

Université Assane Seck de Ziguinchor



UFR : Sciences et Technique

Département de physique

Mémoire de Master 2

Mention : Physique et Applications

Spécialité : Science de l'Atmosphère et de l'océan

Description de la circulation océanique côtière et de sa variabilité sur la côte Sud du Sénégal

Présenté par : M. Birane NDOM

Sous la direction de Dr Siny NDOYE et de Dr Bamol Ali SOW

Soutenu publiquement le jeudi 14 mars 2019 à l'UASZ devant le jury composé de :

Prénoms et Noms	Grades	Qualité	Établissement
Diouma KOBOR	Professeur	Président	UFRST/UASZ
Saliou FAYE	Chercheur	Rapporteur	CRODT/ISRA
Joseph Sambasene DIATTA	Maître-Assistant	Examineur	UFRST/UASZ
Mamadou Lamine MBAYE	Assistant	Examineur	UFRST/UASZ
Siny NDOYE	Chercheur	Maître de stage	ESP/UCAD
Bamol Ali SOW	Maître de Conférences	Directeur de stage	UFRST/UASZ

*Stage préparé au Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de
l'Environnement et du Climat et au Laboratoire de Physique de l'Atmosphère
et de l'Océan – Siméon Fongang*



Remerciement

Je remercie **LE TOUT PUISSANT** de m'avoir accordé tout ce qui est nécessaire à la rédaction de ce mémoire. En cet instant consacré à la rédaction de cette page de remerciements, un obstacle se dresse sous ma plume : le fait de ne pouvoir mentionner les noms de toutes les personnes qui, me tiennent à cœur. Ceci n'enlève en rien à ma profonde reconnaissance envers elles au contraire. Qu'elles trouvent ici l'expression de mes sincères remerciements pour l'attention qu'elles m'accordent. Je tiens à adresser mes sincères remerciements à mes encadrants **Dr Bamol Ali Sow** et **Dr Siny Ndoye** qui ont dirigé ce travail malgré leurs multiples occupations. Leur entière disponibilité, leur rigueur, leurs conseils et directives m'ont été d'un grand intérêt pour la réussite de ce travail.

Je remercie chaleureusement également Pr Diouma Kobor d'avoir accepté de présider mon Jury de mémoire et Dr Saliou Faye d'avoir accepté d'être mon rapporteur.

Dr Joseph Sambasene et Dr Mamadou Lamine Mbaye ont accepté de participer à ce travail, de l'examiner, j'en suis reconnaissant.

Je remercie également tout le personnel enseignant du master science de l'atmosphère et de l'océan (SAO).

Mes remerciements vont également à l'endroit du directeur du laboratoire LPAO-SF Pr Saïdou Sall qui a rendu cette collaboration cordiale.

Je remercie tous les chercheurs du LPAO-SF pour leur aide et leur conseil qu'ils m'ont apporté.

J'adresse mes sincères remerciements à mes frères et sœurs Pathé, Abdou, Mamadou, Thionga, Demba, Thiamba, Dabo, Absatou ... pour l'amour, le respect, et le soutien moral et financière qu'ils m'ont apporté tout long de mes études.

Je voudrais remercier tous mes camarades de promotion Lamine Konté, Malick Mbengue, Sambalaye Diop, Mamadou Ndour, Youssoupha Cissé, Youssouph Badji, Sérigne Mbacké Coly, Pierre Malang Sadio, Mamadou Barro, Khadidiatou Sy, Arame Dieye, Marie André Faye. L'ambiance a été toujours cordiale avec vous.

Mes remerciements vont également à l'endroit à mes binômes à l'UCAD Aminata Wade "ma fille", Mamadou Thiongane et Alassane Thiongane.

J'associe à ces remerciements ma famille adoptive ("famille THIONGANE") qui m'a mis dans de bonne condition pour ma réussite Merci badiéne Awa et ses fils Mamadou, El hadji, Baye, Pape, Cheikh.

Je remercie à ma famille AEECCSS particulièrement à Malla Ndom, Ndiaga Sy, Pathé Thiongane, El hadji Mbengue, Ousmane Sarr.

Je voudrais remercier à mon éternel tutrice Ada Kane et son mari Baba Ndom.

Je remercie mes amis de toujours les intéressés Ousmane Mbengue, Seyni, Aliou, Mandiaye, Samath, Ndiancko, Birane Thiat, Aba, Moustapha, Ousmane, Saoma, Khady, Rokhé, pour ne citer que cela, merci mes frères et également à vos épouses pour certains. Enfin, une pensée à mon ami Feu Mamadou Birane et à ma tante Aminata Basse à qui j'aurai voulu qu'ils soient présent.

Merci à mes tantes particulièrement Dabo, Awa, Thiédél, Khady, Dior et Sokhna et leurs fils pour leur soutien.

Mes remerciements vont également à l'endroit de tous ceux qui ont participé de près ou de loin à l'élaboration de ce mémoire.

Dieureudieufé Baye Niass diarawlaak Baye Diattara.

Dédicaces

Je dédie ce présent travail à mes PARENTS!!!!

Papa, Maman,
Vous m'avez donné la vie,
vous m'avez élevé, vous vous êtes
battus pour moi... Mais vous m'avez
surtout aimé inconditionnellement.
Il n'y a pas assez de mot pour
décrire à quel point vous êtes
importants pour moi. Je
vous aime Papa
Maman!
♡

Résumé

Ce mémoire s'intègre dans la continuité de l'effort entrepris depuis quelques années pour avoir des connaissances assez fines de la circulation le long des côtes sénégalaises notamment sur la Côte Sud du Sénégal (CSS) et de sa variabilité. A cet effet, deux simulations utilisant des forçages aux frontières océaniques différents ont été réalisées avec le modèle hydrodynamique régionale (ROMS) à haute résolution (2 km). L'analyse approfondie des simulations numériques montre que le modèle (ROMS) est capable de reproduire la structure et la variabilité spatio-temporelle des variables océaniques telles que la SST, la SSH et les courants. La circulation océanique côtière au Sud du Sénégal est globalement cohérente à la circulation typique d'un système d'upwelling. Elle montre un faible courant cross-shore dirigé vers le large (dérive d'Ekman) de Novembre à Mai et un courant orienté vers la côte sur le reste de la période. La circulation alongshore met en évidence un sous-courant dont le cœur se situe sur le talus continental entre 60 m et 100 m de profondeur. La saisonnalité du sous-courant est bien reproduit avec deux pics de maximum de courant entre Avril-Mai et Octobre-Novembre. L'étude de la variabilité interannuelle met en évidence l'intensification et la relaxation de l'upwelling sur la CSS. Elle montre que les paramètres physiques sont sensibles aux phénomènes ENSO. Un événement EL NIÑO occasionne sur la CSS un réchauffement des eaux océaniques et un ralentissement du jet côtier. Le phénomène inverse est observé lors d'un épisode La NIÑA avec cette fois-ci un approfondissement de la couche mélangée. Ce travail souligne la nécessité d'évaluer le transport côte-large qui permettrait d'avoir une idée du phénomène de salinisation par intrusion d'eaux marines susceptible d'affecter les estuaires, les aquifères côtiers et des terres dans cette partie Sud du Sénégal.

Mots clés : circulation océanique, courants, variabilité, ROMS, CSS

Abstract

Masters thesis is part of the continuity of the effort undertaken in recent years to have a fairly detailed knowledge of the circulation along the Senegalese coasts, particularly on the South Coast of Senegal (CSS) and its variability. To this end, two simulations using forcings at different ocean boundaries were carried out with the high-resolution (2 km) regional hydrodynamic model (ROMS). The deep analysis of numerical simulations shows that the model (ROMS) is able to reproduce the structure and spatio-temporal variability of ocean variables such as SST, SSH and currents. The coastal ocean circulation in southern Senegal is generally consistent with the typical circulation of an upwelling system. It shows a weak offshore cross-shore current (Ekman drift) from November to May and a coastal current for the rest of the period. The alongshore circulation shows an undercurrent whose core is located on the continental slope between 60 m and 100 m deep. The seasonality of the undercurrent is well reproduced with two peaks of maximum current between April-May and October-November. The study of interannual variability highlights the intensification and relaxation of upwelling on CSS. It shows that the physical parameters are sensitive to ENSO phenomena. An EL NIÑO event causes the CSS to warm ocean waters and slow down the coastal jet. The opposite phenomenon is observed during an episode of La NIÑA with this time a deepening of the mixed layer. This work highlights the need to assess coastal-wide-area transport in order to get an idea of the phenomenon of salinization by intrusion of marine waters that could affect estuaries, coastal aquifers and land in this southern part of Senegal.

Keywords : ocean circulation, currents, variability, ROMS, CSS

Table des figures

1	Carte de la bathymétrie du système Canaries et situation de la zone d'étude sur la quelle sont représentés les points d'étude	2
1.1	Distribution des concentrations en chlorophylle issue de la climatologie mensuelle SeaWiFS (Septembre 1997 – Septembre 2007) dans les quatre EBUS. Le diagramme inséré dans chaque sous-figure présente la production primaire moyenne (PP en bleue) et les prises de pêche (entre la côte et 100 km au large) pour les années 1998-2005 (en rouge). D'après Chavez and Messié (2009) adapté de Mbaye (2015).	4
1.2	Climatologies SST moyennes mensuelles construites en utilisant tous les SST disponibles au cours de la période d'étude (du 1er Octobre 2005 au 3 Mai 2012). Notez les deux échelles de couleurs différentes utilisées pour les périodes de remontée du début (Octobre à Décembre) et de la fin (Janvier à Mai). Les isobats sont indiqués de 10 à 100 de profondeur (lignes blanches marquées avec la profondeur en mètres). Extrait de Ndoye <i>et al.</i> (2014).	6
2.1	Présentation de la configuration	10
2.2	Température de forçages SODA (en haut) et GLORYS(en bas) ($^{\circ}$ C) au bord Nord aux mois de Février, Avril, Octobre et Décembre.	14
2.3	Différence des produits de forçages (SODA-GLORYS) en température ($^{\circ}$ C) au bord Nord aux mois de Février, Avril, Octobre et Décembre.	14
2.4	Température de forçages SODA (en haut) et GLORYS(en bas) ($^{\circ}$ C) au bord Sud aux mois de Février, Avril, Octobre et Décembre.	15
2.5	Différence des produits de forçages (SODA-GLORYS) en température ($^{\circ}$ C) au bord Sud au mois de Février, Avril, Octobre et Décembre.	15
2.6	Écarts du courant méridien des produits de forçages (SODA-GLORYS) (m/s) à la frontière Nord aux mois de Février, Avril, Octobre et Décembre.	16
2.7	Écarts du courant méridien des produits de forçages (SODA-GLORYS) (m/s) à la frontière Sud aux mois de Février, Avril, Octobre et Décembre.	17
3.1	Structure de la température de surface : en haut la SST de MODIS, au milieu la SST de la simulation 1 et en bas celle de la simulation 2	19

3.2	Différence de SST entre les simulations (forcée par SODA en haut et par GLORYS en bas) et les observations MODIS sur la partie Sud du SUS et les isobathes 1000, 200, 100, 50 et 20 m en contour noir.	20
3.3	Climatologie mensuelle moyennée de Février à Mai (a,b,c) et de Juin à Septembre (d, e, f) de la SSH et du courant géostrophique en vecteur pour les simulations 1 (a, d) et 2 (b, e) ainsi que les observations d'AVISO (c, f) et les écarts entre la simulation 1 et l'observation (g, i) d'une part et la simulation 2 et l'observation (h, j) d'autre part.	23
3.4	Section verticale longitude-profondeur du courant méridien (v) à la latitude 14°N : (a) mesuré le 23 Février 2013 lors de la campagne UPSEN 2 en m/s, (b) simulé par le modèle forcé par SODA (simulation), en cm/s et (c) simulé par le modèle forcé par GLORYS (simulation 2), en cm/s. La ligne noire représente la topographie à cette latitude	24
3.5	Climatologie de la structure verticale (longitude-profondeur) de la température (couleur) et de la densité (isopycnes en lignes blanches) pour la simulation 2 (forcée par GLORYS). Le profondeur de la couche de mélange est représentée par la ligne rose.	26
3.6	Climatologie de la structure verticale des écarts de la température (en couleur) des deux simulations (1 et 2). La MLD des simulations est représentée respectivement par les ligne rose et noire.	27
3.7	Climatologie de la structure verticale (longitude-profondeur) de la salinité (couleur) et de la densité (isopycnes en lignes blanches) pour la simulation 2 (forcée par GLORYS). Le profondeur de la couche de mélange est représentée par la ligne rose.	28
3.8	Climatologie de la structure verticale des écarts de la salinité (en couleur) des deux simulations (1 et 2). La MLD des simulations est représentée respectivement par les ligne noire et rose.	29
3.9	Diagramme longitude-latitude du courant méridien (couleur) ; courant total (flèche noire) ; les isobathes 20 50 100 200 et 1000 m (ligne noire)	30
3.10	Structure verticale longitude-profondeur du courant méridien de Février à Avril (en haut) et d'Octobre à Décembre (en bas) ; les isopycnes (ligne grise) et la limite du couche mélangée (ligne rose)	32
3.11	Diagramme Hovmöller temps-profondeur du courant méridien aux points (12°30'N, 17°30'W) (a), (13°N, 17°30'W) (b) et (13°30'N, 17°30'W) sur la Côte Sud du Sénégal	32
3.12	Hovmöller temps-longitude du courant méridien aux latitudes 12°30'N, 13°N et 13°30'N entre la base de la couche de mélange jusqu'à 200 m de profondeur	33
3.13	Hovmöller temps-latitude du courant méridien aux longitudes 16,8°, 17° et 17°30' W entre la base de la couche de mélange jusqu'à 200 m de profondeur	33
3.14	Diagramme longitude-latitude du courant zonal (couleur) ; courant total (flèche noire) ; les isobathes 20 50 100 200 et 1000 m (ligne noire).	34
3.15	Structure verticale longitude-profondeur du courant zonal de Février à Avril (en haut) et d'Octobre à Décembre (en bas) ; les isopycnes (ligne grise) et la base du couche mélangée (ligne rose)	35

3.16	Diagramme Hovmöller temps-profondeur du courant zonal aux points ($12^{\circ}30'N$, $17^{\circ}30'W$), ($13^{\circ}N$, $17^{\circ}30'W$) et ($13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}30'W$) sur la Côte Sud du Sénégal	36
3.17	Hovmöller temps-longitude du courant zonal aux latitudes $12^{\circ}30'N$, $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$ entre la base de la couche mélangée jusqu'à 200 m de profondeur	37
3.18	Variabilité interannuelle de la SST du modèle aux points d'étude C de la figure 1 de 2003 à 2009	38
3.19	Structure verticale de la température au point C ($12^{\circ}30'N$; $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}25'W$) respectivement en 2007 et en 2009. La base de MLD est représenté par la ligne noire.	39
3.20	Variabilité interannuelle de la SSS du modèle aux points des stations de 2003 à 2009 figure 1	40
3.21	Structure verticale de la salinité au point C ($12^{\circ}30'N$; $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}25'W$) respectivement en 2007 et en 2009. La base de MLD est représentée par la ligne noire.	40
3.22	Variabilité saisonnière interannuelle du courant méridien du modèle aux points ($12^{\circ}30'N$, $17^{\circ}15'W$), ($13^{\circ}N$, $17^{\circ}15'W$) et ($13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}15'W$) de 2003 à 2009 (figure 1)	41
3.23	Structure verticale du courant méridien au point C ($12^{\circ}30'N$; $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}25'W$) respectivement en 2007 et en 2009. La base de MLD est représentée par la ligne noire.	42
3.24	Variabilité saisonnière interannuelle du courant zonal du modèle aux points ($12^{\circ}30'N$, $17^{\circ}15'W$), ($13^{\circ}N$, $17^{\circ}15'W$) et ($13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}15'W$) de 2003 à 2009 (figure 1)	43
3.25	Structure verticale du courant zonal au point C ($12^{\circ}30'N$; $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}25'W$) respectivement en 2007 et en 2009. La base de MLD est représentée par la ligne noire.	44
3.26	Variabilité inter-annuelle de la couche de mélange du modèle aux points ($12^{\circ}30'N$, $17^{\circ}15'W$), ($13^{\circ}N$, $17^{\circ}15'W$) et ($13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}15'W$) de 2003 à 2009 (figure 1)	46

Liste des tableaux

- 2.1 Paramètres et valeurs de la configuration ROMS. 10
- 2.2 Les produits de forçages des deux simulations. 13

Liste des sigles et acronymes

ADT	<i>Absolute Dynamic Topography</i>
AGRIF	<i>Adaptative Gril Refinement In Fortan</i>
ASCAT	<i>Advanced SCATterometer</i>
AVISO	<i>Archiving, Validation and Interprétation of Satellite Océanographie</i>
AWA	<i>Ecosystem Approach to Management of Fisheries and the Marine Environment in West African water</i>
Can10	<i>Canaries 10 km de résolution</i>
COADS	<i>Compréhensive Océan Atmosphère Data Set</i>
COCES	<i>Coastal Ocean Circulation Experiment off Senegal</i>
CRODT	<i>Centre de Recherches Océanographiques de Dakar-Thiaroye</i>
CSS	<i>Côte Sud du Sénégal</i>
DUACS	<i>Data Unification and Altimeter Combination system</i>
EBUS	<i>Eastem Boundary Upwelling System</i>
ENSO	<i>El Nino Southern Oscillation</i>
GEBCO	<i>GEneral Bathymetric Chart of the Oceans</i>
GLORYS	<i>Global Ocean ReanalYsis Simulations</i>
ISCCP	<i>International Satellite Cloud Climatology Project</i>
LOS	<i>Laboratoire d'Océanographie Spatiale</i>
LOSEC	<i>Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat</i>
LPAOSF	<i>Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon-fongang</i>
MDT	<i>Mean Dynamic Topography</i>
MLD	<i>Mixed Layer Depth</i>
MODIS	<i>MODerate résolution Imaging Spectroradiometer</i>
NAO	<i>Oscillation Nord Atlantique</i>
NEC	<i>North Equatorial Current</i>

ROMS	<i>Regional Ocean Modeling System</i>
SCOW	<i>Scatterometer Climatology Of Ocean Winds</i>
SEC	<i>Sourth Equatorial Current</i>
Sen2	<i>Senegal 2 km de résolution</i>
SLA	<i>Sea Level Anomaly</i>
SODA	<i>Simple Oean Data Assimilation</i>
SSALTO	<i>Segment-Sol multi-missions d'ALTimétrie, Orbitographie et localisation précise</i>
SSH	<i>Sea Surface Height</i>
SSS	<i>Sea Surface Salinty</i>
SSUC	<i>Southern Senegal Upwelling Center</i>
SST	<i>Sea Surface Température</i>
SUS	<i>Système d'Upwelling Sénégalais</i>
TSW	<i>Tropical Surface Water</i>
UASZ	<i>Université Assane Seck de Ziguinchor</i>
UPSEN	<i>Upwelling du SENégal</i>

Table des matières

Remerciements	i
Dédicaces	iii
Résumé	iv
Abstract	v
Liste des figures	vi
Liste des tableaux	ix
Liste des sigles et acronymes	x
Tableaux des matières	xii
INTRODUCTION	1
1 GENERALITES	3
1.1 Généralités sur les EBUS	3
1.2 Système d’upwelling sénégalais	5
2 METHODOLOGIE	7
2.1 Présentation du modèle ROMS	7
2.2 Présentation de la configuration	9
2.3 Présentation des données d’observations	10
2.3.1 Les données SST	10

2.3.2	Les données AVISO	11
2.4	Les produits de forçages	11
2.5	Comparaison des produits de forçages aux frontières océaniques	13
3	RESULTATS ET DISCUSSIONS	18
3.1	Evaluation des simulations	18
3.1.1	Évaluation de la SST	18
3.1.2	Évaluation de la SSH	21
3.1.3	Évaluation du courant méridien	24
3.2	Structure verticale : Température et Salinité	25
3.2.1	Structure verticale de la température	25
3.2.2	Structure verticale de la salinité	27
3.3	Circulation océanique sur la Côte Sud	29
3.3.1	Circulation parallèle à la côte	29
3.3.2	Circulation perpendiculaire à la côte	33
3.4	Variabilité interannuelle	37
3.4.1	Variabilité interannuelle de la SST	37
3.4.2	Variabilité de la structure verticale de la température	38
3.4.3	Variabilité interannuelle de la SSS	39
3.4.4	Variabilité de la structure verticale de la salinité	40
3.4.5	Variabilité interannuelle du courant méridien de surface	41
3.4.6	Variabilité de la structure verticale du courant méridien	41
3.4.7	Variabilité interannuelle du courant cross-shore de surface	42
3.4.8	Variabilité de la structure verticale du courant zonal	43
3.4.9	Variabilité interannuelle de la couche de mélange	45
	CONCLUSION ET PERSPECTIVES	47
	RÉFÉRENCES	49

INTRODUCTION

Les grands systèmes d'upwelling (EBUS pour Eastern Boundary Upwelling System, en anglais) abritent les écosystèmes les plus productifs de l'océan global dont l'exploitation est essentielle pour l'alimentation mondiale et l'économie des pays riverains. Ces systèmes font l'objet d'activités de recherche depuis des décennies en raison de leur importance pour la société humaine. Le principal mécanisme de la dynamique des différents EBUS est identique. Cependant, il existe d'importantes différences entre les systèmes et généralement entre les secteurs de chaque système (Capet *et al.*, 2017). La partie Nord-Ouest du continent africain est bordée par des eaux côtières (écosystème de Canaries) réputées par leur richesse et leur productivité, liées aux upwellings très intenses qui s'y produisent (Arfi, 1987). Étant un système typique de remontée d'eau de la frontière orientale, la dynamique côtière du système des Canaries est directement liée au vent atmosphérique et fortement influencée par la stratification, les formes/pentes topographiques du plateau continental et les irrégularités du trait de côte (Roy, 1989; Demarcq and Faure, 2000; Estrade *et al.*, 2008; Marchesiello and Estrade, 2010; Ndoye *et al.*, 2018). L'upwelling sénégalais (partie Sud du système du courant des Canaries) fait l'objet d'une importante activité de recherche depuis plusieurs années, en s'appuyant sur des programmes d'observations in-situ (AWA, FUSE, ECOAO, UPSEN 1, UPSEN 2 etc, Capet *et al.* (2017)), l'analyse d'observation satellite (Ndoye *et al.*, 2014) et de la modélisation numérique (Sow, 2014; Mbaye *et al.*, 2015; Faye, 2015; Ndoye, 2016; Ndoye *et al.*, 2017). L'upwelling sénégalais présente une caractéristique importante sur sa partie Sud appelée centre d'upwelling Sud du Sénégal (SSUC pour Southern Senegal Upwelling Center, en anglais). Le SSUC accueille des résurgences localisées au Sud de la presqu'île du Cap Vert. Le signal en eau froide caractéristique de l'upwelling est décollé de la côte au Sud de 14°20' N au milieu son plateau continental large et peu profond (Estrade *et al.*, 2007; Ndoye *et al.*, 2017) (figure 1). Cette zone a servi de site d'observation et de modélisation pour la plupart des programmes. Pour la compréhension de la dynamique du système Sud de l'upwelling sénégalais, différentes simulations ont été réalisées avec le modèle hydrodynamique ROMS (Regional Ocean Modeling System) qui est un modèle de circulation océanique à haute résolution (2 km) en variant les forçages aux frontières océaniques et atmosphériques. Ces efforts de modélisation et d'observations ont permis d'avoir des connaissances assez fines du centre d'upwelling Sud sénégalais en terme de remontée des eaux de surfaces mais également l'origine des eaux chaudes côtières (Ndoye

et al., 2017). De nombreuses questions relatives à la circulation océanique sur la Côte Sud du Sénégal (CSS), partie Sud de la SSUC et de sa variabilité restent sans réponses. Cette étude s'inscrit dans la continuité de l'effort entrepris depuis quelques années pour avoir une connaissance assez fine de la circulation le long des côtes sénégalaises plus particulièrement sur la Côte Sud du Sénégal (figure 1). Il s'agira, dans ce travail, de décrire la circulation océanique sur la zone Sud et d'étudier la variabilité interannuelle des courants océaniques.

Ce mémoire est organisé en trois chapitres :

- Dans le chapitre 1, il s'agira de présenter quelques généralités sur les EBUS et le système d'upwelling sénégalais.
- Le chapitre 2 présente le modèle hydrodynamique ROMS, la configuration développée et les produits d'observations utilisés pour l'évaluation du modèle.
- Le chapitre 3 étudie l'évaluation des simulations et reprend l'étude de la circulation océanique sur la Côte Sud du Sénégal et de sa variabilité.

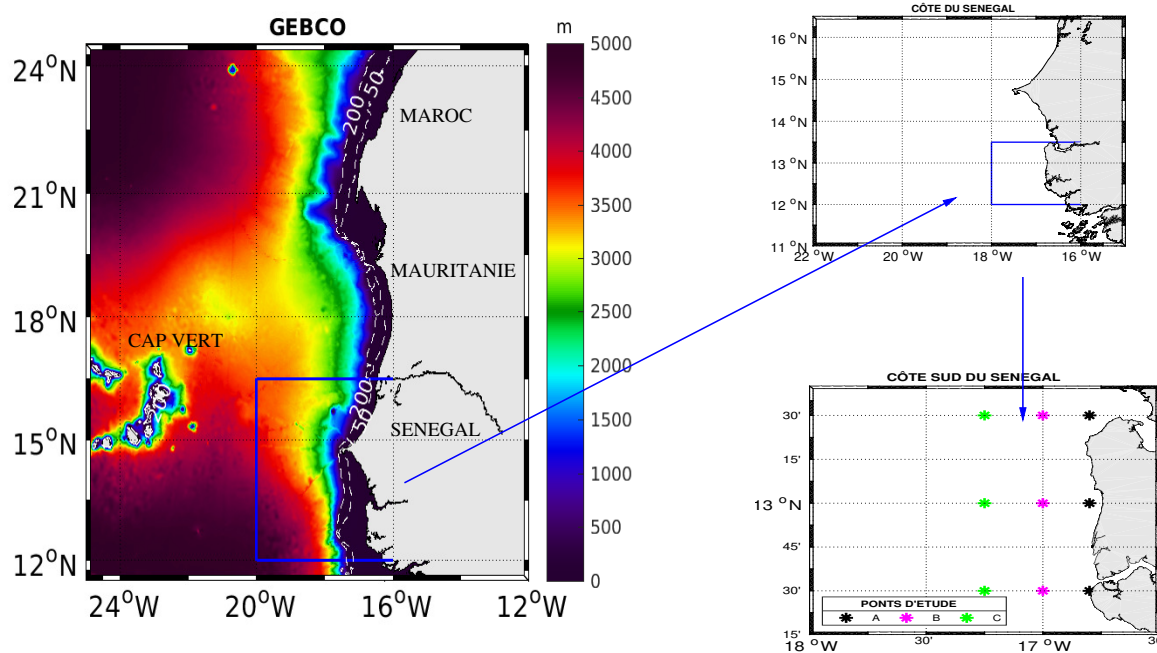


Fig. 1 – Carte de la bathymétrie du système Canaries et situation de la zone d'étude sur la quelle sont représentés les points d'étude

Chapitre 1

GENERALITES

1.1 Généralités sur les EBUS

Le vent qui souffle vers l'équateur le long des bords Est des bassins océaniques génère un transport des eaux côtières de surface vers le large permettant ainsi aux eaux situées en profondeur de remonter en surface. Ce transport appelé transport d'Ekman est à l'origine de l'upwelling côtier (Ekman, 1905). Ces systèmes d'upwelling de bords Est (EBUS, pour Eastern Boundary Upwelling System) sont au nombre de quatre (figure 1.1) :

- Californie et Humbolt, respectivement dans le Pacifique Nord et le Pacifique Sud
- Canaries et Benguela, respectivement dans l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud

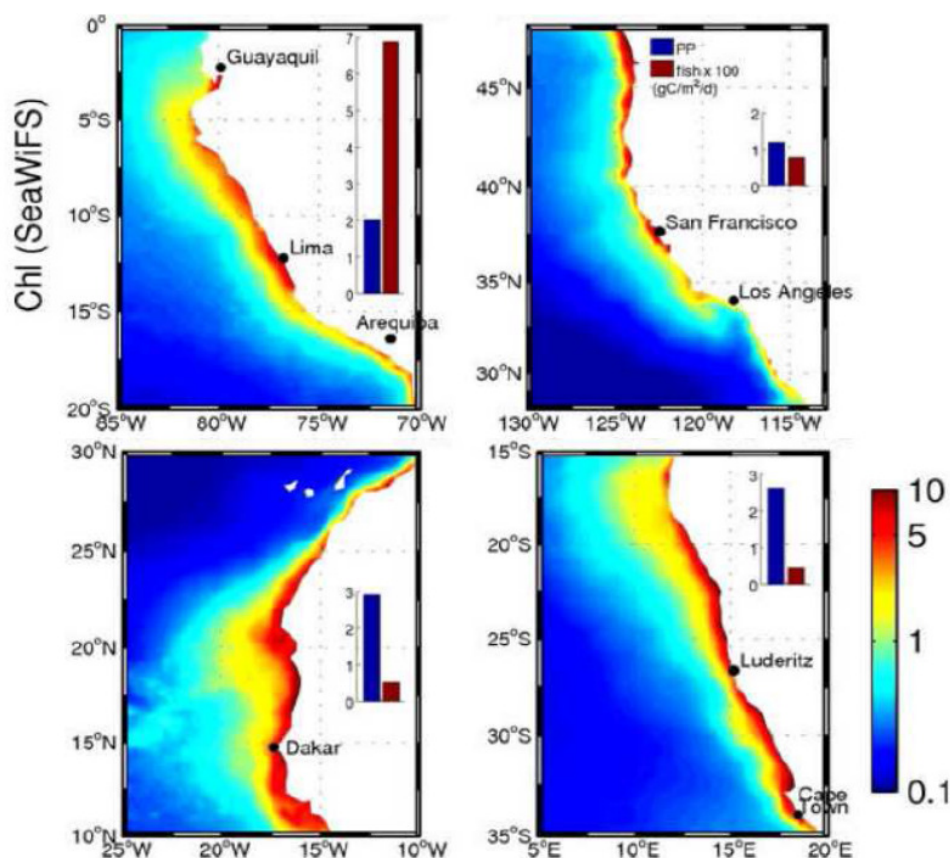


Fig. 1.1 – Distribution des concentrations en chlorophylle issue de la climatologie mensuelle SeaWiFS (Septembre 1997 – Septembre 2007) dans les quatre EBUS. Le diagramme inséré dans chaque sous-figure présente la production primaire moyenne (PP en bleue) et les prises de pêche (entre la côte et 100 km au large) pour les années 1998-2005 (en rouge). D'après Chavez and Messié (2009) adapté de Mbaye (2015).

Les EBUS constituent les écosystèmes les plus productifs des océans. En effet, malgré une superficie modeste de moins de 1% de la surface des océans, ces régions concentrent une part importante des captures de poissons, allant jusqu'à 39 millions de tonnes, soit environ 50% des captures mondiales d'espèces marines (figure 1.1)(Fréon *et al.*, 2005). Ces écosystèmes sont associés à un régime de courants particuliers lié à la présence d'upwellings quasi-permanents. Dans le Pacifique, il s'agit des courants de Humboldt dans hémisphère Sud (Pérou et Chili) et de Californie dans l'hémisphère Nord (Orégon, Californie et Nord du Mexique). Dans l'Atlantique, il s'agit des courants du Benguela dans l'hémisphère Sud (Sud de l'Angola, Namibie et l'Afrique du Sud) et des Canaries dans l'hémisphère Nord (Portugal, Maroc, Mauritanie, Sénégal et la Gambie). Ces courants subissent une bifurcation vers l'Ouest pour former le courant équatorial Nord (NEC) dans l'hémisphère Nord et le courant équatorial Sud (SEC) dans l'hémisphère Sud (Bourlès *et al.*, 1999; Sow, 2014). Les EBUS sont aussi systématiquement associés à un système de courants côtiers, constitués principalement d'un jet d'upwelling (courant de surface dirigé vers l'équateur)

et d'un sous-courant (courant de subsurface dirigé vers le pôle). Ces systèmes ont une caractéristique commune : ils sont sous l'influence des branches Est des centres de hautes pressions (anticycloniques) atmosphériques localisées aux latitudes moyennes sur l'océan qui génèrent des vents parallèles à la côte vers l'équateur (Wooster *et al.*, 1976; Renault, 2008; Ndoye, 2016). La force du vent varie saisonnièrement et en fonction de la latitude sur chaque système induisant une forte variabilité saisonnière et spatiale des courants. Certains signaux climatiques se superposent à cette variabilité, comme les cycles de ENSO (El Niño Southern Oscillation) dans le Pacifique ou la NAO (l'oscillation Nord Atlantique) (Saavedra and Demarcq, 2009). Ils conditionnent une amplification ou un ralentissement du jet et du sous-courant. Les résultats de Saavedra and Demarcq (2009) révèlent que la variabilité de la biomasse chlorophyllienne est globalement mieux expliquée dans le système central des Canaries que dans le système central de Humboldt ($r^2 = 0,6$ et $0,4$ respectivement ; avec r^2 le coefficient de corrélation).

1.2 Système d'upwelling sénégalais

Le Sénégal présente entre $12,2^\circ$ N et 16° N une façade maritime longue d'environ 718 km. Sur la côte sénégalaise, les vents du nord sont favorables à l'upwelling côtier. Le système d'upwelling sénégalais (SUS) qui est la partie extrême Sud du système Canaries est saisonnier et dure de Novembre à Mai. Les études récentes de Ndoye *et al.* (2014) ont déterminé un signal d'upwelling en Octobre sur la partie Nord du système avec une diminution de la température de surface de la mer (SST) d'environ 1°C . La saisonnalité de l'upwelling sénégalais s'explique essentiellement par le déplacement de la ZCIT (Zone de Convergence Intertropicale) et des régimes de vent qui l'accompagnent (Hagen, 2001). Les travaux de Sow (2014) ont permis de découper la côte sénégalaise en trois parties : la Grande Côte, de la presqu'île du Cap-Vert (Dakar) à Saint-Louis, la Côte Centre, de Dakar à la Gambie et la Côte Sud, de la Gambie au Cap Skiring. Le SUS présente des caractéristiques différentes de remontée d'eau froide de part et d'autre de Dakar : au Nord de Dakar les minima de la température de surface de la mer (SST) trouvés à proximité du trait de côte alors qu'au Sud de Dakar, cette proximité au trait de côte s'arrête vers $14^\circ 20' \text{N}$. Les minima se trouvent au milieu du plateau continental large et peu profond sur la zone située plus au Sud (figure 1.2). L'intensité de l'upwelling du SUS est différente de part et d'autre de la presqu'île du Cap-Vert à cause de l'orientation de la côte par rapport à la direction des vents. Selon Roy (1989), en période d'alizés forts (direction dominante des alizés N-NE) l'intensité de l'upwelling est comparable en amont et en aval du Cap-Vert et en période d'alizés faibles (N-NW) l'upwelling du Sud est plus important. Les travaux de Sow (2014) ont permis de mettre en évidence, dans les trois zones côtières définies, le transport d'Ekman (TE) dirigé vers le large, qui décroît en intensité vers la côte et du Nord au Sud. Le TE est relativement important entre Novembre et Mai. Sur la Côte Sud,

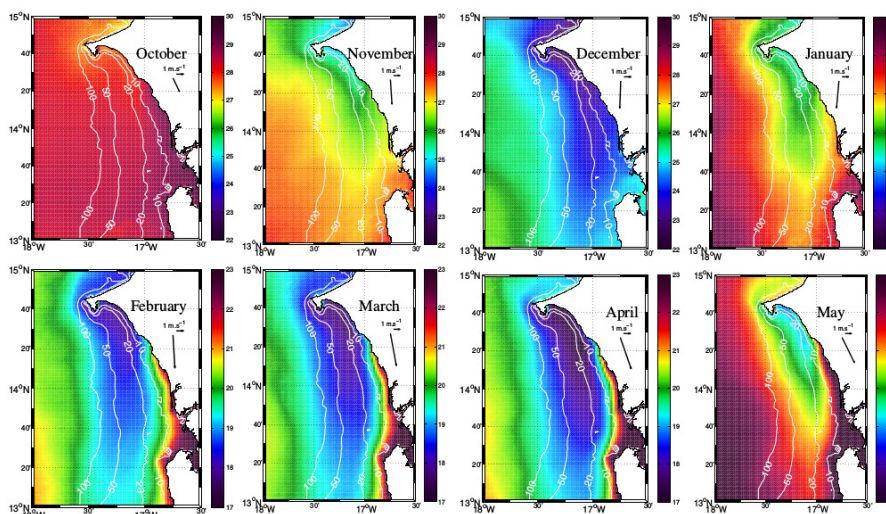


Fig. 1.2 – Climatologies SST moyennes mensuelles construites en utilisant tous les SST disponibles au cours de la période d'étude (du 1er Octobre 2005 au 3 Mai 2012). Notez les deux échelles de couleurs différentes utilisées pour les périodes de remontée du début (Octobre à Décembre) et de la fin (Janvier à Mai). Les isobats sont indiqués de 10 à 100 de profondeur (lignes blanches marquées avec la profondeur en mètres). Extrait de Ndoye *et al.* (2014).

le transport d'Ekman est orienté vers la côte en été. En moyenne annuelle, les courants de surface sur le plateau continental sénégalais sont dominés par un jet côtier orienté vers le Sud. En aval du Cap, sur la petite côte sénégalaise, les courants s'affaiblissent sur la partie la plus côtière. En dehors du plateau, les courants de surface sont dominés par la composante zonale, traduisant l'importance du transport d'Ekman dans la zone. Le jet côtier est corrélé à la présence des alizés de Nord le long des côtes sénégalaises. L'analyse approfondie de l'ensemble des simulations de Ndoye (2016) a permis de montrer que la zone Nord du centre d'upwelling Sud Sénégal (SSUC) est la zone principale de remontée et que les eaux qui y remontent, proviennent généralement de la zone Sud du SSUC située à l'extérieur du plateau. Ses expériences lagrangiennes ont permis de révéler qu'une partie importante des eaux dans cette zone côtière sont des eaux qui ont remontées, environs 10 à 20 jours plus tôt voir moins et qui s'écoulent vers le Sud en se réchauffant.

Chapitre 2

METHODOLOGIE

2.1 Présentation du modèle ROMS

Le modèle hydrodynamique ROMS (Regional Ocean Modeling System Shchepetkin and McWilliams (2005)) est utilisé pour étudier la circulation océanique sur la Côte Sud du Sénégal. ROMS est un outil open-source de référence et capable de fournir des simulations réalistes sur les systèmes d'upwelling : sur la Californie (Marchesiello *et al.*, 2003), sur le Benguela (Penven *et al.*, 2000; Veitch *et al.*, 2010), sur l'Humboldt (Penven *et al.*, 2005), sur le Canaries (Sow, 2014; Ndoye, 2016). ROMS résoud les équations primitives de Navier-Stokes couplées avec des équations de conservation pour la température, la salinité et l'équation d'état non-linéaire de l'UNESCO.

— Équations de Navier-Stokes sur l'horizontale :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla}_u - fv = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} (Kv \frac{\partial u}{\partial z}) + F_u + D_u \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla}_v + fv = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} (Kv \frac{\partial v}{\partial z}) + F_v + D_v \quad (2.2)$$

— L'approximation hydrostatique est faite c'est-à-dire que l'équation de mouvement sur la verticale est réduite à un équilibre entre la force de gravité et le gradient vertical de pression.

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho \cdot g \quad (2.3)$$

— L'équation qui régit l'évolution du transport de traceur C (salinité, température, traceurs passifs ...)

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla}_C = \frac{\partial}{\partial z} (Kv \frac{\partial C}{\partial z}) + F_c + D_c \quad (2.4)$$

— l'équation de continuité

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.5)$$

— et enfin l'équation d'état de Jackett and McDougall (1995)

$$\rho = \rho(T, S, z) \quad (2.6)$$

Avec u , v et w les vitesses du vecteur \vec{U} , P la pression, f le paramètre de Coriolis, D_u , D_v , D_c les termes de dissipation turbulente sur l'horizontale, C un traceur qui peut être la température T , la salinité S ou un traceur passif, les termes F_u , F_v et F_c représentent les termes de forçages, K_v et K_c sont les termes de viscosité et de diffusité verticale turbulente, ρ_o la masse volumique, $\vec{U} \cdot \vec{\nabla}$ les termes de l'advections, $\frac{\partial}{\partial t}$ l'accélération locale, et $\frac{\partial}{\partial z}(K_v \frac{\partial u}{\partial z}) + F_u + D_u$ termes de la viscosité turbulent.

Il faut ajouter des conditions aux limites après avoir effectué la fermeture de la turbulence. Il existe deux types de conditions pour ROMS :

— A la surface libre ($z = \eta$)

$$\left\{ \begin{array}{l} K_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_s^x \\ K_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_s^y \text{ Tension de surface libre due au vent} \\ \\ K_c^T \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_o C_p} \text{ Flux de chaleur} \\ \\ K_c^S \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{S(E-P)}{\rho_o} \text{ Bilan de salinité} \\ \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} = w \text{ Élevation de la surface libre} \end{array} \right. \quad (2.7)$$

— condition au fond ($z = -h$)

$$\left\{ \begin{array}{l} K_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_b^x \\ K_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_b^y \text{ Tension de cisaillement de fond} \\ \\ K_c^T \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \text{ Flux de chaleur} \\ \\ K_c^S \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \text{ Bilan de salinité} \end{array} \right. \quad (2.8)$$

Les variations de la température et de la salinité sur le fond sont dans ce cas nulles.

Avec h la profondeur de l'océan et η l'élevation de la surface libre par rapport au niveau de référence $z = 0$

— τ_s^x, τ_s^y : les composantes de la tension visqueuse exercée par le vent sur la surface libre

— τ_b^x, τ_b^y : les composantes de la tension de fond paramétrisée par une friction linéaire

- Q : le flux de chaleur net.
- $E - P$: le flux net de masse en surface (bilan évaporation - précipitation)
- K_c^S , K_c^T et K_v calculés via le schéma de fermeture turbulente KPP (K-Profile Parameterization) Large *et al.* (1994) à l'intérieur de la colonne d'eau sont les coefficients turbulents de mélange verticaux et représentent respectivement la viscosité, la diffusivité thermique et la diffusivité haline

La version ROMS-AGRIF, grâce à la bibliothèque AGRIF, permet l'emboîtement des grilles les unes dans les autres permettant ainsi d'augmenter leurs résolutions. Cette bibliothèque permet aux grilles d'interagir mutuellement (mode "two way") ou bien les signaux de grande échelle sont échantillonnés plus finement et utilisés comme condition limite pour la grille à plus haute résolution (mode "one way"). Dans notre travail, les simulations utilisées sont obtenues via mode "two way".

2.2 Présentation de la configuration

La configuration utilisée dans cette étude est constituée d'une grille à haute résolution (Sen2) couvrant toute la côte sénégalaise imbriquée dans une grille de plus basse résolution (Can10) couvrant l'Atlantique Nord-Est au large des côtes de l'Afrique de l'Ouest (figure 2.1).

La grille "Can10" à $1/12^\circ$ de résolution (environ 10 km) permet de résoudre la dynamique à grande échelle notamment l'alternance des courants saisonniers. Elle couvre le domaine de 6°N - 35°N et de 6°W à 32°W .

La grille "Sen2" à $1/60^\circ$ de résolution (environ 2 km) résout la dynamique côtière à fine échelle. Cette grille haute résolution couvre l'ensemble du système d'upwelling sénégalais allant de 12°N à 18°N et de la côte jusqu'aux environs de 20°W . Sur la verticale, le modèle utilise des coordonnées sigma. Ces coordonnées épousent la variation de la topographie du fond marin. La colonne d'eau est discrétisée sur 50 niveaux. Les données de bathymétrie proviennent de la base de données GEBCO (GEneral Bathymetric Chart of the Oceans). Cette bathymétrie a été ajustée dans la zone Sénégal par la digitalisation des cartes du Centre de Recherche Océanographique de Dakar-Thiaroye (CRODT).

L'ensemble des paramètres et valeurs utilisés sont présentés dans le tableau 2.1.

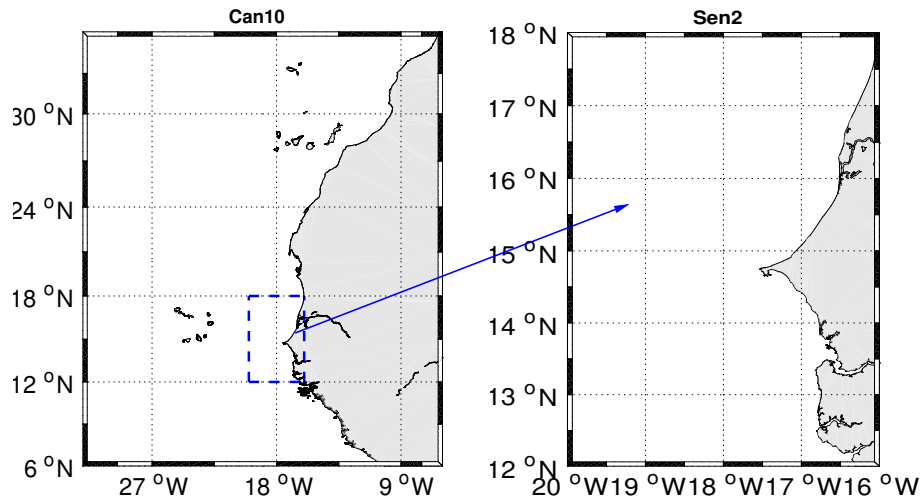


Fig. 2.1 – Présentation de la configuration

Tab. 2.1 – Paramètres et valeurs de la configuration ROMS.

Nom des deux grilles	Can10	Sen2
Limite géostrophique	6°N-35°N 6°W-32°W	12°N-18°N 15°W-20°W
Résolution horizontale	~ 10 km	~ 2 km
Résolution verticale	50 niveaux	50 niveaux
Points de grille	225*290	201*302
Paramètres liés à la discrétisation temporelle	$dt = 600s$; $dt_{fast} = 12s$	$dt = 120s$; $dt_{fast} = 2,4s$
Paramètre de contrôle (couche de surface) θ_s	7 s.d	7 s.d
Paramètre de contrôle (couche de surface) θ_s	0 s.d	0 s.d
Epaisseur de la couche de surface / fond H_c	200 m	200 m

2.3 Présentation des données d'observations

Différents produits d'observations ont été utilisés pour évaluer le réalisme du modèle.

2.3.1 Les données SST

Pour évaluer la capacité du modèle à reproduire la température de surface de la mer (SST), les produits provenant de MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) sont utilisés. Les satellites de MODIS que sont Terra et Aqua lancés respectivement en Décembre 1999 et Mai 2002, utilisent un spectroradiomètre pour étudier la dynamique

terrestre (terre, glace et océan). Aqua et Terra sont héliosynchrones et passent respectivement du Sud au Nord de l'équateur le matin (10 :30 AM à l'équateur) et du Nord au Sud de l'équateur dans l'après-midi (1 :30 PM) couvrant ainsi l'ensemble de la planète sur 1 à 2 jours et mesurant la puissance du flux de rayonnement électromagnétique dans 36 bandes spectrales allant de $0.4 \mu\text{m}$ à $14.4 \mu\text{m}$ à différentes résolutions spatiales (2 bandes à 250 m, 5 bandes à 500 m et 29 bandes à 1 km). Un traitement spécifique est fait sur les données des deux satellites Aqua et Terra de MODIS et concerne toutes les images de jour comme de nuit sur toute la période d'upwelling de 2005 à 2012. Une climatologie des données MODIS est faite sur la période de 2005-2012 d'Octobre à Mai.

2.3.2 Les données AVISO

Le produit SSALTO/DUACS (Segment-Sol multi-missions d'ALTimétrie, Orbitographie et localisation précise/Data Unification and Altimeter Combination System) distribué par AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) est utilisé pour l'évaluation de la surface libre (SSH, Sea Surface Height en anglais) du modèle. La SSH utilisée résulte des données de missions spatiales des satellites Jason-1 et 2, T/P, Envisat, GFO, ERS-1 et 2 ... SSALTO/DUACS propose plusieurs variables (anomalie du niveau de la mer (SLA), topographie dynamique absolue (ADT), la topographie dynamique moyenne (MDT), ...) livrées en temps réels ou différées. Les données utilisées sont basées sur les meilleurs échantillonnages disponibles (i.e "all-sat-merged"). Les fichiers "all-sat-merged" de l'ADT de résolution spatiale $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ sur la grille cartésienne ont été utilisés. L'ADT représente la hauteur de la mer par rapport à la géoïde¹, elle résulte de la somme entre l'anomalie de la hauteur de la mer (SLA) et la topographie dynamique moyenne (MDT) ($\text{ADT} = \text{SLA} + \text{MDT} = \text{SSH} - \text{Géoïde}$). L'ADT utilisée est comparée à la somme (SLA+MDT) sur la climatologie de 20 ans et une climatologie de 10 ans (2000 à 2009) est faite pour l'évaluation de la SSH du modèle (voir <https://www.avisio.altimetry.fr/fr/techniques/altimétrie/principe.html>).

2.4 Les produits de forçages

Deux simulations ont été réalisées en utilisant des forçages aux frontières océaniques différentes. Les paramètres de forçages (atmosphérique et océanique) utilisés dans ces deux simulations sont représentés dans le tableau 2.2. Les paramètres de forçages (atmosphérique et océanique) utilisés dans ces deux simulations sont :

- Les produits SCOW (Scatterometer Climatology of Ocean Winds) et LOS (Laboratoire d'Océanographie Spatiale) sont utilisés pour le forçage synoptique du vent.

1. La surface qu'aurait la mer en l'absence de toute perturbation dynamique (vent, marées, courants ...)

Le produit SCOW représente la climatologie mensuelle du vent et LOS l'anomalie journalière issue du produit QuikSCAT. Ces produits ont une résolution spatiale de 0.25° . A partir de 2009, le produit SCOW est remplacé par le produit ASCAT.

- Les flux de chaleur et d'eau douce de résolution spatiale de 0.5° provenant de COADS (Comprehensive Ocean–Atmosphere Dataset) sont utilisés pour le forçage en flux de chaleur
- Le flux net de TropFlux qui couvre les tropiques ($30^\circ\text{S} - 30^\circ\text{N}$) est utilisé. A noter que TropFlux provient en grande partie de la combinaison des données de la réanalyse ERA-I pour les flux turbulents et de grandes longueurs d'onde et des données de rayonnement de surface de ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) pour le flux de courtes longueurs d'onde (Praveen Kumar *et al.*, 2013).
- Pour réduire les biais en SST initialement obtenu, la combinaison des données SST MODIS et PATHFINDER est utilisée pour le rappel en SST.

Pour les forçages aux frontières océaniques, les produits SODA et GLORYS ont été utilisés.

- La réanalyse de la variabilité du climat de l'océan (SODA) est utilisé pour le forçage aux frontières océaniques de la simulation 1. Ce produit SODA comprend les archives historiques des profils de température et de salinité du World Ocean Atlas-01 (MBT, XBT, CTD) ainsi que d'autre données hydrographiques. SODA 1.4.3 produit une circulation générale océanique avec une résolution moyenne de 0.25° sur la latitude, 0.4° sur la longitude et sur 40 niveaux sur la verticale avec un espacement de 10 m près de la surface.
- GLORYS est la réanalyse globale réalisée par Mercator Ocean. Le produit GLORYS assimile des données satellite et in-situ pour la génération d'une estimation synthétique de l'état de l'océan, i.e de la température, de la salinité, de la vitesse des courants etc. GLORYS a une résolution horizontale de $1/4^\circ$. (voir <https://www.mercator-ocean.fr/sciences-publications/glorys/>)

Les deux simulations ont les mêmes produits de forçages sauf aux frontières océaniques. Cette différence est analysée sur la section suivante.

Tab. 2.2 – Les produits de forçages des deux simulations.

Nom des deux grilles	Can10	Sen2
Forçage aux frontières océaniques	SODA GLORYS	Agrif
Forçages du vents	SCOW+LOS (+ASCAT à partire de 2009)	SCOW+LOS (+ASCAT à partire de 2009)
Forçage en flux de chaleur	TropFlux+COADS	TropFlux+COADS
SST de rappel	SST Pathfinder+SST MODIS	SST Pathfinder+SST MODIS
Fréquence de sorties	Journalière	Journalière
Durée de la simulation	2000-2009 2000-2015	2000-2009 2000-2015

2.5 Comparaison des produits de forçages aux frontières océaniques

Seule la frontière océanique Est est fermée lors de la simulation. Une comparaison aux frontières Nord et Sud est réalisée en température et en courant méridien. Les cartes de la température des produits SODA et GLORYS sont représentées sur la figures 2.2 sur la frontière Nord au mois de Février, Avril, Octobre et Décembre. Elles montrent les mêmes patterns (structures) de température sur toute la période. Pour mieux quantifier les écarts entre les deux produits, les cartes de différences sont représentées sur la figure 2.3 à ces mois. A la frontière Nord, de Janvier à Mai (seul Février et Avril montrés), les températures de forçages SODA sont plus chaudes que celles de GLORYS sur les 100 premiers mètres et entre 15°W et 18°W les écarts chauds persistent plus en profondeur ($0,5^{\circ}\text{C}$ vers 250 m). De Juin à Décembre (seul Oct et Déc montrés), les produits de SODA fournissent les températures les plus froides en surface entre 0-50 m de profondeur. Entre 7°W et 10°W , les température SODA deviennent plus chaudes entre 50 et 250 m. De 20°W vers le large, les produits GLORYS sont plus chauds sur les 250 m de profondeur. On observe globalement que sur la rupture de pente les températures provenant du produit SODA sont plus froides que celles reproduites par GLORYS. Les écarts sont plus importants en début de saison d'upwelling. Au cœur de la saison d'upwelling (Fév-Avril) entre 8°W et 16°W T_{SODA} est plus chaude. Les cartes de température montrent une variation semblable de la température sur la frontière Sud avec une couche de surface chaude figure 2.4. Les cartes de différence sont montrées sur la figure 2.5 pour évaluer le produit le plus chauds sur la frontière Sud. À la frontière Sud, les SST_{SODA} sont plus chaudes que les SST_{GLORYS} sur les 50 premiers mètres avec des écarts supérieurs compris entre $0,5^{\circ}$ et 2°C sur la période à l'exception de la zone comprise entre 15°W - 20°W . Les écarts en température entre ces deux produits sur cette frontière Sud sont très variables en subsurface. Entre 50 et 100 m de profondeur, on observe une zone d'écarts chauds ($\sim 1^{\circ}$ - 2°C) dominée par les produits

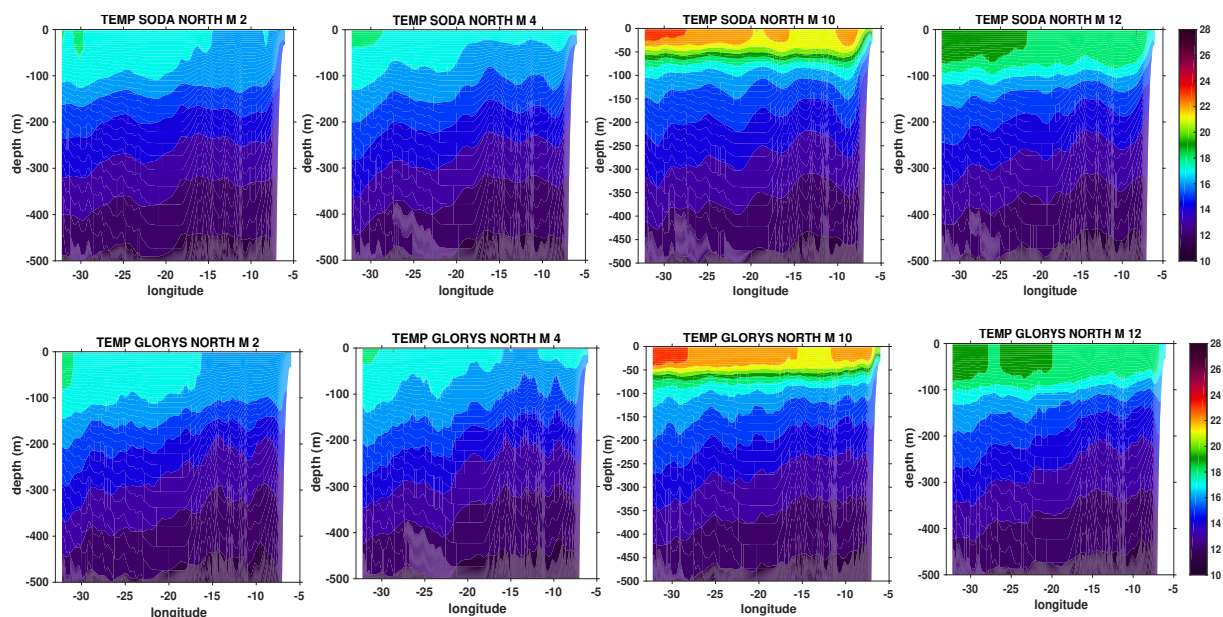


Fig. 2.2 – Température de forçages SODA (en haut) et GLORYS(en bas) ($^{\circ}$ C) au bord Nord aux mois de Février, Avril, Octobre et Décembre.

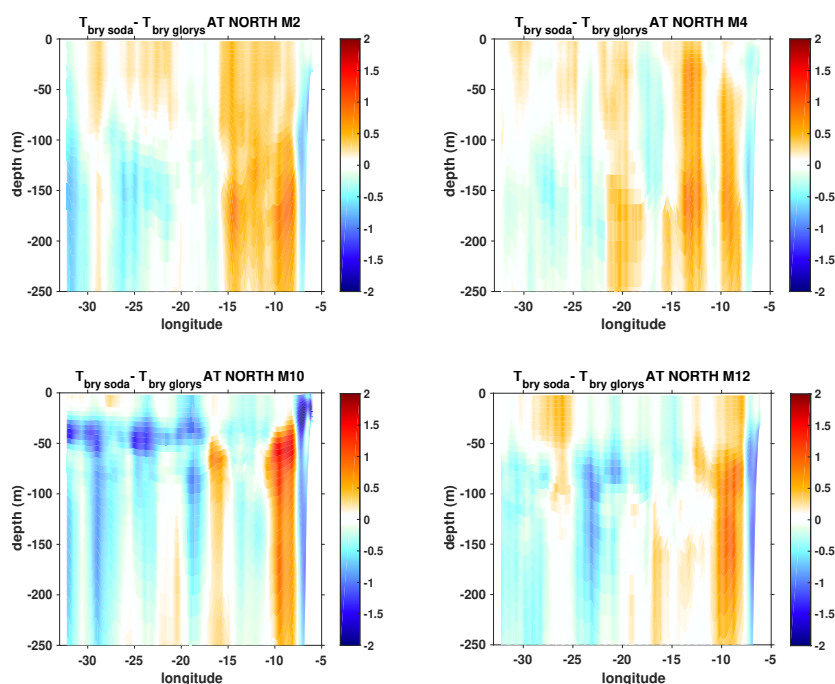


Fig. 2.3 – Différence des produits de forçages (SODA-GLORYS) en température ($^{\circ}$ C) au bord Nord aux mois de Février, Avril, Octobre et Décembre.

SODA sur le domaine, de Novembre à Décembre. Cette zone est située entre la longitude 28° W jusqu'à la côte. Entre 100 m et 250 m de profondeur, les températures de forçages GLORYS sont plus importantes (~ 0.5 $^{\circ}$ C) sur la climatologie excepté les mois d'Août,

Septembre et Octobre où on observe des écarts importants (entre 0.5° et 1.5°C) en faveur des produits SODA entre 12°W et 20°W .

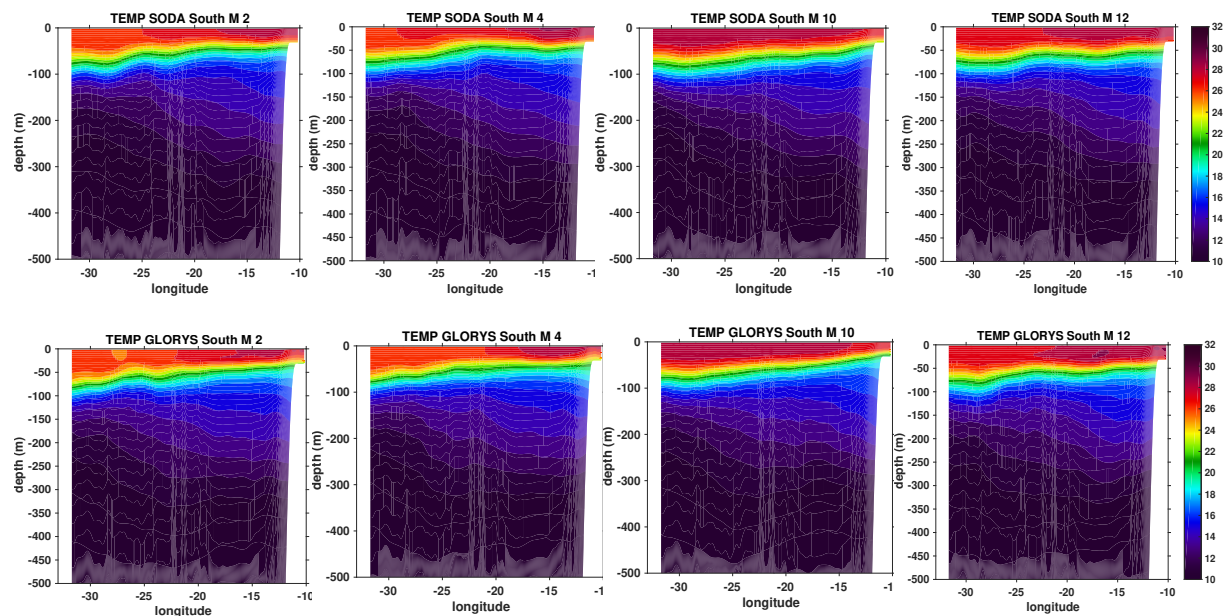


Fig. 2.4 – Température de forçages SODA (en haut) et GLORYS(en bas) ($^{\circ}\text{C}$) au bord Sud aux mois de Février, Avril, Octobre et Décembre.

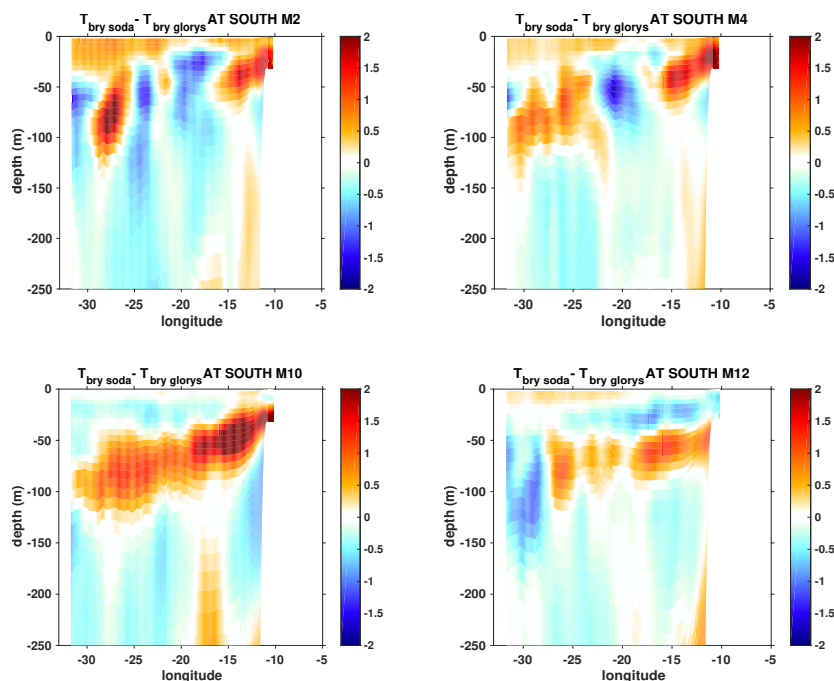


Fig. 2.5 – Différence des produits de forçages (SODA-GLORYS) en température ($^{\circ}\text{C}$) au bord Sud au mois de Février, Avril, Octobre et Décembre.

Des sections verticales de différence entre les produits de forçages aux frontières (SODA-GLORYS) sont faites aux bords Nord et Sud (figure 2.6 et 2.7) du courant méridien. Les écarts du courant méridien entre les deux produits de forçages sont très variables. On observe sur la rupture de pente des écarts importants du courant méridien ($\sim 1,3$ m/s) dominés par les produits SODA sur la période sur la frontière Nord. De Novembre à Février, les champs de vitesses méridiennes SODA sont plus intenses que ceux de GLORYS entre 7°W et 14°W . Ces mêmes écarts sont observés entre 7°W et 10°W de Mars à Octobre. En moyenne, à l'approche de la côte les vitesses SODA sont plus importantes que celles de GLORYS et les écarts se stabilisent vers le large. Excepté pour les mois d'Octobre, Novembre et Février, les courants SODA sont plus intenses sur la zone «innershelf» sur la frontière Sud. Entre 10°W et 17°W , les courants GLORYS sont plus important avec de faibles écarts ($\sim 0,02$ m/s). Entre 15°W et 18°W , les courants méridiens SODA sont dominants avec des écarts importants (\sim entre 0.05-0.12 m/s) de Décembre à Avril. Ces écarts sont observés entre 16°W et 18°W et entre 25°W et 32°W d'Octobre à Novembre. En moyenne, le produit de forçage SODA du courant méridien est plus intense que celui de GLORYS sur la période résurgence.

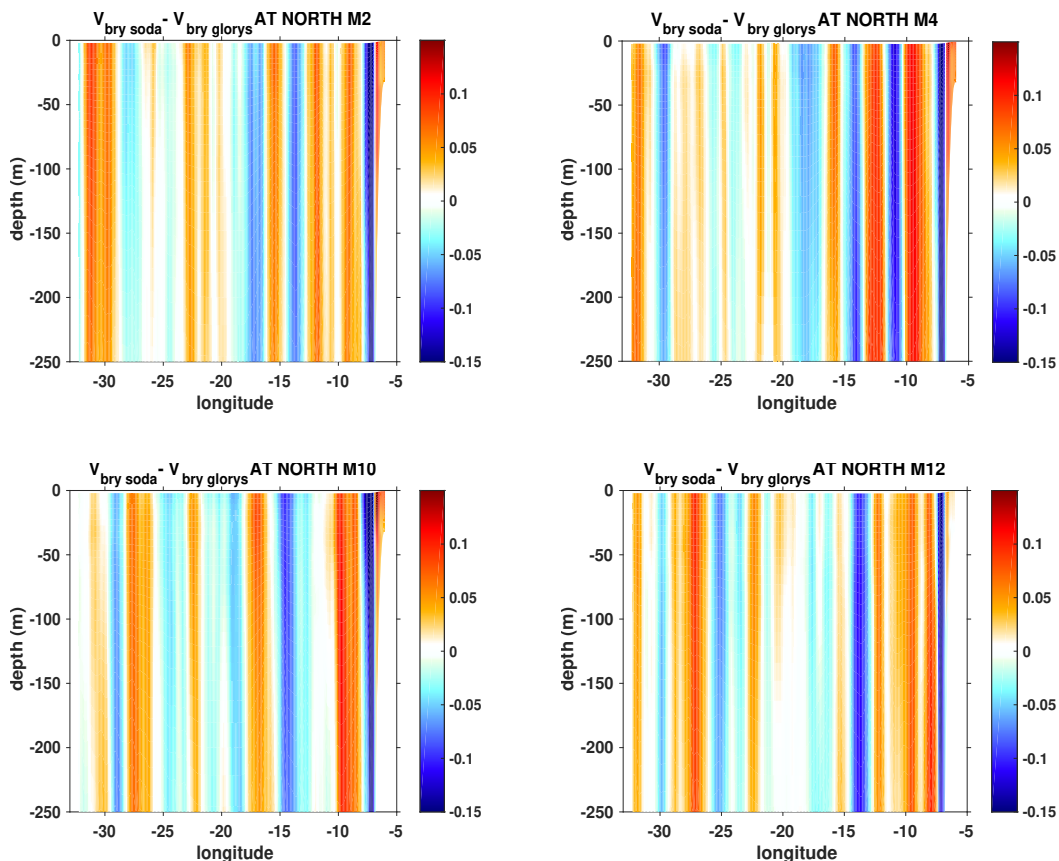


Fig. 2.6 — Écarts du courant méridien des produits de forçages (SODA-GLORYS) (m/s) à la frontière Nord aux mois de Février, Avril, Octobre et Décembre.

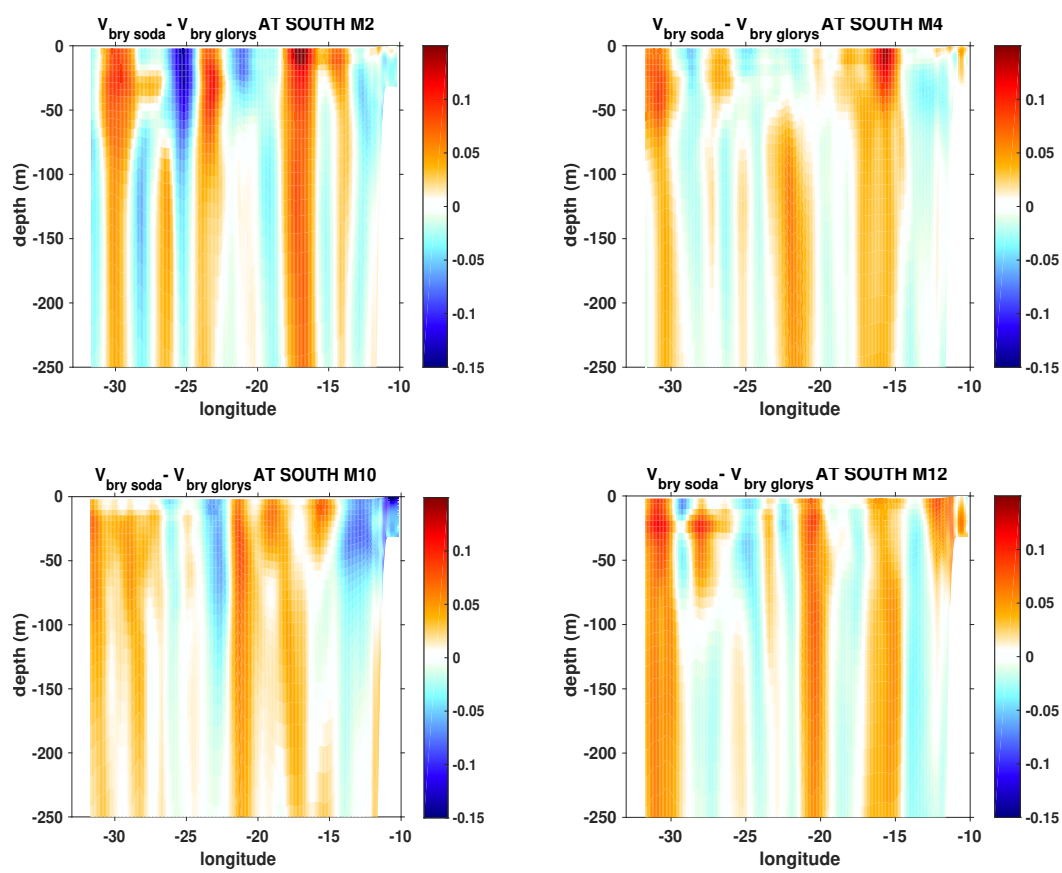


Fig. 2.7 – Écart du courant méridien des produits de forçages (SODA-GLORYS) (m/s) à la frontière Sud aux mois de Février, Avril, Octobre et Décembre.

Chapitre 3

RESULTATS ET DISCUSSIONS

3.1 Evaluation des simulations

Dans cette partie, les deux simulations utilisant comme forçage aux frontières océaniques GLORYS et SODA vont être évaluée à l'aide des observations in-situ et satellite disponibles. Cette évaluation se portera sur la température de surface de la mer (SST), l'élévation de surface de la mer (SSH) et sur la structure du courant méridien en profondeur.

3.1.1 Évaluation de la SST

Les cartes de SST (figure 3.1) des deux simulations montrent que le modèle parvient à reproduire la saisonnalité de la répartition spatiale de la SST sur la façade maritime sénégalaise. Elles mettent en exergue la période d'upwelling qui dure de Novembre à Mai et la période chaude de Juin à Octobre. En période de résurgence, les minima de SST restent collés à la côte au Nord de la latitude $14^{\circ}20'N$ alors qu'au Sud de cette latitude, la plume d'eau froide est localisée au milieu du plateau continental et entourée de part et d'autre par des masses d'eau chaude respectivement côtière et du large.

La figure 3.2 montre la différence de SST de la simulation 1 (forcée par SODA) et les observations MODIS d'Octobre à Mai. Cette simulation correspond à celle utilisée par Ndoye *et al.* (2017). Ces auteurs ont montré que les solutions numériques sont en accord avec les observations disponibles sur la zone SSUC. On observe que le modèle souffre d'un biais chaud sur la langue d'eau froide de Novembre à Mai. Les écarts restent relativement faibles et n'excèdent pas $1^{\circ}C$ sauf en fin de saison où ils sont de l'ordre de $1,5^{\circ}C$. Un biais froid est observé sur la langue d'eau froide en Octobre et au large de la presqu'île du Cap Vert en Décembre. Dans la zone chaude côtière, on retrouve un biais froid très marqué en hiver (Décembre-Janvier-Février). Un patch de biais froid est également retrouvé dans la

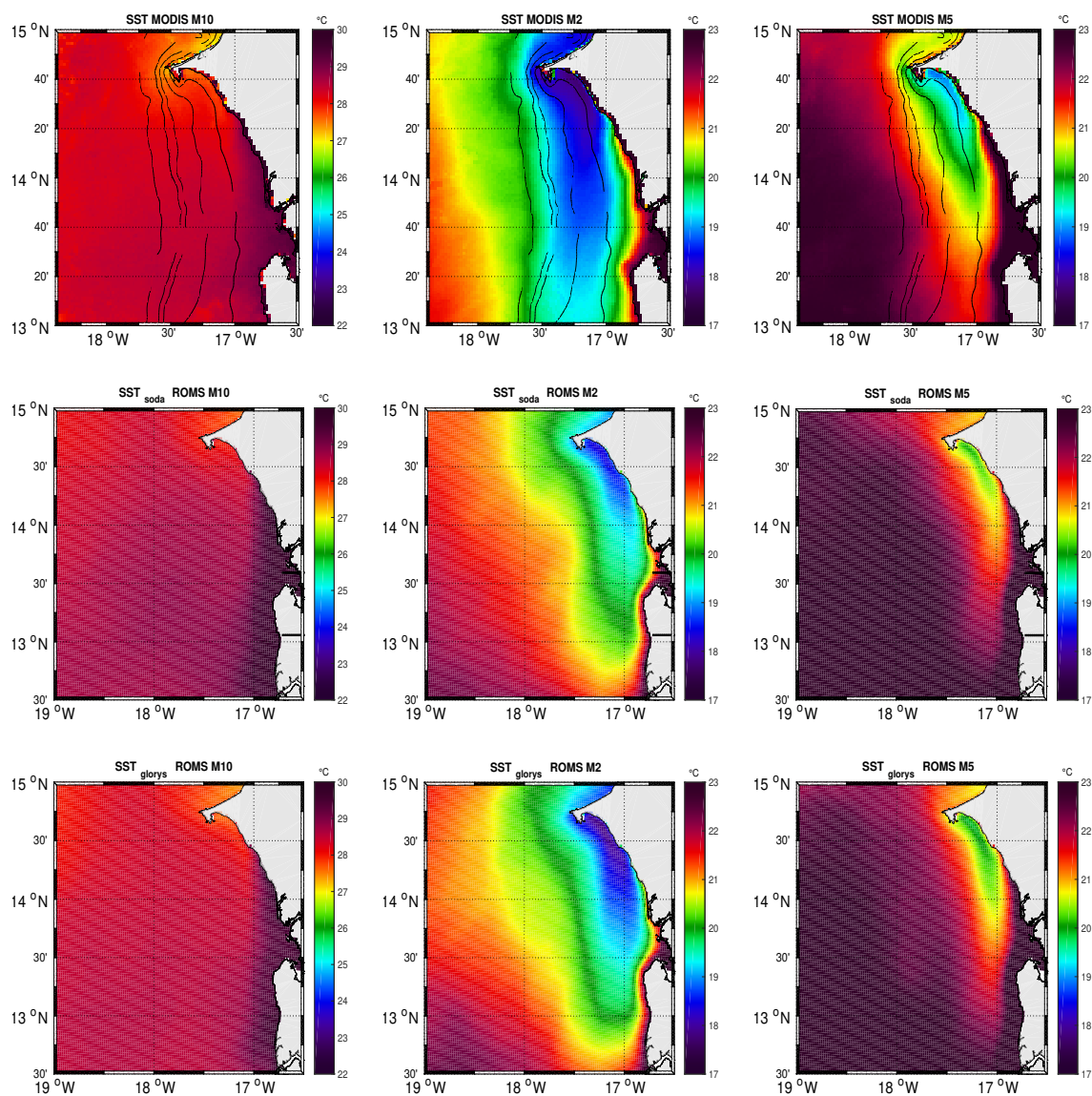


Fig. 3.1 – Structure de la température de surface : en haut la SST de MODIS, au milieu la SST de la simulation 1 et en bas celle de la simulation 2

zone chaude autour de $14^{\circ}15'N$ entre Février et Mai. On observe un fort biais chaud entre la $13^{\circ}10'N$ et $13^{\circ}20'N$ à la côte entre Mars et Mai. Les écarts de SST indiquent une bonne cohérence spatiale de la SST simulée et de la SST satellitaire.

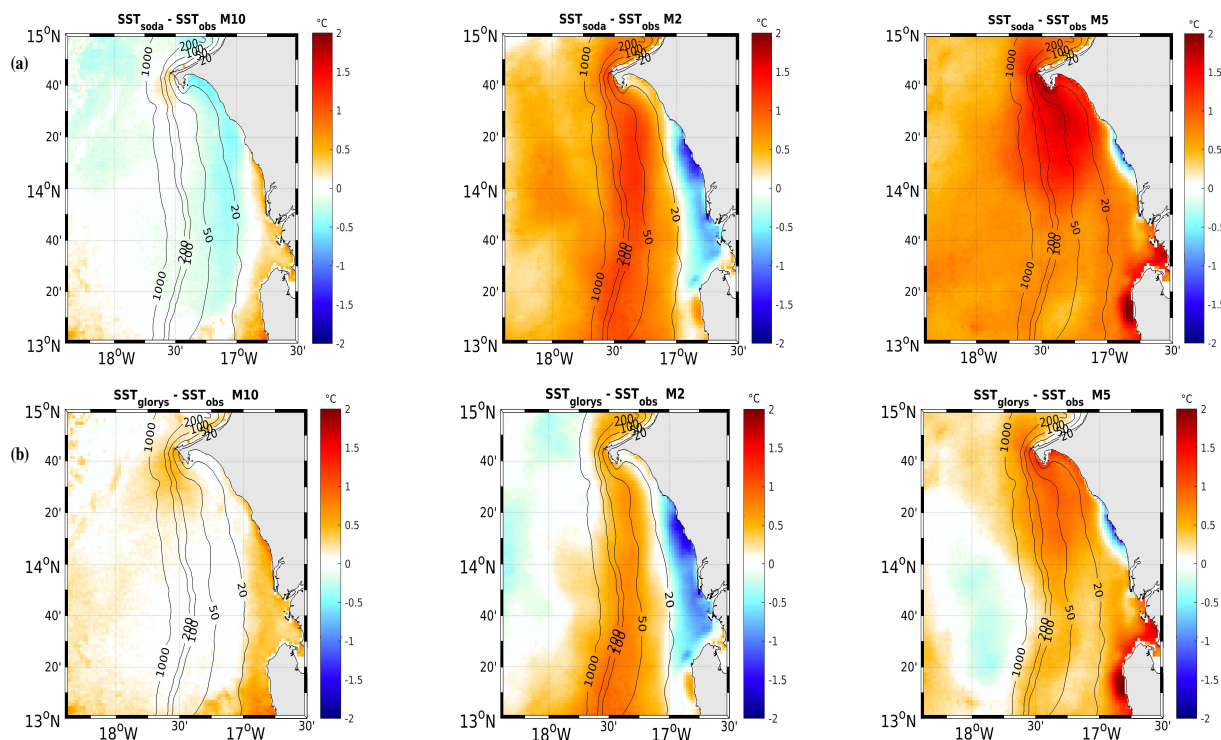


Fig. 3.2 – Différence de SST entre les simulations (forcée par SODA en haut et par GLORYS en bas) et les observations MODIS sur la partie Sud du SUS et les isobathes 1000, 200, 100, 50 et 20 m en contour noire.

Les écarts en température de surface de la mer entre la simulation 2 forcée par GLORYS et les observations de MODIS s'affaiblissent sur toute la période par rapport à la simulation 1. On observe de nouveau les biais chauds inférieurs à $1,5^{\circ}\text{C}$ (voire figure 3.2) sur la langue d'eau froide. Les biais chauds à la côte au Sud du domaine sont également présents entre Mars et Mai. La simulation forcée par les produits GLORYS fournis des SST plus élevées comparées aux observations MODIS en Octobre et le biais chaud n'excède pas $0,5^{\circ}\text{C}$ sur la quasi-totalité du domaine. Excepté le mois de Décembre, les températures du modèle restent relativement plus élevées que les produits satellitaire de MODIS.

L'évaluation de la SST révèle une similarité de la structure spatiale de ce paramètre sur les deux simulations. Elle montre que le modèle est capable de représenter la variabilité intrinsèque du système. Il reproduit qualitativement la dynamique méso-échelle notamment les filaments, tourbillons et méandres. La simulation 1 modélise les températures les plus élevées à la surface de la mer. La simulation 2 semble être la simulation la plus réaliste pour la représentation spatiale de la SST car les biais sont réduits d'environ 4% par rapport à la simulation 1. L'origine de cette différence peut être due aux produits de forçages aux frontières océaniques de la simulations 1 relativement plus chaudes que celles de la simulation 2 et les intensités du courant méridien les plus intenses.

3.1.2 Évaluation de la SSH

Les cartes de l'élévation moyenne de la surface de la mer (SSH) sur lesquelles sont tracées le courant géostrophique moyen calculé à partir de la SSH du modèle ("zeta") et de la SSH d'AVISO (ADT) décèlent une cohérence de la structure spatiale entre la SSH du modèle et celle des observations (figure 3.4). La connaissance de cette structure spatiale de la SSH et de la position des gradients de pression est essentielle pour comprendre la circulation superficielle. La figure 3.4 a, b, c, représentant la climatologie moyennée de Février à Avril, indique un fort gradient alongshore (Nord Sud) de la SSH traduisant ainsi une différence de pression Nord-Sud entre les eaux d'upwelling plus denses et les eaux chaudes équatoriales plus légères. On observe une structure anticyclonique au dessus de la presqu'île du Cap-Vert. Cette structure anticyclonique n'est pas présente dans les observations satellites AVISO. L'absence de la cellule anticyclonique peut être due à la problématique des observations satellites dans la zone côtière qui se traduit par l'absence de données vers la côte qui sont intégrées par interpolation linéaire. Le courant géostrophique se calcule à partir de l'équation ci-dessous :

$$\begin{cases} U_g = -\frac{g}{f} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ V_g = \frac{g}{f} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} \end{cases} \quad (3.1)$$

Sur cette zone, le courant géostrophique est quasi parallèle à la côte et dirigé vers le Sud (courant alongshore) jusqu'aux environs de 13°30'N. Au delà de cette latitude, le courant géostrophique moyen est perpendiculaire à la côte et dirigé vers la côte (courant onshore). En moyenne mensuelle entre les mois de Juin à Septembre (figure 3.4 d e et f), on observe un fort gradient Est-Ouest de la SSH. À cette période, la structure anticyclonique est aussi présente cependant elle s'affaiblit vers la côte et s'intensifie vers le large. Le courant géostrophique moyen généré par la différence de pression est strictement dirigé vers le Nord sur la partie Sud de la SUS et sur la partie Nord du domaine le courant géostrophique prend la direction Nord-Est. Il est intense jusqu' environ 14°30'N sur la partie Sud. Pour des comparaisons quantitatives, nous avons effectué une interpolation des données satellitaires sur la grille Sen2 pour recalculer les données SSH manquante à certains points à partir des valeurs connues des points plus proche. La différence entre la SSH du modèle pour les deux simulations et celle de l'observation est présentée sur la figure 3.4 (g i SODA et h j GLORYS). Au Nord du Cap-Vert (Dakar), le modèle surestime la SSH et les plus forts biais sont observés sur la simulation 1 (compris 0.01 m et 0.02 m) au cœur de la saison d'upwelling (de Février à Avril (FMA)) (figure 3.4 g h). Cette surestimation est aussi observée près de la côte entre les latitudes 12°30' N et 13°30' N. Le biais de l'élévation de la surface de la mer reste relativement faible sur le reste du domaine à cette période (fort biais observé sur la simulation 1 ne dépassant pas -0.015 m). Sur la période d'été, de Juin à Septembre (JJAS) (figure 3.4 i et j), on observe de forts biais de la

SSH vers la côte sur la simulation 2 (forcée par GLORYS). Entre les latitudes 15°30'N et 16°30'N, le modèle domine avec de faibles biais sur la simulation 1. Sur la zone d'upwelling (allant de la côte jusqu'à 18°W) le modèle sous-estime l'élévation du niveau de la mer par rapport aux observations AVISO. Pour mieux quantifier le biais en SSH, les écarts entre le modèle (simulation 1 et 2) et les observations satellites (ADT AVISO) ont été tracés par mois (carte non montrée). De Février à Mai et au mois de Juillet, le biais est faible et ne dépasse pas 0.02 m en valeur absolue sur la simulation 2. Excepté ces mois, le biais est plus réduit sur la simulation 1 et n'excède pas 0.03 m en valeur absolue. En général, en période d'upwelling (Février à Mai) la simulation forcée aux frontières par GLORYS donne les meilleures estimations de la SSH et en période chaude celle forcée par SODA semble plus réaliste à simuler l'élévation de la surface de la mer.

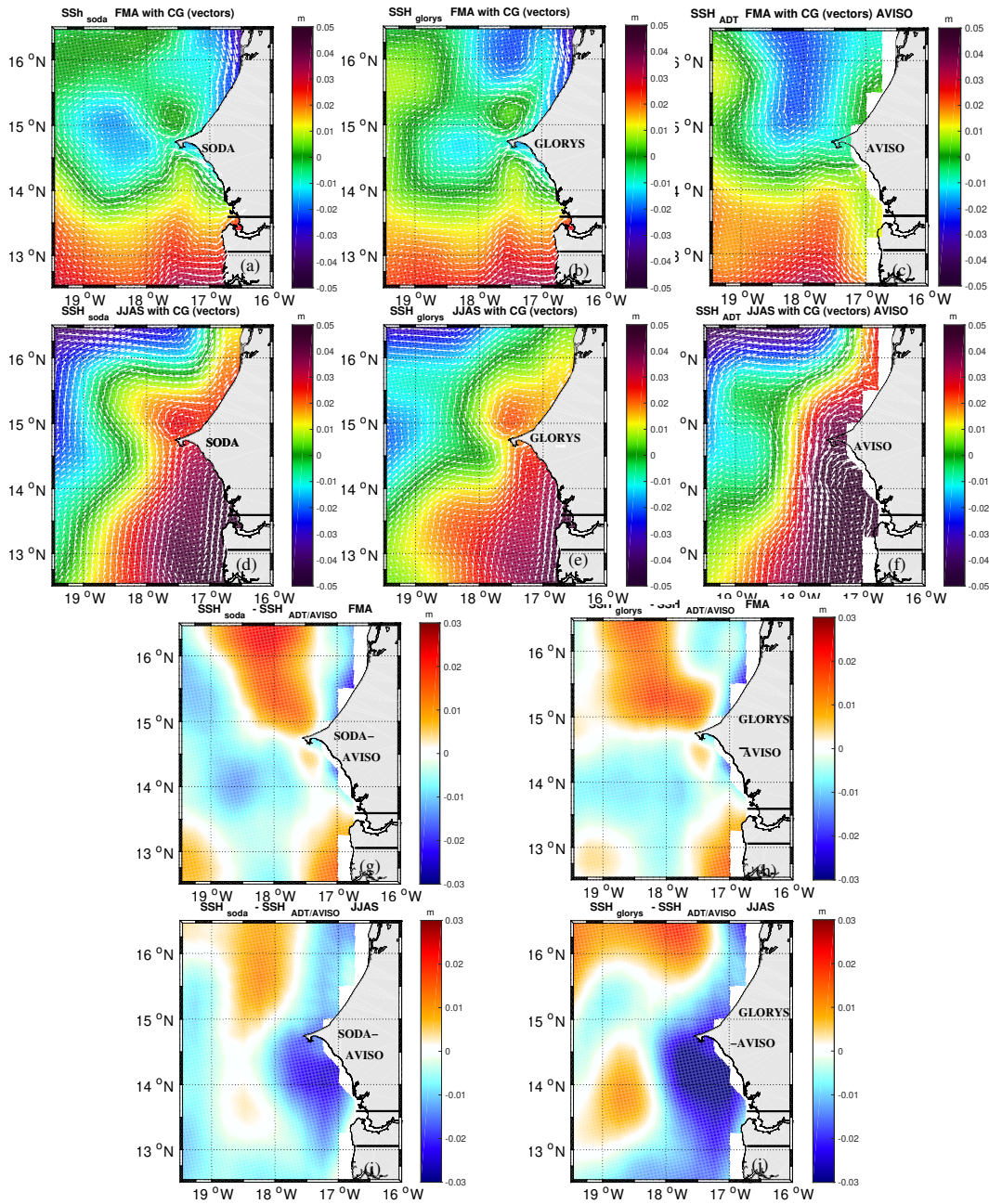


Fig. 3.3 – Climatologie mensuelle moyennée de Février à Mai (a,b,c) et de Juin à Septembre (d, e, f) de la SSH et du courant géostrophique en vecteur pour les simulations 1 (a, d) et 2 (b, e) ainsi que les observations d'AVISO (c, f) et les écarts entre la simulation 1 et l'observation (g, i) d'une part et la simulation 2 et l'observation (h, j) d'autre part.

3.1.3 Évaluation du courant méridien

On s'intéresse maintenant à la circulation en subsurface et profonde en comparant qualitativement la distribution du courant parallèle à la côte sur la verticale à la latitude 14°N (figure 3.4). La figure 3.4 décrit la structure typique d'un système de courant d'upwelling : le jet côtier de l'upwelling dirigé dans le sens du vent (vers l'équateur) sur le plateau continental et le sous-courant orienté vers le Nord (vers le pôle) piégé sur le talus continental (Barton, 1998; Binet, 1991). La section à 14°N du courant méridien moyen des simulations 1 et 2 montre la présence d'un jet côtier sur le plateau continental et un sous-courant dont le cœur est situé sur le talus à environ à 100 m. Le sous-courant affleure la surface au niveau des simulations 1 et 2 à l'extérieur du plateau. Le noyau du sous-courant issu de la simulation 2 (figure 3.4.c) est plus intense (~ 20 cm/s) que celui de la simulation 1 (~ 15 cm/s) (figure 3.4.b). La structure verticale du courant méridien mesuré le 23 Février 2013 lors du programme UPSEN 2 (Capet *et al.*, 2017; Ndoye, 2016) sur la latitude 14°N montre les mêmes patterns de circulation verticale méridienne des simulations. Les observations du courant alongshore présentent un noyau de sous-courant (supérieur à 20 cm/s) entre 50-100 m. On constate que le modèle sous-estime le courant méridien. À noter que cette comparaison est qualitative et est à prendre avec précaution car les observations ne sont pas une climatologie. La simulation 2 (forcé par GLORYS) semble être plus similaire aux observations que la simulation 1 (forcé par SODA). Ces comparaisons montrent que le modèle est capable de reproduire la structure du courant méridien.

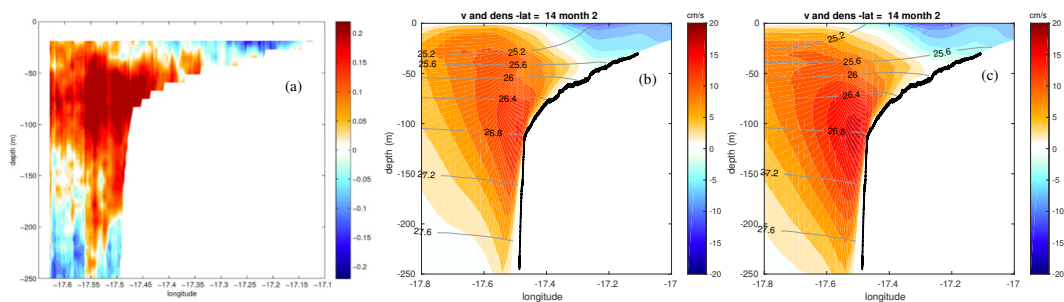


Fig. 3.4 — Section verticale longitude-profondeur du courant méridien (v) à la latitude 14°N : (a) mesuré le 23 Février 2013 lors de la campagne UPSEN 2 en m/s, (b) simulé par le modèle forcé par SODA (simulation), en cm/s et (c) simulé par le modèle forcé par GLORYS (simulation 2), en cm/s. La ligne noire représente la topographie à cette latitude

L'évaluation de ces quelques paramètres (SST, SSH et courant méridien) nous donne une certaine confiance au modèle dans la capacité à reproduire les variables océaniques de surface et en profondeur avec un niveau de réalisme acceptable même si quelques biais sont encore présents comme par exemple la faiblesse des remontées d'eau en hiver et au printemps.

3.2 Structure verticale : Température et Salinité

3.2.1 Structure verticale de la température

La structure verticale de la température donne une idée sur les mois de résurgence et le cœur de la période. La figure 3.5 représente des coupes verticales de la climatologie mensuelle de température de la simulation 2 sur lesquelles sont tracées les isopycnes (ligne blanche) et la base de la couche de mélange (ligne rose) sur la Côte Sud du Sénégal à la latitude 13°N. Elle montre que sur la Côte Sud du Sénégal l'upwelling démarre à partir de Novembre et se termine au mois de Mai (Roy, 1989; Ndoye *et al.*, 2014). Les eaux remontées semblent provenir de 50 m de profondeur. Un fort gradient vertical de la température est observé en début de saison d'upwelling. En période d'upwelling, la thermocline marquée par l'isotherme 20°C se trouve à environ 45 m de profondeur et la couche de mélange (MLD) profonde de 35 m s'approfondit sous l'effet de l'intensification des vents. Elle s'approfondit en période chaude (50 m de profondeur) et la MLD rétrécit (10 m de profondeur environ). En revanche, au cœur de la période d'upwelling, la thermocline est presque confinée à la couche de mélange. Le gradient vertical des isopycnes présente les mêmes variations que la température. L'intensité de l'upwelling varie latitudinalement (figures non montrées) malgré tout cela la position de la thermocline n'évolue presque pas avec la latitude.

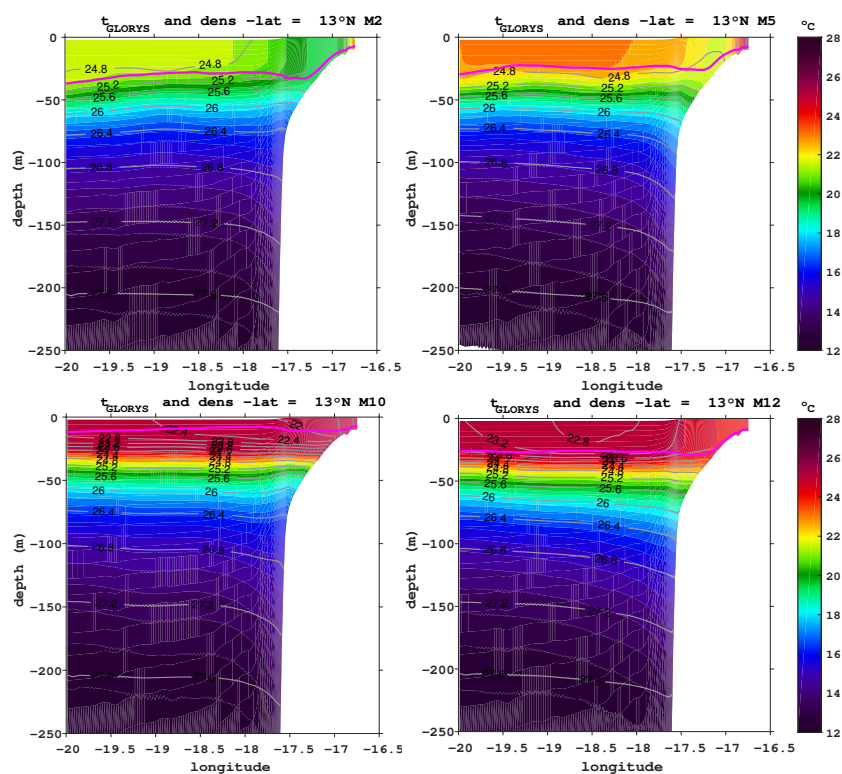


Fig. 3.5 – Climatologie de la structure verticale (longitude-profondeur) de la température (couleur) et de la densité (isopycnés en lignes blanches) pour la simulation 2 (forcée par GLORYS). Le profondeur de la couche de mélange est représentée par la ligne rose.

Sur la figure 3.6 sont représentées les différences de températures entre les deux simulations 1 et 2 ainsi que la profondeur de la couche de mélange (les lignes rose et noire respectivement simulation 1 et 2). Les températures de la simulation 1 sont en moyenne plus chaudes sur la période excepté les mois de Mars, Avril et Décembre dans la couche de mélange. De la base de la couche mélangée jusqu'à 50 m de profondeur, la simulation 1 reste plus chaude (écart maximal supérieur à 0.6°C) excepté les mois d'Avril, Mai, et Juin où on trouve des écarts négatifs (simulation 2 plus chaude) entre 18° - 19°W et les mois Avril, Mai, Novembre et Décembre où les écarts négatifs sont observés sur le talus continental. La simulation forcée par SODA reste relativement plus chaude au niveau du plateau continental durant toute l'année. D'une manière générale, la simulation 1 est plus chaude en profondeur et la couche de mélange simulée est quasi identique sur les simulations. Le forçage identique en vent dans les deux simulations expliquent les faibles variations de la profondeur de la couche de mélange.

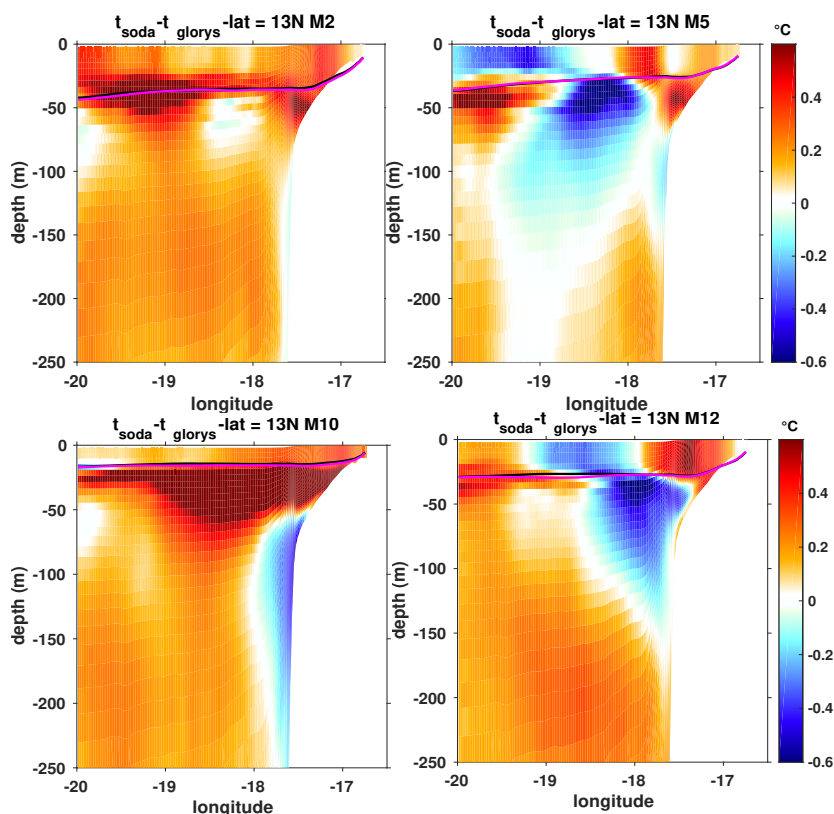


Fig. 3.6 – Climatologie de la structure verticale des écarts de température (en couleur) des deux simulations (1 et 2). La MLD des simulations est représentée respectivement par les ligne rose et noire.

3.2.2 Structure verticale de la salinité

La figure 3.7 montre la structure verticale (longitude-profondeur) de la salinité de la simulation 2 sur laquelle sont représentées les isopycnes en ligne blanche et la base de la couche de mélange en ligne rose à la latitude 13°N . La salinité est très variable au cours des saisons dans la couche de mélange sur la période. La couche mélangée est très salée (environ 35,8 PSU) d'Avril à Août, ensuite cette salinité diminue entre Septembre et Décembre, avec des valeurs comprises entre 34,8 et 35 PSU. Cependant, on note une diminution de la salinité au mois d'Août dans la zone «innershelf» qui peut s'expliquer par l'importance de la pluviométrie à la côte, à cette période de l'année. La salinité est moyenne (35,4 PSU) dans la couche de mélange de Janvier à Mars mais importante (36 PSU) entre la base de la couche mélangée et 100 m de profondeur sur la période de simulation. À cette profondeur circulent les Eaux de Surface Tropicales (TSW, pour Tropical Surface Water). La TSW est caractérisée par un maximum de salinité vers 100 m de profondeur (Lambert and Sturges, 1977; Sow, 2014). La même variation saisonnière de la salinité est observée sur la section verticale à 13°N de la simulation 1. Au delà de la base de la MLD, la variation de la salinité est identique en moyenne au cours de la période.

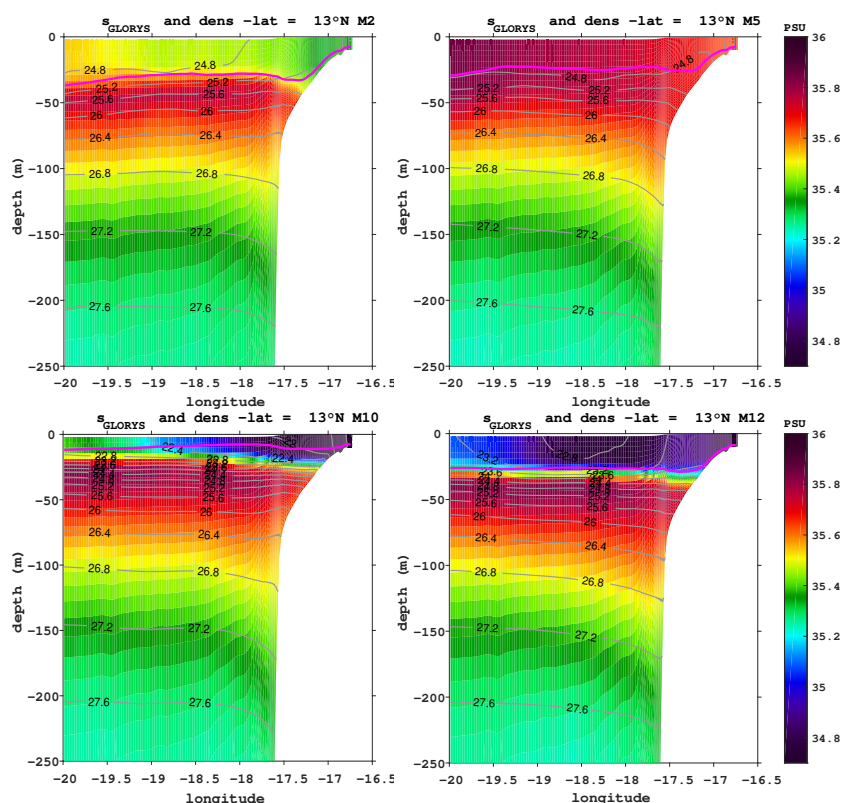


Fig. 3.7 – Climatologie de la structure verticale (longitude-profondeur) de la salinité (couleur) et de la densité (isopycnés en lignes blanches) pour la simulation 2 (forcée par GLORYS). Le profondeur de la couche de mélange est représentée par la ligne rose.

La variation moyenne mensuelle de la salinité fluctue très peu d’une latitude à une autre (figures non montrées). Sur les sections réalisées à $12^{\circ}30'N$ (non montrées), la salinité est faible au mois de Janvier. La variation de la salinité dans la zone «innershelf» au mois d’Août y est très marquée. On remarque qu’en début de la saison d’upwelling, les eaux de surface sont moins salées que les eaux en subsurface à cette latitude. Cette stratification en salinité montre que les eaux moins salées ne sont pas synonyme de remontées à cette latitude. Elles semblent provenir de la zone Nord SSUC considérée comme zone de remontée (Ndoye *et al.*, 2017) et advectées vers ses latitudes par le jet d’upwelling côtier (figure 3.9).

La différence de salinité (figure 3.8) entre les simulations montre que de Janvier à Avril et d’Août à Septembre, la simulation 2 est plus salée sur les 100 premiers mètres et moins salée au delà de cette profondeur. Dans la couche de mélange, la simulation 2 fournit de fortes salinités à la côte et la salinité devient plus faible vers le large aux mois de Mai, Juin et Décembre par rapport à la simulation 1. La simulation 1 est plus salée presque dans toute la couche de mélange au mois d’Octobre et Novembre. En moyenne, la simulation 2 reste plus salée sur les 100 premiers mètres et moins salée au delà de cette profondeur, que la simulation 1, sur toute la période.

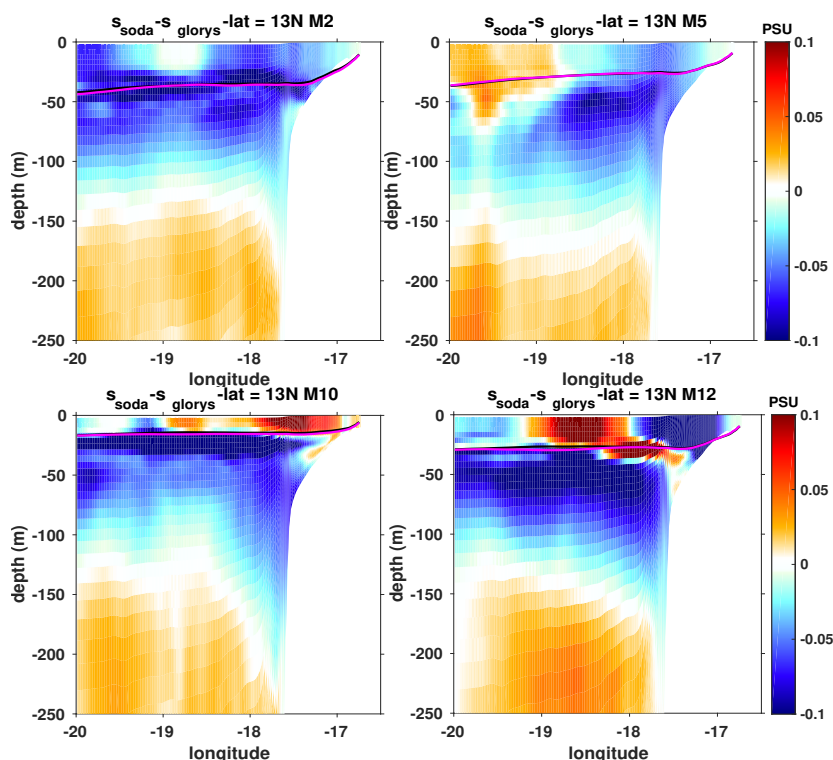


Fig. 3.8 – Climatologie de la structure verticale des écarts de la salinité (en couleur) des deux simulations (1 et 2). La MLD des simulations est représentée respectivement par les ligne noire et rose.

3.3 Circulation océanique sur la Côte Sud

La circulation de surface et de subsurface en Atlantique Tropical Est est forcée par le vent, principal moteur de la circulation océanique de surface, et subit l'influence de la force de Coriolis qui décroît vers l'équateur (Faye, 2015). Sur la Côte Sud du Sénégal présentant une orientation quasiment méridienne du courant, trois types de sections du courant ont été réalisés : la section longitude-latitude pour faire ressortir le courant de surface, les sections longitude-profondeur et temps-profondeur pour mettre en évidence le courant alongshore et cross-shore et la coupe longitude-temps pour visualiser la progression du jet et du sous-courant. Ces différentes sections vont permettre de montrer le système de courants et sous-courants de la Côte Sud du Sénégal (CSS).

3.3.1 Circulation parallèle à la côte

La figure 3.9 représente la moyenne mensuelle du courant méridien (en couleur) et le courant total de surface (flèche noire) au cour de l'année et les isobathes 20 50 100 200 et 1000 m (ligne noire). Sur la Côte Sud, on observe un courant qui s'écoule vers le Sud dans la zone «innersherf» et un courant vers le Nord au large. Le jet côtier dirigé vers

l'équateur est intense de Novembre à Mai (15 cm/s au mois d'Avril) et s'écoule sur le plateau continental. Il y apparaît un courant dirigé vers le pôle au large sur la période sauf au mois de Janvier et de Décembre. Les champs de vitesses du courant vers le Sud sont maximaux aux mois de Février à Avril. Le courant vers le Sud est très faible de Juin à Octobre entre l'isobathe 20 m vers la côte de la zone d'étude. Le courant orienté vers le Nord est plus intense au mois de Novembre (vitesse supérieur à 15 cm/s) et d'Octobre. Le courant total est purement méridien de la côte jusqu'à 18°W. De Décembre à Mai, il est dirigé vers le Sud à l'approche de la côte (17°30'W vers la côte) et Sud-Est de 17°30'W vers l'Ouest. Il s'affaiblit de Juin à Novembre vers la côte voire même s'annule de Juillet à Octobre. De 17°30'W vers le large le courant est intense et dirigé vers le Nord d'Octobre à Novembre et de Juin à Août. De Juin à Juillet et d'Octobre à Novembre, le courant vers le Nord s'intensifie vers le Nord.

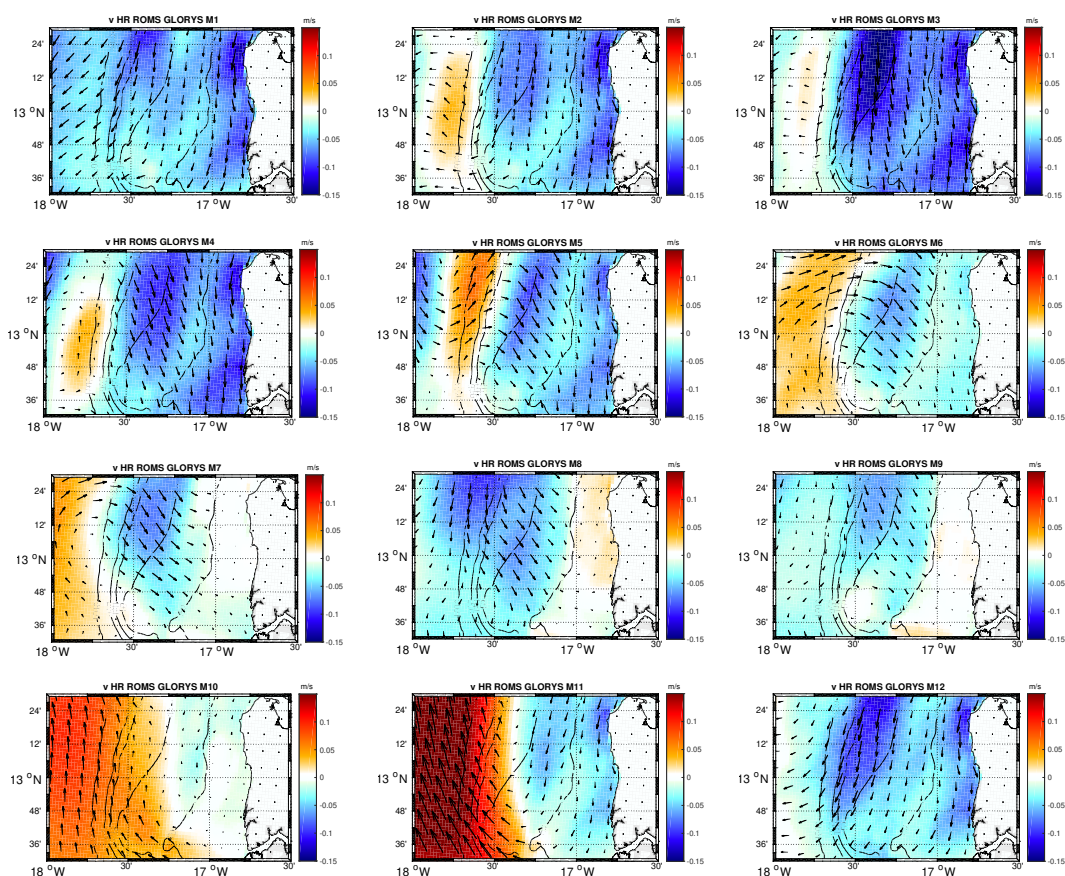


Fig. 3.9 – Diagramme longitude-latitude du courant méridien (couleur); courant total (flèche noire); les isobathes 20 50 100 200 et 1000 m (ligne noire)

On s'intéresse maintenant à la circulation en subsurface et profonde au niveau de la Côte Sud du Sénégal. L'étude de la circulation verticale du courant méridien est focalisée sur la période d'upwelling : le début de l'upwelling d'Octobre à Décembre (OND) et le cœur de l'upwelling de Février à Avril (FMA). Sur la figure 3.10 on présente la structure verticale du courant méridien (v) le long de la Côte Sud du Sénégal moyenné sur le début et au cœur de la période d'upwelling (ligne 1 la période OND et ligne 2 la période FMA). Elle montre l'apparition du jet côtier d'upwelling sur le plateau continental qui s'affaiblit vers le Sud. L'extension verticale du jet est 16 m de profondeur sur la période OND et 26 m au cœur de l'upwelling. Ceci montre un approfondissement du jet au cœur de la saison. Il s'écoule sur la Côte Sud du Sénégal un sous-courant le long du rebord du plateau. Le noyau du sous-courant est situé entre 60 m et 100 m sur la période FMA et entre 50 m et 75 m sur la période OND avec des vitesses maximales respectives 8 cm/s et 9 cm/s en moyenne. Cependant, le sous-courant présente en moyenne deux cœurs au début de la saison : l'un collé au talus et l'autre dans la couche mélangée à 18°W sur la Côte Sud. Le noyau du sous-courant s'approfondit vers le Nord. Par contre, le sous-courant peut atteindre 20 cm/s sous certaines situations particulières comme le montre les observations de (Capet *et al.*, 2017) à 14°N . La partie supérieure de ce sous-courant est extrêmement proche de la surface (~ 6 m de profondeur) au cœur de l'upwelling et occupe complètement la couche de mélange et affleure la surface comme un courant vers le Nord au large du jet au début de la saison. Ceci est en conformité avec le comportement du Perou Chili Under-Courent (Penven *et al.*, 2005). L'intensité du sous-courant (poleward under-current) varie en fonction de la latitude et semble corrélée au jet. Selon (Sow, 2014), le cœur du sous-courant est forcé par la dôme de Guinée qui semble être à l'origine au non conservation de la vorticité potentielle.

Le diagramme Hovmöller temps-profondeur du courant méridien résume les principales caractéristiques du courant méridien sur la période. La figure 3.11 montre la structure verticale temps-profondeur du courant méridien aux latitudes $12^\circ30'\text{N}$, 13°N et $13^\circ30'\text{N}$ à la longitude $17^\circ30'\text{W}$. Un courant vers le Nord s'écoule sur la Côte Sud de Septembre à Juin. Entre Mai et Juin et Octobre et Novembre, le sous-courant affleure en surface. La saisonnalité du sous-courant est bien reproduit avec deux noyaux en Avril-Mai et Novembre-Décembre. Ces résultats sont en accord avec les travaux de Kounta *et al.* (2018). Le premier pic de sous-courant (d'Avril-Mai) dont le cœur se trouve à 40 m de profondeur est moins intense que le deuxième pic d'Octobre-Novembre dont le cœur peut être localisé à différentes positions selon la latitude : 50 m de profondeur à $12^\circ30'\text{N}$ en Novembre, 25 m de profondeur à 13°N en Novembre et à 100 m à $13^\circ30'\text{N}$ en Octobre.

La figure 3.12 décrit la structure du courant alongshore moyenné de la base de la couche mélangée à 200 m de profondeur pour chaque mois en fonction de la longitude aux latitudes $12^\circ30'$, 13° et $13^\circ30'\text{N}$. De $17^\circ30'\text{W}$ vers la côte se propage un courant orienté vers l'équateur (jet d'upwelling côtier). Le jet est présent sur tout le plateau durant toute la saison d'upwelling. Le cœur du courant vers le Sud est observé de Mars à Avril sur la longitude

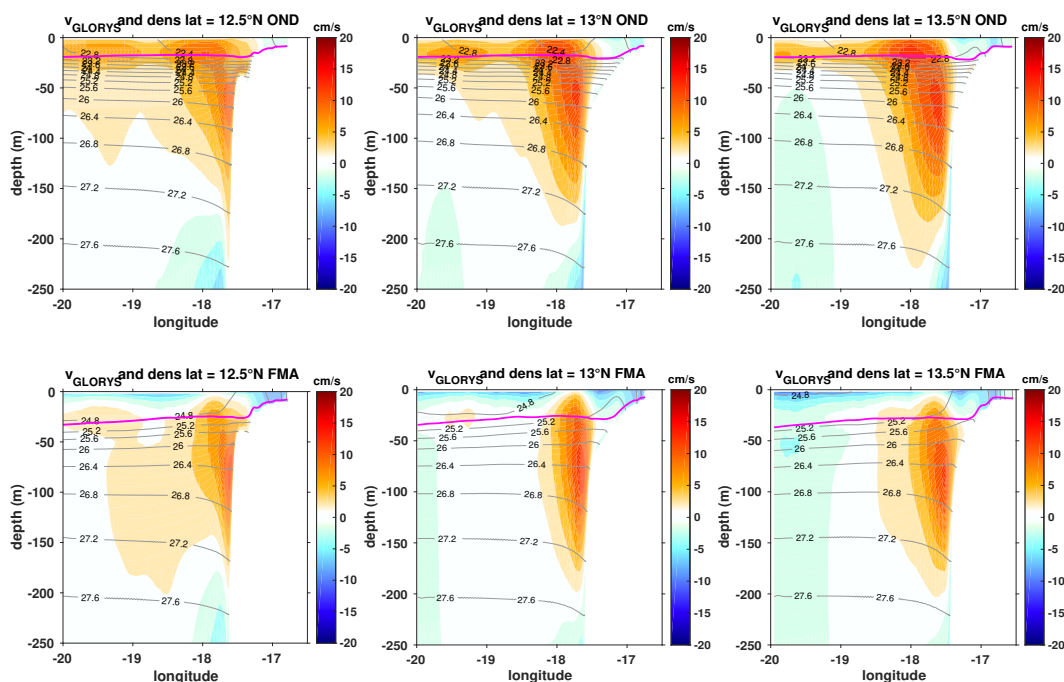


Fig. 3.10 – Structure verticale longitude-profondeur du courant méridien de Février à Avril (en haut) et d’Octobre à Décembre (en bas) ; les isopycnes (ligne grise) et la limite du couche mélangée (ligne rose)

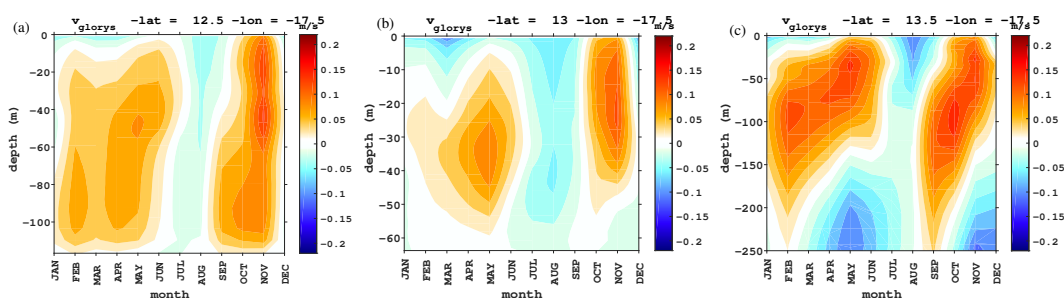


Fig. 3.11 – Diagramme Hovmöller temps-profondeur du courant méridien aux points ($12^{\circ}30'N$, $17^{\circ}30'W$) (a), ($13^{\circ}N$, $17^{\circ}30'W$) (b) et ($13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}30'W$) sur la Côte Sud du Sénégal

$17^{\circ}W$ et de Février à Mars sur $16,8^{\circ}W$ respectivement sur les latitudes $12^{\circ}30'N$ (~ -11 cm/s) et 13° et $13^{\circ}30'N$ (~ -15 cm/s). Au large (de $17^{\circ}30'W$ vers l’Ouest), l’intensité ce courant est très faible (~ -5 cm/s) vers Sud et reste dominée par un sous-courant dirigé vers le pôle. On retrouve de nouveau les deux pics de sous-courant qui prennent naissance sur la rupture de pente et se propage vers l’Ouest. Sur les latitudes $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$ apparaissent trois cellules du sous-courant de direction Nord Ouest. La cellule de Janvier à Juillet s’écoule de $17^{\circ}30'W$ vers le large, la cellule d’Août à Novembre de $18,25^{\circ}W$ vers le large et la cellule de Septembre à Décembre de $17^{\circ}30'W$ à $19^{\circ}W$. L’épaisseur du cœur s’élargit vers le Nord et son intensité semble être atténuée par l’intensité du courant vers le Sud.

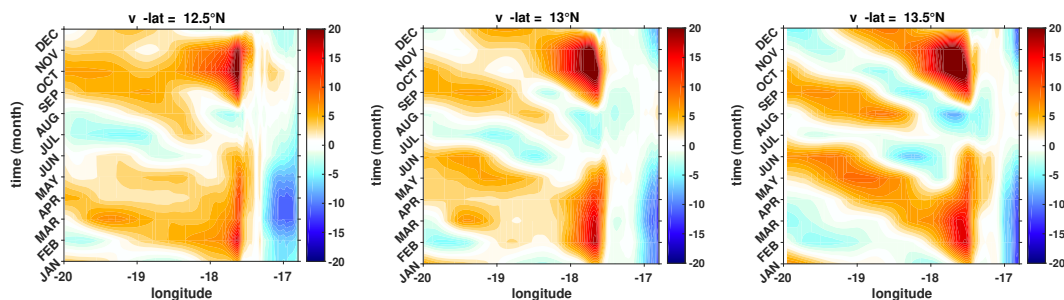


Fig. 3.12 – Hovmöller temps-longitude du courant méridien aux latitudes $12^{\circ}30'N$, $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$ entre la base de la couche de mélange jusqu'à 200 m de profondeur

La figure 3.13 montre la structure du courant alongshore moyen moyenné entre la base de la couche mélangée jusqu'à 200 m de profondeur pour chaque mois en fonction de la latitude aux longitudes $16,8^{\circ}$, 17° et $17^{\circ}30'W$. Le courant méridien présente une structure très distincte d'une longitude à une autre en moyenne. La zone côtière ($16,8^{\circ}W$) reste dominée par un courant vers le Sud sur toute la période excepté au mois d'Août où apparaît un faible courant vers le pôle. Les vitesses maximales (~ -20 cm/s) du courant vers le Sud en moyenne sur cette zone sont observées au mois de Mars sur les latitudes $12,75^{\circ}N$, $13,25^{\circ}N$ et $13,30^{\circ}N$. Sur la longitude $17^{\circ}W$, le courant parallèle à la côte dirigé vers le Sud est très faible. Les maxima de vitesse (~ -10 cm/s) sont enregistrés au mois de Mars sur la latitude $12,6^{\circ}N$. Ce courant vers le Sud s'affaiblit vers le Nord. Il s'écoule avec de faibles intensités (~ 5 cm/s) entre Juillet et Août sur la longitude $17^{\circ}30'W$. Au delà de ces mois s'écoule un courant alongshore vers le Nord dont les vitesses maximales sont observées au mois d'Octobre (~ 20 cm/s) sur la latitude $12^{\circ}30'N$ et en Février (~ 15 cm/s).

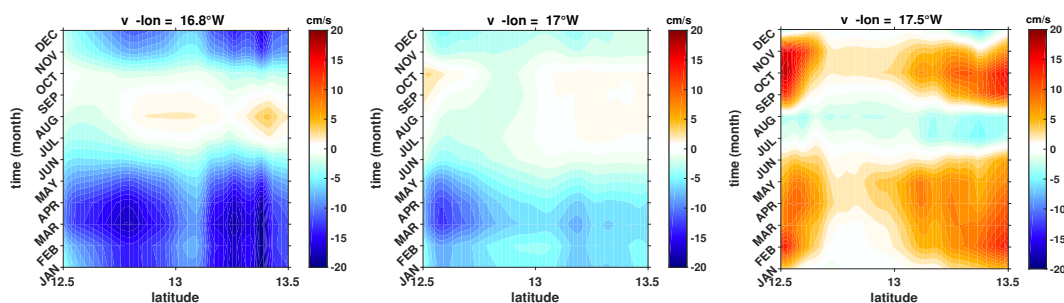


Fig. 3.13 – Hovmöller temps-latitude du courant méridien aux longitudes $16,8^{\circ}$, 17° et $17^{\circ}30'W$ entre la base de la couche de mélange jusqu'à 200 m de profondeur

3.3.2 Circulation perpendiculaire à la côte

La figure 3.14 représente la climatologie mensuelle du courant zonal (en couleur), le courant total de surface (flèche noire) sur la période et les isobathes 20 50 100 200 et 1000

m (en ligne noire). Le courant zonal moyen de la zone d'étude est saisonnier ; il s'écoule vers la côte (vers l'Est) du mois d'Avril au mois d'Août et vers le large (vers l'Ouest) d'Octobre à Février. Pendant les mois de Mars et de Septembre, le courant zonal est orienté vers la côte à l'Est de $17^{\circ}30'W$ et au large à l'Ouest de $17^{\circ}30'W$. Le courant vers l'Est est intense de Mai à Juin alors que le courant vers l'Ouest est intense de Novembre à Janvier. À l'approche de la côte, l'intensité du courant zonal est atténuée voire même s'annule. Le courant cross-shore est relativement faible en moyenne (intensité maximale n'excède pas 10 cm/s en valeur absolue). Le courant zonal dirigé vers la côte atteint les côtes de la Côte Sud du Sénégal avec de faibles intensités.

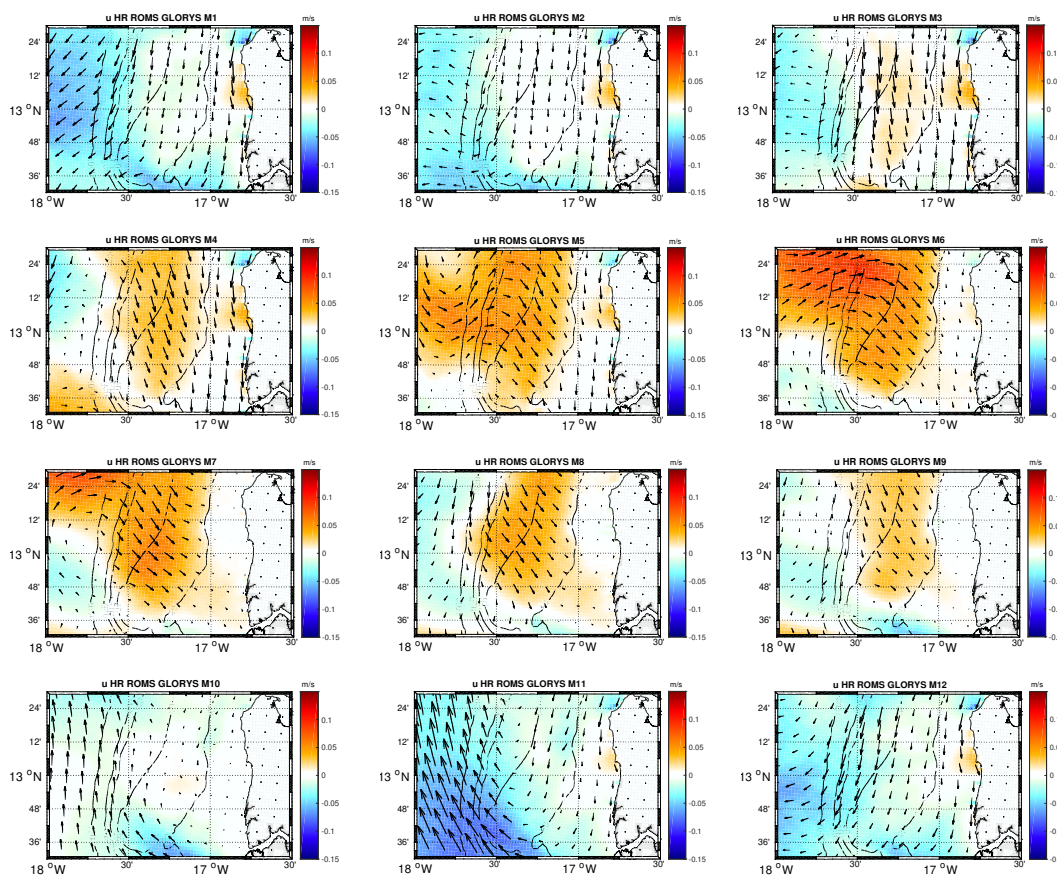


Fig. 3.14 – Diagramme longitude-latitude du courant zonal (couleur) ; courant total (flèche noire) ; les isobathes 20 50 100 200 et 1000 m (ligne noire).

La circulation verticale profondeur-longitude du courant transversal à la côte est représentée sur la figure 3.15 moyenné au début (en haut) et au cœur (en bas) de la saison d'upwelling sur laquelle figure la base de la couche mélangée (ligne rose) et les isopycnes (lignes grises) sur les latitudes $12^{\circ}30'N$, $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$. La circulation du courant cross-shore est très variable selon la latitude. Sur la saison d'upwelling, dans la dimension transverse à la côte, le courant est dirigé vers le large (vers l'Ouest) sur toute la couche de mélange ($\sim 0-40$ m en moyenne au cœur de l'upwelling et $\sim 0-20$ m au début de la période) et un courant

de subsurface vers la côte (vers l'Est) en dessous de la couche mélangée et conforme à la description du courant cross-shore de Lathuilière (2008). L'extension verticale du courant cross-shore vers l'Ouest est plus importante au cœur de la saison d'upwelling qu'au début de la saison et conforme les résultats de Sow (2014). Sur la latitude $12^{\circ}30'N$, on observe un courant vers l'Ouest s'écoulant le long du talus continental tandis que le courant de compensation orienté vers l'Est reste collé au talus vers les latitudes $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$. La section vertical à $13^{\circ}N$ montre un courant zonal orienté vers la côte sur la zone la plus côtière. De Février à Avril, le courant zonal vers l'Ouest s'intensifie au large alors qu'au début de la saison, les vitesses maximales sont observées sur la côte sur la latitude $12^{\circ}30'N$ et au large sur les latitudes $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$. Les champs de vitesse du courant de compensation sont plus importants au début qu'au cœur de la saison. Le cœur du courant de compensation s'approfondit du Sud au Nord de la Côte Sud au début de la saison d'upwelling et très variable au cœur de la saison.

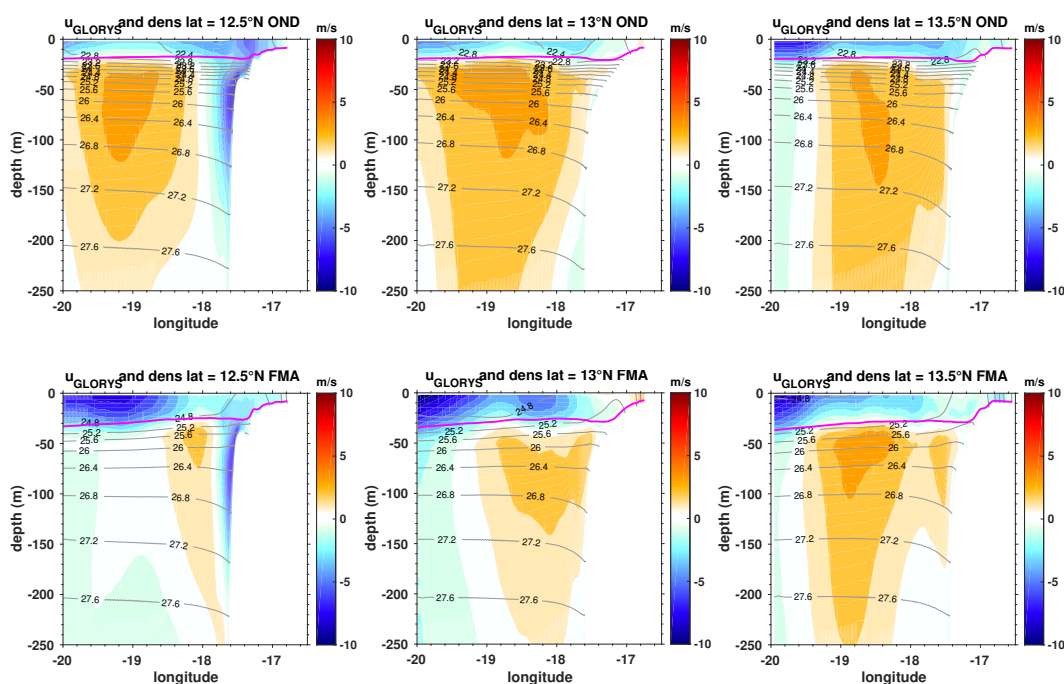


Fig. 3.15 – Structure verticale longitude-profondeur du courant zonal de Février à Avril (en haut) et d'Octobre à Décembre (en bas) ; les isopycnas (ligne grise) et la base du couche mélangée (ligne rose)

La coupe verticale effectuée aux points C (figure 3.17) montre la variabilité spatiale et temporelle du courant zonal sur la Côte Sud. Le Sud de la CSS ($12^{\circ}30'N$) est dominé par un courant zonal dirigé vers le large avec un cœur (~ -10 cm/s) marqué en Février et en Septembre-Octobre. Le courant zonal vers la côte se distingue à cette latitude en surface de Mars à Août par des intensités très faibles (~ 1 cm/s) et en profondeur (70-100 m) de Juin-Juillet et en fin Décembre (100-150 m). Au milieu de la CSS ($13^{\circ}N$), aux mois d'Avril à Août, le courant cross-shore orienté vers l'Est apparaît sur les 10 premiers mètres de

profondeur et persiste vers le fond (\sim jusqu'à 50 m) en Avril-Mai. Ce courant réapparaît très faible (~ 1 cm/s) en profondeur ($\sim 20-50$ m) au mois d'Août. Il est plus fort en intensité en surface (~ 5 cm/s) qu'en profondeur. Sur ce point (13°N , $17^\circ 30'\text{W}$), le courant cross-shore est orienté vers le large de Janvier à Mai sur la profondeur et de Septembre à Décembre. Sur la latitude $13^\circ 30'\text{N}$, le courant zonal moyen vers le large occupe les 50 premiers mètres d'Août à Mars. Les intensités maximales (~ 5 cm/s) de ce courant sont acquis aux mois d'Août, d'Octobre et de Décembre. Le courant de compensation moyen d'Ouest s'écoule en profondeur ($\sim 50-200$) de Janvier à Juillet, progresse vers la surface et affleure en surface d'Avril à Août. Le pic du courant vers la côte (~ 8 cm/s) est observé en surface au mois de Juin. Le courant de compensation se présente en profondeur (50-200m) de Septembre à Décembre avec un cœur mesurable en Novembre à 50 m de profondeur environ.

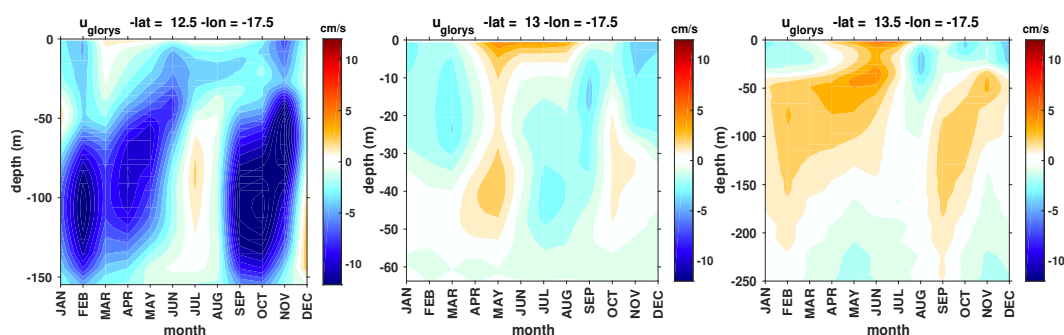


Fig. 3.16 – Diagramme Hovmöller temps-profondeur du courant zonal aux points ($12^\circ 30'\text{N}$, $17^\circ 30'\text{W}$), (13°N , $17^\circ 30'\text{W}$) et ($13^\circ 30'\text{N}$, $17^\circ 30'\text{W}$) sur la Côte Sud du Sénégal

Les sections le long de la côte du domaine de la moyenne saisonnière du courant zonal moyenné entre la base de la couche mélangée jusqu'à 200 m de profondeur sont représentées à la figure 3.17 aux latitudes considérées. Le courant de compensation vers la côte est visible sur la période d'Octobre à Décembre à l'Ouest de 18°W sur la latitude $12^\circ 30'\text{N}$ et à l'Ouest de $17^\circ 30'\text{W}$ sur les latitudes 13° et $13^\circ 30'\text{N}$. Ce courant de subsurface réapparaît en Avril-Mai sur la latitude $12^\circ 30'\text{N}$, en Février-Juin sur 13°N et en Mars-Septembre sur la latitude $13^\circ 30'\text{N}$. Les vitesses de pointe sont obtenues en Novembre-Décembre (~ 6 cm/s) et en Avril-Mai. À l'Est de $17^\circ 30'\text{W}$, le courant cross-shore dirigé vers l'Ouest est très faible sur les latitudes 13° et $13^\circ 30'\text{N}$ alors que sur la latitude $12^\circ 30'\text{N}$ se propage un courant zonal orienté vers l'Ouest avec des vitesses maximales le long de cette longitude au mois Octobre-Décembre et Avril-Mai. Ce courant cross-shore d'Est s'écoule en Juin-Octobre sur les latitudes $12^\circ 30'\text{N}$ et 13°N et en Septembre-Octobre sur $13^\circ 30'\text{N}$ et en Février-Mars sur ces latitudes.

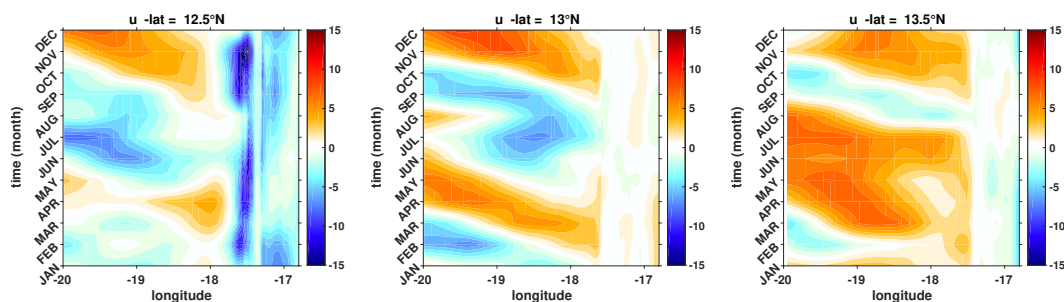


Fig. 3.17 – Hovmöller temps-longitude du courant zonal aux latitudes $12^{\circ}30'N$, $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$ entre la base de la couche mélangée jusqu'à 200 m de profondeur

3.4 Variabilité interannuelle

Pour l'étude de la variation interannuelle, les années 2000 et 2001 sont considérées comme le temps spin-up pour une stabilité numérique du modèle. Ce temps de spin-up permet à la circulation de s'ajuster à la stratification, à la géométrie du domaine, aux forçages à la surface et aux frontières latérales et de développer la méso-échelle océanique (Moujane *et al.*, 2011). Les sorties journalières de la simulation forcée par les produits SODA sont utilisées pour cette étude.

3.4.1 Variabilité interannuelle de la SST

Le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle (figure 3.18) de la SST de 2003 à 2009 sont reproduits aux points d'étude C de la figure 1. Cette figure met en évidence la saisonnalité de l'upwelling de la Côte Sud du Sénégal : la période d'upwelling de Novembre à Mai et la saison chaude de Juin à Octobre. Sur la période de résurgence, elles font ressortir l'intensification et la relaxation de l'upwelling de Janvier à Mai. À ces points d'étude, les minima de SST sont enregistrés en Février tandis que les maxima de SST sont observés au mois d'Octobre quelque soit la latitude et l'année considérées. Les années 2004, 2007 et 2008 présentent d'un mois de retard du minimum de SST sur le latitude $12^{\circ}30'$ alors que l'année 2004 accuse un retard de deux mois sur les latitudes 13° et $13^{\circ}30'N$. En revanche, l'année 2009 présente le minimum de SST en avance (Janvier). Toutes fois, entre Août et Novembre, la SST reste plus modeste en 2009 et marquante en 2007. Les SST minimales en 2007 et en 2008 sont importantes et n'excèdent pas $20^{\circ}C$ vers la côte ($16,8^{\circ}W$ et $17^{\circ}W$ figure non montrée) et $19^{\circ}C$ au large ($17,25^{\circ}W$) de Janvier à Mai. La variation côte-large de la température est quasi similaire en période chaude est très importante en période d'upwelling (plus de $2^{\circ}C$). La variabilité interannuelle de la SST est très marquée de Novembre à Mai et moins ressentie de Juin à Octobre.

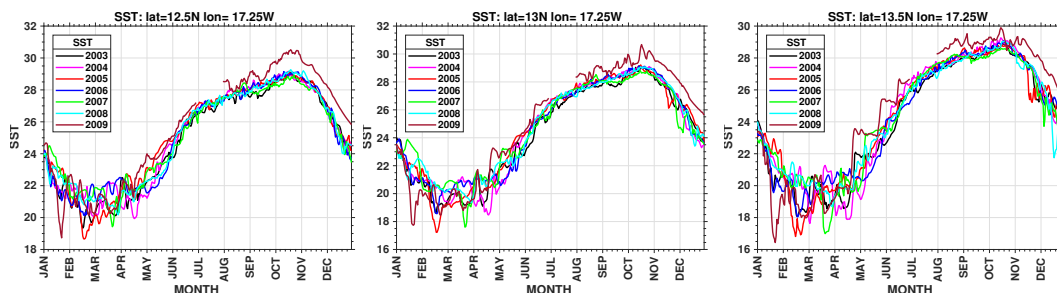


Fig. 3.18 – Variabilité interannuelle de la SST du modèle aux points d'étude C de la figure 1 de 2003 à 2009

3.4.2 Variabilité de la structure verticale de la température

La figure 3.19 montre la distribution de la température en profondeur au point C en 2007 et 2009. Le gradient vertical de la température suivant le cycle saisonnier est faible en période d'upwelling et fort en saison chaude. Le cycle saisonnier de la structure verticale de la température est caractérisé par une remontée des isothermes 16°C et 17°C en 2009 au mois de Janvier à la surface aux latitudes respectives 13° et $13^{\circ}30' \text{N}$ et $12^{\circ}30' \text{N}$. La thermocline est très marquée et profonde ($\sim 50 \text{ m}$) de Juillet à Décembre. Les eaux qui remontent en 2009, semblent provenir de plus de 55 m de profondeur environ sur les latitudes 13° et $13^{\circ}30' \text{N}$. L'isotherme 16°C se trouve $\sim 2 \text{ m}$ de profondeur en 2007. Cependant en 2007, les minima de température qui remontent au mois de Mars sont supérieures à 18°C et semblent trouver leur origine environs à 47 m de profondeur sur la latitude $13^{\circ}30' \text{N}$. La variabilité annuelle de la thermocline (remontée au printemps et en hivers boréale et approfondissement en été et en automne) est très distinct d'une à une autre. Elle est moins profonde et plus répandue en 2009 que l'année 2007. Sur la latitude $13^{\circ}30' \text{N}$, l'isotherme 15°C se situe entre $\sim 44 \text{ m}$ en Janvier 2009 et à 48 m en Mars 2007. Sur les latitudes $12^{\circ}30'$ et 13°N , les eaux restent plus chaudes en 2007 sur la couche mélangée. Cela montre de nouveau que la thermocline sur la Côte Sud du Sénégal semble être sensible à l'influence des deux phénomènes ENSO : EL Niño et La Niña. L'amplitude du cycle saisonnier est de 16°C en 2009 et $10,5^{\circ}\text{C}$ en 2007 sur la latitude $12^{\circ}30' \text{N}$ et 14°C en 2009 et 11°C en 2007 sur les latitudes 13°N et $13,5^{\circ}\text{C}$ en 2009 et $11,5^{\circ}\text{C}$ en 2007 sur $13^{\circ}30' \text{N}$.

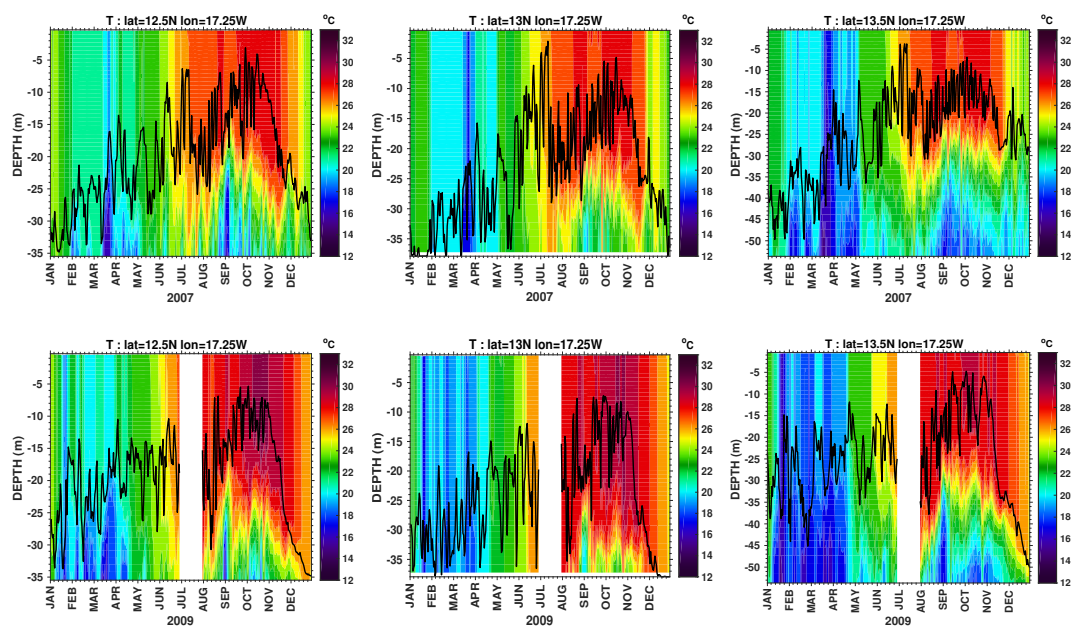


Fig. 3.19 – Structure verticale de la température au point C ($12^{\circ}30'N$; $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}25'W$) respectivement en 2007 et en 2009. La base de MLD est représenté par la ligne noire.

3.4.3 Variabilité interannuelle de la SSS

La figure 3.20 montre les contrastes saisonnières et interannuelles de la salinité de la surface de la mer (SSS) aux points d'étude C de la figure 1 entre 2003 et 2009. Elle montre la saisonnalité de la SSS en variation inverse avec la SST (maximum de SSS correspond au minimum de SST et minimum de SSS au maximum de SST). Les maxima de SSS (~ 35.7 PSU) sont observés en mi-Juin quelque soit l'année alors que le pic des minima de SSS situant entre Octobre et Novembre est très variable d'une année à une autre et d'un point à un autre ($\sim 33,7$ sur $16,8^{\circ}W$ $\sim 34,3$ PSU sur $17^{\circ}W$ et $17,25^{\circ}W$). Au large (17° et $17,25^{\circ}W$), les années 2005, 2007 et 2008 montrent une augmentation rapide de la salinité aux mois de Novembre-Décembre et est plus marquée en 2008 tandis qu'en 2009 on enregistre les plus faible salinité. La variation de la salinité est très marquée d'une année à une autre large ($17,25^{\circ}W$) et très restreinte vers la côte ($16,8^{\circ}W$). La Côte Sud est très salée en Décembre 2008 (~ 34.8 PSU sur la latitude $12^{\circ}30'N$ $\sim 35,45$ PSU à $13^{\circ}N$ $\sim 35,5$ PSU à $13^{\circ}30'N$). Sur la période d'upwelling, l'année 2009 marque une forte salinité en Janvier alors que la salinité est minimale en 2007 et 2008. Le gradient de la SSS côte-large est très faible sur la Côte Sud entre Janvier-Juin. De Janvier à Juillet, la concentration de la salinité augmente rapidement pouvant être à l'origine de la salinisation des terres et des fleuves sur cette zone.

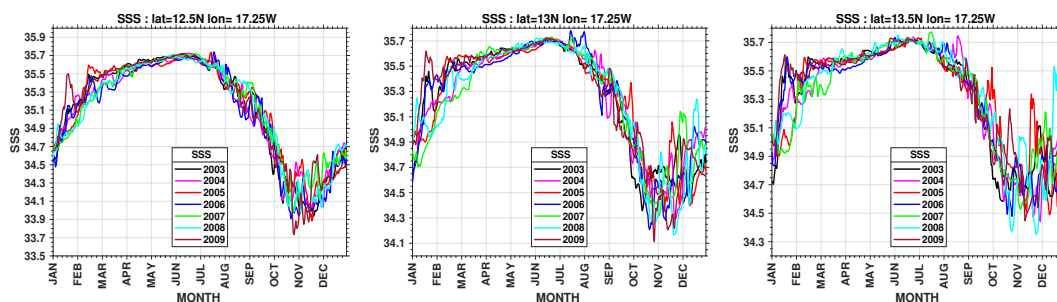


Fig. 3.20 – Variabilité interannuelle de la SSS du modèle aux points des stations de 2003 à 2009 figure 1

3.4.4 Variabilité de la structure verticale de la salinité

La saisonnalité de la salinité est distincte sur la figure 3.21 de la structure verticale au point C. Le gradient vertical de la salinité est très faible dans la couche mélange et assez faible au-delà de la couche de mélange. Elle montre l'apparition en surface des isohalines 35,5 et 35,6 PSU respectivement à mi-Mars et en Avril en 2009 alors qu'elle apparaît respectivement en Mars et Avril en 2007 à ces points. De Novembre à Mai, les eaux situant dans la couche de mélange sont plus salées en 2007 qu'en 2009 mais en saison d'upwelling, la salinité est plus marquée en 2009 qu'en 2007. En dessous de la couche de mélange, l'année 2009 enregistre les plus fortes salinités sur la période d'upwelling.

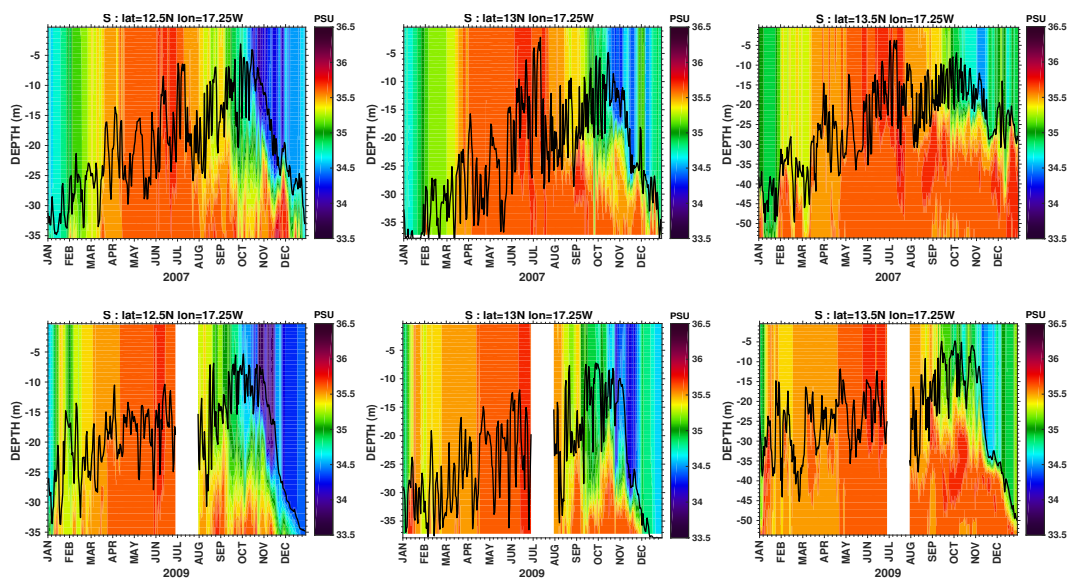


Fig. 3.21 – Structure verticale de la salinité au point C ($12^{\circ}30'N$; $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}25'W$) respectivement en 2007 et en 2009. La base de MLD est représentée par la ligne noire.

3.4.5 Variabilité interannuelle du courant méridien de surface

Le modèle reproduit la saisonnalité du courant méridien de surface et sa variabilité interannuelle de 2003 à 2009 aux points d'étude considérés sur la Côte Sud du Sénégal (figure 3.22). Le courant méridien de surface, orienté vers le Sud toute l'année suivant le cycle saisonnier, est caractérisé par une intensification de Janvier à Mai avec des intensités dépassant -20 cm/s exceptée de l'année 2008. Il est faible et dominé par un courant méridien s'écoulant vers le Nord entre Juin et Octobre. Ce courant dirigé vers le Sud est appelé jet côtier sur la période de Novembre à Mai. Vers la côte ($16,8^{\circ}$ W), l'intensité du jet maximal est observée en Janvier 2009 (~ -45 cm/s). Sur la longitude 17° W, les intensités maximales sont mesurables aux mêmes périodes avec des intensités plus importantes (~ -55 cm/s) de même sur la longitude $17,25^{\circ}$ W. Les faibles intensités du jet d'upwelling sont observées en 2008 sur les points d'étude. Le pic maximal du courant méridien vers le Nord, entre Juin à Octobre est très variable d'une année à une autre et d'un point à un autre. Au large ($17,25^{\circ}$ W), le courant méridien est strictement dirigé vers le Sud au mois de Septembre en 2005 avec des vitesses supérieures à 20 cm/s. Ceci est observé à la latitude $13^{\circ}30'$ N en Août 2004. Le renforcement (l'affaiblissement) du jet côtier est associé à l'intensification (la relaxation) de la composante méridienne de la tension du vent (Faye, 2015). Le cycle saisonnier du courant méridien est très marqué mais très perturbé par la variabilité interannuelle du vent.

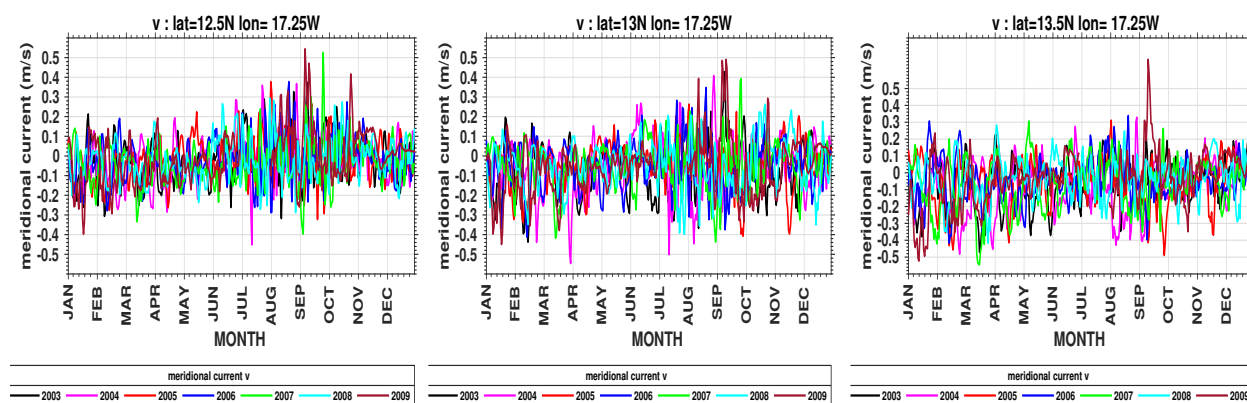


Fig. 3.22 – Variabilité saisonnière interannuelle du courant méridien du modèle aux points ($12^{\circ}30'$ N, $17^{\circ}15'$ W), (13° N, $17^{\circ}15'$ W) et ($13^{\circ}30'$ N, $17^{\circ}15'$ W) de 2003 à 2009 (figure 1)

3.4.6 Variabilité de la structure verticale du courant méridien

La circulation profonde du courant méridien au point C présente un cycle très marqué par un courant orienté vers le Sud et le sous-courant orienté vers le Nord toute l'année

(figure 3.23). Sur la coupe verticale, le courant vers le Sud apparaît en surface toute l'année à des intensités différentes. Il est plus intense de Janvier-Mars et de fin-Août-Septembre sur la Côte Sud du Sénégal. L'extension verticale du courant dirigé vers le Sud est maximale en Janvier 2009 alors qu'en 2007, elle est maximale en Janvier sur la latitude $13^{\circ}30'N$ et en Mars sur les latitudes $12^{\circ}30'$ et $13^{\circ}N$. Son extension au mois d'Avril est importante en 2007 tandis que le jet d'upwelling est très faible en 2009. Le jet côtier est moins intense en 2007 et se renforce en 2009 en Janvier-Mars. Le sous-courant affleure la surface toute la période en 2007 et en 2009 par contre les intensités sont plus importantes en 2007 exceptée Septembre 2009. En 2009, le cœur du sous-courant est observé en Février, Avril, Juin et Septembre et en 2007 en Avril-Mai et Décembre sur la latitude $13^{\circ}30'N$. Sur les latitudes $12^{\circ}30'$ et $13^{\circ}N$, le noyau du sous-courant est observé en Février et Septembre 2009 et en Juin et Septembre 2007. Les sous-courants sont plus intenses en 2007 qu'en 2009

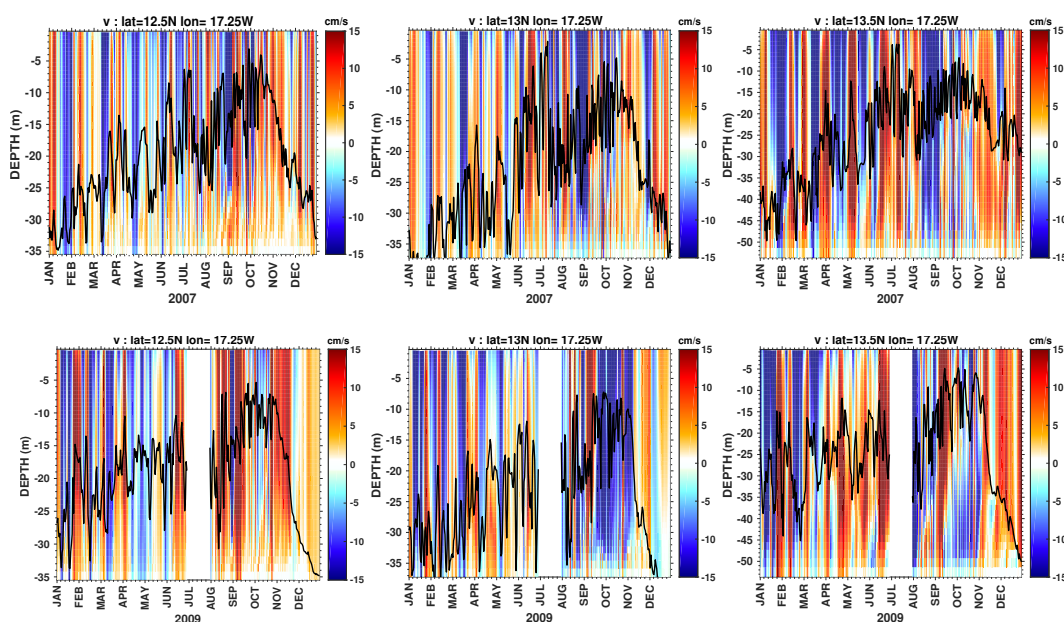


Fig. 3.23 – Structure verticale du courant méridien au point C ($12^{\circ}30'N$; $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}25'W$) respectivement en 2007 et en 2009. La base de MLD est représentée par la ligne noire.

3.4.7 Variabilité interannuelle du courant cross-shore de surface

La figure 3.24 offre des vues de la saisonnalité et inter-annualité du courant zonal de surface aux points d'étude C de la figure 1 de 2003 à 2009. Elle montre une variabilité saisonnière distincte d'une latitude à une autre. Sur la latitude $13^{\circ}N$, le courant zonal est orienté vers la côte en moyenne de Janvier à Juin et de Novembre-Décembre sur les longitudes $16,8^{\circ}$ et $17^{\circ}W$. Il est plus intense sur la longitude $16,8^{\circ}W$ (~ 10 cm/s) et pourrait être à l'origine de la salinisation des terres sur la zone casamançaise. Sur les latitudes $12^{\circ}30'$

et $13^{\circ}30'N$, le courant zonal s'écoule vers le large à cette période. De Juillet à Octobre, on observe une fluctuation du courant zonal mais l'écoulement est orienté vers l'Ouest. Sur la longitude $17^{\circ}15'W$, le signal saisonnier est distinct. Le courant zonal vers la côte est faible de Novembre à Juin et intense de Juillet à Octobre. Sur la latitude $13^{\circ}N$, les maxima des vitesses zonales orientées vers l'Est sont indiquées en Janvier 2009 (~ 15 cm/s) sur la longitude $16,8^{\circ}W$ et en Février 2004 sur $17^{\circ}W$ (~ 5 cm/s) de Novembre à Juin. Les champs de vitesse zonale minimale sont obtenus en 2007 et en 2008 à cette période. Le pic du courant zonal orienté vers l'Est sur le point ($13^{\circ}N, 17^{\circ}15'W$) est observé en Avril 2004. Sur la latitude $12^{\circ}30'N$, les vitesses zonales maximales sont observées en Janvier 2009 (~ -20 cm/s sur $16,8^{\circ}W$, ~ -30 cm/s sur 17° et ~ 40 cm/s sur $17^{\circ}15'W$). A $13^{\circ}30'N$, entre Janvier-Avril, les courants zonaux maximaux sont enregistrés en Janvier 2009 à $16,8^{\circ}W$ (~ -14 cm/s), en Janvier 2003 et 2006 (~ 8 cm/s) à $17^{\circ}W$ et en Janvier 2007 et 2009 à $17^{\circ}15'W$ (respectivement ~ -20 cm/s et 20 cm/s). Même si le cycle saisonnier est distinct, la variabilité interannuelle est marquée par une intensification ou ralentissement du courant zonal.

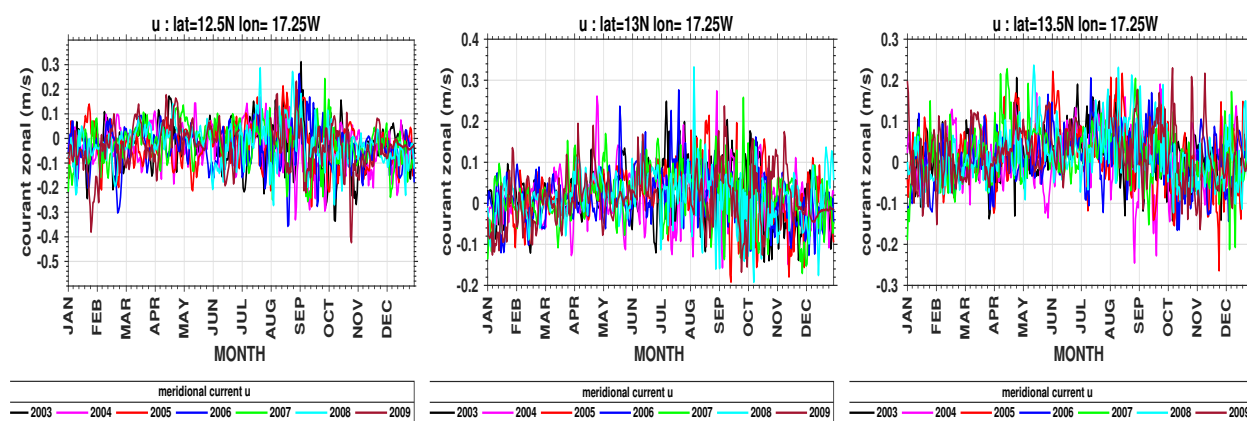


Fig. 3.24 – Variabilité saisonnière interannuelle du courant zonal du modèle aux points ($12^{\circ}30'N$, $17^{\circ}15'W$), ($13^{\circ}N$, $17^{\circ}15'W$) et ($13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}15'W$) de 2003 à 2009 (figure 1)

3.4.8 Variabilité de la structure verticale du courant zonal

La coupe verticale du courant zonal aux points C en 2007 et en 2009 montre une circulation profonde dominée par un courant zonal orienté vers l'Est et un courant cross-shore en subsurface vers l'Ouest (figure 3.25). Le courant zonal vers l'Ouest est intense en Janvier, Juin et Septembre 2009 et son extension est maximal sur la latitude $12^{\circ}30'N$ alors qu'en 2007, ceci est observé au mois de Septembre. A cette latitude, l'extension maximale du courant zonal vers la côte est observée en Avril mais plus importante en 2007. Le cœur du courant zonal de compensation de Novembre se situe à 25 m de profond en 2007 et à 30 m en 2009. Il est plus intense en 2007. Sur la latitude $13^{\circ}N$, l'extension du courant vers

l'Ouest est maximale en Septembre 2009 et en Novembre 2007. Sur la 13°30'N, la variation n'est pas très ressentie, cependant le courant vers l'Est est intense et plus important en 2007 qu'en 2009 sur la période d'upwelling. Sur la période d'upwelling, en moyenne, le courant vers l'Est est plus intense en 2009 et le courant vers de subsurface en 2007 sur la Côte Sud du Sénégal.

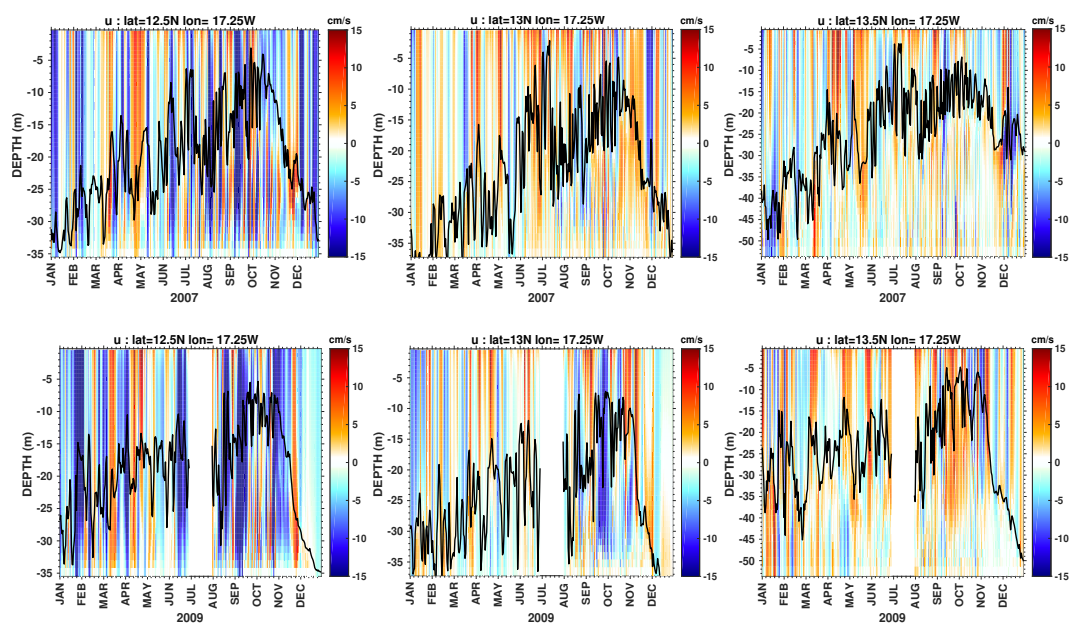


Fig. 3.25 – Structure verticale du courant zonal au point C ($12^{\circ}30'N$; $13^{\circ}N$ et $13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}25'W$) respectivement en 2007 et en 2009. La base de MLD est représentée par la ligne noire.

3.4.9 Variabilité interannuelle de la couche de mélange

La saisonnalité et l'interannualité de la couche de mélange sont montrées sur la figure 3.26 aux points d'étude C de la figure 1 de 2003 à 2009. La profondeur de la couche de mélange (MLD) est très variable d'une saison à une autre et d'une année à une autre. Au printemps et en hiver boréale, la MLD s'approfondit et rétrécit en été et en automne suivant le cycle saisonnier. La profondeur de la MLD est minimal en Octobre sur les latitudes $12^{\circ}30'$ et $13^{\circ}N$ et entre Septembre et Octobre sur la latitude $13^{\circ}30'N$ et est maximal de Novembre à Février quelque soit l'année considérée. En 2005, la couche de mélange se rétrécit anormalement de mi-Février à fin-Mars sur les longitudes $16,8^{\circ}W$ et $17^{\circ}W$ et en Janvier 2009 sur la Côte Sud du Sénégal alors qu'elle s'approfondit sur la longitude $17,25^{\circ} W$ en 2005. En Septembre 2005 et 2007, la MLD s'approfondit anormalement sur la Côte Sud et est plus importante en 2005. le rétrécissement au mois d'Octobre de la couche mélangée est moindre en 2008 et son approfondissement est faible de Novembre à Décembre 2008. De Novembre à Décembre, les épaisseurs de la couche mélangée les plus importantes sont enregistrés en 2009. Le signal saisonnier de la couche de mélange est très distinct mais la variabilité interannuelle est très significative durant la période de 2003-2009 sur la Côte Sud du Sénégal. Toutefois, la MLD est profonde vers le large aux points d'étude considérés et surfacique vers la côte.

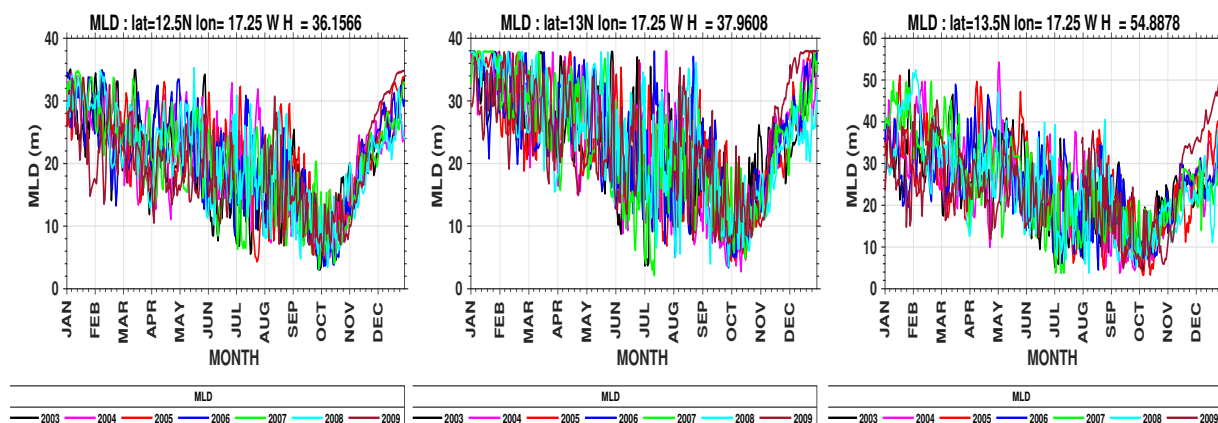


Fig. 3.26 – Variabilité inter-annuelle de la couche de mélange du modèle aux points ($12^{\circ}30'N$, $17^{\circ}15'W$), ($13^{\circ}N$, $17^{\circ}15'W$) et ($13^{\circ}30'N$, $17^{\circ}15'W$) de 2003 à 2009 (figure 1)

Les cycles saisonniers et annuels révèlent que l'année 2009 correspond à une année froide et conforme aux résultats de Faye (2015). Les années 2007 et 2008 correspondent à des années chaudes. La Côte Sud du Sénégal semble être sensible à l'influence des deux phénomènes océaniques du Pacifique : La Niña et El Niño. À noter que selon Roy and Reason (2001) et Faye (2015), le décalage entre le développement des événements ENSO matures dans le Pacifique et leur signature le long de la côte de l'Afrique de l'Ouest est d'environ 4 à 5 mois. Les années La Niña provoquent sur la Côte Sud du Sénégal une intensification de l'upwelling diminuant ainsi la SST et la salinisation des eaux océaniques. Ceci est observé en 2009. Elles favorisent l'approfondissement de la MLD et l'intensification du jet côtier (Roy and Reason, 2001; Ndoye, 2016). Les périodes de El Niño occasionnent le réchauffement de la SST et diminution de la SSS sur la saison chaude. Elles conditionnent un ralentissement du jet d'upwelling sur le domaine et une diminution de la profondeur de la couche mélangée.

Pendant un épisode La Niña, on observe une intensification verticale du jet côtier et un approfondissement du sous-courant. Lors d'un événement El Niño, le phénomène s'inverserait. Les années chaudes sont caractérisées par un fort sous-courant méridien qui affleure la surface pendant quelques jours en saison d'upwelling. En ce qui concerne la circulation zonal, on observe les mêmes phénomènes cependant le courant de compensation est plus intense lors d'un épisode chaud.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

L'objectif de ce stage est d'étudier la circulation océanique côtière et sa variabilité sur la côte Sud du Sénégal. Pour ce faire deux simulations utilisant des forçages aux frontières océaniques différents ont été utilisées. L'analyse approfondie des solutions numériques montre que le modèle (ROMS) est capable de reproduire la structure et la variabilité spatio-temporelle des variables océaniques tel que la SST, la SSH et les courants. Le modèle ROMS résoud la dynamique méso-échelle notamment les filaments, tourbillons, méandres etc. Dans un premier, nous avons procédé à l'évaluation des deux simulations. Nous avons pu montrer qu'au cœur de la saison d'upwelling (février-mai) la simulation forcée par la réanalyse GLORYS donne une meilleure estimation de l'élévation de la surface de la mer tandis qu'en période chaude (juin-juillet-août-septembre) celle forcée par SODA reproduit mieux l'élévation de la surface de la mer. Ndoye *et al.* (2017) ont montré une tendance à une langue d'upwelling trop chaude de janvier à mai et une bande côtière insuffisamment chaude dans la simulation forcée par SODA. On retrouve cette même tendance dans la simulation forcée par GLORYS avec une réduction du biais chaud de près de 4% dans la langue d'upwelling. La circulation océanique côtière au Sud du Sénégal est globalement cohérente à la circulation typique d'un système d'upwelling. La circulation en surface sur la CSS est principalement forcée par le vent. La circulation cross-shore (perpendiculaire à la côte) en saison d'upwelling est composée d'un courant d'Ekman de surface et d'un courant vers la côte avec quelques caractéristiques notamment la présence du courant vers le large sur la rupture de pente à la latitude 12°N. La circulation alongshore (parallèle à la côte) est composée d'un jet d'upwelling côtier (courant s'écoulant vers l'équateur) au niveau du plateau continental dont l'intensité diminue vers le Sud Roy (1991) et d'un sous-courant (courant dirigé vers les pôles) dont le cœur se trouve généralement entre 60 m et 100 m sur la rupture de pente. Ces résultats sont en accord avec les travaux de Rébert (1983). Ce sous-courant affleure la surface en début de saison d'upwelling (Octobre-Novembre-Décembre). La saisonnalité du sous-courant est bien reproduit avec deux pics de maximum de courant entre avril-mai et Octobre-Novembre. Ces résultats sont en accord avec les travaux de Kounta *et al.* (2018). Ces deux pics prennent naissance sur la rupture de pente et se propage vers l'Ouest. L'intensité du sous-courant augmente vers le Nord. L'étude de la variabilité interannuelle de la circulation profonde montre que la circulation dans cette partie Sud du Sénégal est sensible aux phénomènes ENSO (El Niño et Southern Oscillation

en anglais). Les épisodes froids dans le pacifique (NIÑA, «phénomène caractérisé par une anomalie négative de la température de surface de la mer dans le Pacifique équatorial») entraînent quelques mois plus tard une intensification du vent par conséquent de l'intensité du jet d'upwelling sur la CSS. Lors d'un épisode chaud (NIÑO, «phénomène caractérisé par une anomalie positive de la température de surface de la mer dans le Pacifique équatorial»), les phénomènes s'inverseraient autrement l'intensité du vent diminue sur les côtes sénégalaises (Roy and Reason, 2001). La variabilité de la profondeur de la couche de mélange dépend fortement de l'intensité de la tension du vent. Par ailleurs, l'existence d'inversion de salinité de surface est en accord avec les travaux de Ndoye *et al.* (2017) sur l'origine des eaux côtières qui d'après ses auteurs ont été advectées depuis la Baie de Hann.

En perspective, nous envisageons d'utiliser les données de la campagne AWA pour l'évaluation de la simulation récente (la simulation forcée par GLORYS). Il serait intéressant d'évaluer l'impact de la circulation sur l'environnement côtier sur la CSS en prenant en compte les processus non hydrostatique qui constitue une limite dans la zone innershelf. Une étude lagrangienne pour étudier l'origine des eaux et leurs chemins d'advection et une évaluation du transport côte-large pourrait permettre d'avoir une idée du phénomène de salinisation par intrusion d'eaux marines susceptible d'affecter les estuaires, les aquifères côtiers et des terres sur cette zone. Pour la poursuite de l'effort de modélisation nous pensons qu'il serait nécessaire d'avoir un modèle couplé (océan-atmosphère) pour mieux comprendre les processus à la côte notamment la dynamique de la bande d'eau chaude. L'objectif à long terme est de développer une configuration avec le modèle numérique de circulation océanique CROCO (Coastal and Regional Ocean Model) avec un zoom sur la côte Sud du Sénégal, située entre la Gambie et Cap Skiring. Ce modèle non hydrostatique, non Boussinesq permettrait d'améliorer la connaissance de la circulation côtière dans cette zone.

Références

- Arfi, Robert, 1987** : Variabilité interannuelle de l'hydrologie d'une région d'upwelling (bouée bayadère, cap blanc, mauritanie). *Oceanologica Acta* 10(2), 151–159.
- Barton, E. D, 1998**. Eastern boundary of the north atlantic : Northwest africa and iberia. coastal segment (18, e). In *Robinson, A.R. & Brink, K.H. (eds), The sea : The Global Coastal Ocean*, Volume 11, pp. 633–657. Wiley.
- Binet, D., 1991** : Dynamique du plancton dans les eaux côtières ouest-africaines : écosystèmes équilibrés et déséquilibrés. in : Pêcheries ouest-africaines, variabilité, instabilité et changement (cury p. & c. roy, eds). *Paris : ORSTOM.*, 117–136.
- Bouglès, B., Y. Gouriou, and R. Chuchla, 1999** : On the circulation in the upper layer of the western equatorial atlantic. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 104 (C9), 21151–21170.
- Capet, X., P. Estrade, Eric Machu, S. Ndoye, Jacques Grelet, A. Lazar, L. Marie, D. Dausse, and Patrice Brehmer, 2017** : On the dynamics of the southern Senegal upwelling center : observed variability from synoptic to superinertial scales. *Journal of Physical Oceanography*, 47, 155–180.
- Chavez, F. P. and M. Messié, 2009** : A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems. *Progress in Oceanography*, 83, 80–96.
- Demarcq, Hervé and Valérie Faure, 2000** : Coastal upwelling and associated retention indices derived from satellite sst. application to octopus vulgaris recruitment. *Oceanologica Acta* 23(4), 391 – 408.
- Ekman, V. W., 1905** : On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. Mat.Astron. Fys.*, 2, 1–53.
- Estrade, P., P. Marchesiello, A. Colin de Verdiere, and C. Roy, 2007** : Cross-shelf structure of coastal upwelling : a two-dimensional expansion of Ekman's theory and a mechanism for innershelf upwelling shut down. *J. Phys. Oceanogr.*, 589–616. submitted.

-
- Estrade, Philippe, Patrick Marchesiello, De Verdière, Alain Colin, and Claude Roy, 2008** : Cross-shelf structure of coastal upwelling : A two—dimensional extension of Ekman’s theory and a mechanism for inner shelf upwelling shut down. *J. Mar. Res.* 66(5), 589–616.
- Faye, Saliou, 2015** : *Le système d’upwelling des canaries* : (Dakar ed.). ESP.
- Fréon, P., P. Cury, L. Shannon, and C Roy, 2005** : Sustainable exploitation of small pelagic fish stocks challenged by environmental and ecosystem changes : a review. bulletin of marine science. *Review of Financial Studies* 76(2), 385–462.
- Hagen, E., 2001** : Northwest african upwelling scenario. *Oceanol Acta 24 Suppl*, 1, 113–128.
- Jackett, D. R. and T.J McDougall, 1995** : Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 12(4), 381–389.
- Kounta, L., X. Capet, J. Jouanno, N. Kolodziejczyk, B. Sow, and A. T. Gaye, 2018** : A model perspective on the dynamics of the shadow zone of the eastern tropical north atlantic – part 1 : the poleward slope currents along west africa. *Ocean Science* 14(5), 971–997.
- Lambert, Richard B. and Wilton Sturges, 1977** : A thermohaline staircase and vertical mixing in the thermocline. *Deep Sea Research* 24(3), 211 – 222.
- Large, W.G., J.C. McWilliams, and S.C. Doney, 1994** : Oceanic vertical mixing : A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, 32, 363–403.
- Lathuilière, Cyril, 2008, December** : *Echanges côte-large et propriétés biogéochimiques dans les régions d’upwelling de bord Est*. Theses, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Marchesiello, P. and P. Estrade, 2010** : Upwelling limitation by onshore geostrophic flow. *jmr* 68(4), 37–62.
- Marchesiello, P., J. C. McWilliams, and A. Shchepetkin, 2003** : Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 753–783.
- Mbaye, Baye Cheikh, 2015, March** : *Etude de l’impact de l’environnement biophysique sur les premiers stades de vie de *Sardinella aurita* dans le système d’upwelling sénégalomauritanien : modélisation saisonnière et interannuelle*. Theses, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

-
- Mbaye, Baye Cheikh, Timothée Brochier, Vincent Echevin, Alban Lazar, Marina Lévy, Evan Mason, Amadou Thierno Gaye, and Eric Machu, 2015 : Do sardinella aurita spawning seasons match local retention patterns in the senegalese-mauritanian upwelling region. *Fisheries Oceanography* 24(1), 69–89.
- Moujane, Abderrahim, Mohamed Chagdali, Bruno Blanke, and Soumia Mordane, 2011 : Impact des vents sur l’upwelling au sud du Maroc ; apport du modèle ROMS forcé par les données ALADIN et QuikSCAT. *Bulletin de l’Institut Scientifique Rabat section Sciences de la Terre*, 33, 53–64.
- Ndoye, Siny, 2016, March : *Fonctionnement dynamique du centre d’upwelling sud-sénégalais : approche par la modélisation réaliste et l’analyse d’observations satellite de température de surface de la mer*. Theses, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Ndoye, S., X. Capet, P. Estrade, E. Machu, L. Kounta, B. Sow, M. Diakhate, and A. T. Gaye, 2018 : A numerical modeling study of the southern senegal upwelling shelf : Circulation and upwelling source waters. *African Journal of Environmental Science and Technology* 12(12), 487–500.
- Ndoye, S., X. Capet, P. Estrade, B. Sow, D. Dagorne, A. Lazar, A. Gaye, and P. Brehmer, 2014 : Sst patterns and dynamics of the southern senegal-gambia upwelling center. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 119(12), 8315–8335.
- Ndoye, Siny, Xavier Capet, Philippe Estrade, Bamol Sow, Eric Machu, Timothée Brochier, Julian Döring, and Patrice Brehmer, 2017 : Dynamics of a “low-enrichment high-retention” upwelling center over the southern senegal shelf. *Geophysical Research Letters* 44(10), 5034–5043.
- Penven, P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, and J. Tam, 2005 : Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System : a modeling approach. *J. Geophys. Res.*, 110, 1–21. doi10.1029/2005JC002945110.
- Penven, P., C. Roy, and A. et al. COLIN de VERDIÈRE, 2000 : Simulation of a coastal jet retention process using a barotropic model. *Oceanologica Acta* 23 :615–634., 23, 615–634.
- Praveen Kumar, B., J. Vialard, M. Lengaigne, V.S.N. Murty, M.J. McPhaden, M.F. Cronin, F. Pinsard, and K. Gopala Reddy, 2013 : Tropflux wind stresses over the tropical oceans : evaluation and comparison with other products. *Climate Dynamics* 40(7-8), 2049–2071.
- Renault, L., 2008 : *Impact des jets côtiers atmosphériques sur l’Upwelling du système de courants de Humboldt*. Thèse de doctorat, Université Toulouse 3 - Paul Sabatier.

-
- Roy, C., 1989** : Fluctuations des vents et variabilité de l'upwelling devant les côtes du Sénégal. *Oceanologica Acta*, 1989 12(4), 361–369.
- Roy, Claude, 1991** : Les upwellings : le cadre physique des pêcheries côtières ouest-africaines. *Pêcheries Ouest-Africaines : Variabilité, instabilité et changement Ph. Cury et C Roy eds ORSTOM, Paris*, 80–89.
- Roy, Claude and Chris Reason, 2001** : {ENSO} related modulation of coastal upwelling in the eastern atlantic. *Progress in Oceanography* 49(1–4), 245 – 255. Pacific climate variability and marine ecosystem impacts.
- Rébert, J.P., 1983** : Hydrologie et dynamique des eaux du plateau continental sénégalais. *Doc. Scient. Centre Rech.Océanog.Dakar-Thiaroye*, **67**, 14p.
- Saavedra, K.N. and H. Demarcq, 2009** : *Variabilidad oceánica de mesoescala en los ecosistemas de afloramiento de Chile y Canarias : una comparación a partir de datos satelitales.*
- Shchepetkin, A. and J. McWilliams, 2005** : The regional ocean model system (roms) : a split explicit, free-surface, topography following coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, **9**, 347–404.
- Sow, B., 2014** : *Etat Moyen et Variabilité Saisonnière de l'upwelling Sénégalo-Mauritanien : Approche Modélisation.* Thèse de doctorat, Université Cheikh Anta Diop de Dakar.
- Veitch, J., P. Penven, and F. Shillington, 2010** : Modelling equilibrium dynamics of the Benguela Current system. *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 1942–1964.
- Wooster, W.S., A. Bakun, and D.R. McLain, 1976** : The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the north atlantic. *Journal of Marine Research*, **34**, 131–140.