que les précipitations et la circulation océanique peuvent générer seuls. L'effet des fleuves s'est fait aussi ressentir sur la SST. En absence des fleuves, la SST moyenne a augmenté

au niveau de l'embouchures des fleuves Niger et Congo avec un écart maximal de 0.5 °C. Cette augmentation de la SST est seulement visible en quelques points côtiers au large de ces fleuves. On note aussi un refroidissement de la SST (-0.5°C) le long de la côte nord du Golfe de Guinée. L'impact des fleuves sur la SST est beaucoup plus faible que celui de la SSS. Les régions NGG et SGG étant plus grandes que l'extension de l'impact des fleuves sur la SST, nous n'avons pas observé dans ces régions une différence notable entre la SST de la simulation REF et celle issue de la simulation NORUNOFF. Nous avons aussi noté un approfondissement de la couche de mélange en absence des fleuves, et beaucoup plus marqué dans la région NGG que dans celle de SGG. Enfin, cette étude montre aussi la sensibilité des courants de surface à l'impact des fleuves. Il s'agit principalement, en absence des fleuves, d'un renforcement du Courant de Guinée et d'un affaiblissement important des deux branches du Courant Sud Equatorial au large de l'embouchure du Congo.

CHAPITRE 6

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les objectifs principaux de cette étude étaient d'étudier la variabilité de la salinité de surface dans l'océan Atlantique tropical, avec un focus particulier sur la région du Golfe de Guinée aux échelles de temps saisonnières et interannuelles. Pour cela, nous utilisons à la fois des produits d'observations et les résultats de simulations numériques.

Nous avons développé un modèle bidimensionnel d'évolution de la salinité de couche de mélange sur tout le bassin Atlantique tropical pour l'étude de la variabilité saisonnière de la SSS. Le modèle repose sur l'équation de la salinité de la couche de mélange, dans laquelle on prescrit presque toutes les variables de l'équation à l'exception de la SSS que lui-même génère. A l'exception de la diffusion verticale, tous les termes du bilan de sel, à savoir les flux d'eau douce, l'advection horizontale, l'entraînement et la diffusion horizontale, sont pris en compte. La grille du modèle est fixée à 1° en longitude et latitude et correspond à la résolution spatiale commune aux observations disponibles. La simplicité de ce modèle nous a permis de faire des tests de sensibilité sur les produits de forçages disponibles, notamment les flux d'eau douce et les courants de surface. Ces tests nous ont permis de conclure que le bilan de sel dans la couche de mélange est plus sensible aux courants qu'aux flux d'eau douce et de sélectionner les produits les plus appropriés pour optimiser les bilans de sel, à savoir le produit ERA-intérim pour les flux d'eau douce et les courants drifters pour le produit de courant de surface, qui sont donc a priori les produits les plus réalistes dans notre région d'étude.

Le produit de SSS qui nous sert de référence pour valider les résultats de notre modèle est le nouveau produit de SSS élaboré au LEGOS/OMP qui prend en compte la plupart des observations de SSS disponibles dans ce bassin et en particulier l'apport considérable des flotteurs ARGO. On note un bon accord entre la SSS simulée et celle des observations en moyenne annuelle hormis quelques petites différences notables à l'est du bassin. La densité et la qualité des observations disponibles jusqu'à présent nous ont permis donc d'approcher le bilan de sel dans la couche de mélange en tout point du bassin. De façon synthétique, on note qu'à part la diffusion horizontale qui est négligeable, tous les termes du bilan de sel sont importants pour décrire son état moyen.

L'étude de la variabilité saisonnière de la SSS a été faite dans cinq différentes régions océaniques où on note une variabilité importante de la SSS en se basant sur son écart type. Le cycle saisonnier de la SSS simulée dans chacune de ces régions et leurs termes de tendances présente un accord satisfaisant avec celles des observations excepté dans la région du Golfe de Guinée. Ce qui indique que dans cette région, le modèle de couche de mélange atteint ses limites. Le terme de diffusion verticale, non pris en compte, pourrait jouer ici un rôle important dans le bilan de sel. En effet, Jouanno et al. (2011a) ont montré que ce terme est important en bilan de chaleur dans cette région du Golfe de Guinée. Les processus gouvernant l'évolution saisonnière de la SSS ont été étudiés et il ressort qu'à l'ouest de l'océan Atlantique tropical, le bilan de sel est contrôlé par l'advection horizontale, l'entraînement et les flux d'eau douce. Au centre du bassin, le cycle saisonnier de la SSS est essentiellement dominé par les flux d'eau douce. Au nord-est du bassin Atlantique tropical, ce sont les flux d'eau douce (comme dans les deux régions précédentes) et l'advection horizontale qui sont essentiels pour expliquer la variabilité saisonnière de la SSS de cette région. Dans la région du Golfe de Guinée, là où le modèle n'arrive pas à bien reproduire le cycle saisonnier de la SSS et dans la région du Congo, les termes d'advection

horizontale, du flux d'eau douce et de l'entraînement expliquent toutefois une bonne partie de la variabilité de la SSS. Le terme de flux d'eau douce ne joue pas un grand rôle dans ces deux régions. Notons que c'est seulement dans ces deux régions qu'on note une contribution importante du terme d'entraînement au bilan de sel comparativement aux régions à l'ouest, au centre et au nord-est du bassin Atlantique tropical avec une contribution maximale de ce terme au mois de mai.

Ce modèle, étant fortement contraint par les observations disponibles uniquement sous forme de produits climatologiques pour certains paramètres, ne permet pas d'accéder à l'étude de la variabilité de la SSS aux échelles de temps interannuelles. Aussi, dans le souci d'une part d'améliorer notre connaissance de la SSS dans la région du Golfe de Guinée, notamment en mettant en exergue le rôle clé que joue la diffusion verticale et d'autre part dans le but de déterminer les processus qui pilotent la variabilité interannuelle de la SSS dans cette région, nous avons fait appel à un modèle océanique de circulation générale, qui résout le terme de diffusion verticale avec une physique élaborée. Le modèle reproduit correctement l'état moyen de la SSS observée. Nous nous intéressons dans la suite de l'étude aux deux régions spécifiques du Golfe de Guinée qui montrent une variabilité importante de la SSS, comme dans l'étude précédente avec le modèle de couche de mélange, mais en ajoutant la région équatoriale du Golfe de Guinée, qui a aussi une variabilité de SSS non négligeable. La prise en compte de la diffusion verticale, en utilisant un OGCM, a permis d'obtenir un cycle saisonnier de SSS comparable à celui des observations dans ces différentes régions. Dans la région au nord du Golfe de Guinée, en particulier, où le modèle de couche de mélange a eu des difficultés à reproduire la variabilité saisonnière de la SSS, l'OGCM reproduit la phase et l'amplitude du cycle saisonnier de la SSS observée. Les variations de SSS dans ces régions sont dues à un équilibre entre les processus de subsurface (advection vertical et mélange vertical) qui augmentent la SSS et l'advection

horizontale qui diminue la SSS, car la contribution des flux d'eau douce est faible dans ces régions et les termes d'entraînement et de diffusion horizontale ont une contribution négligeable. Comme le suggère notre étude avec le modèle de couche de mélange (Da-Allada et al., 2013a), la diffusion verticale est donc un terme important du bilan de sel dans la région du Golfe de Guinée, ce qui a été aussi confirmé par l'étude de Berger et al., (2013). Ce terme montre sa contribution maximale en Mai comme en bilan de chaleur (Jouanno et al., 2011a), au moment du fort refroidissement de la région. La diffusion verticale est un terme important à la fois au bilan de sel et de chaleur.

A l'échelle interannuelle, les anomalies de SSS observées dans la région du Golfe de Guinée au cours des années 1993-2009 s'expliquent par des changements dans les processus océaniques et /ou atmosphériques. Dans les régions au nord et à l'équateur du Golfe de Guinée, ces anomalies de SSS s'expliquent par des changements dans les flux d'eau douce et les termes d'advection et diffusion verticale. Contrairement au cycle saisonnier où la contribution des flux d'eau douce à la variabilité de la SSS est faible, ces flux d'eau douce jouent un rôle important à la variabilité interannuelle de la SSS. Dans la région au sud du Golfe de Guinée, les flux d'eau douce sont faibles et ne jouent pas un grand rôle dans la variabilité interannuelle de la SSS comme dans les régions situées au nord et à l'équateur du Golfe de Guinée. Seuls les changements dans les processus océaniques (advection et diffusion verticale) peuvent expliquer les changements de SSS observés. La simulation qui a servi à l'étude du cycle interannuel de la SSS a été réalisée avec des débits saisonniers. Toutefois, Berger et al., (2013) montrent que les débits interannuels des fleuves jouent peu sur la variabilité de la SSS. Ainsi, les changements observés dans les flux d'eau douce sont uniquement dus aux changements dans l'évaporation et dans les précipitations puisqu'on utilise que des débits saisonniers des fleuves dans cette simulation. Les causes des changements dans les processus océaniques semblent plus

compliquées à comprendre car pas directement liées aux changements du forçage local. Nous n'avons pas pu établir un lien direct avec les changements dans le vent local et ces processus océaniques. Nous pensons qu'il est nécessaire de regarder les changements dans le forçage atmosphérique à l'échelle du bassin Atlantique afin de comprendre ces changements dans les processus océaniques.

L'étude de la variabilité interannuelle de la SSS dans la région du Golfe de Guinée montre une augmentation de la SSS, particulièrement dans la région de la Baie du Biafra au nord-est du Golfe de Guinée. Cette salinisation est présente aussi bien dans les observations que dans le modèle au cours de la période 2002-2009. Comme la simulation utilisée a été réalisée avec les débits saisonniers, on ne s'attend pas à ce que cette augmentation de la SSS soit liée à un changement dans les débits des fleuves, notamment le fleuve Niger, le plus important au nord dans cette région. Néanmoins, nous avons regardé, la variabilité interannuelle du débit du Niger au cours des années de la salinisation et on remarque une légère augmentation de son débit. Ceci confirme bien que les changements du débit de Niger ne sont pas responsables de l'augmentation de la SSS qu'on observe dans cette région. Une analyse basée sur la comparaison du bilan de sel de la couche de mélange entre la période récente (2002-2009) de salinisation et celle précédente (1993-2001) où la SSS reste stable a permis de noter des changements significatifs dans le budget de sel. Les flux d'eau douce ont changé significativement et sont responsable de l'augmentation de la SSS. Ces changements dans les flux atmosphériques dans cette région s'expliquent par une baisse importante des pluies et une légère augmentation de l'évaporation. L'advection zonale a changé significativement aussi à cause des changements dans le courant zonal et le gradient zonal de SSS et tend à diminuer l'effet de l'augmentation de la SSS due aux flux d'eau douce.

Une étude préliminaire sur la sensibilité du Golfe de Guinée à l'impact des fleuves réalisée avec une simulation spéciale dans laquelle tous les fleuves du Golfe de Guinée sont mis à

zéro, nous a permis de voir jusqu'où vont l'impact des fleuves et les régions de grande sensibilité de la SSS situées au voisinage des grands fleuves de la région à savoir le fleuve Niger au nord et le fleuve Congo au sud du Golfe de Guinée. On enregistre des écarts moyens de près de + 4 psu au voisinage de ces deux grands fleuves. L'évolution mensuelle de la SSS dans ces deux régions de maximum de sensibilité montre que les fleuves ont pour rôle principal d'amplifier le signal de la SSS que les pluies et les courants océaniques peuvent générer tous seuls. On a vu aussi que la présence des fleuves réduit la profondeur de la couche de mélange de ces deux régions. En absence des fleuves, nous avons remarqué une légère augmentation de la SST moyenne de près de +0.5°C dans ces deux régions au niveau de l'embouchure de ces deux fleuves et un refroidissement de la SST (-0.5°C) le long de la côte nord du Golfe de Guinée. Au niveau des courants de surface, en absence des fleuves on a un ralentissement important des deux branches du courant sud équatorial autour de l'embouchure du fleuve Congo et un léger renforcement du courant de Guinée.

Les données de SSS des satellites SMOS et Aquarius et les données de précipitation du satellite Megha-Tropiques récemment disponibles permettront d'améliorer notre compréhension des mécanismes de la variabilité saisonnière de la SSS et à la longue sa variabilité interannuelle. SMOS semble bien restituer la salinité au niveau des embouchures des fleuves Congo et Niger. Les données SMOS pourront donc servir à comprendre les fluctuations de ces débits fluviaux. Il sera nécessaire de quantifier l'apport des nouvelles données Megha-Tropiques en étudiant la sensibilité du modèle de couche de mélange utilisé dans cette étude à ce flux de forçage, en analysant, en particulier, le bénéfice apporté par l'échantillonnage du satellite. Les processus verticaux, à savoir le mélange vertical et l'advection verticale, présentent un cycle semi annuel bien marqué au nord et au sud de la région du Golfe de Guinée qui ne semble pas lié à un changement du vent local. Comment peut-on alors expliquer ce cycle semi annuel observé sur ces

deux termes du bilan de sel (mélange vertical et advection vertical) dans cette région? Les changements observés dans les processus océaniques à l'échelle interannuelle semblent également ne pas être directement liés aux changements du vent local mais probablement dû à des changements dans le forçage atmosphérique à l'échelle du bassin Atlantique et à des processus lointains. Quelles sont donc les causes réelles de ces changements dans les processus océaniques à l'échelle interannuelle dans le Golfe de Guinée? Les ondes équatoriales ont-elles un rôle dans ce processus ? Les changements observés dans la SST en absence des fleuves restent à élucider. Quels sont les mécanismes responsables de ces changements de SST ? La barrière de sel a été mise en évidence dans la partie ouest du bassin (Pailler et al 1999) et même dans la partie est du bassin (Bernard Boulès, communication personnelle) ; il nous semble donc important de regarder plus en détails ces processus dans la région du Golfe de Guinée. Une étude sur les tendances de la SSS avec l'OGCM serait aussi utile dans la partie ouest du bassin, notamment dans la zone de l'embouchure de l'Amazone afin de voir si on assiste aussi à une salinisation au cours de ces dernières années.

Jouanno et al (2013) ont montré l'importance de la variabilité intra-saisonnière sur le bilan de chaleur dans le Golfe de Guinée. Nous n'avons pas pu aborder l'étude de la variabilité intra saisonnière de la SSS mais la question reste ouverte de savoir si les mêmes mécanismes pilotent la variabilité de la SSS à l'échelle intra-saisonnière dans le Golfe de Guinée?

Enfin, récemment, le mouillage situé à 6°S, 8°E vient d'être déployé à nouveau lors de la dernière campagne PIRATA FR23 au large de l'embouchure du fleuve Congo, dans la perspective du projet européen PREFACE (Enhancing **PRE**diction o**F** Tropical Atlantic **CL**imat**E** and its impacts). L'apport des observations de ce mouillage va permettre de revisiter le bilan de sel (et même celui du bilan de chaleur) dans cette région où la densité des observations reste faible afin de bien valider nos résultats précédemment obtenus. Toutes ces questions restent ou se

pose à la suite du travail que j'ai exposé dans ce mémoire.

ANNEXE

DERIVATION DE L'EQUATION DE LA SSS

Par définition, on a :

$$SSS = \frac{1}{h(x, y, t)} \int_{-h(x, y, t)}^0 S(x, y, z, t) dz$$

où $h(x, y, t)$ est la profondeur de la couche de mélange

Alors, on a :

$$\begin{aligned} \frac{\partial(SSS)}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{h(x, y, t)} \int_{-h(x, y, t)}^0 S(x, y, z, t) dz \right) \\ \frac{\partial(SSS)}{\partial t} &= \underbrace{\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{h(x, y, t)} \right)}_I \cdot \int_{-h(x, y, t)}^0 S(x, y, z, t) dz \\ &\quad + \underbrace{\frac{1}{h(x, y, t)} \cdot \frac{\partial}{\partial t} \left(\int_{-h(x, y, t)}^0 S(x, y, z, t) dz \right)}_{II} \end{aligned}$$

Or:

$$II = \frac{1}{h(x, y, t)} \left[-\frac{\partial}{\partial t} (-h(x, y, t)) \cdot S(x, y, -h(x, y, t), t) + \int_{-h(x, y, t)}^0 \frac{\partial S(x, y, z, t)}{\partial t} dz \right]$$

en utilisant le théorème de Leibnitz (dérivée d'une intégrale à bornes variables) suivant :

$$\frac{d}{dt} \int_{a(t)}^{b(t)} F(z, t) dz = \frac{db(t)}{dt} F(b(t), t) - \frac{da(t)}{dt} F(a(t), t) + \int_{a(t)}^{b(t)} \frac{\partial}{\partial t} F(z, t) dz$$

Donc, on a :

$$\begin{aligned} \frac{\partial(SSS)}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{h(x, y, t)} \right) \cdot \int_{-h(x, y, t)}^0 S(x, y, z, t) dz \\ &\quad + \frac{1}{h(x, y, t)} \cdot \frac{\partial h(x, y, t)}{\partial t} \cdot S(x, y, -h(x, y, t), t) \\ &\quad + \frac{1}{h(x, y, t)} \int_{-h(x, y, t)}^0 \frac{\partial S(x, y, z, t)}{\partial t} dz \end{aligned}$$

Soit :

$$\frac{\partial(SSS)}{\partial t} = -\frac{1}{h^2} \frac{\partial h}{\partial t} \int_{-h}^0 S dz + \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} S_{z=-h} + \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \frac{\partial S}{\partial t} dz$$

$$\frac{\partial(SSS)}{\partial t} = \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} \left[S_{z=-h} - \frac{1}{h} \int_{-h}^0 S dz \right] + \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \frac{\partial S}{\partial t} dz$$

$$\frac{\partial(SSS)}{\partial t} = \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} [S_{z=-h} - SSS] + \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \frac{\partial S}{\partial t} dz \quad (1)$$

$$\text{(car } SSS = \frac{1}{h(x,y,t)} \int_{-h(x,y,t)}^0 S(x,y,z,t) dz \text{)}$$

Or l'équation de la salinité en tout point (x,y,z,t) s'écrit :

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) + k_h \Delta_h S \quad (2)$$

Où $\frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right)$ est la diffusion verticale et $k_h \Delta_h S$ est la diffusion horizontale

C'est-à-dire de (2), on tire :

$$\begin{aligned} \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \frac{\partial S}{\partial z} dz &= \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) + k_h \Delta_h S - \left(u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} \right) \right] dz \\ &= \frac{1}{h} \int_{-h}^0 dz \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) \right] + \frac{1}{h} \int_{-h}^0 k_h \Delta_h S dz \\ &\quad - \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \left(u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} \right) dz \end{aligned}$$

Or

$$\begin{aligned} \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) dz &= \frac{1}{h} \left[k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right]_{-h}^0 \\ &= \frac{1}{h} \left[\left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=0} - \left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=-h} \right] \\ &= \frac{(E-P-R)SSS}{h} - \frac{1}{h} \left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=-h} \end{aligned}$$

Alors :

$$\frac{1}{h} \int_{-h}^0 \frac{\partial S}{\partial z} dz = \frac{(E - P - R)SSS}{h} - \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \left(u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} \right) dz$$

$$+ \frac{1}{h} \int_{-h}^0 k_h \Delta_h S dz - \frac{1}{h} \left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=-h} \quad (3)$$

(3) dans (1) donne :

$$\frac{\partial(SSS)}{\partial t} = \frac{(E - P - R)SSS}{h} - \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \left(u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} \right) dz$$

$$+ \frac{1}{h} \int_{-h}^0 k_h \Delta_h S dz - \frac{1}{h} \left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=-h} - \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} [SSS - S_{z=-h}]$$

Alors, on a :

$$\frac{\partial(SSS)}{\partial t} = \frac{(E - P - R)SSS}{h} - \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \left(u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} \right) dz$$

$$+ \frac{1}{h} \int_{-h}^0 k_h \Delta_h S dz - \frac{1}{h} \left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=-h} - \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} [SSS - S_{z=-h}]$$

En posant $\langle \bullet \rangle = \frac{1}{h} \int \bullet dz$, et $D_l(S) = k_h \Delta_h S$, on a finalement:

$$\frac{\partial(SSS)}{\partial t} = \underbrace{\frac{(E - P - R)SSS}{h}}_A - \underbrace{\langle u \partial_x S + v \partial_y S + w \partial_z S \rangle}_B + \underbrace{\langle D_l(S) \rangle}_C$$

$$- \underbrace{\frac{(k_z \partial_z S)_{z=-h}}{h}}_D - \underbrace{\frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} (SSS - S_{z=-h})}_E \quad (4)$$

Où E est l'évaporation, P est la précipitation, R est le débit des fleuves, (u, v, w) sont les trois composantes de la vitesse, h est la profondeur de la couche de mélange, S est la salinité et D_l est l'opérateur de la diffusion horizontale.

Les lettres A, B, C, D et E représentent respectivement le flux d'eau douce en surface, l'advection (horizontale et verticale), la diffusion horizontale, la diffusion verticale et l'entraînement.

BIBLIOGRAPHIE

- Adler, R. F., G. J. Huffman, D.T. Bolvin, S. Curtis and E.J. Nelkin, 2000: Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information. *Journal of Applied Meteorology* 39(12): 2007–2023, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<2007:TRDDUT>2.0.CO;2.
- Adler, R. F., et al., 2003 : The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present), *J. Hydrometeorol.*, 4, 1147– 1167.
- Alory, G, and G. Meyers, 2009 : Warming of the Upper Equatorial Indian Ocean and Changes in the Heat Budget (1960-99). *Journal of Climate*, doi: 10.1175/2008JCLI2330.1.
- Alory, G, C. Maes, T. Delcroix, N. Reul, S. Illig, 2012 : Seasonal dynamics of sea surface salinity off Panama : The far Eastern Pacific Fresh Pool, *J Geophys Res*, 117, C04028. Doi:10.1029/2011JC007802.
- Ayina, H. L., 2002 : Etude des modes de variabilité de l’océan Atlantique tropical et leur sensibilité à l’impact des décharges fluviales et des précipitations, *thèse de l'Université de Bretagne Occidentale*, option océanographie-météorologie, july 2002.
- Ballabrera-Poy, J., R. Murtugudde, A. J. Busalacchi, 2002 : On the potential role of sea surface salinity observations on ENSO predictions. *Journal of Geophysical Research*, 107,8007
- Barnier, B., G. Madec, T. Penduff, J. M. Molines , A.M. Tréguier, A. Beckmann, A. Biastoch , C. Boning, J. Dengg, S. Gulev, J. Le Sommer , E. Rémy, C. Talandier, S. Theetten, M. Maltrud, J. Mc Lean, 2006 : Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy permitting resolution. *Ocean Dyn.*, 56(5-6), 543-567.

- Berger, H., A. M. Tréguier, N. Perenne, C. Talandier, 2013 : Dynamical contribution to sea surface salinity variations in the eastern Gulf of Guinea based on numerical modelling. Submitted to *Clim. Dyn.*, August 2013.
- Blanke, B. and P. Delecluse, 1993 : Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1363-1388.
- Bonjean, F., and G. S. E. Lagerloef, 2002 : Diagnostic model and analysis of the surface currents in the tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 2938–2954.
- Bourlès, B., R. Lumpkin, M. J. McPhaden, F. Hernandez , P. Nobre, E. Campos, L. Yu, S. Planton, A. Busalacchi, A. D. Moura, J. Servain, J. Trotte, 2008 : The PIRATA program: History, accomplishments and future directions. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 89, 1111-1125.
- Bourlès, B., Y. Gouriou, and R. Chuchla, 1999 : On the circulation in the upper layer in the western equatorial Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 21151 – 21170.
- Bourlès, B., M. D’Orgeville, G. Eldin, Y. Gouriou, R. Chuchla, Y. du Penhoat, and S. Arnault, 2002 : On the evolution of the thermocline and subthermocline eastward currents in the equatorial atlantic. *Geophysical Research Letters*, 29.
- Boutin, J., N. Martin, X. Yin , N. Reul , P. Spurgeon, 2012 : First Assessment of SMOS Data Over Open Ocean: Part II –Sea Surface Salinity. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(5), Part 1:1662-1675.
- Boyer, T. P, S. Levitus, J. I. Antonov, R. A. Locarnini, H. E. Gracia, 2005 : Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955- 1998. *Geophysical Research Letter* 32: L01604, doi: 10.1029/2004GL021791.
- Boyer, T. P., J. I. Antonov , O. K. Baranova, H. E. Garcia, D. R. Johnson, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, T. D. O’Brien, D. Seidov, I. V. Smolyar, and M. M. Zweng, 2009 : World

Ocean Database 2009. S. Levitus, Ed., NOAA Atlas NESDIS 66, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 216 pp., DVDs.

Bretherton, F. P., R. E. Davis, C. B. Fandry, 1976 : A technique for objective mapping and design of oceanographic experiments. *Deep Sea Res.*, 23, 559-582.

Curry, R., R. Dickson, I. Yashayaev, 2003 : Ocean evidence of a change in the fresh water balance of the Atlantic over the past four decades. *Nature* 426: 826-829.

Da-Allada, Y. C., and F. Durand, 2009 : Analyse de la structure de salinité de surface observée par les profileurs ARGO dans le bassin Atlantique tropical sur la période 2002-2008, *Rapport de stage, Master2 de Sciences en Océanographie Physique et Applications, CIPMA/UAC, Cotonou, Bénin, 2009.*

Da-Allada, Y. C, G. Alory, Y. du Penhoat, E. Kestenare, F. Durand, N. M. Hounkonnou, 2013a : Seasonal mixed-layer salinity balance in the Tropical Atlantic Ocean: Mean state and seasonal cycle. *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, doi: 10.1029/2012JC008357.

Da-Allada, Y. C., Y. du Penhoat, J. Jouanno, G. Alory, N. M. Hounkonnou, 2013b : Modeled mixed-layer salinity balance in the Gulf of Guinea: Seasonal and Interannual variability. *Submitted to Ocean Dynamics*, in revision November 2013.

Da-Allada, Y. C., G. Alory, Y. du Penhoat, J. Jouanno, N. M. Hounkonnou, 2013c : Causes for the Recent Increase in Sea Surface Salinity in the Gulf of Guinea. Submitted to *African Journal of Marine Science*, in revision December 2013.

Dai, A., T. Qian, K. Trenberth, and J. Milliman, 2009 : Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *J. Clim.*, 22:2773–2792.

Dai, A., T. Qian, K. Trenberth, and J. Milliman, 2009 : Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *Journal of Climate*, 22:2773–2792.

- De Boyer Montégut, C. G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, D. Ludicone, 2004 : Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 109 (C12), 52-71.
- De Boyer Montégut, C. J. Mignot, A. Lazar, and S. Cravatte, 2007: Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: Part 1: General description, *J. Geophys. Res.*, 107, C06011, doi: 10.1029/2006JC003953.
- Dee, D. P, S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, ACM. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. H'olm, L. Isaksen, K allberg P, M. Kohler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J. J. Morcrette , B. K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato ,J-N Thépaut, and F Vitart, 2011 : The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137: 553–597. DOI:10.1002/qj.828
- Delcroix, T., and C. Hénin,1991: Seasonal and interannual variations of sea surface salinity in the tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 96, 22,135–22,150.
- Delcroix, T., M. J. McPhaden, A. Dessier, and Y. Gouriou, 2005: Time and space scales for sea surface salinity in the tropical oceans, *Deep Sea Res., Part I*, 52, 787– 813.
- Dessier, A., and J. R. Donguy, 1994 : The sea surface salinity in the tropical Atlantic between 10 S and 30 N– seasonal and interannual variations (1977– 1989), *Deep Sea Res., Part I*, 41, 81 – 100.
- Doi, T., T. Tozuka, H. Sasaki, Y. Masumoto and T. Yamagata, 2007: Seasonal and interannual variations of oceanic conditions in the Angola Dome. *J. Phys. Oceanogr.*, DOI: 10.1175/2007JPO3552.1.

- Dong, S., S. L. Garzoli, and M. Baringer, 2009 : An assessment of the seasonal mixed layer salinity budget in the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, *114*, C12001, doi: 10.1029/2008JC005258
- Durack ,P. J and S. E. Wijffels, 2010: Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming. *Journal of Climate* *23*: 4342-4362, doi: 10.1175/2010JCLI3377.1.
- Durand, F, G. Alory, R. Dussin and N.,Reul, 2013 : SMOS reveals the signature of Indian Ocean dipole events. Submitted to *Ocean Dynamics*.
- Ferry, N and G. Reverdin, 2004 : Sea surface salinity interannual variability in the western tropical Atlantic: An Ocean general circulation model study. *J. Geophys. Res. Oceans* *109*, DOI 10.1029/2003JC002122
- Foltz, G. R., S. A. Grodsky, J. A. Carton, and M. J. McPhaden, 2004 : Seasonal salt budget of the northwestern tropical Atlantic Ocean along 38 °W, *J. Geophys. Res.*, *109*, C03052, doi: 10.1029/2003JC002111.
- Foltz, G. R. and M. J. McPhaden, 2008 : Seasonal mixed layer salinity balance of the tropical North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *113*, C02013, doi: 10.1029/2007JC004178.
- Gould, J, D. Roemmich, S. Wijffels, H. Freeland, M. Ignaszewsky, X. Jianping, S. Pouliquen, Y. Desaubies, U. Send , K. Radhakrishnan, K. Takeuchi, K. Kim, M. Danchenkov, P. Sutton, B. King, B. Owens, and S. Riser, 2004 : Argo Profiling Floats Bring New Era of in Situ Ocean Observations, *Eos Trans. AGU*, *85* (19), doi:10.1029/2004EO190002.
- Grodsky, S. A, J. A Carton, and F. M. Bingham, 2006 : Low frequency variation of sea surface salinity in the tropical Atlantic, *Geophysical Research Letter* *33*: L14604, doi: 10.1029/2006GL026426.

- Grodsky, S. A., R. Lumpkin, and J. A. Carton, 2011 : Spurious trends in global surface drifter currents, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L10606, doi:10.1029/2011GL047393.
- Hosoda, S., T. Suga, N. Shikama and K. Mizuno, 2009 : Global surface layer salinity change detected by Argo and its implication for hydrological cycle intensification. *Journal of Oceanography*, 65, 579-586.
- Johnson, E. S., G. S. E. Lagerloef, J. T. Gunn, and F. Bonjean, 2002 : Surface salinity advection in the tropical oceans compared with atmospheric freshwater forcing: A trial balance, *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 8014, doi:10.1029/2001JC001122.
- Johnson, E. S., F. Bonjean, G. S. E. Lagerloef, J. T. Gunn, and G. T. Mitchum, 2007 : Validation and error analysis of OSCAR sea surface currents, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 24, 688–701.
- Jouanno, J., F. Marin, Y. du Penhoat, J. M. Molines, and J. Sheinbaum, 2011a : Seasonal modes of surface cooling in the Gulf of Guinea, *J. Phys. Oceanogr.*, 41, 1408-1416.
- Jouanno, J., F. Marin, Y. du Penhoat, J. Sheinbaum, and J.M. Molines, 2011b : Seasonal heat balance in the upper 100 m of the equatorial Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 116, C09003, doi: 10.1029/2010JC006912.
- Jouanno, J, F. Marin, Y. du Penhoat, J. Sheinbaum, J. M. Molines, 2013 : Intraseasonal modulation of the surface cooling in the Gulf of Guinea. *Journal of Physical Oceanography*, doi:10.1175/JPO-D-12-053.1
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002 : NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 1631–1643.

- Kawabe, M., 2008: Vertical and horizontal eddy diffusivities and oxygen dissipation rate in the subtropical northwest pacific, *Deep Sea Res., Part I*, 55, 247–260, doi:10.1016/j.dsr.2007.12.003.
- Lagerloef, G. S. E., G.T. Mitchum, R.B. Lukas, P.P. Niiler, 1999 : Tropical Pacific near-surface currents estimated from altimeter, wind, and drifter data, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 104 (C10), 23313-23326.
- Lagerloef, G. S. E., 2002 : Introduction to the special section: The role of surface salinity on upper ocean dynamics, air-sea interaction and climate, *Journal of Geophysical Research*, 107 (C12), 8000.
- Lagerloef, G. S. E., 2012 : Satellite mission monitor ocean surface salinity. *E.O.S.*, 93, 234 233- 234
- Large, W., S. Yeager, 2004 : Diurnal to decadal global forcing for ocean sea ice models: The data sets and flux climatologies. *Rep. NCAR/TN-460+STR*, Natl. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colorado.
- Lumpkin, R., and S. L. Garzoli, 2005 : Near-surface circulation in the tropical Atlantic *Ocean*, *Deep Sea Res., Part I*, 52, 495– 518.
- Lukas, R., and E. Lindstrom, 1991 : The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 96, suppl., 3343–3357.
- Madec, G., 2008 : « NEMO ocean engine ». Note du pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), Paris.
- Maes, C, M. J. McPhaden, D. Behringer, 2002 : Signatures of salinity variability in tropical Pacific Ocean dynamic height anomalies. *Journl of Geophysical Research*, 107(C12), 8012.

- Masson S, and P. Delecluse, 2001 : Influence of the Amazon river runoff on the tropical Atlantic. *Phys. Chem. Earth B*, 26, 137-142, 2001.
- Materia, S, S. Gualdi, A. Navarra, L. Terray, 2012 : The effect of Congo River freshwater discharge on Eastern Equatorial Atlantic climate variability, *Clim. Dyn.*, Doi: 10.1007/s00382-012-1514-x.
- Mignot, J., C. de Boyer Montegut, A. Lazar, and S. Cravatte, 2007 : Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 2. Tropical areas, *J. Geophys. Res.*, 112, C10010, doi: 10.1029/2006JC003954.
- Miller, L., and B. C. Douglas, 2004 : Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise. *Nature*, 428 (6981), 406-409.
- Millero, F. J., 1993 : What is PSU?, *Oceanography*, 6(3):67.
- Muller-Karger, F. E., C. R. McClain, and P. L. Richardson, 1988 : The dispersal of the Amazon's water, *Nature*, 333, 56–58.
- Pailler, K., B. Boulès, and Y. Gouriou 1999 : The barrier layer in the western tropical Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2069–2072.
- Papa, F., F. Durand, W. B. Rossow, A. Rahman, S. K. Bala, 2010 : Satellite altimeter- derived monthly discharge of the Ganga- Brahmaputra River and its seasonal to interannual variations from 1993 to 2008. *Journal of Geophysical Research* 115: C12013, doi: 10.1029/2009JC006075.
- Peter, A. C, M. Le Hénaff, Y. du Penhoat, C. E. Menkes, F. Marin, J. Vialard, G. Caniaux, A. Lazar, 2006 : A model study of the seasonal mixed-layer heat budget in the equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research* 111: C06014, doi: 10.1029/2005JC003157.

- Rao, R. R., and R. Sivakumar, 2003 : Seasonal variability of sea surface salinity and salt budget of the mixed layer of the north Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, *108(C1)*, 3009, doi: 10.1029/2001JC000907.
- Ren, L., and S. Riser, 2009 : Seasonal salt budget in the northeast Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, *114*, C12004, doi: 10.1029/2009JC005307.
- Reul, N., J. Tenerelli, J. Boutin, B. Chapron, F. Paul, E. Brion, F. Gaillard, and O. Archer, 2012 : Overview of the First SMOS Sea Surface Salinity Products. Part I: Quality Assessment for the Second Half of 2010, *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*, *50(5)*, 1636-1647, doi: 10.1109/TGRS.2012.2188408 1.
- Reverdin, G., E. Kestenare, C. Frankignoul, and T. Delcroix, 2007 : Surface salinity in the Atlantic Ocean (30°S–50°N), *Prog. Oceanogr.*, *73*, 311–340, doi:10.1016/j.pocean.2006.11.004.
- Richardson, P. L. and T. K. McKee, 1984 : Average seasonal variation of the Atlantic equatorial currents from historical ship drifts, *J. Phys. Oceanogr.*, *14*, 1226-1238.
- Schmitt R. W., 2008 : Salinity and the Global Water Cycle, *Oceanography*, *21* (1), 12-19.
- Schouten, M. W., R. P. Matanao, and T. P. Strub, 2005: A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data, *Deep-sea Research I* *52* (2005) 477–493...doi:10.1016/j.dsr.2004.10.007.
- Sprintall, J., and M. Tomczak, 1992 : Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics, *J. Geophys. Res.*, *97*, 7305– 7316.
- Sudre J. and R. A. Morrow, 2008 : Global surface currents: a high-resolution product for investigating ocean dynamics, *Ocean Dynamics.*, *58*:101-118, DOI 10.1007/s10236-008-0134-9.

- Taylor, K., 2001 : Summarizing multiple aspects of model performances in a single diagram. *J. Geophys. Res.* 106 (D7), 7183–7192.
- Terray, L., L. Corre, S. Cravatte, T. Delcroix, G. Reverdin, A. Ribes, 2012 : Near-Surface Salinity as Nature’s Rain Gauge to Detect Human Influence on the Tropical Water Cycle. *Journal of Climate* 25: 958-977, doi: 10.1175/JCLI-D-10-05025.1.
- Tzortzi E, S. A. Josey, M. Skrokosz, C. Gommenginger, 2013 : Tropical Atlantic salinity variability: new insights from SMOS. Accepted to *Geophys. Res. Lett.*
Doi:10.1002/grl.50225
- Vialard, J., C. Menkes, J. P. Boulanger, P. Delecluse, E. Guilyardi, 2001 : A model study of oceanic mechanisms affecting equatorial Pacific sea surface temperature during the 1997-1998. EL Nino. *J. Phys. Oceanogr.*, 31 1649-1675.
- Wade, M., G. Caniaux and Y. Du Penhoat, 2011 : Variability of the mixed layer heat budget in the eastern equatorial Atlantic during 2005-2007 as inferred using ARGO floats. *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2010JC006683
- Webster, P. J, 1994 : The role of hydrological processes in ocean atmosphere interactions. *Rev. Geophys.*, 32, 427–476.
- Xie, P. P., and P. A. Arkin, 1997 : Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 2539– 2558.
- Yu, L., X. Jin, and R. Weller, 2008 : Multidecade Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and Sensible Heat Fluxes, Ocean Evaporation, and Related Surface *Meteorological Variables*, 64 pp.
- Yu, L., 2011 : A global relationship between the ocean water cycle and near surface salinity, *J. Geophys. Res.*, 116, C10025, doi: 10.1029/2010JC006937.