



HAL
open science

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

Siny Ndoye

► **To cite this version:**

Siny Ndoye. 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. Océanographie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI; Université Cheikh Anta Diop (Dakar), 2016. Français. NNT : 2016PA066372 . tel-01481384

HAL Id: tel-01481384

<https://theses.hal.science/tel-01481384>

Submitted on 2 Mar 2017

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

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



UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE - Paris

Ecole doctorale « Sciences de l'environnement d'Ile de France »

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR

Ecole doctorale « Physique Chimie Sciences de l'Ingenieur et de l'Univers »

THESE DE DOCTORAT

Discipline : Océanographie Physique

Présentée par Siny NDOYE

**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.**

Soutenue le 11/03/2016 devant le jury composé de :

Pr. Pascale Bouruet AUBERTOT	UPMC (LOCEAN)	Présidente
Dr. Claude ROY	IRD-LPO	Rapporteur
Dr. Yves MOREL	CNRS-LEGOS	Rapporteur
Pr. Joseph SARR	UCAD (FST)	Examineur
Dr. Bamol SOW	UASZ-LOSEC	Examineur
Dr. Eric MACHU	IRD LPO-UCAD	Invité
Dr. Philippe ESTRADE	UCAD (ESP)	Encadrant
Dr. Xavier CAPET	CNRS UPMC	Directeur
Pr. Amadou T. GAYE	UCAD (ESP)	Directeur

Résumé

L'extrémité sud du système du courant des Canaries comprend un centre d'upwelling (résurgence localisée d'eaux froides sous l'action de vents favorables) qui a jusqu'ici reçu peu d'attention. Ma thèse porte sur la dynamique de ce centre d'upwelling sud Sénégal ou SSUC (Southern Senegal Upwelling Center en anglais). Elle s'intéresse donc à la circulation et à la structure thermohaline sur le large plateau sud-sénégalais, entre la côte et $\sim 100-200$ km au large en se focalisant sur la période d'upwelling (Novembre-Mai). Une des particularités de la zone est la séparation entre la zone d'upwelling au centre du plateau et des eaux plus chaudes au large et à la côte. Mes travaux combinent analyse d'images satellite et d'observations in-situ, avec la réalisation et l'analyse de simulations numériques dans l'état de l'art. Par une analyse fine des conditions physiques de la zone, ils posent la base à une approche intégrée du fonctionnement de l'environnement marin sénégalais.

Une première partie des résultats se base sur l'examen et l'analyse de plus de 1500 images satellite de température de surface de la mer SST MODIS, contextualisées par rapport aux conditions synoptiques de vent. Cette analyse met en lumière l'existence d'états récurrents du SSUC, en termes de SST. Elles confirment plus généralement la régularité et la stabilité du fonctionnement dynamique du système, mais aussi révèlent des aspects subtils de la structure de l'upwelling : refroidissement des eaux de surface probablement dû au déferlement et au mélange associé à la marée interne ; interaction complexe entre la remontée locale, le courant de Mauritanie et le jet côtier ; complexité probable des échanges entre les différentes parties du plateau (plateau intérieur accueillant des eaux réchauffées, plateau central où est fréquemment situé la langue d'eau froide). L'amplitude du cycle diurne suggère que de grandes incertitudes restent à lever dans le budget de chaleur de l'upwelling . Les limites des études soulignent la nécessité de continuer la mesure in situ dans le SSUC, en particulier des vents.

Le fonctionnement dynamique du SSUC est aussi étudié par la modélisation hydrodynamique (ROMS) à haute résolution (~ 2 km). Différentes simulations ont été réalisées en variant les forçages (climatologiques ou synoptiques pour le vent ; modification fine échelle des flux de chaleur en domaine côtier ; présence ou absence de marée). Les solutions numériques montrent en général un bon accord avec les observations satellite et *in situ* disponibles. Ces solutions éclairent le fonctionnement dynamique du système notamment en termes de circulation, de position de remontée d'upwelling, mais également du devenir des eaux upwellées grâce à une analyse lagrangienne. Nous avons notamment pu montrer que la zone nord du SSUC est la zone principale de remontée et les eaux qui y remontent, proviennent en grande majorité de la zone sud du SSUC d'où elles sont amenées par le courant de Mauritanie. Les analyses lagrangiennes ont aussi permis de

révéler la dynamique associée à la zone côtière de nourricerie et de nuancer le schéma conceptuel de rétention précédemment admis. La sensibilité de la dynamique du SSUC aux forçages atmosphériques est modeste avec néanmoins des modulations des échanges cross-shore qui peuvent être importantes pour l'écosystème.

Mots clés : *upwelling côtier, SSUC, SST, circulation océanique, modélisation régionale, ROMS.*

Abstract

The southern end of the Canary current system comprises of an original upwelling center that has so far received little attention. This Ph.D. Thesis focuses on the dynamical functioning of the Southern Senegal-Gambia Upwelling Center (SSUC). We are interested in the upwelling circulation and thermohaline structure on the shelf between the coastline and 100-200 km offshore. Our focus is on the upwelling period (November to May). The main originality of the SSUC compared to other upwelling centers stems from its continental shelf that is broad and shallow (20–30 m over tens of kilometers). The normal state of the system comprises the classical upwelling front but also a well-defined inner-shelf front that separates cold upwelled waters from nearshore warmer waters. We investigate its dynamical functioning using analysed satellite images, *in situ* data and state-of-the-art 3D numerical simulations. Through a fine-scale analysis of the physical conditions of the SSUC, this work poses the basis of an integrated approach to the Senegalese marine environment functioning.

A first part of results is based on the careful examinations and analysis of over 1500 satellite images of sea surface temperature scenes contextualized with respect to wind conditions. Analysis confirm the regularity and stability of the SSUC dynamical functioning (as manifested by the recurrence and persistence of particular SST patterns). The analysis also reveal subtle aspects of its upwelling structure : shelf break cooling of surface waters consistent with internal tide breaking/mixing ; complex interplay between local upwelling and the Mauritanian current off the Cape Verde headland ; complexity of the inner-shelf/mid shelf frontal transition. The amplitude of the diurnal cycle suggests that large uncertainties exist in the SSUC heat budget. The studies limitations underscore the need for continuous *in situ* measurement in the SSUC, particularly of winds.

The dynamical functioning of SSUC is also investigated by means of numerical simulations, using the hydrodynamical Regional Ocean Modeling System ROMS ($\Delta x \approx 2$ km). Different simulations have been carried with varying forcings (climatological or synoptic wind ; fine-scale adjustments of heat flux in coastal area ; presence or absence of tides). Numerical solutions show a good agreement with available satellite and *in situ* observations . These solutions clarify the dynamical functioning of the system especially in terms of circulation, location of cold water upwelling but also fate of upwelled water through a Lagrangian analysis. We show in particular that the northern part of the SSUC is the main upwelling area. Waters that upwelled in this area predominantly come from the southern of the SSUC, through advection by the Mauritanian current. Lagrangian analysis also revealed the dynamics associated with the coastal area of nursery and nuance the conceptual retention scheme previously admitted. The sensitivity of the dynamics of SSUC to atmospheric forcings is modest with nevertheless some modulations of the

cross-shore exchanges that may be important to the ecosystem.

Key words : *upwelling, SSUC, SST, ocean circulation, regional modeling, ROMS.*

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Amadou Thierno Gaye Directeur de l'ESP et aussi Co-directeur de thèse pour sa confiance dès le début de ce travail, puis pour m'avoir accueilli, guidé, encouragé, conseillé dans ce laboratoire.

Mes plus profonds, entiers et sincères remerciements iront sans détours à mon Co-directeur de thèse Xavier Capet et mon encadrant Philippe Estrade . Merci à vous, d'avoir proposé ce sujet de recherche original et enrichissant. La tranquille confiance dont vous m'avez témoigné a été un vrai moteur pour m'amener au bout de ce travail : toujours rassurants, toujours compréhensifs et toujours cet incroyable don à trouver des idées pour m'aider à retrouver mon chemin sur des voies, qui me semblaient, parfois, labyrinthiques. J'ai appris à vos côtés, bien plus que quelques notions relatives à l'océanographie. Mille mercis.

Je remercie chaleureusement mes rapporteurs, Yves Morel et Claude Roy, d'avoir accepté de prendre le temps d'évaluer ce travail , merci aussi aux membres de mon comité de thèse Patrick Marchesiello, Matthieu Lengaigne et Eric Machu pour vos suggestions et remarques.

Je remercie également Mme Pascale Bouruet-AUBERTOT et M. Joseph SARR d'avoir accepté de présider mon Jury de thèse.

J'associe à ces remerciements Bamol Sow, Patrice Brehmer, Timothee Brochier, Dominique Dagorne et Julie Deshayes pour leur implication dans le projet, j'ai pris un grand plaisir à travailler avec vous.

Je tiens aussi à remercier M. Saidou Moustapha Sall, actuel directeur du laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang (LPAO-SF) pour les conseils que j'ai eu l'honneur de recevoir de sa part. Je remercie également Mme Anne Marie Lezine, Directrice du LOCEAN, son accueil dans le froid parisien a toujours été chaleureux.

J'associe à ces remerciements les séniors du LPAO-SF, Daouda Badiane, Abdoulaye Déme, Alassane Ba, Malick Wade, Mouhamed Ly et Mamina Dramé.

Je voudrais témoigner ma reconnaissance aux financeurs de la thèse, d'une part l'IRD et l'UPMC à travers le PDI-MSC (programme doctoral international modélisation des systèmes complexes) avec plusieurs thèses en cotutelle dans des pays du Sud et d'autre part les programmes AWA, LMI-ECLAIRS et PREFACE.

Mes remerciements vont également à l'endroit de tous ceux qui ont participé de près ou de loin à l'élaboration de cette thèse. Je pense en particulier à Laurent Mortier qui a accepté de diriger officiellement la thèse pendant les deux premières années et à Dominique Dagorne de m'avoir accueilli dans vos bureaux respectifs lors de mon premier séjour à Paris et à Brest mais surtout pour ses conseils et encouragements. Je remercie également François Colas, Alban Lazar, Vincent Echevin, Marina Lévy, Juliette Mignot

et vos collègues du LOCEAN avec qui j'ai eu des discussions enrichissantes lors de mes séjours en France.

Je voudrais remercier toute la famille du LPAOF particulièrement mes collègues Souleymane Sy, Habib Senghor, Ibrahima Diouf, Moussa Diakhaté, Moussa Gueye, Lamine Mbaye, mon frère et ami Baye Cheikh Mbaye (diadieuf kubax), ma soeur Lala Kounta, Aissatou Faye, Marie Jeanne Sambou, Coumba Niang, Mame Diarra, Ismaila Diallo, Ousmane Diankha, Sémou Ndao, Ibrahima Camara, Soukeynatou Cissé, Saliou Faye, Cheikh Dione, Adama Sylla, Adama Badiane, Cheikh Noreyni et Demba... L'ambiance à été toujours cordiale avec eux.

Je remercie également tous les thésards, stagiaires du LOCEAN et camarades du PDI et notamment ceux avec qui j'ai eu l'occasion de travailler et les autres simplement pour les bons moments partagés pendant les pauses déjeuner dans le restaurant administratif de l'UPMC ou du pavillon d'accueil de Bondy.

J'associe à ces remerciements ma famille adoptive ("famille CAPET") qui m'a donné un appartement de luxe dans le 5ième à Paris et m'avoir hébergé chez eux, Merci Tamara et au petit Joaquim.

Je remercie mes amis de toujours Diadji, Mbaye, Ousmane, Papis, Ousseynou, Cheikh Bou pour ne citer que cela, merci mes frères et également à vos épouses pour certains.

Je remercie également Djiré, Basse, Mbaye Gueye, Laye, Naby, Elhadji qui sont actuellement loin de leur famille respective à la recherche d'un avenir meilleur. Merci "HITCH" j'oublierai jamais les 09 Mai 2013, 2014 et 2015. Les journées de folies à la splanade de la défense, de la tour EIFFEL ou même la sortie à Bruxelles resteront à jamais gravé dans nos mémoires, merci Djiré et surtout d'avoir créé le groupe '0412' depuis la FST.

A toute ma famille, pour leur compréhension lors de mes nombreuses absences notamment durant les événements familiaux.

Merci à mes parents particulièrement à ma maman Salimata Mbengue pour les sacrifices immenses qu'elle a consentis au sens du devoir et les valeurs qu'elle m'a inculquées, à mes adorables frères et soeurs et toute le reste de la famille.

Enfin, une pensée à mes grands parents, Feu Ibrahima Mbengue et Maty Sall, et à notre chère épouse Mame Fatou Mané avec qui j'aurai voulu qu'ils soient présents.

Je termine par ma Diamalaye l'amour de ma vie, la femme dont j'ai toujours rêvée, tu m'as toujours soutenu, ton profond attachement me donne envie d'aller plus loin. Merci bb, je t'aime.

Acronymes

ADCP	– Acoustic Doppler Current Profiler
ADT	Absolute Dynamic Topography
AGRIF	– Adaptative Grid Refinement In Fortran
AVHRR	– Advanced Very High Resolution Radiometer
AVISO	– Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic
AWA	– Ecosystem Approach to the management of fisheries and marine environment in West Africa
BWS	– Banjul Weather Station
Can10	– Canary 10 km de résolution
CINECA	– Cooperative Investigation of the Part of the Eastern Central Atlantic
CIRSEN	– Circulation Sénégal
CFL	– Courant Friedrichs-Levy
CFSR	– Climate Forecast System Reanalysis
COADS	– Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
COCES	– Coastal Ocean Circulation Experiment off Senegal
CROCO	– Coastal and Regional Ocean Model
CRODT	– Centre de Recherche Océanographique Dakar Thiaroye
CVA	– Cape Verde Anticyclone
CVFZ	– Cape-Verde Frontal Zone
DUACS	– Data Unification and Altimeter Combination System
DWS	– Dakar Weather Station
ECCO	– Estimating the Circulation and Climate of the Ocean
ECLAIRS	– Etude du climat en Afrique de l’Ouest et de ses interactions avec l’Environnement régional, et appui aux services climatiques
ECNA	– Eaux Centrales Nord Atlantique
ECOAO	– ECOsystèmes en Afrique de l’Ouest
ECSA	– Eaux Centrales Sud Atlantique
ENSO	– El Niño Southern Oscillation
EBUS	– Eastern Boundary Upwelling System
FAO	– Food and Agriculture Organisation
FMA	– Février- Mars-Avril

GC	– Grande Côte
GEBCO	– General Bathymetry Chart of the Oceans
INRIA	– Institut National de Recherche en Informatique et en Automatique
IRD	– Institut de Recherche pour le Développement
ISCCP	– International Satellite Cloud Climatology Project
IU	– Indice d’Upwelling
IUC	– Indice Cummulatif d’Upwelling
ITCZ	– InterTropical Convergence Zone
KPP	– K-Profile Parametrisation
LEGOS	– Laboratoire d’Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
LMI	– Laboratoire Mixte International
LPAOSF	– Laboratoire de Physique de l’Atmosphère et de l’Océann Siméon-Fongang
LOSEC	– Laboratoire d’Océanographie des Sciences de l’Environnement et du Climat
LPO	– Laboratoire de Physique des Océans
LOCEAN	– Laboratoire d’Océanographie et du Climat : Expérimentation et Approches Numériques
MDT	– Mean Dynamic Topography
METAR	– METeorological Airport Repor
MODIS	– MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
MSG	– Météosat Seconde Génération
NASA	– National Aeronotics and Space Administration
NOAA	– National Oceanic and Atmospheric Administration
ONAS	– Office National d’Assainissement Sénégalais
ORSTOM	– Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
PC	– Petite Côte
PDF	– Probability Density Function
PNUD	– Programme des Nations Unies pour le Développement
QuikSCAT	– Quick SCATERometer
ROMS	– Regional Oceanic Modeling System
ROFF	– Roms OFFline Floats
SSALTO/DUACS	– SSALTO multimission ground segment (/ Data Unification and Altimeter Combination System)
SCOW	– Scatterometer Climatology of Ocean Winds
SCR	– Simulation Climatologique de Référence

Sen2	– Senegal 2 km de résolution
SEVIRI	– Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SCRUM	– S-Coordinate Rutgers University Model
SLA	– Sea Level Anomaly
SI	– Simulation Interannuelle
SSUC	– Southern Senegal Upwelling Center
SST	– Sea Surface Temperature
SSH	– Sea Surface Height
SODA	– Simple Ocean Data Assimilation
SPEM	– Semi Spectral Primitive Equation
SWS	– Sea Weather Station
UCAD	– Université Cheikh Anta Diop
UCLA	– Université de Californie à Los Angeles
UPSEN	– Upwelling du Sénégal
UASZ	– Université Assane Seck de Ziguinchor
VARGET	– Variabilités GEographiques et Temporelles des Structures petits pélagiques
WOA	– World Ocean Atlas
ZCIT	– Zone de Convergence InterTropicale

Table des matières

Liste des figures	15
Liste des tableaux	23
1 Introduction	25
2 Généralités sur les EBUS	29
2.1 Transport d'Ekman	30
2.2 Fonctionnement d'un upwelling côtier	32
2.3 Ecosystèmes d'Upwelling de Bord Est (EBUS)	37
2.4 Système des Canaries	40
2.5 Upwelling sénégalais	44
2.5.1 Caractéristiques générales	44
2.5.2 Programmes de mesure <i>in situ</i>	46
2.5.3 Principes dynamiques de l'upwelling au sud du Sénégal	50
2.6 Conclusion	58
3 Structure de la SST et dynamique du centre d'upwelling au sud du Sénégal	61
3.1 Forçage par le vent	63
3.1.1 Description des données	63
3.1.2 Analyse comparative des données de vent	65
3.1.3 Variabilité saisonnière	68
3.1.4 Variabilité inter-annuelle	68
3.1.5 Variabilité synoptique et diurne	71
3.2 La réponse en SST	72
3.2.1 Données utilisées et méthodes	74
3.2.2 Variabilité saisonnière	76

3.2.3	Variabilité intra-saisonnière et diurne	81
3.2.4	Etude taxonomique	86
3.3	Conclusion	90
4	Fonctionnement dynamique du SSUC : Approche par la modélisation	93
4.1	Présentation du modèle	94
4.2	Présentation de la configuration	98
4.3	Présentation des différents produits de forçage	100
4.4	Choix des produits de forçage.	101
4.5	Préparation des champs de forçage SST, flux de chaleur par combinaison de produits et du vent synoptique	107
4.6	Présentation des produits d'évaluation des expériences	110
4.7	Description des expériences numériques	111
4.7.1	Analyse de la simulation climatologique	111
4.7.2	Effet des fluctuations synoptiques du vent	124
4.7.3	Sensibilité à la marée	128
4.8	Les chemins de résurgence et d'advection de l'eau upwellée	132
4.8.1	Analyse de la remontée d'upwelling sur le plateau : approche eulé- rienne	132
4.8.2	Analyse lagrangienne des chemins de résurgence et d'origine des eaux chaudes côtières	134
4.9	Conclusion	142
5	Conclusions et Perspectives	145
5.1	Synthèse des résultats et Discussion	146
5.2	Limites et Perspectives	148
	Références	175

Liste des figures

- 2.1 *Représentation schématique du mécanisme de remontée d'eau côtière. Les vents parallèles à la côte et dirigés vers l'Équateur (flèches noires) déplacent les masses d'eau superficielles vers le large. Par effet de compensation, des masses d'eau profondes remontent au niveau de la côte (flèches rouges). Le gradient côte-large de vents parallèles à la côte crée un rotationnel de vent qui permet localement des remontées d'eau par le mécanisme de pompage d'Ekman (flèches jaunes) (Rykaczewski et Checkley, 2008).* 32
- 2.2 Circulation dans la couche d'Ekman de surface associée à l'action du vent au niveau des gyres (hémisphère nord) http://paoc.mit.edu/labguide/pdf/Amit_fans_paper.pdf 34
- 2.3 Répartition à l'échelle saisonnière des contributions respectives du transport dû à la divergence et du pompage d'Ekman exprimé en $m^2.s^{-1}$ en fonction du temps sur respectivement la grande côte (14°48'N- 16°N), la petite côte (13°30'N -13°45'N) et la côte sud (12°15'N -13°30') (extrait de Sow (2014)). Il considère le rayon d'action de l'upwelling égale à ~ 50 km pour la grande côte "GC" et la côte Sud "CS" et 100 km pour la Petite Côte "PC". 35
- 2.4 Moyenne février-mars des courants perpendiculaire à la côte (à gauche et) parallèle à la côte (à droite) lors d'une campagne de mesure de 1974 au niveau du Cap Blanc (d'après Barton (1998)) 36
- 2.5 Concentration moyenne de Chlorophylle -a en surface sur la période 09/1997-08/2000 à partir des données satellite SeaWiFs (NASA/Goddard Space Flight Center). Le Courant de Californie, le courant de Humboldt, le courant des Canaries et le courant de Benguela sont également indiqués (extrait de Madani (2009)) 38
- 2.6 Localisation des centres d'upwelling et leur saisonnalité dans le système de courant des Canaries extrait de Taleb (2005) 41

2.7	Calendrier des upwelling ouest-africains, valeurs minimales et maximales de l'IU ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$) et la latitude moyenne des stations (Roy, 1992).	42
2.8	1) Bathymétrie le long de la côte sénégalaise et en croix magenta la localisation de l'aéroport de Dakar pour les mesures de vent. La bathymétrie est obtenu en combinant les données GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) 30' avec les données de bathymétrie du Centre de Recherche Océanographique de Dakar-Thiaroye (CRODT voir chapitre 4) et 2) La température de surface de la mer du 28 mars 2007 à 23h40 provenant du satellite MODIS. Mbour et Gambie sont également indiquées sur la carte bathymétrique.	45
2.9	Carte de la température de surface de la mer mesurée par MODIS, le 1er mai 2004, (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/) montrant la plume d'upwelling du Sud Sénégal ainsi que le plan de la campagne UPSEN2.	49
2.10	Distribution en surface de la chlorophylle en février lors des campagnes CIRSEN en février 1986, CRODT (extrait de Roy (1992)) le long de 4 radiales situées au nord et au sud de la presqu'île du cap vert (2 de chaque coté de la presqu'île du Cap vert; radiale nord (gauche) et radiale sud (droite)). Dans la zone au sud de la presqu'île du Cap, on observe un maximum de biomasse dans la bordure littorale et un second pic au niveau du talus.	50
2.11	Campagne du 20 au 31 mars 1974 d'après Rébert (1983). Les isothermes 15-18°C , les vecteurs de courant à 5m observés sont représentés. On note la présence d'une zone froide en forme de langue orientée Nord-Sud au centre du plateau sud-sénégalais.	51
2.12	Schéma de circulation d'upwelling au niveau d'un plateau étroit (à gauche) et d'un plateau large (à droite) d'après Teisson (1983). Les différentes branches d'upwelling et de downwelling sont représentées mais les observations permettant de justifier ces schémas complexes ne sont pas détaillées dans Teisson (1983). Ces schéma sont directement inspirés des travaux du SCOR WG 36 de 1975.	53
2.13	Circulation d'upwelling sur des fonds de profondeur inférieure à 20m d'après Teisson (1983) adaptée par Turmine (2000))	55
2.14	Schéma conceptuel résumant les principaux résultats de l'extension 2DV du modèle d'Ekman (Estrade, 2006).	56

3.1	Exemples de température de surface de la mer provenant du satellite MODIS ; a) : Période de vent fort et b) Période de vent faible. On voit des situations où l’upwelling est bien développé dans la partie sud du SSUC. Ces images ont été choisies par faire apparaître le filament et l’anticyclone du Cap Vert.	62
3.2	Bathymétrie de la zone sénégalaise, avec la localisation des stations météorologiques DWS et BWS et les boîtes QuikSCAT au nord et au sud du cap. Les sites importants tels que la baie de Hann, la pointe de Sangomar et le Cap Gombaru sont également représentés sur cette figure.	64
3.3	Climatologie mensuelle 2005- 2009 de la vitesse méridienne du vent : a) QuikSCAT Nord (gris clair) versus DWS(gris foncé) et b) QuikSCAT Sud versus DWS. Pour la définition des boîtes nord et sud, voir la figure 3.2. Un meilleur accord est obtenu dans la zone boîte QuikSCAT SUD	66
3.4	Diagrammes de dispersion représentant la correspondance entre les données QuikSCAT et DWS sur la période 2005-2009. a) pour les composantes méridiennes des vents DWS et QuikSCAT ; b) les composantes zonales des vents DWS et du vent QuikSCAT. U^{DS} (resp V^{DS}) représente la composante zonale (resp méridienne) du vent DWS. La droite de régression linéaire est représentée en bleu et la droite tiretées désigne la droite $y=x$	67
3.5	Rose des vents pour DWS équivalent (voir texte, à gauche) et QuikSCAT (à droite) climatologie octobre-juin 2005 – 2009. QuikSCAT a une résolution temporelle environ une ou deux données par jour. L’intensité de la composante méridienne du vent (en couleur) est exprimée en nœud (knot en anglais)	68
3.6	Indice d’upwelling cumulatif ou IUC calculé à partir des données de vent DWS des saisons d’upwelling de 2006 à 2013	70
3.7	Vitesse du vent méridien V sur la période 2006-2012 entre octobre et fin juin. La vitesse méridienne V est exprimée en knot.	71
3.8	Cycle diurne du vecteur vent aux stations météorologiques de Dakar-Yoff (a) et Banjul (c) et de mesures in situ des stations météorologiques à bord du N/O Suroit ou à bord du N/O Antea au niveau de la petite côte (b)	73
3.9	Présence ou absence de bonnes images satellites Aqua et Terra de MODIS. Chaque rond représente une image disponible sans trace de nuage ou d’aérosols	75

3.10	1) Séries temporelles de la SST SEVIRI/MSG pour le mois de mars 2013 (en bleu) après avoir enlevé les données dont la qualité est inférieure ou égale à deux, de la SST interpolées (en rouge) et de la SST après avoir appliqué un filtre passe bas (en vert) à la latitude 14.27°N et à la longitude 16.92°W 2) l'amplitude de l'anomalie entre la SST filtrée et la SST moyenne durant mars 2013	76
3.11	Climatologie mensuelle de SST contruite à partir de toutes les images disponibles sur la période 1 octobre 2005 – 30 mai 2012, les palettes de couleur entre octobre - décembre (début de saison) et janvier-mai sont différentes .	77
3.12	Température de surface de la mer du 06 mars 2010 à 03h provenant du satellite Aqua de MODIS, la ligne noire montre la position du minimum de SST.	78
3.13	Variabilité saisonnière de la position du minimum de SST, les isobathes 20 m et 50 m de la bathymétrie GEBCO-CRODT sont représentés en gris. . .	79
3.14	Les cartes mensuelles de fonction de densité de probabilité (PDF, Probability Density Function en anglais) de trouver un minimum de SST à une longitude donnée. Notez que la palette de couleur est non linéaire. Les isobathes 10, 20, 50 et 100 m sont représentées par des lignes blanches. les vecteurs noirs représentent le vent climatologiques pour chaque mois	80
3.15	La moyenne composite des images de nuit (à gauche) et de jour (à droite) de la SST MODIS pendant les périodes d'événement (en haut) et de relaxation (en bas) respectivement définies par la moyenne glissante de 4 jours du vent DWS étant au dessus (resp. en dessous) 5.5 m s ⁻¹ (resp. 4 m s ⁻¹). Les lignes blanches représentent les isobathes 10, 20, 50 et 100m	82
3.16	Profils de SST alongshore (à gauche) et cross-shore (à droite) pour la période Fev.-Mar.-Avr. pendant les périodes d'upwelling fort (gris foncé) et d'upwelling faible (gris clair). Les profils le long de la côte (alongshore) suivent la ligne minimale de SST trouvé pour chaque composite correspondant (figures. 3.15 a et c). les profils cross-shore sont obtenus en faisant la moyenne sur la bande de latitude 13°40'N-14°15'N. Dans (b) la profondeur moyenne est indiquée en fonction de la longitude (ligne noire solide avec des marqueurs, axe de droite) et la séparation entre la zone côtière et l'estuaire situé à l'est du point Sangomar est représentée avec une ligne verticale noire	83
3.17	Fonction de densité de probabilité moyenne (février à avril) de trouver le minimum de SST à une longitude donnée en période d'upwelling faible (à gauche) et d'upwelling fort (à droite) avec les valeurs seuils définies auparavant (figure 3.15)	84

3.18	Le cycle diurne de l'intensité du vent DWS (a,b,e,f) et l'amplitude du cycle diurne de la SST sur la zone SSUC (c,d,g,h). Les moyennes pour les mois février et mars 2012 and 2013 sont présentées. L'isobathe 50 m et quelques isothermes sont présentées respectivement en lignes blanches et noirs dans les panels c,d,g,h.	85
3.19	a) Présentation de la zone d'étude et les coordonnées géographiques des emplacements utilisés dans l'étude, y compris les stations météorologiques de Dakar et Banjul (DWS et BWS, respectivement). (b-l) La SST MODIS à différents moments indiqués dans chaque carte, ainsi que l'origine de l'image (soit à partir de Terra " T " ou Aqua " A ") en utilisant l'initiale du satellite. La moyenne (respectivement maximum) du vent observée à DWS pendant les 6 jours avant chaque image est également indiqué en vecteur noir (respectivement, bleu). Les images ont été choisies pour refléter la plus grande variété des états du SSUC et les structures retrouvées dans l'archive. Les figures 3.19k et 3.19l sont prises à ~ 12 h d'intervalle et illustrent les importants changements associés au réchauffement diurne. L'échelle de couleur en degrés Celsius pour la figure 3.19h a été augmentée (de 6°) et correspond à celle utilisée pour les autres mois	87
4.1	Discrétisation horizontale (à gauche) et verticale (à droite) dans ROMS (extrait à partir du site https://www.myroms.org/wiki/Numerical_Solution_Technique#Horizontal_Discretization)	97
4.2	La température de surface de la mer (SST) des deux grilles emboîtées de la configuration comprenant à droite une grille basse résolution Can10 ~ 10 km qui couvre l'Atlantique Nord-Est au large des côtes d'Afrique de l'ouest et à gauche une grille imbriquée Sen2 à haute résolution ~ 2 km qui couvre les côtes sénégalaises	99
4.3	Cartes spatiales en moyenne mensuelle de la différence entre la climatologie SST Pathfinder et la climatologie obtenue après traitement des données MODIS sur la saison d'upwelling au niveau du SSUC.	102
4.4	La composante méridienne de la tension du vent à la surface de l'océan moyenne Fev-Mar-Avr en couleur (en N.m-2) et les vecteurs de tension du vent à gauche QuikSCAT et à droite CFSR.	103

4.5 Climatologie mensuelle de la SST moyennée sur la boîte de la Petite côte (17 °W - 17 °30'W et 14 °20'N-14 °40'N) pour les observations MODIS en noir (seulement sur la période de l'upwelling octobre à mai décrit dans Ndoye *et al.* (2014)) et un ensemble de simulations réalisées en combinant les différents produits de forçage (QuikSCAT-ECCO en gris, CFSR-ECCO en rouge, SCOW-SODA en vert, SCOW-SODA avec les flux de chaleur corrigés et SST MODIS comme rappel en cyan).Les observations PATH-FINDER utilisées sont également représentées en magenta. 103

4.6 Ecart entre les flux net de chaleur COADS et TropFlux sur la grille SEN2 . 105

4.7 Ecart entre les flux TropFlux ajusté F_{Taj}^{net} et TropFlux F_T^{net} sur la grille SEN2106

4.8 La fonction dist qui consiste à choisir le flux de chaleur TropFLUX sur un sous domaine un peu plus petit que la zone où ces données sont disponibles. 108

4.9 Principe de l'altimétrie : le radar embarqué sur le satellite émet verticalement des ondes radio qui se réfléchissent sur la surface des océans, sous forme de brèves pulsations. L'analyse et la détection d'écho de chaque pulsation à bord du satellite conduit à la détermination précise de la distance entre le satellite et le niveau de la mer ($2 \text{ range} = c T$ avec T la durée d'aller-retour du signal radar et c la célérité de propagation de l'onde. À partir de cette distance et de l'altitude précise du satellite on en déduit le niveau des océans (SSH). Ce dernier n'est exploitable qu'après corrections du retard subit lors de la propagation de l'onde dans les différentes couches atmosphériques. 110

4.10 Climatologie de 10 ans de la température de surface de la mer simulée par ROMS (forçage climatologique) en couleur, la ligne du minimum de SST est représentée par la ligne blanche et les isobathes 20 m, 50 m et 100 m sont en noir 113

4.11 Ecart entre la climatologie mensuelle (octobre à mai) de température de surface de la mer simulée par le modèle (dix années ont été utilisées par calculer cette climatologie) et celle de MODIS sur la période 2005-2012 (simulation avec forçage climatologique). 114

4.12 Quelques images de SST (en °C) prises à des moments différentes pour illustrer la présence de structures méso-échelles dans la simulation climatologique (a,b et c) et dans les observations satellites MODIS (d, e et f) 115

4.13 Climatologies mensuelles de la SSH de janvier à avril (colonne 1 à colonne 4) de l'ensemble des simulations respectivement climatologique SCR (a-d), synoptiques (e-h) et synoptique avec la marée (i-l) et des observations satellite de SSH AVISO (m-p)	116
4.14 Climatologie février-avril de la SSH (en mètre) et du courant géostrophique (vecteurs) en surface dans la zone SSUC des simulations climatologique (1), synoptique (2) et synoptique avec la marée (3) et des observations satellite AVISO (4)	117
4.15 Climatologie mensuelle de la SST (couleur) et du courant total moyen sur la couche mélangée (vecteurs) dans la zone SSUC de janvier à avril (colonne 1 à colonne 3) de l'ensemble des simulations respectivement climatologique SCR (a-d), synoptique "SI" (e-h) et synoptique avec la marée "SIM" (i-l) . .	118
4.16 Structure verticale du courant moyen méridien (février-avril) simulé par le modèle (simu climatologique SRC) à 13 °N, 13 °30' N , 14 °N et 14 °30' N .	120
4.17 Structure verticale du courant méridien (v) mesuré le 23 février 2013 pendant la campagne UPSEN 2 (voir section 2.5.2) sur la section 14°N. V est exprimé en $m.s^{-1}$	121
4.18 Structures verticales des courants moyens méridien (a) et zonal (b) le long de l'isobathe 100 m sur la période février-avril pour les simulations climatologique (1), synoptique (2) et synoptique avec la marée (3). Les lignes noires représentent la limite de la couche mélangée.	122
4.19 Structures verticales des courants moyens méridien (a) et zonal (b) le long de l'isobathe 50 m sur la période février-avril pour les simulations climatologique (1), synoptique (2) et synoptique avec la marée (3). Les lignes noires représentent la limite de la couche mélangée.	122
4.20 Ecart entre la climatologie de 10 ans de SST (simulation synoptique) et celle provenant de MODIS	124
4.21 Quelques figures de SST simulée par le modèle (simulation synoptique) montrant les structures mésoéchelles (filaments, tourbillons, méandres etc.)	125
4.22 Structure verticale du courant moyen méridien (février-avril) simulé par le modèle à 13 °N, 13 °30' N , 14 °N et 14 °30' N dans la simulation synoptique	126
4.23 Ecart entre la climatologie de 10 ans de SST (simulation synoptique avec la marée) et celle provenant de MODIS	129
4.24 Structure verticale du courant moyen méridien (février-avril) simulé par le modèle à 13 °N, 13 °30' N , 14 °N et 14 °30' N dans la simulation synoptique avec la marée	130

4.25	Climatologie moyenne de la divergence horizontale des courants horizontaux moyens sur la couche mélangée pendant la période février-avril pour les simulations climatologique à gauche, synoptique sans la marée au milieu et synoptique avec la marée à droite.	132
4.26	Climatologie moyenne de la vitesse verticale de fond (en couleur) et les courants de fond (en vecteur) sur la période février-avril pour les simulations : climatologique à gauche, synoptique sans la marée au milieu et synoptique avec la marée à droite.	133
4.27	Position des particules lâchées sur la position du minimum de SST (croix noir), la profondeur des particules est indiquée en couleur pour les simulations climatologique à gauche (1) et synoptique avec la marée à droite (2); La ligne magenta sur 2) passe autour de l'isobathe 100 m et représente la limite du plateau	135
4.28	Densité de probabilité des particules lâchées sur la position du minimum de SST en haut) dans l'espace profondeur en fonction de la latitude lors de la traversée du talus. La ligne magenta de la figure 4.27.2 définit la limite du plateau pour nos expérience, et en bas) dans l'espace temps entre le lâcher et la traversée du talus en fonction de la latitude de la position de lâcher pour les simulations climatologique à gauche, synoptique sans la marée au milieu et synoptique avec la marée à droite	136
4.29	Position des particules lâchées sur la bande côtière entre 12°45'N et 14°N (croix noir), la profondeur des particules est indiquée en couleur pour les simulations climatologique à gauche (1) et synoptique sans la marée au milieu (2) et synoptique avec la marée à droite (3)	138
4.30	Densité de probabilité des particules lâchées sur la bande côtière située entre 12°45'N et 14°N en haut dans l'espace profondeur en fonction de la latitude lors de la traversée du talus, la ligne magenta de la figure 4.27.2 définit la limite du plateau pour nos expérience au milieu dans l'espace latitude maximale après la traversée de la rupture du talus en fonction de la latitude au moment de la traversée et en bas dans l'espace temps entre le lâcher et la traversée du talus en fonction de la latitude de la position de lâcher pour les simulations climatologique à gauche, synoptique sans la marée au milieu et synoptique avec la marée à droite.	140

Liste des tableaux

4.1	paramètres et valeurs de la configuration ROMS	100
4.2	paramètres de forçage de la configuration ROMS	112

Chapitre 1

Introduction

L'upwelling côtier est une remontée d'eaux profondes sur le plateau continental, qui compense la dérive des eaux de surface vers le large (dérive d'Ekman) sous les actions combinées d'un vent favorable et de la rotation de la Terre. Il caractérise une large part des bords Est des océans aux latitudes tropicales et subtropicales, où la régularité des alizés confère à ce phénomène un caractère permanent ou saisonnier. Les eaux froides remontant le long de ces côtes, sont généralement riches en nutriments ce qui a pour effet de «doper» naturellement le processus de photosynthèse dans la couche euphotique. Cette forte production primaire est le premier maillon de chaînes trophiques complexes. Ainsi les systèmes d'upwelling de bord Est ou EBUS¹ (Canaries, Benguela, Humboldt et Californie) abritent les écosystèmes marins parmi les plus productifs en biomasse et les plus exploités de la planète (figure 2.5). Parce qu'ils conditionnent non seulement la production primaire mais aussi les maillons supérieurs de la chaîne trophique, les processus physiques structurant l'upwelling jouent un rôle central dans ces écosystèmes. Si le mécanisme de base de l'upwelling est bien compris, les questions fondamentales de la structure physique des cellules d'upwelling (provenance des eaux «résurgentes», localisation et débit des veines de courant ascendant, structure spatiale et dynamique temporelle de la circulation horizontale) restent largement débattues (Castelao et Barth, 2006; Winant, 2006). Le système d'upwelling du Sénégal (partie sud du système de courant des Canaries) présente un intérêt particulier du fait des contrastes existant de part et d'autre de la presqu'île du Cap Vert : plateau étroit et largement ouvert au nord (Grande Côte), presqu'île et plateau large (Petite Côte) constituant une discontinuité dans la topographie plus au sud. Des travaux théoriques et numériques récents (Estrade, 2006; Marchesiello et Estrade, 2009; Estrade *et al.*, 2008; Sow, 2014) basés sur des observations plus anciennes (Re-

¹de l'anglais : Eastern Boundaries Upwelling System

bert et Privé, 1974; Roy, 1989; Demarcq et Faure, 2000) ont permis d'identifier certaines conséquences de ces configurations topographiques particulières sur la structure et la dynamique de la résurgence et de proposer un modèle générique applicable à l'ensemble des systèmes d'upwelling (Estrade *et al.*, 2008; Marchesiello et Estrade, 2010).

En particulier le modèle est particulièrement intéressant sur les plateaux larges mais il prévoit une résurgence plus au large. L'extrémité sud du système du courant des Canaries comprend un centre d'upwelling (résurgence localisée d'eaux froides sous l'action de vents favorables) qui a jusqu'ici reçu peu d'attention pendant au moins deux décennies, en particulier en termes de dynamique (Arístegui *et al.*, 2009). Ma thèse porte sur la dynamique de ce centre d'upwelling sud Sénégal ou SSUC (Southern Senegal Upwelling Center en anglais). Elle s'intéresse à la circulation et à la structure thermohaline sur le large plateau sud-sénégalais, entre la côte et 100 km au large. Mes travaux combinent analyse d'images satellite et un peu d'observations *in-situ*, avec la réalisation et l'analyse de simulations numériques régionales à différents niveaux de complexité avec le modèle de circulation océanique régionale ROMS. Par une analyse de la dynamique fine échelle de la zone, ils posent la base d'une approche intégrée du fonctionnement de l'environnement marin sénégalais.

En particulier mes travaux portent sur :

- la localisation de la remontée en surface et les vitesses verticales. Les observations satellite permettent de positionner approximativement la zone de remontées qui est par nature de l'upwelling, la zone la plus froide et d'identifier les éléments dynamiques déduits de ces patterns de SST (chapitre 3). L'analyse des sorties du modèle fournit bien entendu des informations utiles sur ce point (chapitre 4).
- les chemins d'alimentation de l'upwelling. Ici l'étude s'articulera autour de deux questions : (1) D'où viennent les eaux résurgentes sur le plateau ? En particulier, je m'intéresserai aux endroits et aux profondeurs où cette eau traverse la rupture de pente. (2) Quel est l'équilibre dynamique associé à ces chemins ? En particulier je m'intéresserai aux gradients de pression et à leur lien avec la géomorphologie de la région.
- le devenir des eaux résurgentes. Il s'agit d'un vaste sujet que je n'aborderai que partiellement. Je me focaliserai en particulier sur le lien entre les eaux d'upwelling et les eaux situées dans une bande très côtière chaude généralement considérée comme très favorable à la rétention.
- la sensibilité au vent synoptique et à la marée. Cette étude de sensibilité permet d'augmenter le réalisme de nos simulations et de tester la robustesse des différents résultats obtenus vis à vis du niveau de réalisme.

Ces travaux sont organisés en 4 chapitres :

-
- Dans le chapitre 2, je présente les généralités sur les EBUS. Il s'agira ici de rappeler les mécanismes physiques responsables de la forte production primaire dans les EBUS et de décrire les spécificités du système de Courant de Canaries comparé aux 3 autres systèmes de Bord Est. Les caractéristiques physiques du système d'upwelling sénégalais (partie sud du système des Canaries) sont brièvement décrites en rappelant quelques campagnes océanographiques qui ont eu lieu dans les eaux sénégalaises. Enfin on s'intéressera aux principes dynamiques théoriques qui expliquent le décollement de la cellule d'upwelling dans la partie sud de la presqu'île du Cap Vert.
 - Le chapitre 3 étudie le fonctionnement dynamique du centre d'upwelling sud sénégalais ("SSUC") pendant la saison d'upwelling (octobre-mai), par une analyse approfondie des données satellite de température de surface de la mer (SST, en anglais) contextualisée avec des données de vent.
 - Le chapitre 4 reprend l'étude du fonctionnement dynamique du SSUC avec la réalisation des simulations numériques réalistes à haute résolution ~ 2 km en faisant un important effort d'évaluation des produits de forçage du modèle. Nous avons par la suite décrit l'effet des fluctuations synoptiques du vent et la sensibilité de la marée. Ces simulations ont permis d'identifier des chemins d'alimentation et aussi du devenir des eaux d'upwelling.
 - Le chapitre 5 rappelle le contexte scientifique de la thèse, résume et discute les principaux résultats obtenus dans les chapitres précédents tout en soulignant leurs limites. On dégagera par la suite des perspectives qui vont s'inscrire dans une logique de continuité.

Chapitre 2

Généralités sur les EBUS

Sommaire

2.1	Transport d'Ekman	30
2.2	Fonctionnement d'un upwelling côtier	32
2.3	Ecosystèmes d'Upwelling de Bord Est (EBUS)	37
2.4	Système des Canaries	40
2.5	Upwelling sénégalais	44
2.5.1	Caractéristiques générales	44
2.5.2	Programmes de mesure <i>in situ</i>	46
2.5.3	Principes dynamiques de l'upwelling au sud du Sénégal	50
2.6	Conclusion	58

2.1 Transport d'Ekman

A la fin du 19^e siècle (1898) le biologiste Fridtjof Nansen observait que les icebergs dans l'océan Arctique dérivait dans une direction située à droite de celle du vent. C'est Vagn Walfrid Ekman qui en 1902 démontra que cette dérive était liée à l'équilibre frictionnel entre la tension visqueuse \vec{F} du vent et la force de Coriolis. Ces forces agissent sur le transport de la masse d'eau de surface qui est alors mise en mouvement tout en étant déviée par rapport à la direction du vent. Ekman en 1902 considéra l'équation de la quantité de mouvement et l'état stationnaire d'un océan forcé par le vent (avec frottement). Dans un repère (Oxyz) conventionnel :

- x croissant vers l'Est
- y croissant vers le Nord
- z croissant vers le haut
- u composante zonale de \vec{u}
- v composante méridienne de \vec{u}
- f paramètre de Coriolis
- P pression
- ρ_0 densité de référence

Cette équation s'écrit :

$$\begin{cases} -fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + F_x \\ fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + F_y \end{cases} \quad (2.1)$$

La force de frottement horizontale \vec{F} dont l'influence se répercute à l'intérieur de l'océan peut s'écrire :

$$F_x = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} = A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$F_y = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} = A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

avec $\tau_x = \rho_0 A_z \frac{\partial u}{\partial z}$ et $\tau_y = \rho_0 A_z \frac{\partial v}{\partial z}$ les composantes zonales et méridiennes de la tension de vent qui dépendent de la viscosité turbulente verticale A_z et du cisaillement vertical.

En supposant donc que le frottement résulte uniquement du cisaillement vertical de la tension de vent, l'équation 2.1 s'écrit sous la forme :

$$fv + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} = fv + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x}$$

$$-fu + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} = -fu + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y}$$

En décomposant le champ de vitesse en une composante non visqueuse \vec{u}_G et une composante turbulente \vec{u}_E . On obtient ainsi les deux systèmes d'équations suivants :

– Les équations géostrophiques :

$$\begin{cases} -fv_G = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \\ fu_G = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} \end{cases} \quad (2.2)$$

– Les équations d'Ekman :

$$\begin{cases} -fv_E = A_z \frac{\partial^2 u_E}{\partial z^2} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \\ fu_E = A_z \frac{\partial^2 v_E}{\partial z^2} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \end{cases} \quad (2.3)$$

L'équation 2.3 peut être écrite sous sa forme la plus générale (avec \vec{k} vecteur unitaire vers le haut) :

$$f \vec{k} \wedge \vec{u}_E = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \vec{\tau}}{\partial z} \quad (2.4)$$

Dans le cas d'un océan profond, la tension frictionnelle en bas de la couche d'Ekman d'épaisseur D (couche dans laquelle l'océan "sent" l'effet de la tension du vent) est supposée nulle : $\tau_{z=-D} = 0$. En effet par définition, le cisaillement vertical sous la couche d'Ekman dû à l'effet du vent est négligeable et les échanges turbulents verticaux de quantité de mouvement sont en règle générale très réduits.

L'intégration de l'équation 2.3 de la surface (où la tension turbulente est égale à la tension du vent en surface $\vec{\tau}_s$) jusqu'à la profondeur -D (où la tension turbulente est nulle) donne le transport d'Ekman :

$$\vec{U}_{ek} = \int_{-D}^0 \vec{u}_e dz = -\vec{k} \wedge \frac{\vec{\tau}_s}{\rho_0 f} \quad (2.5)$$

Le transport d'Ekman intégré des eaux superficielles induit par le vent est donc orienté à +90 °à droite de la direction du vent dans l'hémisphère Nord ($f > 0$) et à - 90° dans l'hémisphère Sud . En surface, le courant d'Ekman est orienté à +/- 45 °de la direction du vent. Le cas d'un océan très peu profond est traité dans la section 2.5. Dans la section suivante, une solution est dérivée pour un milieu peu profond dans lequel la condition de frottement au fond vient exercer une contrainte importante, notamment parce qu'elle couple la solution géostrophique et la solution d'Ekman.

2.2 Fonctionnement d'un upwelling côtier

L'upwelling côtier est une remontée d'eau profonde sur le plateau continental qui compense la dérive des eaux de surface vers le large sous les actions combinées d'un vent favorable (vents parallèles à la côte et dirigés vers l'Équateur le long d'un upwelling de bord est) et de la rotation de la terre (l'action de la force de Coriolis sur les mouvements océaniques). Ce phénomène peut être vu comme un cas particulier (présence d'une côte) de la théorie d'Ekman décrite dans la section précédente. Le principe est toujours l'équilibre entre la tension exercée par le vent sur la surface de l'océan et la force de Coriolis, mais en présence d'une côte introduisant une condition cinématique (transport transverse nul). Les actions combinées d'un vent constant parallèle à la côte et laissant la côte à sa gauche (resp. droite) dans l'hémisphère nord (resp., sud) à la surface d'un océan "homogène" et de la force de Coriolis génèrent un transport d'Ekman des eaux de surface orienté vers le large, conformément à l'équation 2.5. Or ce transport est nul à la côte et comme "la nature a horreur du vide", la compensation se fait par une remontée d'eaux froides à proximité de la côte (flèches rouges figure 2.1). La conservation de la masse crée ainsi une

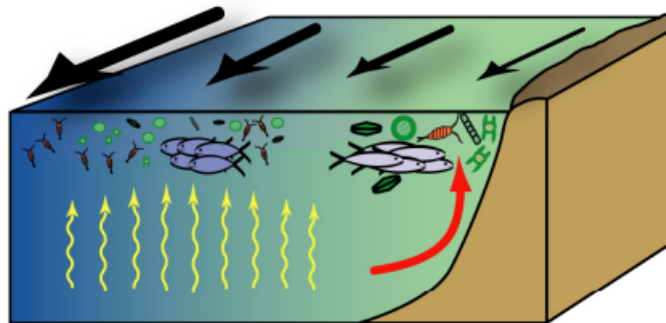


FIG. 2.1: Représentation schématique du mécanisme de remontée d'eau côtière. Les vents parallèles à la côte et dirigés vers l'Équateur (flèches noires) déplacent les masses d'eau superficielles vers le large. Par effet de compensation, des masses d'eau profondes remontent au niveau de la côte (flèches rouges). Le gradient côte-large de vents parallèles à la côte crée un rotationnel de vent qui permet localement des remontées d'eau par le mécanisme de pompage d'Ekman (flèches jaunes) (Rykaczewski et Checkley, 2008).

divergence côtière du transport d'Ekman qui est le processus clef contrôlant la remontée d'eau profonde vers la surface (upwelling côtier). Inversement une convergence côtière est associée à une plongée d'eau sous la surface (downwelling côtier).

Les composantes zonale U_{ek} et méridienne V_{ek} du transport d'Ekman sont données par

les relations suivantes :

$$U_{ek} = \frac{\tau_y^S}{\rho_0 \cdot f}$$

$$V_{ek} = -\frac{\tau_x^S}{\rho_0 \cdot f}$$

et la vitesse verticale associée à la divergence côtière de \vec{U}_{ek} est donnée par :

$$w_{ek}^{div} = \vec{\nabla}_H \cdot \vec{U}_{ek}$$

avec τ_x^S et τ_y^S les composantes zonale et méridienne de la tension du vent exercée sur la surface de l'océan.

A coté du vent et de la force de Coriolis d'autres facteurs tels que la stratification de la colonne d'eau ou la topographie côtière jouent aussi un rôle important et modifient les processus d'upwelling côtier. L'autre effet capable de générer des vitesses verticales positives est le pompage d'Ekman associé au rotationnel du vent. Cet effet est particulièrement important au niveau des grands gyres océaniques. Le transport d'eau lié au pompage d'Ekman est associé à une convergence du transport de masse d'eau vers le centre d'un gyre anticyclonique (subtropicale) et à une divergence dans un gyre cyclonique (subpolaire) dans la couche d'Ekman (figure 2.2).

Dans cette étude, on s'intéresse à l'effet du pompage d'Ekman à proximité des côtes. Un cas typique se présente lorsque l'intensité du vent d'upwelling varie en fonction de la distance à la côte. Les vents côtiers sont en général plus forts au dessus de l'océan qu'au dessus de la terre à cause de la friction plus importante à la surface du continent. Le pompage d'Ekman associé à $\vec{\tau}^S$ est donné par cette relation :

$$w_{ek}^{pomp} = \frac{\vec{rot}(\frac{\vec{\tau}^S}{f})}{\rho} \cdot \vec{k}$$

Cependant, la divergence côtière du transport d'Ekman est le véritable moteur de l'upwelling côtier. Capet *et al.* (2004) ont montré que l'effet du pompage d'Ekman est généralement négligeable devant celui de la divergence d'Ekman dans le cas d'un upwelling côtier. Ce pompage d'Ekman peut avoir localement un effet non négligeable sur l'upwelling côtier surtout en aval d'un cap ou d'une chaîne de montagnes en contribuant parfois à la remontée des eaux côtières. Des auteurs comme Pickett et Paduan (2003) ont montré que dans certaines régions de Californie, le pompage d'Ekman génère une remontée comparable à celle produite par la divergence du transport d'Ekman. Mais leur estimation

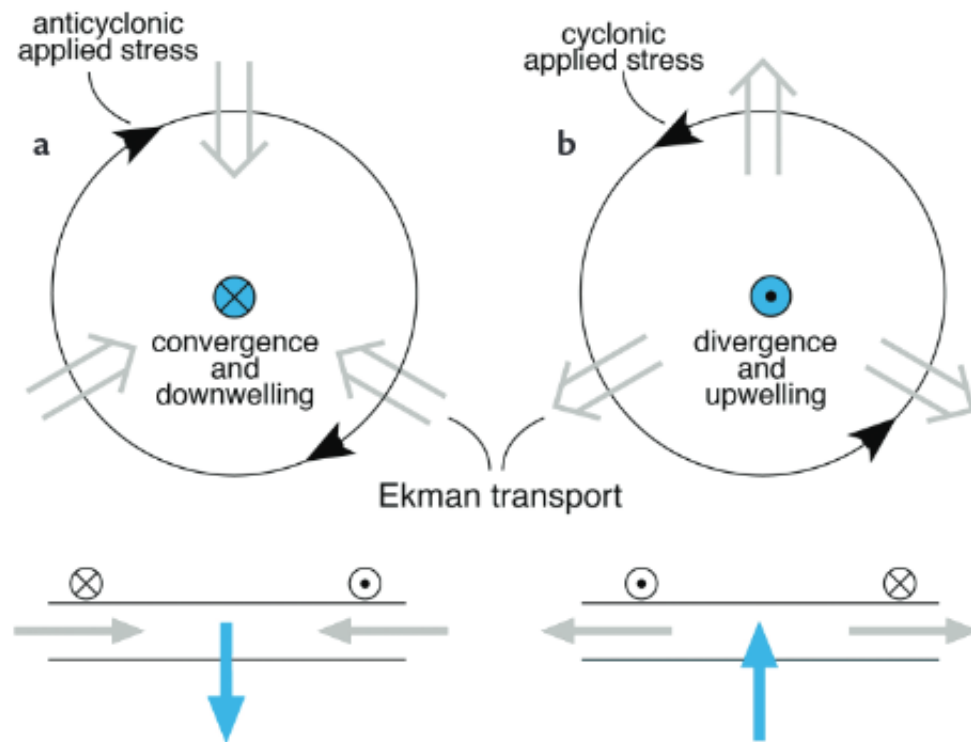


FIG. 2.2: Circulation dans la couche d'Ekman de surface associée à l'action du vent au niveau des gyres (hémisphère nord) http://paoc.mit.edu/labguide/pdf/Amit_fans_paper.pdf

de w_{ek}^{div} est biaisée (sous estimée) car ils considèrent le rayon interne de déformation de Rossby comme échelle horizontale de la divergence côtière. Le rayon de déformation de Rossby décrit seulement l'ajustement géostrophique du front d'upwelling (Renault *et al.*, 2012) alors que l'échelle caractéristique de l'upwelling côtier est mieux représentée par la taille de la zone frictionnelle dans laquelle les couches limites de fond et de surface se confondent (Marchesiello et Estrade, 2010; Estrade *et al.*, 2008; Sow, 2014; Desbiolles, 2014)).

En pratique pour la zone Sénégal, Sow (2014) montre que la contribution du pompage d'Ekman est très faible en période d'upwelling sur la grande côte "GC" (14°48'N- 16°N) et significative dans la partie sud du Cap. Elle représente un peu moins d'un tiers de la divergence d'Ekman dans la petite côte "PC" (13°30'N -13°45'N)(figure 2.3). Il considère un rayon d'action de l'upwelling égal à ~ 50 km pour la grande côte "GC" et la côte Sud "CS" et 100 km pour la Petite Côte "PC".

Un troisième processus affecte les vitesses verticales des régions d'upwelling : le gradient de pression parallèle à la côte générant des vitesses géostrophiques perpendiculaires à la côte. Lorsque ces vitesses sont dirigées vers la côte, elles créent une convergence côtière et donc un downwelling. Comme c'est généralement le cas dans les EBUS, il s'agit donc principalement d'un processus limitant l'upwelling côtier (Colas *et al.*, 2008; Marchesiello

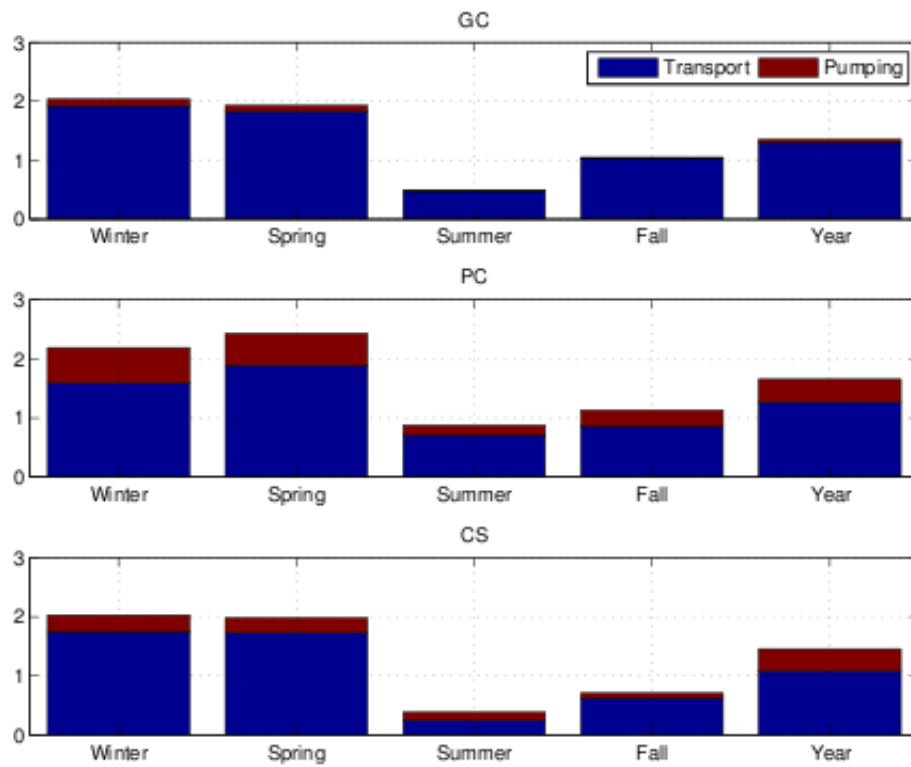


FIG. 2.3: Répartition à l'échelle saisonnière des contributions respectives du transport dû à la divergence et du pompage d'Ekman exprimé en $m^2.s^{-1}$ en fonction du temps sur respectivement la grande côte ($14^{\circ}48'N$ - $16^{\circ}N$), la petite côte ($13^{\circ}30'N$ - $13^{\circ}45'N$) et la côte sud ($12^{\circ}15'N$ - $13^{\circ}30'$) (extrait de Sow (2014)). Il considère le rayon d'action de l'upwelling égale à ~ 50 km pour la grande côte "GC" et la côte Sud "CS" et 100 km pour la Petite Côte "PC".

et Estrade, 2010). En d'autres termes, il faut que le vent favorable atteigne une certaine intensité pour que l'upwelling côtier qu'il induit, l'emporte sur le downwelling "latent" (dû au gradient de pression alongshore).

En résumé l'upwelling côtier est la résultante de ces 3 mécanismes :

- la divergence du transport d'Ekman associée à des vitesses verticales positives ($w_{ek}^{div} > 0$);
- Le pompage d'Ekman dû à l'amortissement côtier des vents d'upwelling associé à des vitesses verticales positives ($w_{ek}^{pomp} > 0$);
- Le gradient de pression alongshore créant une convergence côtière donc des vitesses verticales négatives ($w_g < 0$)

Courants associés aux Upwellings

La figure 2.4 décrit une structure type du champ de vitesse présent dans un système d'upwelling. Elle montre que dans la dimension transverse à la côte, le courant est dirigé vers le large en surface (entre 0-40 m) sous l'effet de la dérive d'Ekman, et en subsurface (50-200 m) le courant dit de "compensation" est dirigé vers la côte (Barton, 1998; Echevin, 2013; Lathuilière, 2008). Dans la direction parallèle à la côte, on retrouve un jet côtier

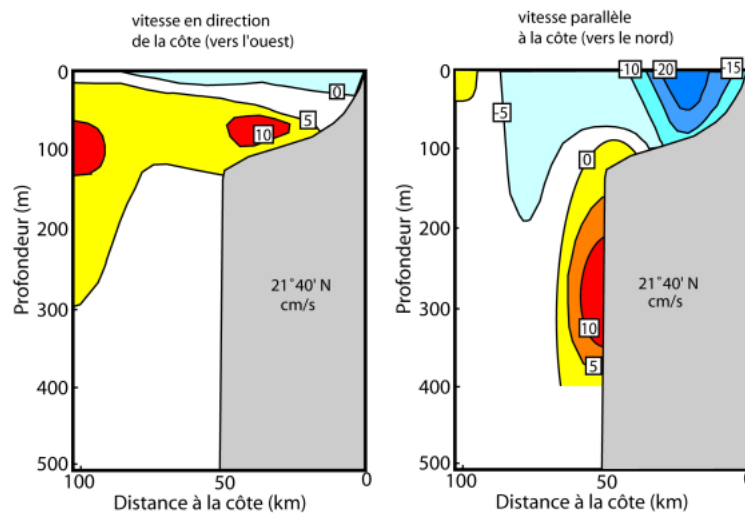


FIG. 2.4: Moyenne février-mars des courants perpendiculaire à la côte (à gauche) et parallèle à la côte (à droite) lors d'une campagne de mesure de 1974 au niveau du Cap Blanc (d'après Barton (1998))

dirigé vers l'équateur en surface et un sous-courant dont la profondeur varie d'une région à l'autre. D'après Binet (1991), le sous-courant profond s'enfonce au fur et à mesure qu'il se dirige vers le nord. Son coeur se situe à 100 m de profondeur au Sénégal d'après Rébert (1983); Teisson (1983); Roy (1992) et autour de 300 m de profondeur au nord du Cap Blanc d'après Barton (1998); Lathuilière (2008). Devant la Mauritanie le sous-courant est entre 100 et 200 m de profondeur, à une centaine de kilomètres de la côte, au-delà du

plateau continental (Mittelstaedt, 1982) .

L'upwelling côtier induit une inclinaison des isothermes et des isopycnes près de la côte en raison de la remontée des eaux plus fraîches et plus denses créant ainsi un gradient de densité perpendiculaire à la côte (les eaux les plus denses à la côte et celles moins denses au large). Ce gradient induit un flux dirigé vers l'équateur près de la côte en raison de la géostrophie. Ce flux géostrophique combiné avec le flux dirigé vers l'équateur dans la couche d'Ekman sous l'action du forçage direct par le vent forme le "Jet d'upwelling ou jet côtier" (courant dirigé vers l'équateur). Ce courant de surface peut s'étendre sur la verticale jusqu'à une centaine de mètres de profondeur et atteint typiquement quelques dizaines de $cm.s^{-1}$. Quand le front d'upwelling devient important, le "jet côtier" devient rapidement instable. Le cisaillement horizontal (vertical) du jet est source d'instabilité barotrope (barocline) (Batteen, 1997; Marchesiello *et al.*, 2003).

2.3 Ecosystèmes d'Upwelling de Bord Est (EBUS)

Les écosystèmes les plus productifs des océans se situent sur les façades Ouest des grands continents aux latitudes subtropicales (figure 2.5). Ces écosystèmes sont associés à un régime de courants particulier lié à la présence d'upwellings quasi-permanents. Dans le Pacifique, il s'agit du courant de Humboldt dans l'hémisphère Sud (Pérou et Chili) et du courant de Californie dans l'hémisphère Nord (Orégon, Californie et nord du Mexique), sans doute l'EBUS le plus étudié au monde. En Atlantique, il s'agit des écosystèmes du Courant du Benguela dans l'hémisphère Sud (sud de l'Angola, Namibie, Afrique du Sud) et du courant des Canaries dans l'hémisphère Nord (Portugal, Maroc, Mauritanie, Sénégal et Gambie).

Ces systèmes ont une caractéristique commune : ils sont sous l'influence des branches Est des centres de hautes pressions (anticyclones) atmosphériques localisés aux latitudes moyennes qui y génèrent des vents parallèles à la côte et dirigés vers l'équateur. L'extension méridienne de ces quatre grands systèmes varie avec la migration méridienne saisonnière de ces systèmes anticycloniques (hautes pressions atmosphériques) aux moyennes latitudes. Les vents géostrophiques qui soufflent autour de ces centres de haute pression entraînent des masses d'air sec des régions sub-tropicales et les transportent vers les régions tropicales. Ils génèrent le transport d'Ekman (Ekman, 1905) à l'origine de l'upwelling côtier. Sous l'action du vent parallèle à la côte, les eaux côtières de surface sont transportées vers le large par le transport d'Ekman, et elles sont continuellement renouvelées par les eaux profondes et froides riches en nutriments. Les écosystèmes d'upwelling présentent donc une dynamique océanique particulière car source d'une forte activité biogéochimique. Les EBUS sont caractérisés par une biomasse phytoplanctonique importante (Carr et Kearns,

2003; Lathuilière *et al.*, 2008) comme l'illustre la teneur en chlorophylle très élevée de la figure 2.5 . Cette biomasse phytoplanctonique est généralement maximale à proximité de la côte et diminue progressivement de la côte vers le large. Les EBUS fournissent 50 % de la production mondiale de poissons marins selon Ryther (1969) alors qu'ils ne représentent que moins de 1 % de la surface de l'océan.

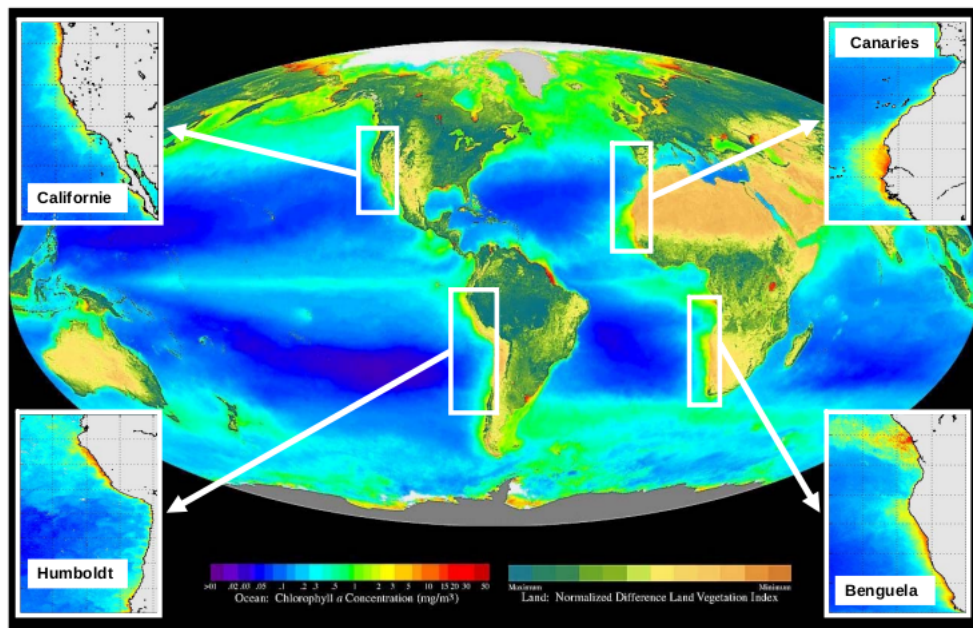


FIG. 2.5: Concentration moyenne de Chlorophylle -a en surface sur la période 09/1997-08/2000 à partir des données satellite SeaWiFs (NASA/Goddard Space Flight Center). Le Courant de Californie, le courant de Humboldt, le courant des Canaries et le courant de Benguela sont également indiqués (extrait de Madani (2009))

Plusieurs auteurs (Sverdrup *et al.*, 1942) et (Ryther, 1969) ont mené des études comparatives entre ces quatre écosystèmes mais ils manquaient de données surtout au niveau du système des Canaries. Les travaux de Antoine *et al.* (1996) et de Carr (2002) sur la couleur de l'océan mesurée par satellite montrent que les productions primaires associées aux quatre systèmes d'upwelling des bordures Est des continents africains et américains sont comprises entre 1 et 2,5 $\text{gC.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$, le plus productif étant l'upwelling du Benguela suivi des systèmes des Canaries, de Humboldt puis de Californie. Par contre Chavez et Messié (2009) en utilisant les données satellites ont fait une étude comparative des quatre EBUS en se focalisant sur une bande de 10° de latitude dans laquelle l'upwelling est actif. Ils ont trouvé que le système le plus productif est celui des Canaries avec une production primaire de 1213 $\text{gC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$, suivi du Benguela avec 976 $\text{gC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$, puis de Humboldt avec 855 $\text{gC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ et enfin le système du Californie avec 479 $\text{gC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$. Mais en termes de tonnage pêché le système de Courant de Humboldt est clairement le plus productif des quatre systèmes (FAO, 2004). Le système de courants des Canaries présente la plus im-

portante variabilité saisonnière de concentration en nutriments (Lathuilière *et al.*, 2008). Carr et Kearns (2003) ont comparé les productions primaires des différents systèmes, et ont montré que la biomasse du phytoplancton soutenue par une concentration donnée d'éléments nutritifs dans les EBUS de l'Atlantique était deux fois plus grande que dans les EBUS du Pacifique. Selon ces auteurs cela est dû à la disponibilité du fer, la rétention de la biomasse, ou les différences dans la structure des communautés.

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, voir section précédente). Les instabilités baroclines associées à ces courants peuvent déclencher la formation de tourbillons de méso-échelle, de méandres, filaments (Marchesiello *et al.*, 2003) qui contribuent de manière significative aux transferts de matière entre la côte et le large (Gruber *et al.*, 2011).

Hormis ces 4 grands systèmes, d'autres systèmes upwellings côtiers sont observés dans beaucoup d'autres endroits du monde dès lors qu'un transport significatif d'eau de surface vers le large se produit. Parmi ces systèmes on peut citer la frontière nord du golfe de Guinée et les zones côtières de la Côte d'Ivoire et du Ghana (Ingham, 1970) mais également les upwellings de Somalie, d'Australie, etc. Dans les sections suivantes, l'accent sera mis successivement sur le système de courants des Canaries, puis sur l'upwelling sénégalais (la partie sud du système du courant des Canaries) qui est ma zone principale d'étude.

2.4 Système des Canaries

Le système du courant des Canaries qui s'étend sur plus de 3800 km de côte, se situe le long de la côte ouest de l'Afrique, depuis Gibraltar (36°N) jusqu'au Sud du Sénégal et de la Guinée Bissau (10°N), avec une extension septentrionale le long du Portugal et du nord-ouest de l'Espagne appelée système d'upwelling ibérique occidental. Ce système est l'un des quatre grands systèmes d'upwelling dans le monde et a suscité un intérêt scientifique au début des années 1970 dans le cadre du projet CINECA (Cooperative Investigation of the Part of the Eastern Central Atlantic) dans la zone Saharienne et le Cap Blanc (Hempel et for the Exploration of the Sea, 1982) dont les objectifs principaux étaient : d'une part, la description des caractéristiques océanographiques et des ressources vivantes, et d'autre part, l'analyse du phénomène de remontée d'eau et de ses conséquences biologiques. Dans la partie sud du système (Sénégal-Gambie), les efforts se sont intensifiés à la fin des années 1970 jusqu'au début des années 1990 (Conand, 1977; Rebert et Privé, 1974; Rébert, 1978, 1983; Boëly, 1980; Boëly *et al.*, 1982; Touré, 1983) avec les sept campagnes océanographiques du programme CIRSEN (Circulation Sénégal, voir section 2.5.2).

Une subdivision majeure des courants dans le système des Canaries est marquée par la zone frontale du Cap-Vert, qui s'étend approximativement entre le Cap Blanc (~ 21 °N, Mauritanie) et l'archipel du Cap-Vert (Barton *et al.*, 1998). Cette zone frontale dite de Cap Vert ou CVFZ pour Cap-Verde Frontal Zone (Zenk *et al.*, 1991) sépare les eaux centrales nord-atlantiques (ECNA) plus chaudes et les eaux centrales sud atlantiques (ECSA) moins salées et dont la teneur en sels minéraux est plus forte (Fraga, 1974). La séparation des ces masses d'eau est marquée par des fronts très marqués en température et en salinité (Barton *et al.*, 1998; Lathuilière *et al.*, 2008; Mbaye *et al.*, 2015).

Le système des Canaries est très complexe, particulièrement près du Cap Blanc (20°N), zone de convergence entre l'Eau Centrale Nord Atlantique et l'Eau Centrale Sud Atlantique. Le mélange entre les masses d'eau se superpose à l'effet de l'upwelling, au point qu'il est difficile d'évaluer la part de la production primaire due au mélange ou à l'advection (Tomczak et Godfrey, 2001).

Le système des Canaries possède des spécificités qui le différencient des autres systèmes d'upwellings. Il présente une proportion unique de plateaux continentaux à la fois larges et peu profonds alors que les régions de bord Est sont généralement caractérisées par des plateaux étroits (d'autres exceptions existent dans le système du Benguela - Baie de Saint Helena - et du Humboldt - plateau bordant le Pérou central).

L'autre particularité du système des Canaries est qu'il reçoit le plus grand apport de poussières atmosphériques, issues du désert du Sahara, de tous les EBUS de la planète. Ces

dépôts peuvent avoir un effet important sur la productivité primaire océanique (Jickells *et al.*, 2005).

Le long du courant des Canaries l'upwelling n'est pas homogène, la localisation et la saisonnalité des résurgences sont contrôlées par la topographie et le régime des vents (figure 2.6). A l'échelle du système ce dernier est influencé par le balancement de l'anticyclone des Açores et la migration de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) (Wooster *et al.*, 1976). A plus fine échelle des intensifications du vent d'upwelling sont observées, généralement au niveau des caps importants (des effets similaires sont présents dans tous les systèmes d'upwelling). Les zones où le vent s'intensifie sont des zones où l'upwelling est particulièrement intense et leur signature est caractérisée par des réseaux de surface plus froides. Ces zones sont appelées centres d'upwelling.



FIG. 2.6: Localisation des centres d'upwelling et leur saisonnalité dans le système de courant des Canaries extrait de Taleb (2005) .

D'après Taleb (2005) les principaux centres d'upwelling illustrés sur la figure 2.6 sont :

- Cap Bedouzza (33°N), Cap Ghir (31°N) et Cap Juby (28°N) : L'upwelling est local et intense au niveau des caps, l'intensité maximale est observée en été.
- Cap Bojador (26 °N) : upwelling au printemps et en été.
- Cap Blanc (21°N) : upwelling le plus fort de la zone nord ouest africaine et actif durant toute l'année.
- Cap Timiris (19°N) : upwelling influencé par la présence de canyons sous-marins.
- Saint Louis (16°N) : upwelling côtier entre novembre et mai
- Presqu'île du Cap Vert (~ 14°44'N) : La pointe Ouest de l'Afrique sépare la zone

sénégalaise en deux zones aux caractéristiques topographiques différentes. Au Nord de la presqu'île du Cap Vert le plateau est étroit et orienté NE et l'upwelling est collé à la côte. Au Sud de la presqu'île du cap vert, le plateau est large et peu profond et l'upwelling se situe au milieu du plateau. Il est maximal entre février et avril (Touré, 1983; Demarcq et Faure, 2000; Ndoye *et al.*, 2014).

Roy (1992) en se basant sur les études de Wooster *et al.* (1976) a établi un calendrier des upwellings ouest-africains, les valeurs minimales et maximales de l'Indice d'Upwelling Côtiers (Bakun, 1973) (IU^1 , Ekman (1905)) calculé dans huit zones à partir des données des bateaux marchands entre 1964 et 1988 (figure 2.7). Il montre que l'upwelling est saisonnier et dépend de la migration septentrionale de la ZCIT au Nord du Maroc où il commence en mars et se termine en Août, mais également au sud de la Mauritanie, Sénégal où il se manifeste respectivement entre les mois d'octobre et juin et entre les mois de décembre et mai. Il faut cependant rappeler que des études récentes dans la zone sénégalaise montrent que l'upwelling démarre dès novembre dans la partie nord du Sénégal. Dans les zones Maroc sud, Sahara nord, Sahara sud, Mauritanie nord), l'upwelling

ZONES	CALENDRIER	INTERVALLE min. max.	LATITUDE MOYENNE
MAROC NORD	Mars - Août	1,35 ,77	29°N
MAROC SUD	Permanent	1,61 2,93	26°30'N
SAHARA NORD	Permanent	1,70 3,45	23°30'N
SAHARA SUD	Permanent	1,76 4,17	21°N
MAURITANIE NORD	Permanent	1,64 3,59	19°N
MAURITANIE SUD	Oct. à juin	1,60 3,43	17°N
SENEGAL NORD	Déc. à mai	1,54 2,88	15°20'N
SENEGAL SUD	Déc. à mai	1,98 3,29	13°30'N

FIG. 2.7: Calendrier des upwelling ouest-africains, valeurs minimales et maximales de l'IU ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$) et la latitude moyenne des stations (Roy, 1992).

¹ IU l'indice d'upwelling côtier est la composante du transport d'Ekman normale la côte et orientée vers le large, il traduit le volume d'eau transporté vers le large par seconde et par mètre de côte. Il est proportionnel au carré de la composante du vent parallèle à la côte et inversement proportionnel au sinus de la latitude (Bakun, 1973)

est quasi-permanent et c'est dans ces zones que se trouvent les plus fortes valeurs d'IU. Les fortes valeurs d'IU au Sénégal suggèrent une intensification de l'upwelling dans cette zone.

Une autre spécificité du système des Canaries est le décollement de l'upwelling observé dans certaines régions où le plateau continental est large et peu profond (Rébert, 1983; Roy, 1998). Cette spécificité sera discutée en détails dans la section 2.5. On note ici simplement que dans ce système il existe trois régions dans lesquelles le plateau est large et peu profond (région de Dakhla au sud du Maroc, le banc d'Arguin au nord de la Mauritanie et la région de la petite côte du Sénégal au sud de la presqu'île du Cap Vert). Le décollement du minimum de SST n'est observé qu'au sud de la presqu'île du Cap Vert (au Sud du Sénégal) et au niveau du banc d'Arguin (au Nord de la Mauritanie). Par contre au sud du Maroc (22 °N - 25°N), on observe une atténuation du signal en SST qui d'après Estrade (2006) serait la conséquence d'un upwelling plus diffus (cellule plus large et moins intense).

On note enfin que la variabilité saisonnière des températures de surface de la mer au niveau de l'upwelling côtier ouest-africain est connue pour être une des plus fortes de la planète, de l'ordre de 12°C (Rébert, 1983). Les températures de la mer atteignent des valeurs de 16-18 °C en février - mars tandis qu'en août et septembre ces températures avoisinent les 28 - 30 °C, le long des côtes mauritaniennes et sénégalaises.

2.5 Upwelling sénégalais

2.5.1 Caractéristiques générales

L'upwelling côtier sénégalais est la partie sud du système des Canaries. Il est saisonnier car soumis au déplacement méridional des alizés contrairement à la partie centrale du système des Canaries qui présente un upwelling permanent tout au long de l'année (Nykjaer et Van Camp, 1994), voir section 2.4 précédente.

D'après Schemaida *et al.* (1975); Teisson (1983); Rébert (1983); Roy (1989); Demarcq et Faure (2000), l'upwelling du Sénégal dure de novembre à mai et peut être subdivisé en deux sous saisons :

- Une saison froide de type advectif à upwelling faible (novembre à janvier) caractérisée par des vents faibles et irréguliers (installation des alizés).
- Une saison froide à upwelling fort (février à avril) caractérisée par des vents forts (alizés établis); le vent devient le principal moteur des circulations horizontale et verticale des eaux du plateau.

De nombreuses subtilités viennent toutefois complexifier cette vue générale. De novembre à janvier, l'upwelling est dû au vent de direction nord-est et est légèrement plus intense sur la côte nord. En février, l'orientation nord-ouest des alizés favorise la côte sud, mieux exposée du fait de son orientation, où l'upwelling devient plus intense. La saison d'upwelling s'étend jusqu'en juin sur la côte nord et mai sur la côte sud et son intensité est maximale entre février et avril. La majeure partie de la saison d'upwelling est caractérisée par des vents supérieurs à $6,0 \text{ m.s}^{-1}$ (Roy, 1992). Des valeurs élevées de l'indice d'upwelling côtier sont notées jusqu'au mois de mai alors que la température commence à s'accroître dès la fin du mois d'avril. Globalement, l'IU reste supérieur à $1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ entre décembre et avril (Oudot et Roy, 1991). Mais ces auteurs n'ont pas tenu compte de l'effet du gradient de pression alongshore qui combiné avec l'IU, donne une meilleure estimation de l'intensité de la résurgence car les vitesses géostrophiques perpendiculaires à la côte modulent le transport cross-shore (Marchesiello et Estrade (2010), voir section 2.2 et surtout le chapitre 4).

Le plateau continental sénégalais est limité par l'isobathe 200 mètres d'après Domain (1980). Dans la zoneau sud du cap Vert, l'isobathe 100 mètres semble être une meilleure limite (Ndoye *et al.*, 2014) et matérialise la rupture de la pente continentale. Dans cette région, les isobathes 100 m et 200 m sont très proches (figure 2.8.1). En pratique, lorsqu'on parlera de rupture de plateau on fera donc référence à l'isobathe 100 m. Sa superficie est de l'ordre de $26\,000 \text{ km}^2$ (dont 4700 km^2 entre 0 - 10 m; $14\,200 \text{ km}^2$ entre 10 m - 50 m et plus 9000 km^2 entre 50 m - 100 m). De 27 milles nautiques au large de Saint-Louis, il se réduit à 5 milles au niveau de la presqu'île du cap Vert. Au sud du cap Vert, le

plateau continental s'élargit progressivement pour atteindre 87 miles nautiques au niveau de la Casamance (vers 13°N) (Laurans, 2005). Les fonds sont entaillés au nord de Dakar par un canyon sous-marin qui traverse le plateau sur toute sa largeur, la fosse de Kayar (Rébert, 1983). Dans la partie nord du Sénégal, la rupture du plateau est mieux définie par l'isobathe 200 m (en bleu) (Domain, 1980) et illustre l'étroitesse du plateau.

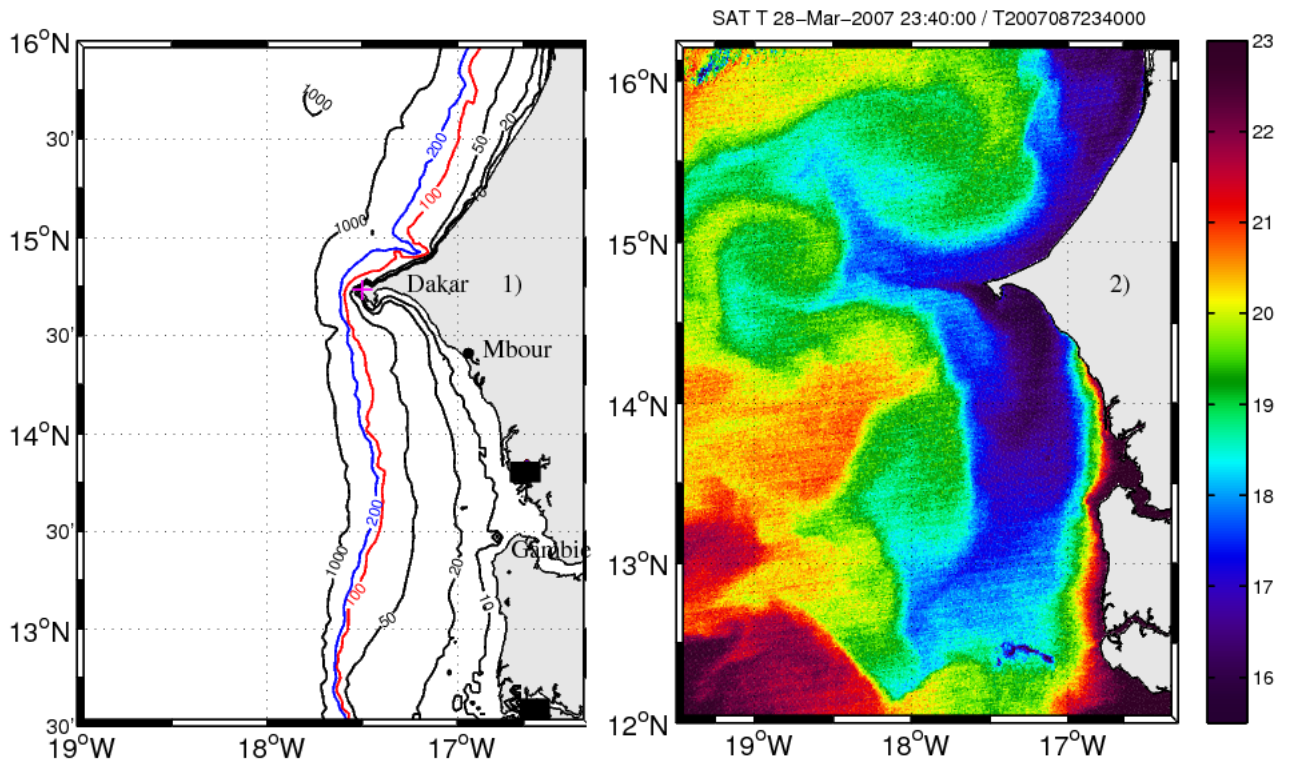


FIG. 2.8: 1) Bathymétrie le long de la côte sénégalaise et en croix magenta la localisation de l'aéroport de Dakar pour les mesures de vent. La bathymétrie est obtenu en combinant les données GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) 30' avec les données de bathymétrie du Centre de Recherche Océanographique de Dakar-Thiaroye (CRODT voir chapitre 4) et 2) La température de surface de la mer du 28 mars 2007 à 23h40 provenant du satellite MODIS. Mbour et Gambie sont également indiquées sur la carte bathymétrique.

La presqu'île du cap Vert sépare donc le domaine maritime sénégalais en deux régions aux caractéristiques topographiques et dynamiques distinctes : au Nord le plateau est assez étroit et engendre un upwelling "classique" (c'est à dire une remontée près de la côte) ; au Sud le plateau continental est large, peu profond, le talus continental s'incurve vers l'Est jusqu'à 13°30' N comme l'illustre la figure 2.8, et on observe une structure d'upwelling en forme de langue (figures 2.8.2 et 2.9) qui s'étend méridionalement sur plus de 300 km au milieu du plateau continental sauf dans la baie de Gorée où l'upwelling reste collé à la côte (Teisson, 1983). Lors des campagnes CIRSEN (voir section 2.5.2) réalisées dans les années 1980 (voir section 2.5.2) la distribution observée des nitrates en surface confirme ce schéma : dans la partie nord du cap, les valeurs les plus importantes en nitrate

sont obtenues à la côte alors que dans la partie sud du Cap, elles se situent à une distance importante de la côte (Roy, 1991).

Par ailleurs d'après Teisson (1983), la région entre la Presqu'île du cap Vert et Kayar joue le rôle de barrière hydrologique entre la côte nord et la côte sud car l'upwelling y est très instable à cause de la mauvaise orientation de la côte par rapport aux vents dominants² (figure 2.8).

Les raisons dynamiques expliquant cette structure en SST et en nitrate ont reçu différentes explications au fil du temps. Nous reviendrons en détails sur ces explications en section 2.5.3. Nous nous contentons de noter pour le moment que le SSUC fonctionne malgré tout selon les principes généraux applicables aux systèmes d'upwelling en général. La remontée d'eaux froides génère un front d'upwelling en densité avec les eaux environnantes plus légères qui sont repoussées vers le large. Suite à un fort événement ou après une intensification du vent, les fronts d'upwelling engendrent des courants géostrophiques qui deviennent instables, et cette instabilité croît sous la forme d'une onde se propageant parallèlement à la côte (cf méandres du front d'upwelling figure 2.8.2). Les filaments que l'on observe sur la figure 2.8.2) proviennent de cette turbulence de meso-échelle. Ils sont le plus souvent localisés au niveau du cap Vert et de fortes concentrations de chlorophylle sont observées dans les filaments et tourbillons d'upwelling (Alpers *et al.*, 2013). Roy (1989) a montré qu'au cours des périodes de vents faibles ou de secteur Nord-Ouest/Nord, l'upwelling au nord de la presqu'île va être atténué par rapport à celui situé au sud. Par contre, en période d'alizés forts ou de secteur Nord/Nord-Est, l'intensité de l'upwelling est comparable de chaque côté du Cap. Juste au sud du Cap, la baie de Gorée ou baie de Hann présente ses propres particularités avec une résurgence localisée très près de la côte (figure 3.19, voir aussi le chapitre 3).

La dynamique au niveau de cette zone sud sera discutée dans la section 2.5.3 puis reconsidérée à l'aide des sorties du modèle régional utilisé dans le chapitre 4. Dans un premier temps, on présente quelques campagnes océanographiques dont le but était de décrire la dynamique de l'upwelling sénégalais.

2.5.2 Programmes de mesure *in situ*

L'upwelling du Sénégal reste assez mal connu même s'il a bénéficié d'un certain nombre de programmes de mesures, anciens mais aussi plus récents. Il a au départ été étudié de manière descriptive (Rossignol et Aboussouan, 1965; Cremoux, 1970; Schemaida *et al.*, 1975) avec les données des premières campagnes de mesures des années 1950. Rébert en 1979 a entrepris une analyse exhaustive de l'hydrologie du plateau continental en étudiant

²les vents du nord tournent vers l'ouest à partir de février et deviennent donc quasi-perpendiculaire à la côte

la courantologie, la circulation thermohaline, et la variabilité des conditions de surface. D'après Teisson (1982), les données qui ont permis de préciser l'hydrologie locale sont nombreuses et disparates. Elles provenaient de différentes campagnes dont on peut citer essentiellement :

- Les 7 radiales couvrant le plateau continental, de la côte jusqu'aux fonds de 500 m, de Saint-Louis à la Casamance, effectuées par le NO "Gérard Tréca" en novembre 1960, février et mars 1961 (publié en février 1962) avec des mesures de température et salinité.
- la radiale du cap Vert, de la côte aux fonds de 100 m échantillonnée chaque semaine par Rossignol de juillet 1962 à septembre 1963 avec des mesures de température et salinité.
- les campagnes du N.O "Laurent Amaro" de 1967 à 1970 avec 9 radiales effectuées tous les deux mois couvrant l'ensemble du littoral sénégalais jusqu'aux fonds de 1500 m (bonne couverture hydrologique de la zone avec des mesures de température salinité, oxygène dissous).
- le suivi hebdomadaire de la température sur la radiale du cap Vert , à bord du N.O "Cauri" en 1982.
- les observations océanographiques effectuées en 1969 dans les stations côtières de Mbour, wharf de Thiaroye, Almadies et Village de Yoff ainsi que celles effectuées avec le N.O Laurent Amaro sur le plateau continental Sénégalais et sur la radiale du cap Vert (Cremoux, 1970).
- les mesures de paramètres physiques (température, salinité) le long des stations côtières (Saint Louis, Yoff, Kayar, Thiaroye, Mbour et cap Skirring).

Plus tard le Centre de Recherche Océanographique de Dakar-Thiaroye (CRODT) a initié à partir de 1986, le programme CIRSEN (Circulation Sénégal) dont l'objectif est de décrire la distribution spatio-temporelle et la variabilité des principaux paramètres physiques, chimiques et biologiques qui caractérisent l'écosystème marin sénégalais (Dème-Gningue *et al.*, 1990). Durant ce programme, sept campagnes océanographiques ont été effectuées à bord du N.O Louis Sauger, avec 64 stations hydrologiques chacune, sur l'ensemble du domaine sénégalais de Saint Louis à la Casamance et de la côte jusqu'à 19°W entre 1986-1988. Les données de ces campagnes ont permis de mettre en évidence l'effet des fluctuations de la direction et de l'intensité du vent sur les apports en sels nutritifs (Roy, 1991). La séparation en deux régions aux caractéristiques distinctes par la presqu'île du cap a été mise en relief durant cette campagne (Roy, 1991, 1998). La répartition des paramètres physico-chimiques (tels que la température, le nitrate et la chlorophylle) s'est avérée très différente de part et d'autre de la presqu'île du cap Vert. D'une région à l'autre l'intensité de l'upwelling varie beaucoup, ce qui entraîne des fluctuations importantes de l'enrichis-

sement en sels nutritifs (Dème-Gningue *et al.*, 1990). Après ces campagnes de 1987-1988 du CRODT en collaboration avec l'ORSTOM, il y a les campagnes CHAL-PEL du 17 au 25 avril 1989 et les campagnes VARGET (Variabilités GEographiques et Temporelles des Structures petits pélagiques) du 25/02/1996 au 09/03/1996 et du 27/02/1997 au 15/03/1997 dans la partie sud du Cap.

En 2012, le projet "upwelling du Sénégal" (UPSEN) a permis la réalisation de deux campagnes océanographiques ("UPSEN" du 7 au 17 mars 2012 à bord du N/R Le Suroit, au large de la Petite Côte du Sénégal et "UPSEN2" du 21 février au 3 mars 2013 à bord du N.O Antéa). Il s'agit d'une action du programme AWA (*approche écosystémique des pêcheries ouest-africaines ou Ecosystem Approach to the management of fisheries and the marine environment in West African waters* en anglais). Ces campagnes sont dédiées à l'étude des propriétés physiques et biogéochimiques de la région sud Sénégal. Plus précisément, UPSÉN s'intéresse au processus d'upwelling côtier, et notamment aux mécanismes impliqués dans le positionnement de la cellule de remontée d'eau profonde fréquemment décollée de la côte et aux conséquences biogéochimiques et écosystémiques de ce décollement, notamment du fait d'une plus forte rétention des eaux situées sur le plateau continental interne (partie située près des côtes, à moins de 20-30 m de profondeur).

Pendant la campagne **UPSEN** le déploiement de 4 courantomètres en forme de croix (distant de 1 km) a permis d'évaluer la divergence des courants horizontaux calculée au centre de la croix. L'intégration de la divergence depuis le fond fournit une estimation de la vitesse verticale associée à l'upwelling. Les valeurs de vitesse verticales obtenues sont de l'ordre de quelques mètres à dizaines de mètres par jour, avec des fluctuations à des échelles temporelles de quelques heures ou moins (Philippe Estrade, communication personnelle).

La figure 2.9 de la carte de température de surface de la mer du 1er mai 2004 montre la plume d'upwelling ainsi que le plan de la campagne UPSÉN2. Les isobathes 25 et 50 m sont représentées par les lignes grises. Le signal en eau froide caractéristique de l'upwelling est décollé au sud de 14°20' N, où l'essentiel de l'effort de mesure a été réalisé le long de 3 radiales (traits noirs). Deux fronts thermohalins (lignes blanches) plus ou moins marqués séparent la zone d'upwelling d'une part des eaux côtières et d'autre part des eaux du large. Les mouillages ADCP (croix blancs) étaient installés autour de l'isobathe 30 m vers 14°N. Les expériences prévues de lâcher et suivi de colorant n'ont finalement pas eu lieu du fait d'une défaillance sur l'instrument mesurant la concentration de colorant. Un article auquel j'ai contribué par la réalisation des analyses de données satellite de SST et décrivant le fonctionnement du système sud-sénégalais pendant UPSÉN2 va être soumis prochainement https://skyros.locean-ipsl.upmc.fr/~Xavier.Capet/Downloads/ms_upsen2_front_igw.pdf . Certains résultats de cette campagne sont brièvement discutés et ex-

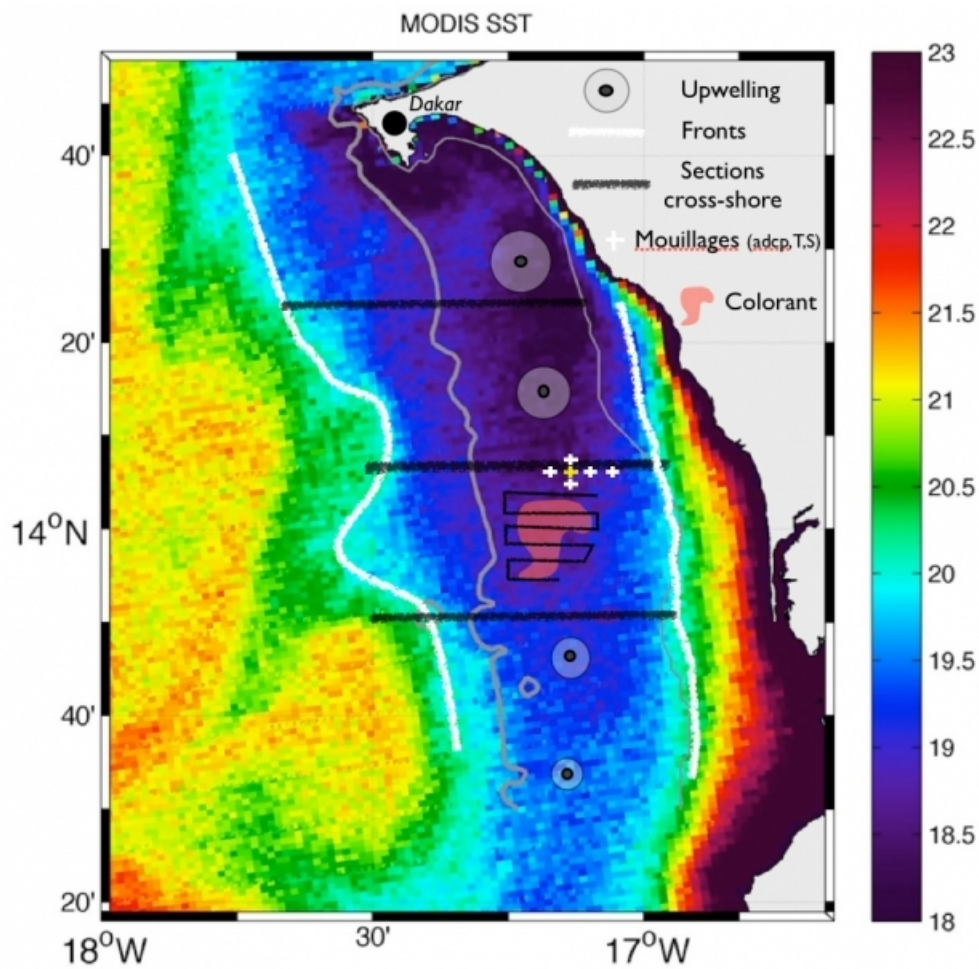


FIG. 2.9: Carte de la température de surface de la mer mesurée par MODIS, le 1er mai 2004, (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) montrant la plume d'upwelling du Sud Sénégal ainsi que le plan de la campagne UPSEN2.

plottés à des fins d'évaluation du modèle (chapitre 4).

Enfin le programme COCES (Coastal Ocean Circulation Experiment off Senegal) a permis le déploiement de 106 bouées dérivantes entre mai 2009 et septembre 2011 pour étudier la dispersion et la circulation près de la surface au large des côtes du Sénégal. Ces bouées dérivantes combinées avec les données satellites de température de surface de la mer et de chlorophylle ont permis de caractériser un tourbillon cyclonique localisé au niveau de la presqu'île du cap Vert entre le 29 octobre et le 27 novembre 2011 (Alpers *et al.*, 2013).

2.5.3 Principes dynamiques de l'upwelling au sud du Sénégal

Les travaux de Teisson (1983) et Roy (1989) ont permis de distinguer deux types d'upwelling de part et d'autre de la presqu'île du Cap-Vert.

Sur la côte nord où le plateau continental est étroit, abrupt, l'upwelling est proche du rivage et la température de surface de la mer diminue à la côte (17 à 19°C).

Tandis que sur la côte sud où le plateau est large et en pente douce, l'upwelling principal apparaît sur le rebord du plateau et une seconde cellule secondaire apparaît au milieu du plateau. L'existence de cette cellule secondaire a été mise en évidence par les données de biomasse phytoplanctonique estimées à partir des teneurs en chlorophylle lors des campagnes du programme CIRSEN (voir section 2.5.2). En effet sur la côte nord,

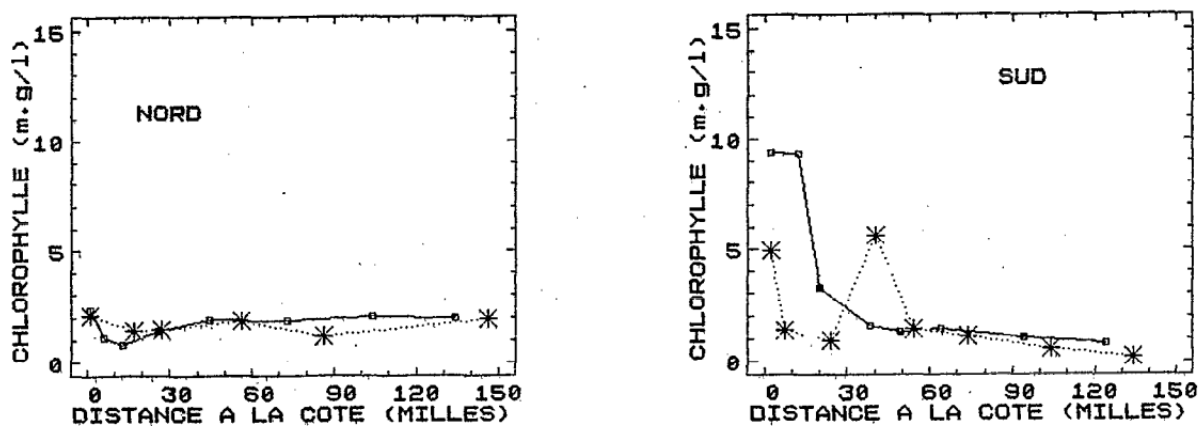


FIG. 2.10: Distribution en surface de la chlorophylle en février lors des campagnes CIRSEN en février 1986, CRODT (extrait de Roy (1992)) le long de 4 radiales situées au nord et au sud de la presqu'île du cap vert (2 de chaque côté de la presqu'île du Cap vert ; radiale nord (gauche) et radiale sud (droite)). Dans la zone au sud de la presqu'île du Cap, on observe un maximum de biomasse dans la bordure littorale et un second pic au niveau du talus.

cette biomasse phytoplanctonique, homogène de la côte jusqu'à 150 miles ne dépasse pas $2,0\mu.g.l^{-1}$ alors qu'au sud du cap, un maximum de biomasse ($> 9,0\mu.g.l^{-1}$) est observé sur la bordure littorale et est accompagné d'un second pic au niveau du talus (figure 2.10) (Roy, 1992). Cet upwelling a une structure en forme de langue et s'éloigne de la côte de

20 à 30 km et sa température augmente progressivement vers le sud (figures 2.9 et 2.8.2). Les courants de surface suivent généralement la direction du vent et sont orientés vers le sud. Les vecteurs de courant sont déviés progressivement vers l'ouest par la force de Coriolis lorsque la profondeur augmente dans la partie sud du système (figure 2.11). Touré

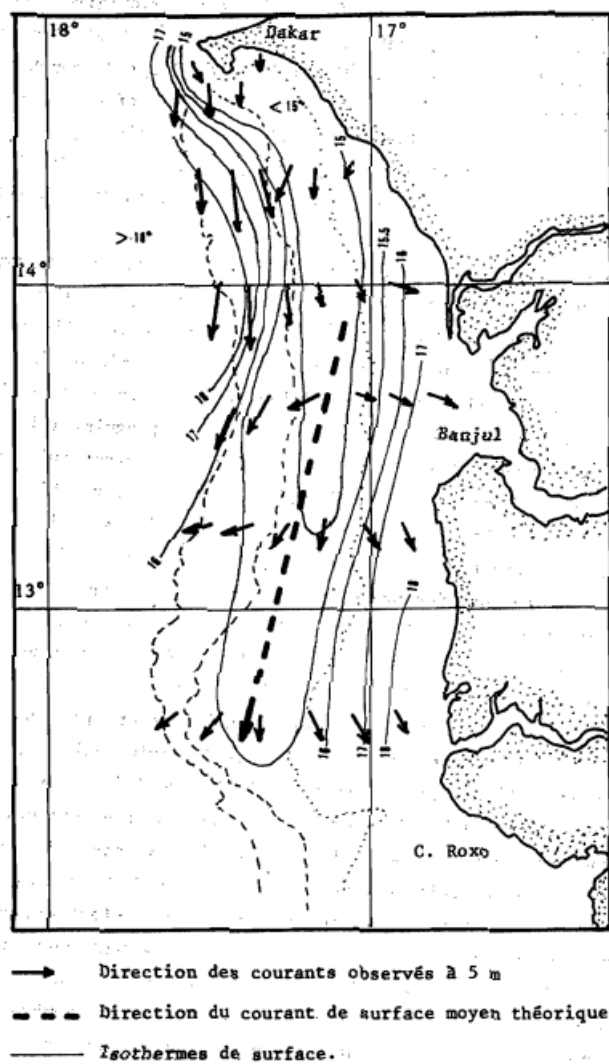


FIG. 2.11: Campagne du 20 au 31 mars 1974 d'après Rébert (1983). Les isothermes 15-18°C, les vecteurs de courant à 5m observés sont représentés. On note la présence d'une zone froide en forme de langue orientée Nord-Sud au centre du plateau sud-sénégalais.

(1983) décrit l'existence de deux sources de remontée d'eaux profondes dont le centre se caractérise par une température de surface de 15°C : la première et la plus étendue est localisée à la côte dans la zone de la baie de Hann tandis que la deuxième se situe à une dizaine de kilomètres de la côte vers Mbour (voir figure 2.8). D'après l'auteur il existe un gradient fort de SST entre les stations localisées dans la baie de Hann et celles se trouvant vers Mbour.

La structure de SST (et du champ de nitrate) de la zone sud Sénégal est donc connue depuis de nombreuses décennies mais les raisons dynamiques expliquant cette structure ont reçu relativement peu d'attention, surtout jusqu'à la fin des années 2000. Avant cela, les principales rationalisations de la langue de SST reposent sur des données éparses et des schémas illustratifs.

Le schéma de circulation proposé par Rebert et Privé (1974) permet d'expliquer l'existence de la langue d'eau froide (figure 2.11). Elle serait due à la divergence des courants de surface au niveau du plateau intermédiaire conduisant à un espacement des isothermes. D'après Rebert et Privé (1974), la convergence des eaux du large avec les eaux froides fraîchement upwellées provoque un front associé à un intense "jet" au dessus du rebord du plateau continental qui se traduit par un resserrement des isothermes (figure 2.11). Ce "jet" au niveau du talus continental atteint une vitesse moyenne de 75 cm.s^{-1} . En revanche, ce schéma de circulation, incontesté à ce jour bien que basé sur des observations ponctuelles³ (ne résolvant pas le cycle de marée), pose problème pour au moins deux raisons. Tout d'abord la première difficulté concerne l'équilibre des forces conduisant à des vitesses dirigées vers la côte dans la zone peu profonde, c'est-à-dire opposées à la dérive d'Ekman. Par ailleurs ces vitesses dirigées vers l'est doivent s'annuler progressivement à l'approche de la côte et donc induire une convergence ($\frac{\partial u}{\partial x} < 0$). Dans aussi peu d'eau, il ne peut pas y avoir de downwelling ($\frac{\partial w}{\partial z} \sim 0$). Il en résulterait donc une accélération vers le sud des courants ($\frac{\partial v}{\partial y} > 0$) situés tout près de la côte. La convergence côtière présente sur une bande de latitude de plus de 1° (figure 2.11) nécessiterait donc l'existence d'un important courant dirigé vers l'équateur dans la zone côtière/littorale. A notre connaissance ce courant n'est jamais mentionné ni par les scientifiques ni par les pêcheurs habitués de la région. Nos simulations numériques (voir chapitre 4) ne confirment pas le schéma de circulation proposé par Rebert et Privé (1974). Une explication alternative à la structure en langue de la SST existe par ailleurs depuis les travaux de Estrade (2006) (voir plus loin).

D'autres schémas conceptuels d'upwelling continuant d'être couramment utilisés et méritant d'être reconsidérés de manière critique sont ceux proposés par Teisson (1983) (figure 2.12). Ils ne concernent pas seulement l'existence de la langue mais plus généralement la structure et la circulation transverse des upwellings sénégalais. Une distinction importante est faite entre la côte nord (plateau étroit) et la côte sud (plateau large). Dans le cas d'un plateau étroit (exemple au nord du cap), deux zones de remontées situées de part et d'autre de la pycnocline sont indiquées. L'upwelling principal a lieu à la côte et une deuxième cellule d'upwelling est représentée au large après le front. Selon Teisson

³Série de mesures de courant réalisée au sud du Cap Vert par le CRODT à différentes stations au courantomètre d'Ekman du 20 au 23 mars 1974 et du 25 au 31 mars 1974 (Rebert et Privé, 1974)

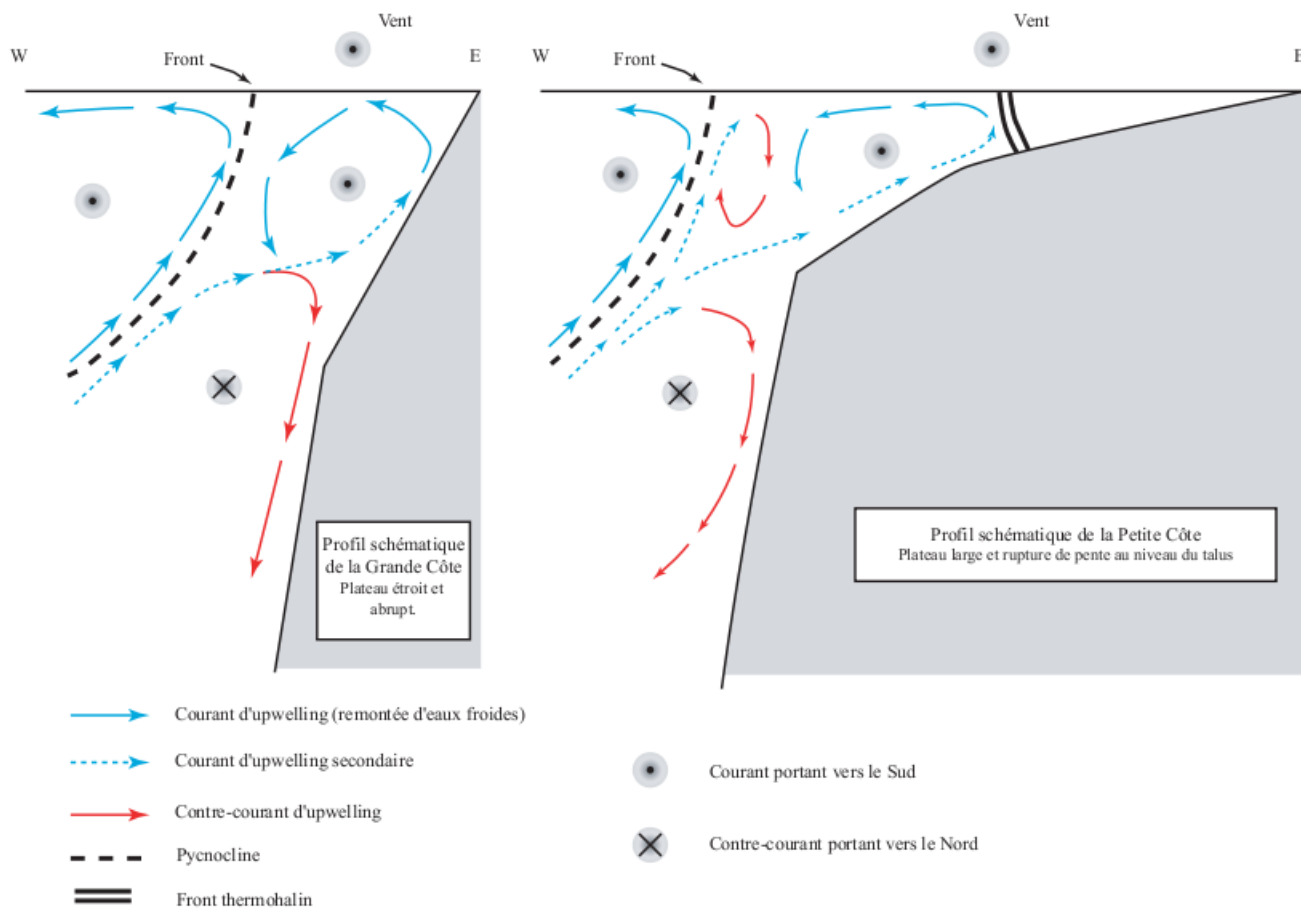


FIG. 2.12: Schéma de circulation d'upwelling au niveau d'un plateau étroit (à gauche) et d'un plateau large (à droite) d'après Teisson (1983). Les différentes branches d'upwelling et de downwelling sont représentées mais les observations permettant de justifier ces schémas complexes ne sont pas détaillées dans Teisson (1983). Ces schémas sont directement inspirés des travaux du SCOR WG 36 de 1975.

cette cellule du large remonte "en surface des eaux provenant de la couche mélangée superficielle". Sous la pycnocline, l'upwelling s'effectue à la côte tandis qu'un downwelling associé au sous-courant a lieu en profondeur.

Dans le cas d'un plateau large (par exemple au sud du cap), Teisson (1983) suggère l'existence de trois chemins d'upwelling ainsi que de recirculations vers la subsurface (downwelling) associées aux chemins les plus côtiers. L'upwelling principal a lieu sur le rebord du plateau continental et une deuxième cellule apparaît au dessus du plateau. Un front côtier est représenté comme une barrière empêchant l'upwelling d'avoir lieu à la côte comme c'est le cas dans la zone nord. Dans son schéma, Teisson (1983) montre la présence du jet côtier sur le plateau et du contre courant sur la rupture mais il ne donne pas d'information précise sur la profondeur et l'intensité des courants. Plus important, les observations sur lesquelles se basent ces schémas interprétatifs ne sont pas communiquées. Etant donné la difficulté de recueillir des informations fiables concernant les vitesses verticales dans l'océan (cf les résultats de la campagne UPSEN) il est vraisemblable que les schémas soient principalement basés sur des indices visuels de convergence et de divergence des courants de surface, qui se remarquent très bien car elles modifient la rugosité de l'océan (par ailleurs les zones de convergence accumulent les débris et pollutions en surface).

Les analyses de Ndoye *et al.* (2014) et surtout les observations *in situ* de la campagne UPSEN2 suggèrent que le signal d'eau froide à la rupture de pente mentionné par Teisson (1983) est associé aux ondes internes de marée créant un mélange important. Ce phénomène est bien connu dans d'autres régions du monde, par exemple le golfe de Gascogne. Nous verrons plus loin que nos simulations ne confirment pas la présence de fronts et circulations d'upwelling permanentes ou quasi-permanentes selon le schéma proposé par Teisson (1983). On s'intéresse pour finir aux travaux théoriques et numériques de Estrade (2006) qui fournissent une explication au décollement de la cellule d'upwelling dans la partie sud sénégalaise.

Processus expliquant le déplacement vers le large de la cellule d'upwelling

Ce décollement est mis en évidence par le signal en minimum de température qui est décalé à une distance importante de la côte alors que dans la plupart des zones d'upwelling les observations de température de surface montrent un minimum de température à proximité de la côte (Teisson, 1983; Rébert, 1983; Roy, 1989; Demarcq et Faure, 2000; Estrade, 2006; Ndoye *et al.*, 2014).

Teisson (1983) en se basant sur les observations effectuées au sud de Mbour à Sangomar a émis quelques hypothèses pour expliquer ce décalage de l'upwelling par rapport à la côte. Entre 12°N et 14°N, la partie du plateau dont la profondeur est inférieure à 20

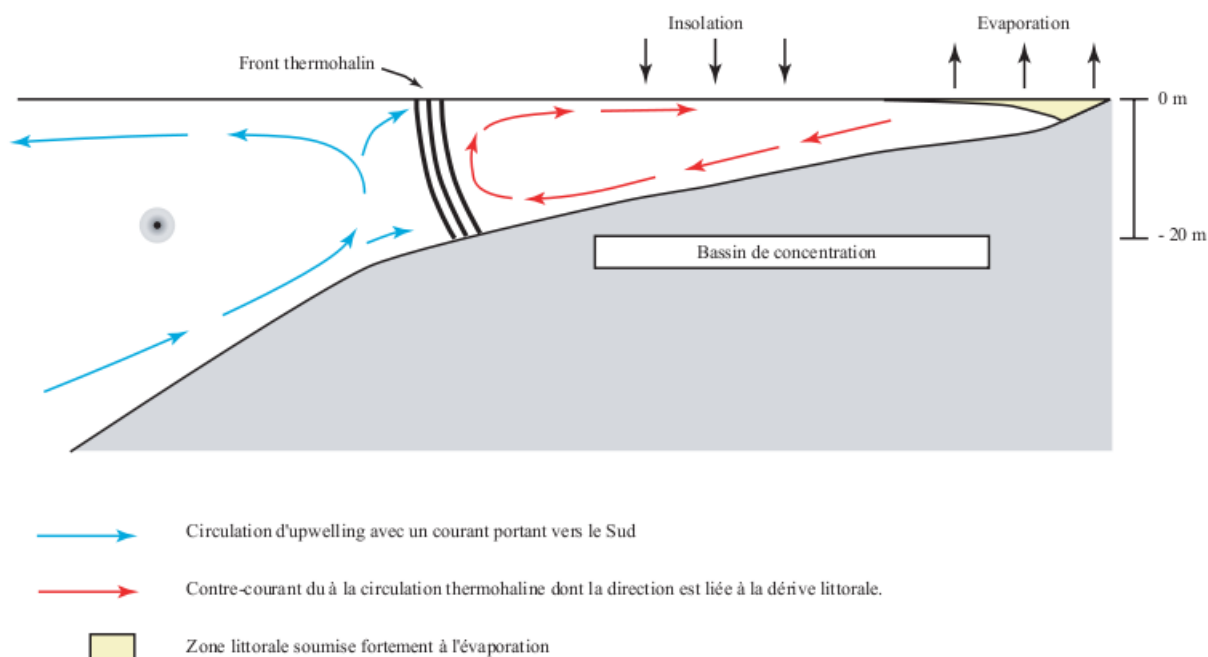


FIG. 2.13: Circulation d'upwelling sur des fonds de profondeur inférieure à 20m d'après Teisson (1983) adaptée par Turmine (2000)

m est très large, l'isobathe 15 m se situe à 80 km au large au niveau du cap Roxo et les eaux froides d'upwelling parcourent une distance assez importante avant d'apparaître en surface sur le plateau. L'insolation est maximale de février à mai (Rébert, 1983), les eaux d'upwelling subissent alors un réchauffement intense au cours de leur remontée. Selon Teisson (1983) la zone s'étendant du front thermohalin jusqu'à la côte joue le rôle de bassin de concentration pendant la saison d'upwelling (figure 2.13). Ce bassin subit une forte insolation et est caractérisé par de fortes températures d'eaux de surface, par une forte salinité due à l'évaporation tout près de la côte et par un courant de fond dirigé vers l'ouest, opposé au courant de surface dirigé vers la côte. Nous verrons que si l'explication basée sur l'existence de flux de chaleur réchauffant fortement la zone peu profonde est

pertinente, il faut néanmoins prendre en compte la circulation tridimensionnelle pour comprendre ce qui se produit. Nous terminons cette partie introductive par la présentation d'un autre modèle conceptuel 2DV⁴ proposé pour expliquer le décollement de la cellule d'upwelling basé sur des arguments dynamiques (par opposition aux arguments de Teisson (1983) qui sont essentiellement thermodynamiques).

La figure 2.14 décrit les principaux résultats du modèle 2DV qui met l'accent sur l'interaction des couches de mélange de surface et de fond sur la structure de l'upwelling sur les plateaux larges et peu profonds (Estrade, 2006). Ce dernier a montré que généralement la cellule d'upwelling est concentrée dans une zone assurant la transition entre deux régimes :

- un régime littoral, complètement dominé par la dynamique frictionnelle, pour lequel l'écoulement reste parallèle à la côte.
- Un régime océan profond où les couches d'Ekman supérieures et inférieures sont bien séparées et dont la dynamique de surface est décrite par la solution obtenue en section 2.1.

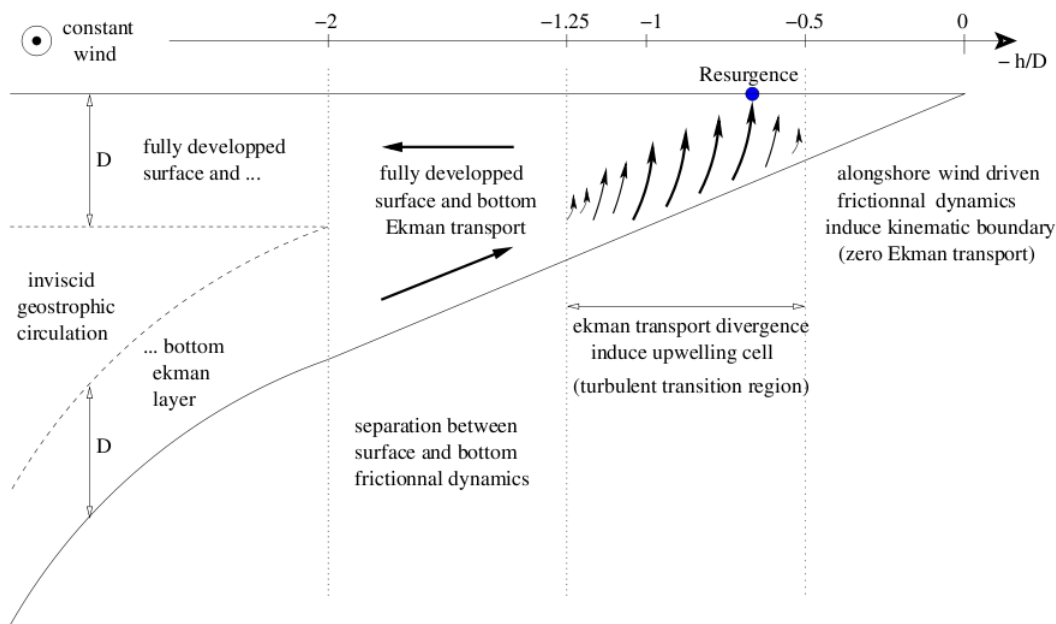


FIG. 2.14: Schéma conceptuel résumant les principaux résultats de l'extension 2DV du modèle d'Ekman (Estrade, 2006).

⁴Modèle très idéalisé, bidimensionnelle 2D vertical, océan homogène, solution linéaire stationnaire, viscosité turbulente constante.

D'après Estrade (2006) le mécanisme responsable du déplacement vers le large de la résurgence repose sur l'interaction des couches de mélange de surface et de fond dans les eaux peu profondes comme c'est le cas dans la zone du SSUC. Dans la zone de l'inner shelf (Lentz, 1994), les couches limites frictionnelles de surface et de fond "fusionnent", les transports transverses qui les caractérisent s'affaiblissent et se compensent, du coup la condition cinématique de transport transverse nul est "repoussée" de la côte vers le large. La divergence du transport d'Ekman se réalise ainsi au large (vers le milieu du plateau). Pour préciser cela, considérons l'équation d'Ekman suivante 2.3 réécrit sous la forme suivante.

$$\begin{cases} -fv_E = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \\ fu_E = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \end{cases} \quad (2.6)$$

En intégrant la première équation d'Ekman sur la couche mélangée qui correspond approximativement à la couche d'Ekman, on obtient l'équation ci-dessous :

$$f \int_{z_{ML}}^{\zeta} u_E dz = \frac{1}{\rho_0} (\tau_y^S - \tau_y^{ML}), \quad (2.7)$$

où z_{ML} est la profondeur de la couche mélangée et τ_y^{ML} est la tension méridienne de vent à la base de la couche mélangée et τ_y^S la tension méridienne en surface. Par ailleurs le transport est donné par la relation suivante

$$U_{ek} = \int_{z_{ML}}^{\zeta} u_E dz \quad (2.8)$$

L'équilibre entre le transport d'Ekman, la tension du vent en surface et la tension sous la couche de mélange est donné par la relation :

$$-fU_{ek} = \frac{1}{\rho_0} (\tau_y^S - \tau_y^{ML}) \quad (2.9)$$

La zone de l'inner-shelf (par exemple la zone littorale du sud Sénégal) est le siège d'une forte activité frictionnelle et la couche mélangée s'étend sur toute la colonne d'eau. Dans ces conditions, la tension à la base de la couche d'Ekman est la tension de fond (couches de mélange de fond et de surface fusionnées). Dans l'équation 2.9 ci dessus, un équilibre peut se mettre en place entre la tension de vent et la tension de fond dans lequel le transport d'Ekman est pratiquement nul. Au large, les 2 couches sont séparées, τ_y^{ML} est faible et on retrouve l'équilibre classique entre tension du vent et transport d'Ekman. Entre ces deux équilibres, une augmentation progressive du transport d'Ekman a lieu, à priori sur le plateau continental intermédiaire. La séparation entre zone où le transport d'Ekman est nul et la zone où il n'est pas nul (un peu plus au large) peut être vue comme une barrière cinématique (figure 2.14). Un point important est que plus le vent est fort, plus

on s'attend à ce que les couches frictionnelles de surface mais aussi de fond soient épaisses c'est à dire la barrière cinématique doit être plus au large.

2.6 Conclusion

Le but de ce chapitre était de présenter les connaissances préalables à la thèse. La description des processus dynamiques contrôlant les EBUS a permis de caractériser le forçage du vent (considéré comme le moteur principal de la résurgence d'eau profonde) par le mécanisme de divergence du transport d'Ekman et du pompage d'Ekman. La circulation propre aux systèmes d'upwelling a été brièvement décrite. Elle comprend :

- Dans la direction parallèle à la côte, un jet côtier, courant de surface dirigé vers l'Equateur et un sous-courant dont la profondeur varie d'une région à l'autre, situé en subsurface et dirigé vers les pôles.
- Dans la direction perpendiculaire à la côte, un courant d'Ekman dirigé vers le large dans la couche d'Ekman et un courant de compensation dirigé vers la côte sous la couche d'Ekman.

Les spécificités du système de courant des Canaries considéré comme le plus productif des EBUS par Chavez et Messié (2009) ont également été décrites. Il s'agit notamment de la structure du plateau continental, du large apport de poussières atmosphériques et de la présence de la zone frontale située $\sim 21^\circ\text{N}$ qui sépare les eaux centrales nord-atlantique (ECNA) plus chaudes des eaux centrales sud-atlantique plus riches en sels minéraux. La saisonnalité de l'upwelling est gouvernée au sud de 20°N par la migration de la ZCIT et, plus au nord, par la position et l'intensité de l'anticyclone des Azores. Différentes campagnes d'observation de l'upwelling sénégalais ont été menées durant les années 70-80. La presqu'île du cap Vert sépare le système d'upwelling sénégalais en deux zones aux caractéristiques topographiques distinctes avec des remontées à la côte au nord du cap et une plume d'upwelling située à une distance importante de la côte dans la zone sud du cap. Des auteurs comme Rébert (1983); Teisson (1983); Estrade (2006) ont proposé des schémas conceptuels de circulation pour expliquer le décollement observé dans la partie sud du cap qui est ma zone principale d'intérêt mais ils manquaient d'observations et surtout de modèle réaliste pour évaluer la pertinence de ces modèles. Par exemple l'hypothèse d'un éventuel downwelling, proposé par Teisson (1983) entre les deux cellules d'upwelling situées respectivement à la côte et sur la rupture de pente (figure 2.12) n'a pas reçu de test observationnel.

Cette thèse cherche à expliquer le fonctionnement dynamique du système d'upwelling sud-sénégalais par une combinaison d'observations (principalement satellite, chapitre 3) et

de modélisation réaliste (chapitre 4). Les résultats de cette thèse suggèrent d'importantes limitations dans les travaux antérieurs. En particulier le schéma de circulation de Rebert et Privé (1974) n'est pas cohérent avec nos simulations numériques. Par ailleurs, l'importance de la circulation alongshore fixe des limites fortes aux travaux théoriques 2D verticaux tels que les études de Estrade *et al.* (2008); Lentz (1992).

Chapitre 3

Structure de la SST et dynamique du centre d'upwelling au sud du Sénégal

Sommaire

3.1 Forçage par le vent	63
3.1.1 Description des données	63
3.1.2 Analyse comparative des données de vent	65
3.1.3 Variabilité saisonnière	68
3.1.4 Variabilité inter-annuelle	68
3.1.5 Variabilité synoptique et diurne	71
3.2 La réponse en SST	72
3.2.1 Données utilisées et méthodes	74
3.2.2 Variabilité saisonnière	76
3.2.3 Variabilité intra-saisonnière et diurne	81
3.2.4 Etude taxonomique	86
3.3 Conclusion	90

L'extrémité sud du système du courant des Canaries comprend un centre d'upwelling (SSUC) qui jusqu'ici a reçu peu d'attention en terme de dynamique en dépit de son importance pour l'écologie de la région. Dans cette section, on s'intéresse principalement à ce centre d'upwelling SSUC situé entre 13°N et 14°40'N et on s'appuie principalement sur les résultats publiés par Ndoye *et al.* (2014). Des résultats complémentaires concernant la variabilité interannuelle sont également présentés. La partie 3.2.4 intitulée "Etude taxonomique" reprend des interprétations d'images principalement développées par Xavier CAPET. Néanmoins, j'ai inclus cette partie du travail qui repose sur mon identification d'états particuliers que je me suis efforcé de m'approprier. On commence par rappeler brièvement quelques éléments généraux concernant le SSUC (voir section 2.5 pour plus de détails).

Le plateau continental au niveau du SSUC est large et peu profond (20-30 m de profondeur jusqu'à plusieurs dizaines de km de la côte dans la partie sud voir section 2.5), l'upwelling se traduit en surface par une langue d'eau froide au milieu du plateau ("plume") bordée d'eaux chaudes tant dans sa partie côtière qu'océanique comme nous pouvons le voir sur les figures 3.1, mais aussi 2.8. L'extension méridienne ainsi que l'intensité de la résurgence dépendent fortement du vent (figure 3.1) qui est la principale force motrice qui sous-tend les structures de température de surface de la mer pendant la saison d'upwelling.

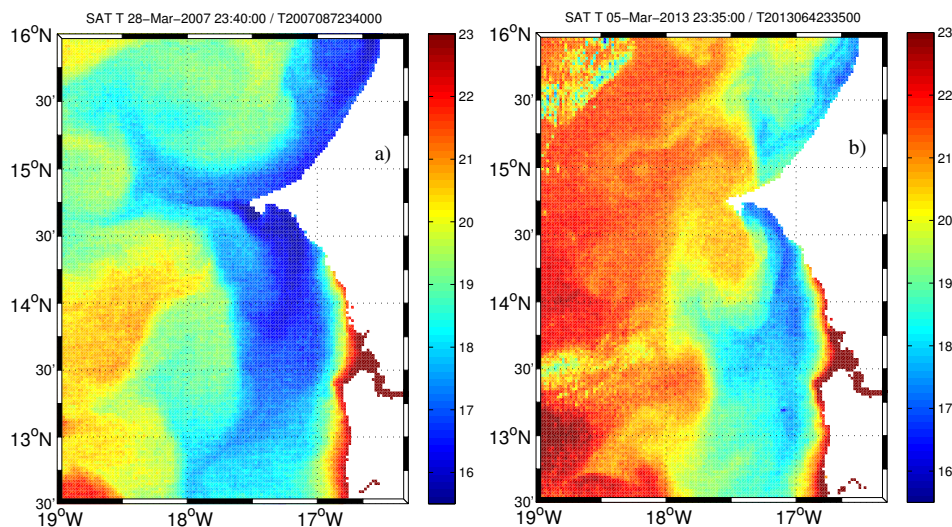


FIG. 3.1: Exemples de température de surface de la mer provenant du satellite MODIS ; a) : Période de vent fort et b) Période de vent faible. On voit des situations où l'upwelling est bien développé dans la partie sud du SSUC. Ces images ont été choisies par faire apparaître le filament et l'anticyclone du Cap Vert.

L'objectif principal de ce volet de notre étude est de mieux comprendre le fonctionnement dynamique du SSUC pendant la saison d'upwelling, par une analyse approfondie des données de température de surface de la mer provenant du capteur MODIS embarqué à bord des satellites Aqua et Terra combinées avec les données de vent des stations de Da-

kar et Banjul et lors des campagnes UPSEN-ECOAO. Ces données fournissent le contexte du forçage de l'upwelling (voir section 2.5.2). Dans un premier temps nous présentons les différentes sources de données de vent et nous analysons l'accord entre ces sources. Cette analyse nous permettra de sélectionner les données les plus pertinentes pour la suite de ce travail. Nous étudierons ensuite la structure en SST du SSUC et son lien avec le forçage par le vent, aux échelles saisonnière, inter-annuelle, synoptique et diurne.

3.1 Forçage par le vent

L'importance du forçage par le vent dans la circulation océanique a été largement étudiée depuis les études Ekman (1905) (voir section 2.1). Capet *et al.* (2004) ont montré la sensibilité au vent des courants océaniques de surface à une échelle spatio-temporelle fine ou méso-échelle. La circulation atmosphérique est influencée par la morphologie des côtes qui génère une variabilité à petite échelle dans les structures de vent (Chao *et al.*, 2003). La présence de la presqu'île du Cap Vert modifie la dynamique atmosphérique côtière qui se caractérise en zone d'upwelling par l'augmentation importante des vents en aval des caps (Moujane *et al.*, 2011). La structure spatiale du vent côtier peut avoir une grande influence sur les schémas de la circulation d'upwelling. Dans cette section, nous allons décrire les données de vents utilisées en les comparant les une aux autres, puis dans un deuxième temps étudier la variabilité saisonnière, inter-annuelle, synoptique et diurne.

3.1.1 Description des données

Présentation des données

La zone cotière sénégalaise n'est pas riche en mesures de vent. Dans cette étude nous avons considéré les trois sources de données de vent disponibles : Les données de la station météorologique de l'aéroport de Dakar-Yoff (DWS pour Dakar Weather Station), les données satellites de la NASA QuikSCAT et des mesures de vent en mer (figure 3.2).

Observations DWS

Les observations DWS ou METAR (nom du code international pour les messages météorologiques réguliers destinés à l'aviation) proviennent de l'anémomètre installé à l'Aéroport de Dakar situé à 14.44°N , 17.30°W à une altitude de 27 m et une fréquence d'acquisition de 30 minutes ; Elles ont été téléchargées à partir du site www.ogimet.com/metars.phtml.en. Leur avantage est d'être disponibles pratiquement en continu à haute fréquence. L'inconvénient est qu'il s'agit d'une mesure à terre. Bien qu'assez proche de l'océan (figure 3.2) il n'est pas certain que les données de cette station soient représentatives de ce qui se passe en mer, et en particulier sur la zone sud sénégalais qui nous intéresse particulièrement.

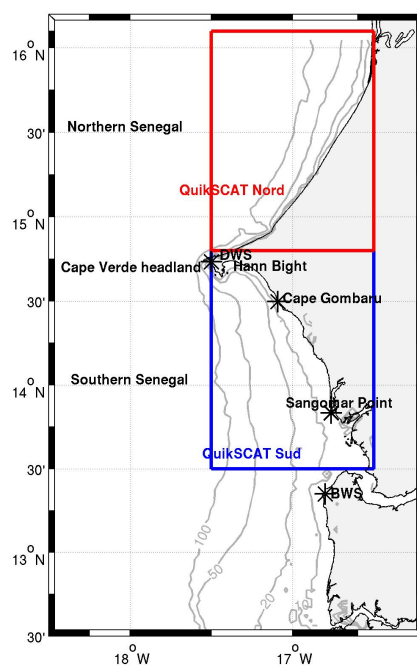


FIG. 3.2: Bathymétrie de la zone sénégalaise, avec la localisation des stations météorologiques DWS et BWS et les boîtes QuikSCAT au nord et au sud du cap. Les sites importants tels que la baie de Hann, la pointe de Sangomar et le Cap Gomarou sont également représentés sur cette figure.

QuikSCAT

Les champs de vent L2 QuikSCAT sont disponibles sur le Sénégal sauf sur la zone "aveugle"¹ du diffusiomètre qui s'étend de 25 à 30 km de la côte. La résolution horizontale du produit est de 12.5km et la résolution temporelle est de deux données par jour. Les données satellites QuikSCAT utilisées dans ce travail sont moyennées dans une boîte "QuikSCAT Sud" comprise entre 13.5°N et 14.8°N et entre 16.5°W et 17.5°W et dans une boîte "QuikSCAT Nord" comprise entre 14.8°N et 16.1°N et entre 17.5°W et 16.5°W (figure 3.2). Elles sont téléchargées à partir du site podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/quikscat/L2B12/v2/. Les vents QuikSCAT ont plusieurs inconvénients. Ils ne couvrent pas la bande côtière située dans les 20-30 km de la côte. Surtout dans cette étude leur limite principale est qu'ils ne sont pas systématiquement disponibles tous les jours ce qui complique la caractérisation des conditions de vent associées aux images SST MODIS.

Observations en mer

Les mesures de vent en mer proviennent des campagnes UPSEN et UPSEN2-ECOAO qui se sont déroulées respectivement à bord des navires océanographiques N/O SUROIT (7-17 mars 2012) et N/O ANTEA (21 février - 18 mars 2013) sur la zone de la Petite Côte (voir section 2.5.2).

3.1.2 Analyse comparative des données de vent

Les données satellites de vent couvrent l'ensemble de la zone sénégalaise sauf dans les 25 à 30 km de la côte. Leur faible résolution temporelle (entre zéro et deux données par jour) ne permet pas d'étudier les variations diurnes du vent ni de bien résoudre ses variations synoptiques. Ce type d'étude n'est possible pour l'instant qu'avec les données des stations côtières comme la station de l'aéroport de Dakar dont l'intervalle d'acquisition des données est de 30 minutes ou des campagnes de mesure *in situ* sur une longue durée. Mais avant il faudra s'assurer que les données DWS sont représentatives des données de vent dans la zone SSUC. Pour cela une étude comparative à l'échelle saisonnière a été faite en comparant ces données avec celles mesurées par le satellite sur les deux boîtes nord et sud définies sur la figure 3.2. Les données de ces deux boîtes permettent de voir si le vent DWS est représentatif du vent au niveau des côtes nord ou sud du cap Vert. Pour se faire, on commence par comparer les observations DWS et les observations satellites QuikSCAT sur la période octobre 2005-juin 2009 pendant laquelle elles sont toutes les deux disponibles. Rappelons qu'on définit une saison d'upwelling comme étant du mois d'octobre de l'année précédente jusqu'en juin de l'année en cours.

Puisque le vent DWS a une haute résolution temporelle (30 minutes), et QuikSCAT

¹zone dans laquelle aucune mesure n'est réalisable

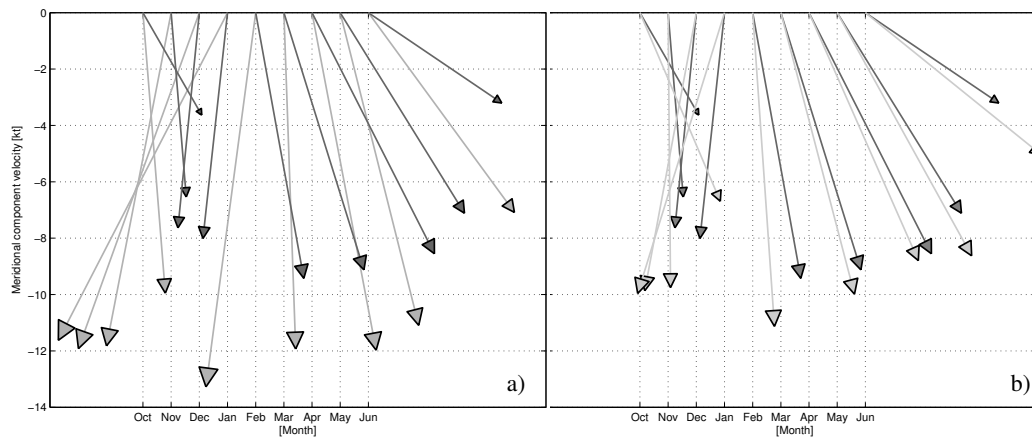


FIG. 3.3: Climatologie mensuelle 2005- 2009 de la vitesse méridienne du vent : a) QuikSCAT Nord (gris clair) versus DWS (gris foncé) et b) QuikSCAT Sud versus DWS. Pour la définition des boîtes nord et sud, voir la figure 3.2. Un meilleur accord est obtenu dans la zone boîte QuikSCAT SUD

une faible résolution temporelle (zéro à deux données maximum par jour), notre stratégie consiste à comparer de manière synoptique, les observations QuikSCAT avec celles réalisées à la station DWS. En pratique, nous avons utilisé la moyenne des vents DWS une heure avant ou après le passage du satellite QuikSCAT. La climatologie mensuelle des vents QuikSCAT et DWS dans les deux boîtes définies sur la figure 3.2 est présentée sur la figure 3.3 en période d'upwelling (oct-mai). La figure 3.3.a montre que les vents QuikSCAT (gris clair) moyennés sur la boîte nord surestiment en moyenne les vents DWS (gris foncé) avec des biais qui peuvent aller jusqu'à 4 kt (environ 2 m/s) en février. Parfois la direction du vent de DWS est également très différente de celle de QuikSCAT Nord par exemple pour le mois de Février ; les vents DWS sont de direction Nord-Ouest alors que ceux de QuikSCAT pris dans la boîte Nord sont de direction Nord-Est. Cependant au sud, la figure 3.3.b montre que les vents QuikSCAT sont seulement de 5-20 % plus forts que le vent DWS. Une différence d'orientation systématique de 5° - 10° avec le vent DWS est également perceptible. Le vent DWS est donc représentatif du vent QuikSCAT sur toute la zone SSUC car les écarts en intensité sont assez faibles à l'exception des premiers et derniers mois de la saison où les conditions d'upwelling sont variables. Les écarts les plus faibles sont obtenus en mars (0.2 m/s) et avril (0.05 m/s).

Par ailleurs une partie des erreurs commises en utilisant le vents DWS pour caractériser le vent sur la zone sud Sénégal peut être corrigée en tenant compte des relations statistiques entre les deux produits de vent.

Pour caractériser cette relation nous avons calculé les coefficients de corrélation entre la composante méridienne (resp zonale) QuikSCAT moyenné dans la boîte sud et celle de DWS sur la période 2006 -2009. La figure 3.4 montre que les deux composantes des vents sont fortement corrélées ; Les coefficients de corrélation ainsi obtenus pour la composante

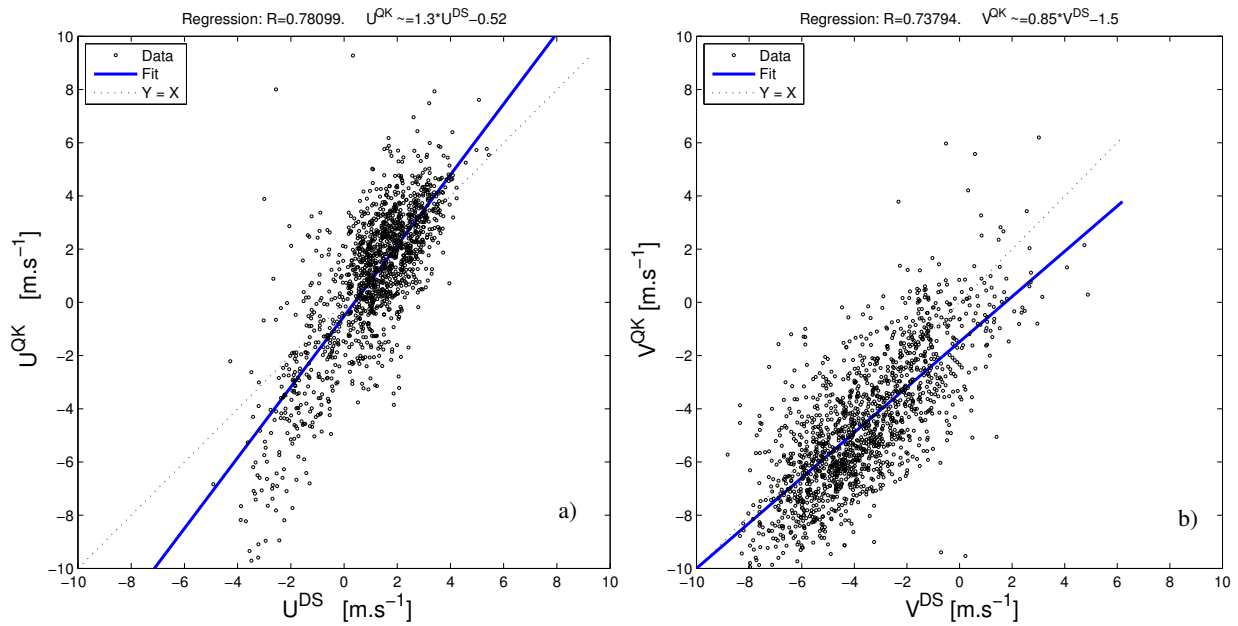


FIG. 3.4: Diagrammes de dispersion représentant la correspondance entre les données QuikSCAT et DWS sur la période 2005-2009. a) pour les composantes méridiennes des vents DWS et QuikSCAT ; b) les composantes zonales des vents DWS et du vent QuikSCAT. U^{DS} (resp V^{DS}) représente la composante zonale (resp méridienne) du vent DWS. La droite de régression linéaire est représentée en bleu et la droite tiretée désigne la droite $y=x$.

méridienne respectivement zonale sont 0,73794 resp 0.77825. Les droites de régression sont $V^{QK} = 0,85 \cdot V^{DS} - 2,9$ et $U^{QK} = 1.3 \cdot U^{DS} - 1$ avec V^{QK} et U^{QK} étant les vitesses méridienne et zonale de QuikSCAT exprimée en $m.s^{-1}$; V^{DS} et U^{DS} les vitesses méridienne et zonale de DWS. La bonne correspondance trouvée entre les vents à Yoff et des vents sur la zone SSUC reflète leur forte corrélation sur des échelles de temps synoptiques, saisonnières et à des échelles de temps plus longues. Ces résultats fournissent un bon support pour utiliser les données de vent DWS comme un proxy pour le vent au niveau de la zone du SSUC.

En complément la figure 3.5 montre la rose des vents sur laquelle on peut visualiser les vents QuikSCAT et DWS ainsi que leurs différences d'une manière globale (pour toute la saison d'upwelling). On voit que les vents sont en majeure partie du Nord-Ouest aussi bien dans QuikSCAT que dans DWS comme nous l'avons constaté sur la figure 3.3. Les vents QuikSCAT sont légèrement déviés vers l'est par rapport aux vents DWS. On retrouve plus de vent dont l'intensité dépasse 15kt dans QuikSCAT que dans DWS. Il est possible que cela soit dû au fait que les vents quikscat ont un biais et surestiment les vents côtiers (Bentamy *et al.*, 2003). Néanmoins les écarts restent de nouveau assez faibles.

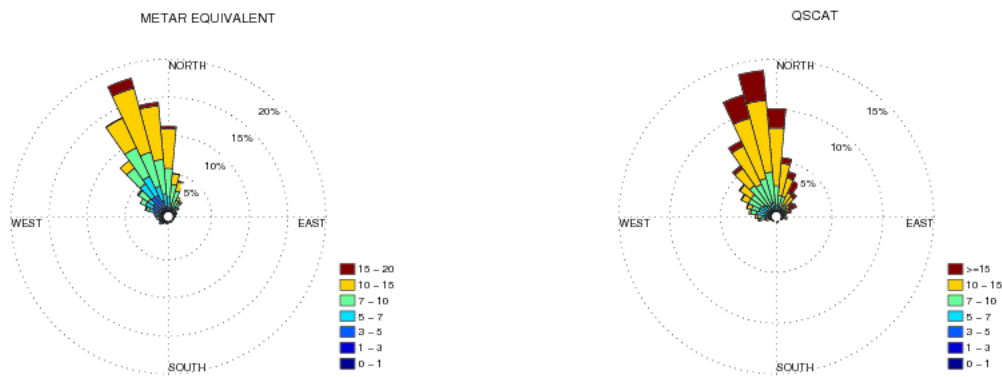


FIG. 3.5: Rose des vents pour DWS équivalent (voir texte, à gauche) et QuikSCAT (à droite) climatologie octobre-juin 2005 – 2009. QuikSCAT a une résolution temporelle environ une ou deux données par jour. L'intensité de la composante méridienne du vent (en couleur) est exprimée en nœud (knot en anglais)

3.1.3 Variabilité saisonnière

Les observations de vents DWS et QuikSCAT donnent une image du cycle saisonnier cohérente avec les descriptions antérieures (Roy (1989) par exemple, voir aussi section 2.5). La description de ce cycle saisonnier est brièvement reprise ici car, à l'échelle saisonnière, la variabilité du vent permet d'expliquer une part importante des fluctuations de l'intensité de la résurgence observée sur les images satellites de température de surface de la mer (Teisson, 1982). Les vents d'Alizés soumis au déplacement septentrional de l'anticyclone des Açores sont favorables à l'upwelling au Sénégal en hiver et au printemps (novembre-mai).

De février à mai les vents sont en moyenne orientés dans la direction Sud-Est ; Ils sont du Nord/Nord-Est de novembre à janvier figure 3.3.b) comme le décrit Roy (1989) . À noter que les vents QuikSCAT sont un peu déviés vers l'est par rapport aux vents DWS comme mentionné plus haut. On retrouve aussi le cycle moyen annuel des vents qui croît régulièrement de octobre jusqu'en février-mars où l'on note les maxima de vent puis décroît en fin de saison d' upwelling.

3.1.4 Variabilité inter-annuelle

Dans la section précédente, nous avons montré que les observations de vent DWS donnent un cycle saisonnier moyen cohérent (voir Roy (1989)) et sont représentatives du vent au niveau de la SSUC. Ces observations disponibles sur huit saisons d'upwelling (2006-2013) ont permis d'étudier les fluctuations inter-annuelles du vent. D'après Roy (1989) les fluctuations saisonnières et inter-annuelles du vent entraînent des fluctuations de l'intensité

de l'upwelling. Pour étudier la variabilité inter-annuelle nous avons calculé l'indice d'upwelling cumulatif (IUC) . Cet indice est obtenu selon l'équation 3.3 ci dessous au cours de chaque saison d'upwelling. Il est utile car il lisse la variabilité synoptique et révèle les différences de saisonnalité d'une année à l'autre (Schwing *et al.*, 1996; Bograd *et al.*, 2009; Chenillat *et al.*, 2012).

L'indice IUC est calculé comme suit :

D'abord considérons le transport d'Ekman donné par la formule suivante :

$$\vec{U}_{ek} = \frac{1}{f} \cdot \vec{\tau} \times \vec{k} \quad (3.1)$$

avec $\vec{\tau} = \rho_{air} \cdot C_d \cdot |\vec{V}| \cdot \vec{V}$, $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin(\theta)$, ρ_{air} = densité de l'air, \vec{V} = Vitesse du vent = (u,v).

La composante du transport d'Ekman normale à la côte considéré comme indice d'upwelling côtier d'après Bakun (1973) est donnée par la relation suivante :

$$U_{ek} = \frac{\rho_{air} \cdot C_d \cdot \sqrt{u^2 + v^2} \cdot v}{\rho_0 \cdot f} \quad (3.2)$$

Pour le calcul on se place à la latitude 14°N , la densité ρ_0 de l'eau de mer est égale à 1000 kg/m^3 , la densité de l'air égale à 1.2 kg/m^3 et C_d le coefficient de frottement à l'interface égale à 0.0013 (Roy, 1989). On obtient alors la relation suivante :

$$IUC(t) = \sum_{t_0}^t U_{ek}^d(t) \quad (3.3)$$

ou l'IUC est exprimé en m^3/s par 100 m de côte et U_{ek}^d désigne la valeur journalière du transport d'Ekman et t_0 le premier jour de la saison d'upwelling généralement pris le 01 octobre.

L'amplitude des fluctuations inter-annuelles est estimée avec le IUC. Cet indice calculé entre le début et la fin de saison d'upwelling sénégalais montre la progression régulière de la quantité d'eau résurgente au cours d'une saison, avec de petites irrégularités qui signalent la présence d'évènements d'upwelling et de relaxations (figure 3.6). La saison 2009 marquée par des vents forts à partir de mi-janvier est une année extrême et les valeurs de IUC sont nettement plus importantes par rapport à celles des autres années. L'année 2009 coïncide avec une année ENSO (El Niño Southern Oscillation) froide "La NIÑA" (Roy et Reason, 2001). Les saisons 2007 et 2010 sont considérées comme des années où le vent était faible par rapport aux autres saisons jusqu'en février. En plus à partir de février on note une accélération des alizés qui font que l'année 2007 rattrape les "saisons moyennes" tandis que la saison 2010 reste la saison la plus faible en terme de vent. C'est

cohérent de nouveau avec une situation ENSO chaud (El NIÑO) comme démontré par Roy et Reason (2001).

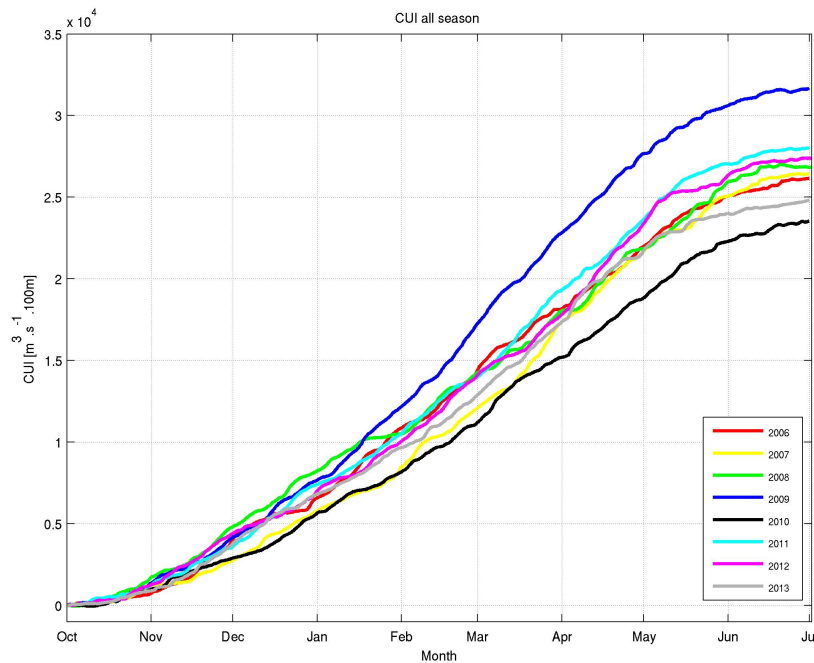


FIG. 3.6: Indice d'upwelling cumulatif ou IUC calculé à partir des données de vent DWS des saisons d'upwelling de 2006 à 2013

Cet indice permet de repérer les périodes de vent fort où la pente est bien marquée comme janvier-mai pour la saison 2009. La fin de la saison est marquée par la période où le IUC n'évolue plus au cours du temps. Le IUC peut être utilisé pour estimer le début, la fin et la durée d'une saison d'upwelling (pour plus de détails voir Bograd *et al.* (2009); Chenillat (2011)). On remarque également sur la figure 3.6 que la saison 2008 démarre avec beaucoup de vent mais la longue période de relaxation de mi-janvier à mi-février en fait une année "normale".

Le IUC est un indicateur de la variabilité inter-annuelle de l'upwelling en terme d'eau transportée vers le large en surface et il permet d'identifier deux saisons extrêmes : la saison 2009 pendant laquelle le vent était important (comparable à une situation La Niña) avec un transport cumulé de près de $32000 \text{ m}^3/\text{s}$ par 100 m de côte sur toute la saison et la saison 2010 pendant laquelle le vent est faible avec un transport cumulé d'environ $23000 \text{ m}^3/\text{s}$ par 100 m de côte (comparable à une situation d'El Niño).

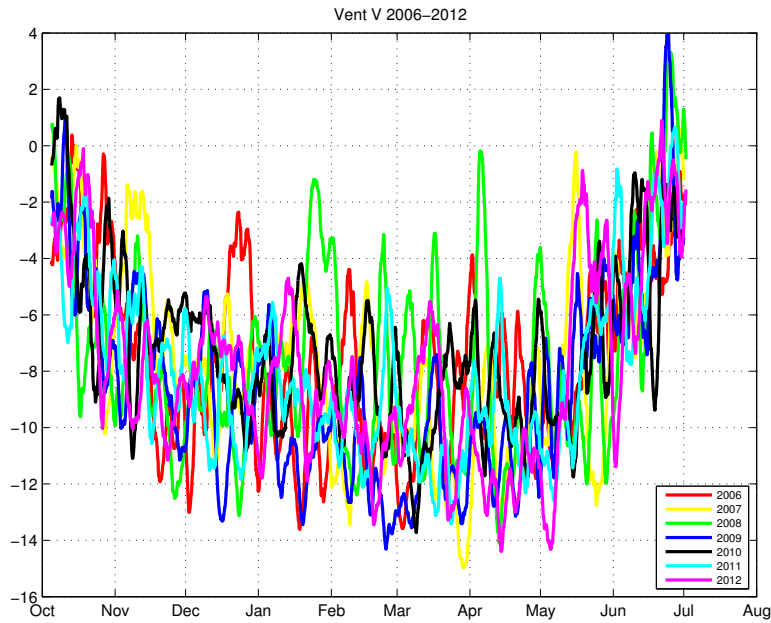


FIG. 3.7: Vitesse du vent méridien V sur la période 2006-2012 entre octobre et fin juin. La vitesse méridienne V est exprimée en knot.

3.1.5 Variabilité synoptique et diurne

3.1.5.1 Typologie des événements d'upwelling et de relaxation

La zone du SSUC est soumise de novembre à fin mai à un régime de vents d'alizés soufflant de Nord/Nord-Est à Nord-Ouest (figure 3.5). Ces vents présentent des fluctuations importantes aux échelles diurnes et synoptiques. La figure 3.7 montre l'alternance de coups de vent et de relaxation des alizés. Elle donne une idée de la variabilité synoptique de 2006 à 2012 avec l'intensité des événements d'upwelling (coups de vent) et de leur durée. Par exemple, en 2008 on note les valeurs extrêmes de relaxation, le vent est resté très faible sur une période ~ 10 jours fin janvier - début février (courbe verte figure 3.7). Pour essayer de caractériser la variabilité synoptique et les périodes de fortes fluctuations, nous avons testé différentes valeurs seuils définies ainsi :

- V_{rel} est la valeur absolue de la vitesse V au dessous de laquelle on est en période de relaxation.
- V_{upw} est la valeur absolue de la vitesse V au dessus de laquelle on est en période d'upwelling.

Nous avons choisi les valeurs seuils $V_{rel}=8$ knots ($\sim 4 \text{ m.s}^{-1}$) et $V_{upw}=11$ knots ($\sim 5.5 \text{ m.s}^{-1}$). À l'expérience elles nous ont semblé permettre de capturer des états distincts de SST correspondant respectivement à des périodes de relaxation et d'événement.

3.1.5.2 Variabilité diurne

Le cycle diurne des vents côtiers est connu pour être fortement dépendant de la position où l'étude se fait (Woodson *et al.*, 2007) et cette étude ne peut pas être faite avec les vents QuikSCAT qui sont disponibles au plus deux fois par jour. En attendant les mesures in situ avec des bouées météorologiques maritimes, une exploration préliminaire consistera à comparer les cycles diurnes de vent à deux stations météorologiques (Dakar et Banjul) sur des périodes de temps limitées durant lesquelles les données de vent en mer sont également disponibles dans la région de la Petite Côte (périodes des campagnes en mer voir plus haut).

Cycle diurne du vent en mer

Notre expérience en mer dans la région de la Petite Côte suggère que de fortes différences locales existent entre l'amplitude et la structure du cycle diurne du vent. Nous avons ainsi calculé et comparé les variations diurnes moyennes du vent à la station de Dakar, de Banjul (13° 21'N, 16° 48'W) et sur le navire (SWS) pendant les campagnes de mesure en mer (figure. 3.8).

Les amplitudes de vent sont déphasées entre ces 3 stations avec un maximum de vent (resp. minimum) autour de 14 h à DWS (resp. minuit) et autour de 20h à SWS et BWS (resp 12h). L'intensité du vent diminue fortement dans la partie sud du système. Le cycle diurne du vent BWS est semblable à celui de SWS avec un minimum de vent dans l'après-midi, mais les changements de direction du vent pendant la nuit et après-midi sont nettement observés. Les vents d'ouest de SWS sont également beaucoup plus prononcés, ce qui est peut-être dû à l'effet de la brise de mer (figure 3.8b). Du fait de la position géographique de Banjul les effets locaux du site peuvent être importants. Une bouée météorologique déployée fin janvier 2015 au coeur de l'upwelling sud sénégalais (14°20'N et 17°14'W), à 30 km au large de Mbour, sur le plateau continental à 30 m de fond, fournira des observations précieuses pour étudier davantage la question du cycle diurne.

3.2 La réponse en SST

En raison de la couverture nuageuse réduite pendant la saison d'upwelling (en particulier entre février et mai) la zone SSUC est un endroit où une quantité considérable d'observations satellite à haute résolution SST est disponible. Généralement, les images de SST au niveau du SSUC ont tendance à contraster les images des autres systèmes connus. Pendant la saison d'upwelling, elles présentent de nombreuses structures et caractéristiques qui semblent être répétitives ou persistantes dans le temps. Ces images satellites certes influencées par les interactions air-mer sont analysées afin de tirer des

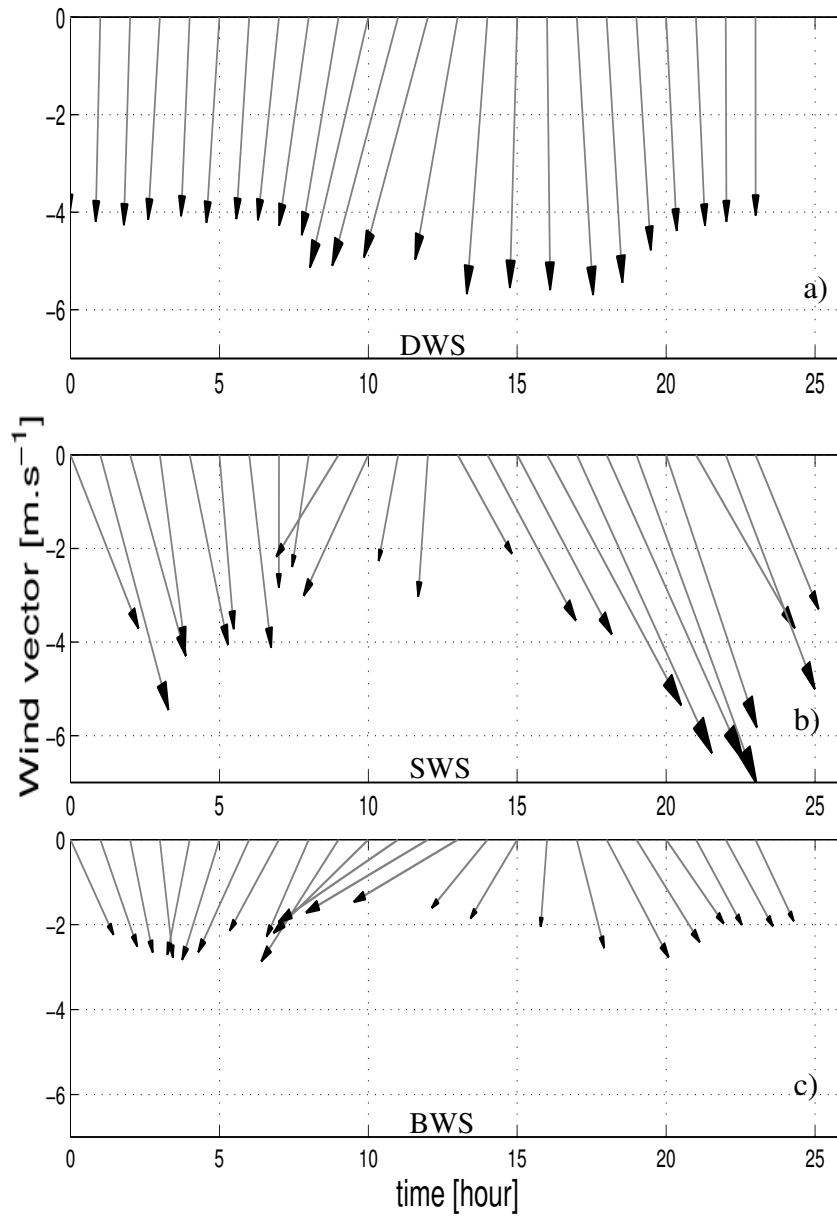


FIG. 3.8: Cycle diurne du vecteur vent aux stations météorologiques de Dakar-Yoff (a) et Banjul (c) et de mesures in situ des stations météorologiques à bord du N/O Suroit ou à bord du N/O Antea au niveau de la petite côte (b)

conclusions sur la dynamique interne des océans. Un important accent sera mis sur les minima de SST généralement considérés comme un indicateur fiable de la zone de résurgence et non de l'effet des flux air-mer de chaleur. L'objectif principal de cette étude est de faire avancer notre compréhension actuelle du fonctionnement dynamique du SSUC pendant la saison d'upwelling, par une analyse approfondie des observations satellites de température de surface de la mer. Avec des données de vent disponibles dans la zone (voir section précédente), nous allons étudier le lien entre SST et forçage par le vent.

3.2.1 Données utilisées et méthodes

D'abord nous allons présenter les données de température de surface de la mer utilisées dans cette section. Elles sont composées de données satellites et de mesures *in situ* provenant des campagnes UPSEN et UPSEN2 (voir section 2.5.2). Les données satellites présentent en effet l'avantage de caractériser aussi bien dans le temps que dans l'espace les paramètres tels que la localisation et l'extension des masses d'eaux upwélées ou des masses d'eau en surface issues de l'upwelling qui sont caractérisées par des valeurs faibles de SST.

Pour étudier la variabilité saisonnière, annuelle et inter-annuelle, les données satellites utilisées sont celles de MODIS (voir section 3.2.1.1). Par contre pour quantifier l'amplitude du cycle diurne de la SST qui nécessite d'avoir une bonne résolution temporelle, nous avons utilisé les données satellites provenant du capteur SEVIRI/MSG (voir section 3.2.1.2).

3.2.1.1 MODIS

L'instrument MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) est un spectroradiomètre imageur embarqué à bord des satellites Aqua et Terra qui ont été lancés respectivement en Mai 2002 et décembre 1999 pour étudier la dynamique terrestre (terre, glace et océans). Les deux satellites sont héliosynchrones et l'orbite du satellite Terra autour de la Terre passe du nord au sud de l'équateur le matin (10 :30 AM à l'équateur), tandis que Aqua passe du sud au nord de l'équateur, dans l'après-midi (1 :30 PM à l'équateur) (Savtchenko *et al.*, 2004). Terra/MODIS et Aqua/MODIS couvrent l'ensemble de la planète tous les 1 à 2 jours et mesurent la puissance du flux de rayonnement électromagnétique dans 36 bandes spectrales allant de 0.4 μm à 14.4 μm à différentes résolutions spatiales (2 bandes à 250 m, 5 bandes à 500 m et 29 bandes à 1 km). Les données MODIS permettent une meilleure compréhension de la dynamique globale et des processus qui se produisent sur la terre, dans les océans et dans l'atmosphère. (source <http://www.science-emergence.com/AnalyseDeDonneesSatellite/>).

Un traitement spécifique est fait sur les données des deux satellites Aqua et Terra de

MODIS et concerne toutes les images jour et nuit sur toutes les saisons d'upwelling de 2006 à 2012. Ce traitement visuel et basé sur l'enlèvement automatique des valeurs aberrantes a permis d'éliminer les images corrompues par les nuages ou par les tempêtes de sable assez fréquentes dans cette région. 1600 images sans trace de nuages ou d'aérosols ont été identifiées et utilisées dans cette étude. Une bonne partie des images affectées par des nuages ou des aérosols a servi à combler ou même évaluer la température après une longue période où le ciel était nuageux. La figure 3.9 montre la disponibilité des bonnes images après traitement sur toute la période d'étude.

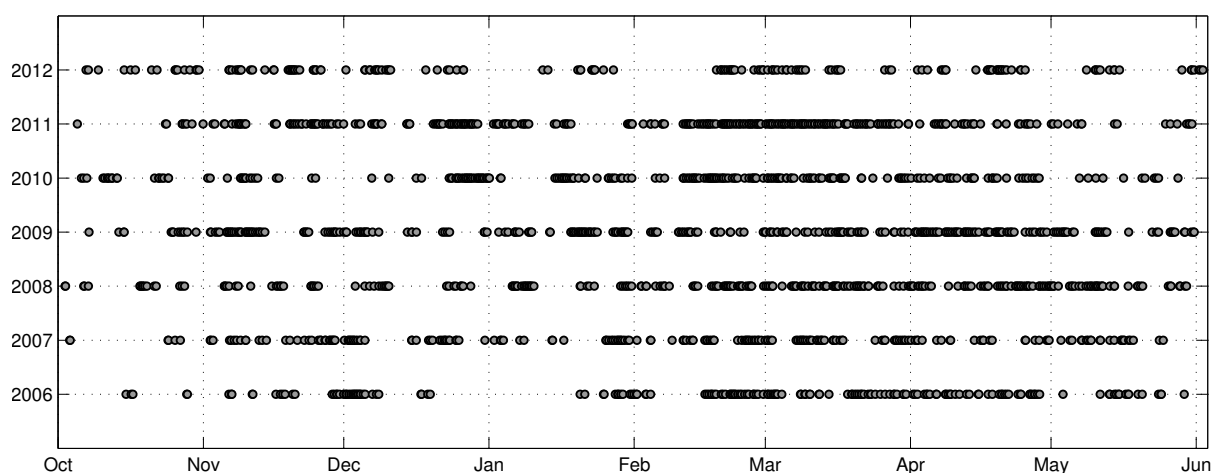


FIG. 3.9: Présence ou absence de bonnes images satellites Aqua et Terra de MODIS. Chaque rond représente une image disponible sans trace de nuage ou d'aérosols

3.2.1.2 SEVIRI/MSG

Pour étudier le cycle diurne de la SST qui nécessite un nombre important d'images nous avons utilisé les données de température de surface de la mer provenant du capteur SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager, <http://e-cours.univ-paris1.fr/modules/ued/envcal/html/msg/2-performancesmsg/seviri.html>) embarqué par le satellite Météosat 9 ou Météosat Seconde Génération (MSG 2). Il a été lancé en décembre 2005, et se situe sur une orbite géostationnaire à 36000km d'altitude, positionnée sur l'Afrique, centrée sur l'équateur. Le capteur SEVIRI détecte les radiations dans 12 canaux différents :

- 3 dans le visible et proche infrarouge centrés en $0.6\mu m$, $0.8\mu m$ et $1.6\mu m$.
- 8 dans l'infrarouge centrés en $3.9\mu m$, $6.2\mu m$, $7.3\mu m$, $8.7\mu m$, $9.7\mu m$, $10.8\mu m$, $12.0\mu m$, $13.4\mu m$
- 1 large bande dans le visible allant de $0.5\mu m$ à $0.9\mu m$.

L'avantage majeur de SEVIRI est sa haute résolution temporelle (une donnée par heure), 3km de résolution spatiale permettant ainsi d'étudier l'évolution de la température de surface de la mer sur une journée.

Pour calculer l'amplitude du cycle diurne nous avons pris toutes les images disposant d'une couverture en donnée de qualité 3 ou plus sur au moins 70 % de la zone. Les données dont la qualité est comprise entre 0 et 2 (pas de données, données invalides, données de mauvaise qualité) sont automatiquement enlevées. Une interpolation linéaire a été faite pour combler les données manquantes (courbe rouge sur la figure 3.101). Ensuite un filtre passe bas a été appliqué pour extraire le signal basse fréquence (courbe verte sur la figure 3.101). Les valeurs crêtes à crêtes de l'anomalie (figure 3.102) moyennée sur chaque période donnent l'amplitude du cycle diurne de SST.

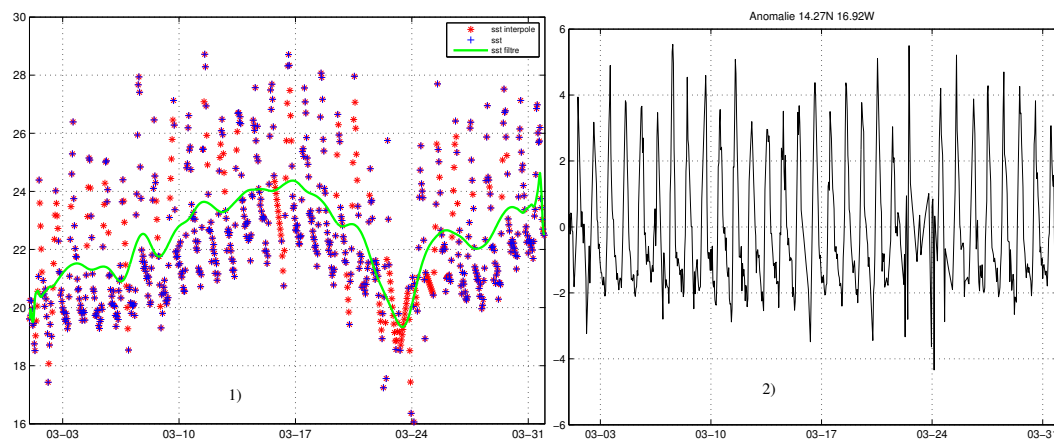


FIG. 3.10: 1) Séries temporelles de la SST SEVIRI/MSG pour le mois de mars 2013 (en bleu) après avoir enlevé les données dont la qualité est inférieure ou égale à deux, de la SST interpolées (en rouge) et de la SST après avoir appliqué un filtre passe bas (en vert) à la latitude 14.27°N et à la longitude 16.92°W 2) l'amplitude de l'anomalie entre la SST filtrée et la SST moyenne durant mars 2013

3.2.2 Variabilité saisonnière

L'analyse minutieuse de plus de 1600 images non contaminées par les nuages et aérosols de SST MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) disponible sur la zone d'étude (figure. 3.9) nous a permis de faire la carte de climatologie SST présentée ci-dessous. Cette figure 3.11 montre la saisonnalité de l'upwelling sénégalais. Le signal de remontée d'eau est à peine perceptible en octobre avec une diminution de la SST d'environ 1°C au voisinage immédiat de la presqu'île du cap Vert. À partir de novembre on retrouve les différents patterns de SST évoqués en introduction, les températures les plus basses se situent au niveau de la baie de Hann (partie nord du SSUC). En début de saison (octobre-décembre), l'upwelling reste collé à la côte tandis qu'à partir de janvier

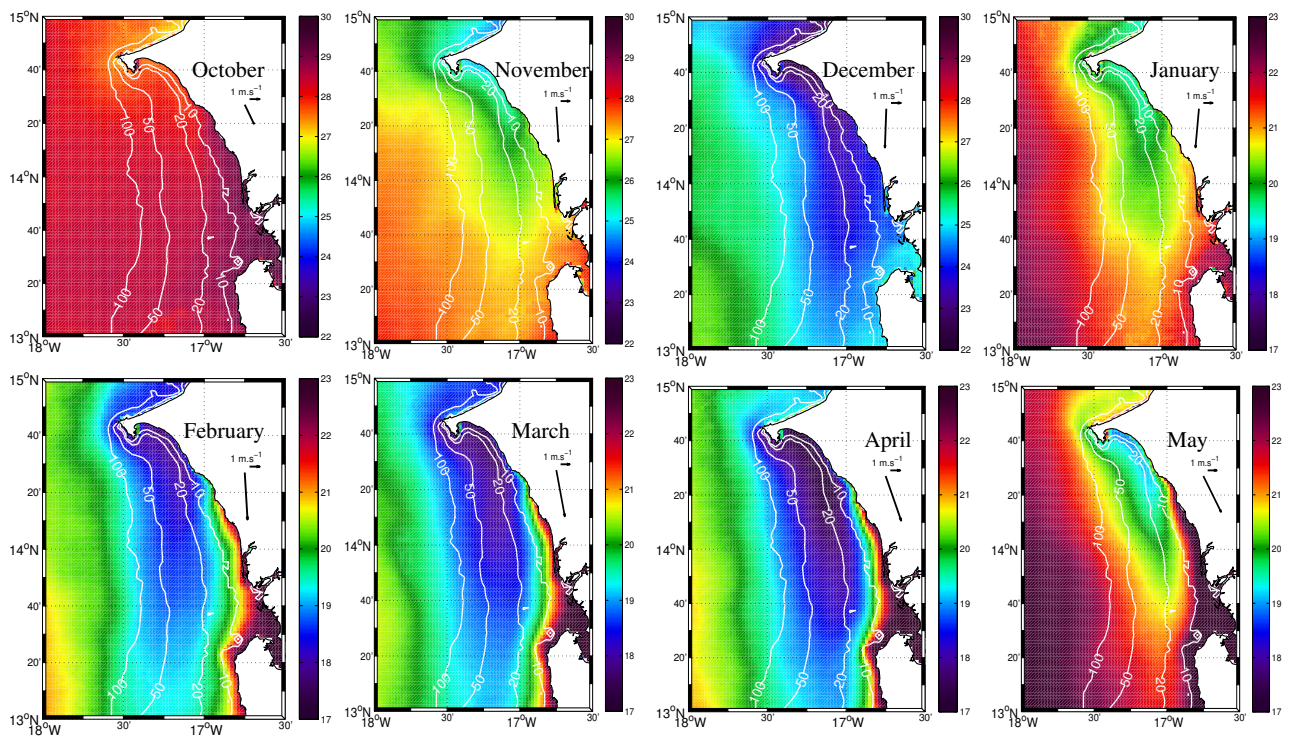


FIG. 3.11: Climatologie mensuelle de SST contruite à partir de toutes les images disponibles sur la période 1 octobre 2005 – 30 mai 2012, les palettes de couleur entre octobre - décembre (début de saison) et janvier-mai sont différentes

la remontée se produit au milieu du plateau continental (au sud du Cap Gombaru situé à $14^{\circ}29'N$). Le coeur de la saison d'upwelling survient entre février et avril. Au cours de ces 3 mois, les variations de SST restent très limitées et l'intensité du vent est maximale. Pendant cette période, la langue d'eau froide piégée au milieu du plateau est limitée par deux fronts : le front du large sépare la plume des eaux chaudes du large et le front côtier sépare la plume de la bande cotière chaude. Le front côtier atteint environ $4^{\circ}C$ sur une distance d'environ 30-40km de la côte de février à mai alors qu'il n'est que de $1,5^{\circ}C$ sur 35km en janvier et insignifiant le reste de la saison.

D'une manière très générale notons enfin que le cycle annuel de la SST dans le SSUC peut être simplement décrit en termes d'expansion (d'octobre-novembre à février) de la plume d'upwelling correspondant à la période où les vents augmentent progressivement (figure 3.3) et d'un retrait rapide lorsque les vents diminuent rapidement en mai.

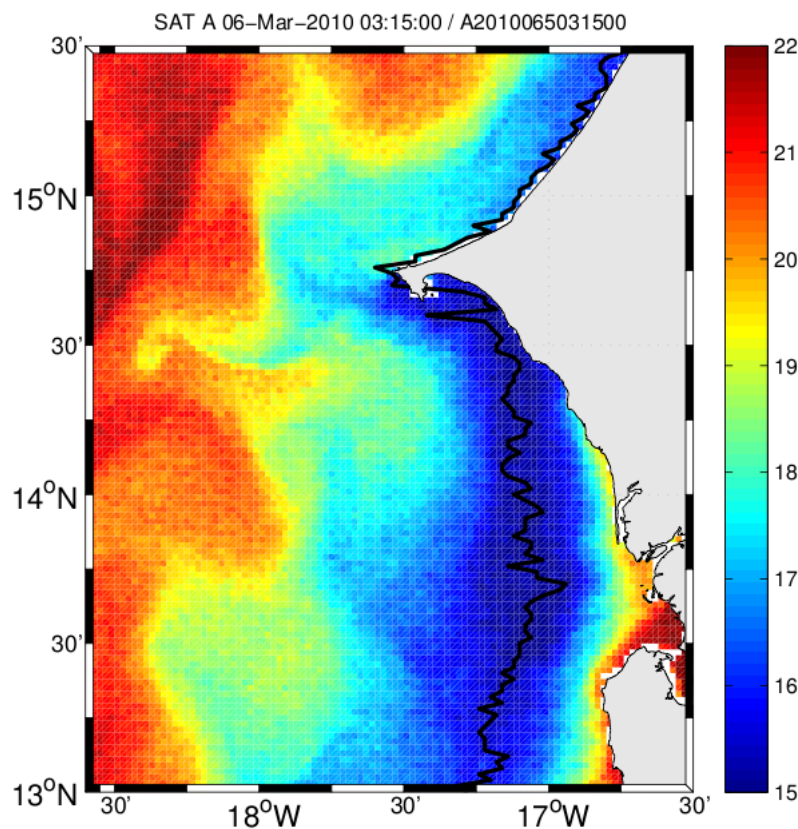


FIG. 3.12: Température de surface de la mer du 06 mars 2010 à 03h provenant du satellite Aqua de MODIS, la ligne noire montre la position du minimum de SST.

Le minimum de température de surface de la mer (SST minimum) est généralement considéré comme un indicateur fiable de la position de la remontée près de la côte. Nous avons produit la climatologie MODIS sur la période 2005-2012 de la position du minimum de température. Notre méthode a consisté d'abord à regriller les données brutes de

SST pour obtenir une grille régulière à 0.02° de résolution en longitude et en latitude ; Sur chaque ligne de latitude on cherche les coordonnées en longitude du minimum de température. On obtient ainsi pour chaque carte la position du minimum de SST (trait noir sur la figure 3.12).

La figure 3.13 représente la moyenne mensuelle de la position du minimum de SST tout au long de la saison d'upwelling (octobre à mai). On retrouve bien sur cette figure, une partie de l'upwelling classique sur la Grande Côte avec une remontée près de la côte (minimum à la côte) et sur la côte sud un upwelling sous forme de langue entre les isobaths 10 m et 50 m. Cette ligne de minimum de SST subit un déplacement vers le large de décembre à février-mars avant de se replier légèrement vers la côte en avril-mai. L'amplitude de ce déplacement saisonnier augmente fortement au sud de la Pointe

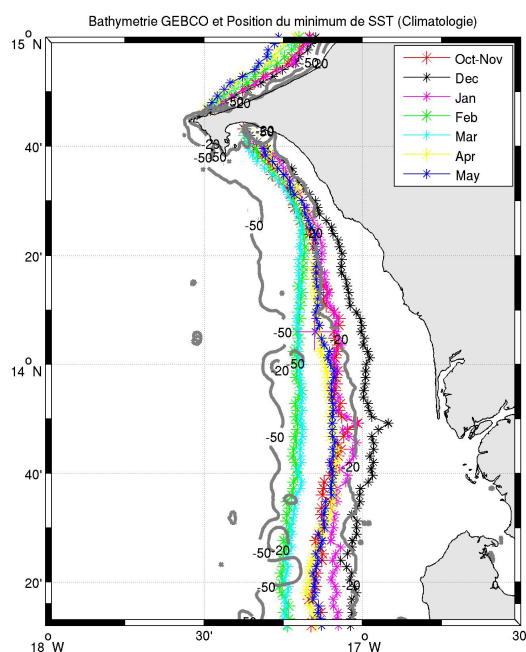


FIG. 3.13: Variabilité saisonnière de la position du minimum de SST, les isobathes 20 m et 50 m de la bathymétrie GEBCO-CRODT sont représentés en gris.

de Gombaru ² ($14^\circ 29'N$, cf figure 3.2) et atteint environ 30 km au sud de $14^\circ 10'N$ où les minima de SST se trouvent autour des isobathes 15 m et 20 m en décembre et autour des isobathes 40 m et 50 m en février-mars. Le déplacement de la résurgence est en accord avec les résultats théoriques de Estrade *et al.* (2008) : l'augmentation du vent de novembre à février se traduit par la migration au large du minimum de température et une diminution

²le changement d'orientation autour de cap joue peut être un rôle en favorisant le décollement de l'écoulement

de l'intensité du vent de mars à mai entraîne son déplacement vers la côte en fin de saison d'upwelling. Une exception notable se produit entre octobre et novembre car le minimum de SST se trouve plus au large durant cette période qu'en décembre malgré la faiblesse du vent. On retrouve cette situation également en mai, malgré l'intensité faible des vents, les minima de SST reste encore au large. Le déplacement saisonnier au début et à la fin de la saison d'upwelling ne peut donc pas être expliqué par les changements de vent, selon le modèle de Estrade *et al.* (2008).

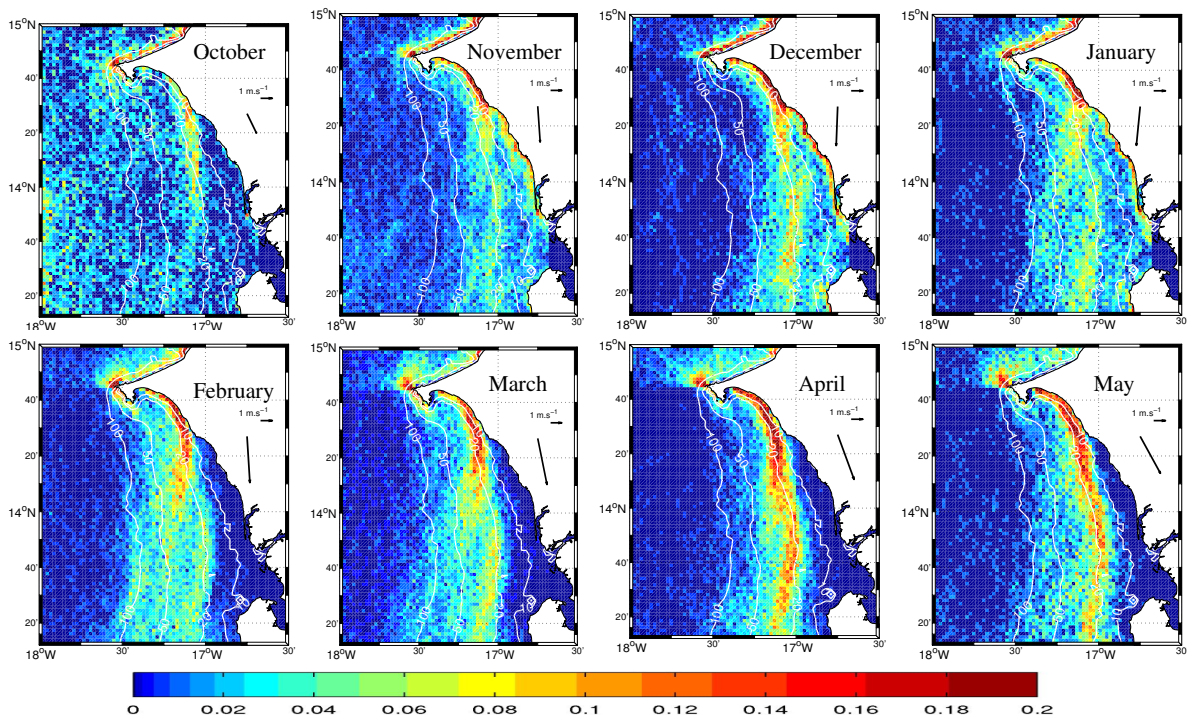


FIG. 3.14: Les cartes mensuelles de fonction de densité de probabilité (PDF, Probability Density Function en anglais) de trouver un minimum de SST à une longitude donnée. Notez que la palette de couleur est non linéaire. Les isobathes 10, 20, 50 et 100 m sont représentées par des lignes blanches. les vecteurs noirs représentent le vent climatologiques pour chaque mois

La figure 3.14 montre la fonction de densité de probabilité d'avoir le minimum de SST situé à chaque longitude sur une bande de 2 km de latitude entre 13°15'N et 15°N. Elle révèle une distribution bimodale du minimum de SST au sud de 14°30'N entre novembre et janvier. La branche côtière du minimum est localisée sur l'isobathe 10 m et l'autre se situe au milieu du plateau (voir également la figure 3.19h). A partir de février, les minima de SST se trouvent généralement à environ 50 km au large. Cette figure 3.14 révèle d'autres aspects de la dynamique du SSUC qui n'ont pas été mentionnés dans les études antérieures. On notera d'abord les fortes valeurs de fonction de densité de probabilité qui suivent des patterns particuliers. De février à avril, une branche nord sous forme d'une virgule va de la baie de Hann jusqu'à environ 14°N, 17°15' W. Au sud de 14°N on voit

une seconde branche située à environ 17°W entre février et mars. La signature de ces branches de fortes valeurs de PDF est visible sur les images instantanées de SST des figures 3.19i et 3.19g. Les fortes valeurs de probabilité au niveau de la presqu'île du cap Vert sont dues à l'orientation du vent (vent du Nord-nord-ouest) favorable à une remontée locale. De février à mai, les vents ont une direction perpendiculaire à la côte juste au nord de Dakar, c'est ce qui explique les faibles valeurs de probabilité dues à l'absence de remontée dans cette région. Juste au sud de la presqu'île les fortes valeurs de PDF sont localisées tout près de la côte dans la baie de Hann.

3.2.3 Variabilité intra-saisonnière et diurne

3.2.3.1 Variabilité intra-saisonnière

Comme dans d'autres régions d'upwelling, le forçage du vent au niveau du SSUC est caractérisé par des successions d'événements et relaxations à des échelles de temps typiques de 3 à 10 jours (figure 3.7).

La variabilité synoptique a des conséquences écologiques importantes dans les systèmes d'upwelling (Roughan *et al.*, 2006), ce qui est probablement aussi le cas dans le SSUC. La figure 3.15 présente la moyenne composite de la SST MODIS jour et nuit en périodes d'upwelling fort et faible sur la période février-avril durant laquelle les vents climatologiques ne changent pas de manière significative. Les événements d'upwelling (respectivement, événement de relaxation) sont définis par une vitesse méridienne du vent DWS supérieur (resp. inférieur) à $V_u = 5.5 m.s^{-1}$ (resp. $V_r = 4 m.s^{-1}$) sur un intervalle de temps $T_a = 4 jours$ précédant l'image (voir la section 3.1.5.1). Ces 4 jours (environ deux périodes d'inertie) permettent au système de s'ajuster par rapport aux conditions de vent. Nous avons ainsi trouvé 85 images associées à une vitesse méridienne moyenne de $6.2 m.s^{-1}$ en période d'événement d'upwelling et 65 images associées à une vitesse moyenne $3.1 m.s^{-1}$ en période de relaxation.

La SST le long des lignes de minimum de SST (pour le calcul voir la section 3.2.2) en périodes d'upwelling et de relaxation diffère de 2-2.5°C sur la plupart du domaine SSUC avec une légère augmentation vers le sud du domaine (de 1,8°C à Dakar à 2,7°C à 13°N voir figure 3.16a).

Les profils cross-shore de la SST moyennée sur la bande de latitude 13°40' N-14°15' N, illustrés à la figure 3.16b, sont plus contrastées. La différence entre la SST en période d'upwelling et de relaxation atteint un peu plus de 2,5°C sur la partie centrale du plateau où la remontée a lieu. Elle diminue rapidement sur la région externe du plateau et la bordure externe et reste autour de 1°C à l'ouest vers 19°W. L'échelle de temps associée à l'advection d'eau upwellée de la région d'upwelling à 19°W à des vitesses typiques de $0,2 m.s^{-1}$ est de l'ordre de 10 jours. On peut donc supposer que la différence de 1°C au

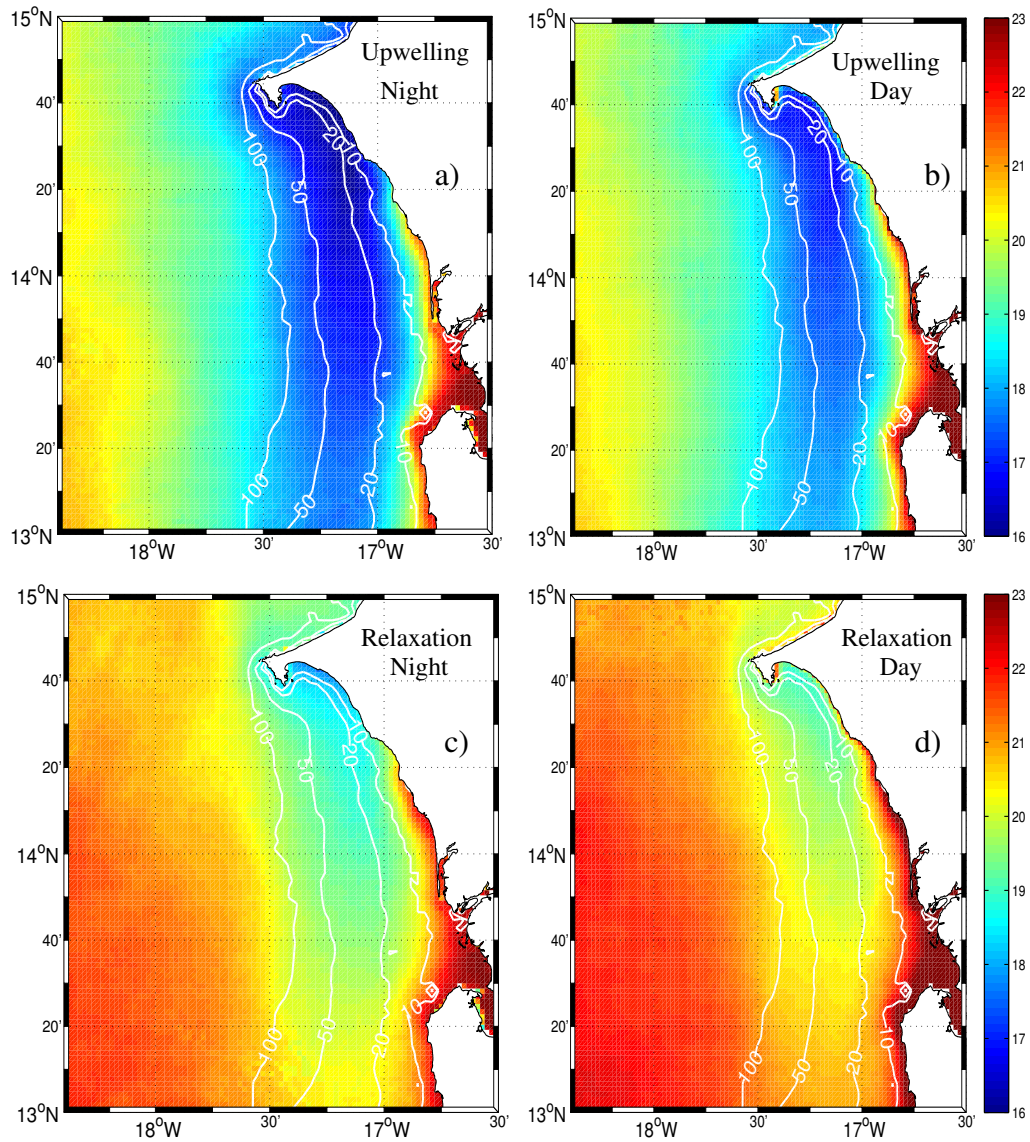


FIG. 3.15: La moyenne composite des images de nuit (à gauche) et de jour (à droite) de la SST MODIS pendant les périodes d'événement (en haut) et de relaxation (en bas) respectivement définies par la moyenne glissante de 4 jours du vent DWS étant au dessus (resp. en dessous) 5.5 m s^{-1} (resp. 4 m s^{-1}). Les lignes blanches représentent les isobathes 10, 20, 50 et 100m .

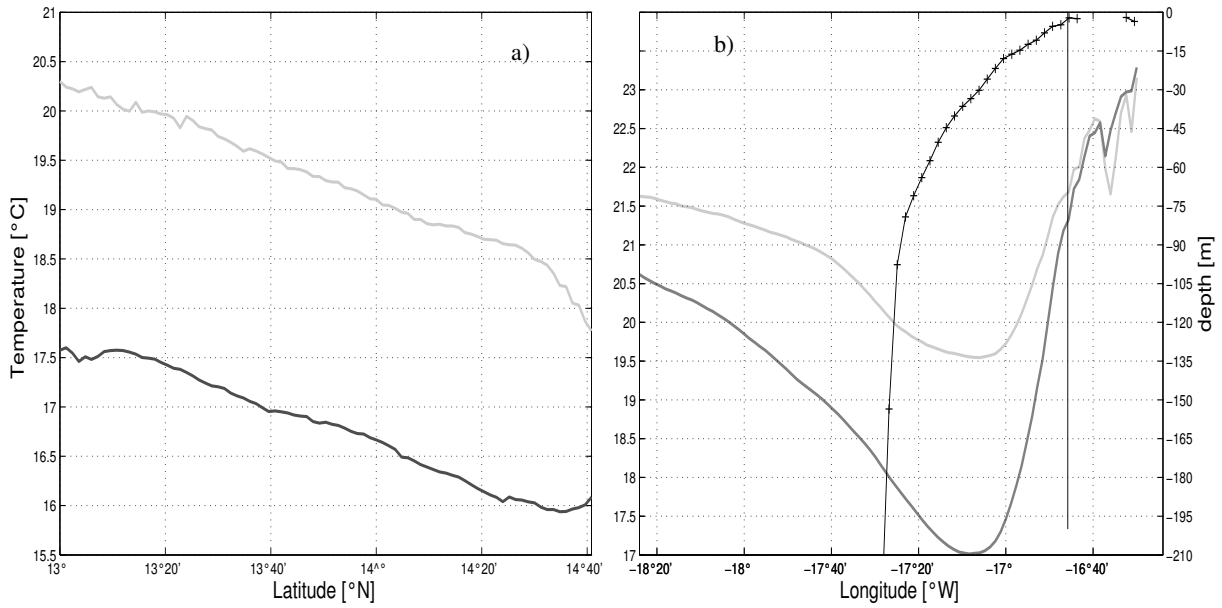


FIG. 3.16: Profils de SST alongshore (à gauche) et cross-shore (à droite) pour la période Fev.-Mar.-Avr. pendant les périodes d'upwelling fort (gris foncé) et d'upwelling faible (gris clair). Les profils le long de la côte (alongshore) suivent la ligne minimale de SST trouvé pour chaque composite correspondant (figures. 3.15 a et c). les profils cross-shore sont obtenus en faisant la moyenne sur la bande de latitude 13°40'N-14°15'N. Dans (b) la profondeur moyenne est indiquée en fonction de la longitude (ligne noire solide avec des marqueurs, axe de droite) et la séparation entre la zone côtière et l'estuaire situé à l'est du point Sangomar est représentée avec une ligne verticale noire

large n'est pas due à l'advection vers le large du signal d'upwelling côtier, mais plutôt à des processus de refroidissement locaux, principalement la fluctuation du mélange vertical et l'entraînement dans la couche limite de surface par la turbulence induite par le vent. Les flux air-mer peuvent également contribuer à cette différence comme le flux latent qui dépend du vent.

La figure 3.17 montre les PDF composites upwelling et relaxation pour le minimum de SST pour février-avril avec les mêmes valeurs seuils $V_u = 5.5m.s^{-1}$ et $V_r = 4m.s^{-1}$ utilisées auparavant. Nous constatons que les conditions de relaxation favorisent la dispersion des minima de SST sur une large région. Les minima de SST pendant les périodes d'événement sont concentrés entre les isobathes 20 m et 50 m (figure 3.17) d'une manière cohérente avec un upwelling situé au milieu du plateau. Les deux structures sous forme de virgule (comme celles retrouvées sur la figure 3.14) ressortent encore plus clairement. Les minima de SST en période de relaxation du vent sont dispersés de façon assez uniforme au milieu et dans la partie externe du plateau sauf les valeurs de PDF légèrement plus élevées, retrouvées sur l'isobathe 20 m et sur l'isobathe 100 m au sud de 14 °10'N. Les valeurs assez importantes de densité de probabilité autour de l'isobathe 100m révèle un refroidissement de surface renforcé sur la bordure du plateau que l'on retrouve dans des zones où ce phénomène d'upwelling est absent en lien avec les ondes de gravité et de marée (Sharples *et al.*,

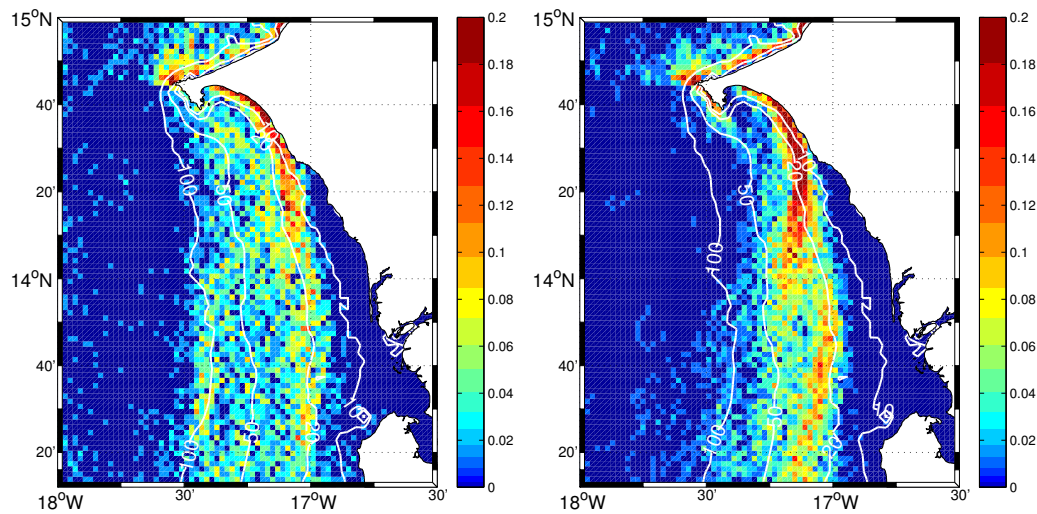


FIG. 3.17: Fonction de densité de probabilité moyenne (février à avril) de trouver le minimum de SST à une longitude donnée en période d'upwelling faible (à gauche) et d'upwelling fort (à droite) avec les valeurs seuils définies auparavant (figure 3.15)

2007). Des minima de SST diffus sont également observés dans la partie nord en période de relaxation.

Dans la zone côtière (figure 3.16b), la différence de SST en période d'événement et de relaxation diminue rapidement et est quasi nulle sur la région de l'estuaire situé à l'est de la pointe de Sangomar. Cela suppose qu'au coeur de la période d'upwelling près des estuaires, la dynamique d'upwelling exerce une influence de plus en plus limitée lorsqu'on se rapproche de la côte. Notons que la partie ouest de la bande d'eau chaude côtière est affectée par les conditions d'upwelling avec un refroidissement supérieur ou égal à 1°C au niveau de l'isobathe 10 m (figure 3.16). Or les mesures hydrodynamiques effectuées en mars 2013 au sud de $14^{\circ}20'\text{N}$ dans des conditions de vent modérées ne montrent pas de signal d'eau froide de fond advectée vers la côte sur l'isobathe 20 m. Cela indiquerait que le mélange latéral et peut-être les flux air-mer sont responsables du refroidissement constaté dans la bande de longitude $16^{\circ}50'\text{N}$ - 17°W en période d'upwelling soutenu.

3.2.3.2 Cycle diurne

Les images de SST MODIS journalières (prise entre 11-16h) révèlent un réchauffement diurne hétérogène. Les figures 3.19k et 3.19l prises à un intervalle de temps de 12 h montrent par exemple la grande complexité et la forte variabilité entre les images de jour et de nuit. La figure 3.15 donne également des indications sur la variabilité diurne de la SST et sur les différences entre périodes d'upwelling faible et soutenu. Elle montre que les températures diurnes sont nettement plus chaude ($\sim 1^{\circ}$) en particulier en période

de relaxation. Cette différence entre événement et relaxation (upwelling faible et soutenu) se comprend intuitivement bien. Dans des conditions d'upwelling (ie, dans des conditions où les flux air-mer sont moins favorables à la formation d'une couche mince de surface chaude), le réchauffement diurne est beaucoup moins intense.

Ici on présente les variations diurnes de la SST sur la période des campagnes UPSEN/UPSEN2-ECOAO (février-mars 2012 et 2013). Pour ces 4 périodes, nous avons accès à toutes les données SST horaires provenant de SEVIRI/MSG que nous projetons sur une grille régulière pour construire une serie à chaque pixel pour chacun des 4 mois (voir également la section 3.2.1.2).

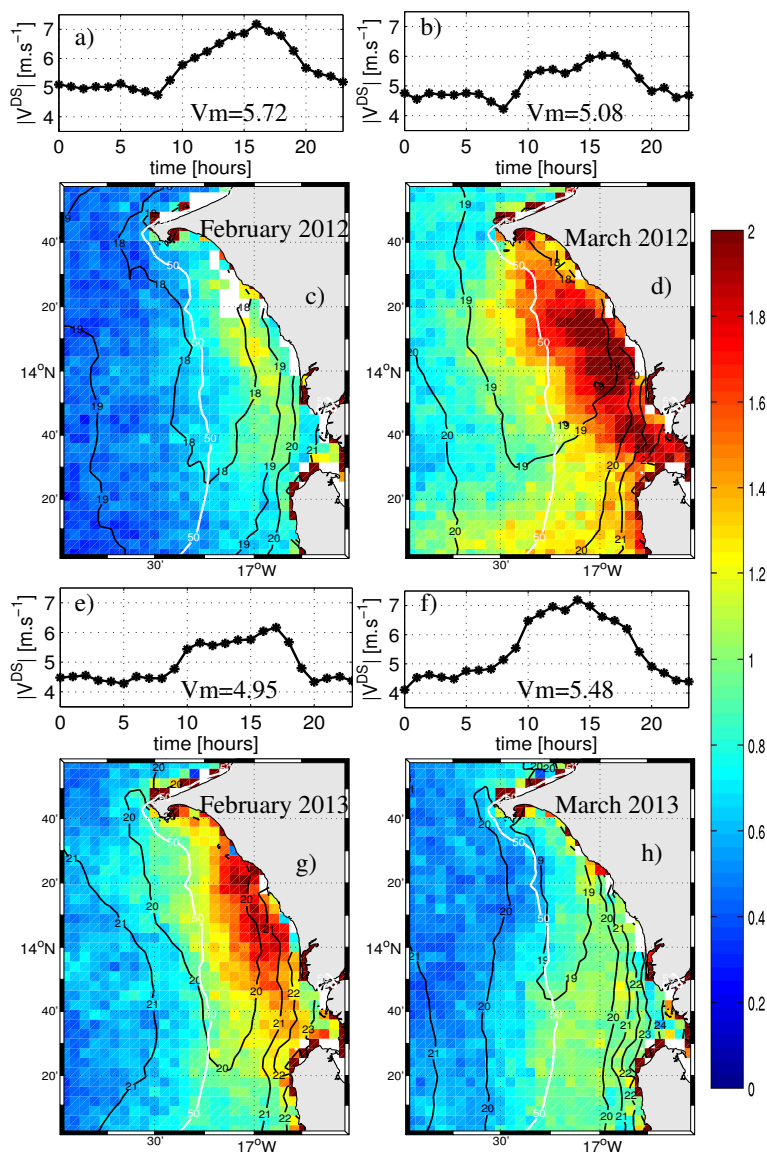


FIG. 3.18: Le cycle diurne de l'intensité du vent DWS (a,b,e,f) et l'amplitude du cycle diurne de la SST sur la zone SSUC (c,d,g,h). Les moyennes pour les mois février et mars 2012 and 2013 sont présentées. L'isobathe 50 m et quelques isothermes sont présentées respectivement en lignes blanches et noirs dans les panels c,d,g,h.

La figure 3.18 représente la valeur crête à crête du cycle journalier moyen en fonction de la position dans le SSUC. Les pixels avec moins de 70% de bonnes observations de SST sont masqués. La signature du cycle diurne est présente à la côte et au milieu du plateau mais la structure et l'amplitude diffèrent entre les mois. Les plus grandes amplitudes sont obtenues en mars 2012 et février 2013 (2°C ou plus). Au cours de ces deux périodes, on retrouve parfois des différences jour et nuit de 8°C tandis que des différences de 5°C sont fréquemment retrouvées dans les eaux à 20-40 m de profondeur. Au contraire de faibles amplitudes diurnes ont été obtenues (1°C ou moins sur le plateau) en février 2012 et mars 2013.

Au large l'amplitude diurne est réduite de 50% ou moins de sa valeur à la côte. Les figures 3.19k et 3.19l, prises à 12 h d'intervalle lors d'un événement d'upwelling modéré, montrent comment la structure spatiale de la SST peut être modifiée par le réchauffement diurne à l'échelle de quelques heures. Des différences de SST atteignant plus de 5°C sont obtenues dans la partie nord du SSUC. Dans la partie sud, le signal d'upwelling est à peine visible dans l'après-midi (figure 3.19l).

Comprendre les processus responsables de structures observées dans la figure 3.18 nécessiterait un vaste ensemble d'observations qui n'est pas actuellement disponible. En effet, les fluctuations diurnes de la SST dépendent de plusieurs facteurs qui sont mutuellement interdépendants (Gentemann *et al.*, 2009; Merchant *et al.*, 2008) : l'intensité du vent, y compris son cycle diurne, l'insolation, les flux de chaleur air-mer (modulés par les structures de SST et les conditions atmosphériques sur une large gamme d'échelles), la stratification et le cisaillement en subsurface, et la pénétration de la lumière (et donc la concentration du plancton près de la surface et la turbidité...). Ceci dit la variabilité diurne de la SST est compatible avec les mesures de vent DWS (figure 3.18). Les différences jour-nuit sont anticorrélées avec la moyenne de l'intensité du vent. Les grandes valeurs d'amplitude diurnes de SST sont obtenues dans la période où le module du vent est faible et les faibles valeurs d'amplitude de SST dans les périodes où l'intensité du vent est importante.

3.2.4 Etude taxonomique

Dans cette section, nous allons discuter de plusieurs images soigneusement choisies dans notre archive MODIS (saison d'upwelling 2006-2012) pour faire une étude "taxonomique" des différents états du SSUC (figure 3.19). Les vents entourant chaque image sont indiqués sur chaque panel de la figure 3.19. L'ambition de cette approche qualitative est qu'elle fournira un cadre utile pour l'étude de la dynamique et de la variabilité du SSUC, y compris avec les observations in situ. Ces images prises individuellement suggèrent également l'importance de l'activité turbulente intrinsèque du SSUC, mais moins que dans

d'autres centres d'upwelling (Marchesiello *et al.*, 2009). Parmi les éléments intrinsèques qui ressortent de cette étude taxonomique, il y a l'existence de situations où on voit clairement la connection ou la séparation des secteurs nord et sud du Sénégal, l'advection des eaux résurgentes vers le large par des filaments, l'existence d'une structure anticyclonique etc.

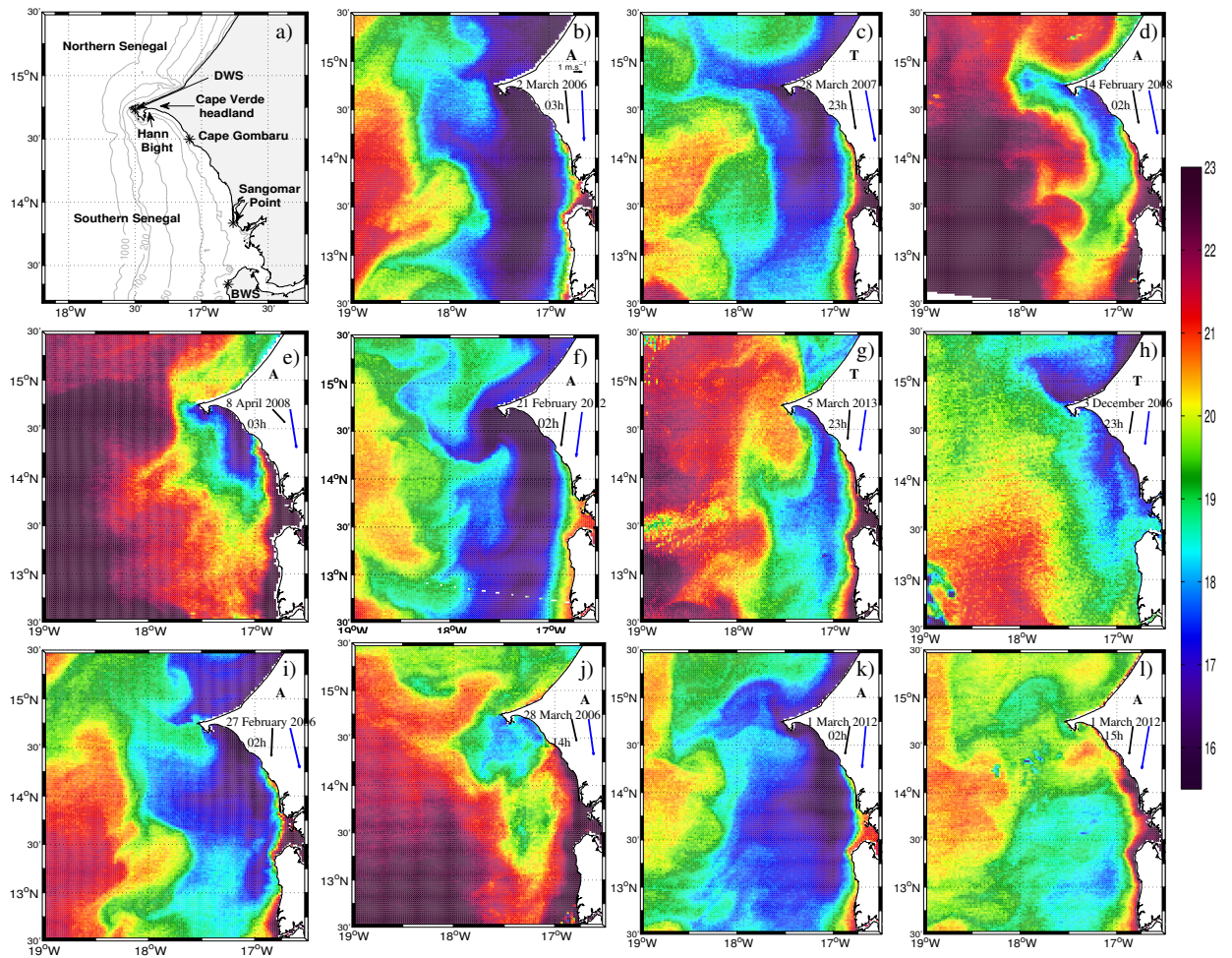


FIG. 3.19: a) Présentation de la zone d'étude et les coordonnées géographiques des emplacements utilisés dans l'étude, y compris les stations météorologiques de Dakar et Banjul (DWS et BWS, respectivement). (b-l) La SST MODIS à différents moments indiqués dans chaque carte, ainsi que l'origine de l'image (soit à partir de Terra " T " ou Aqua " A ") en utilisant l'initiale du satellite. La moyenne (respectivement maximum) du vent observée à DWS pendant les 6 jours avant chaque image est également indiqué en vecteur noir (respectivement, bleu). Les images ont été choisies pour refléter la plus grande variété des états du SSUC et les structures retrouvées dans l'archive. Les figures 3.19k et 3.19l sont prises à ~ 12 h d'intervalle et illustrent les importants changements associés au réchauffement diurne. L'échelle de couleur en degrés Celsius pour la figure 3.19h a été augmentée (de 6°) et correspond à celle utilisée pour les autres mois

3.2.4.1 Connection / séparation des secteurs nord et sud du Sénégal

Les zones d'upwelling nord et sud du Sénégal ont traditionnellement été décrites comme séparés et la presqu'île du Cap-Vert considérée comme une barrière physique. Les eaux résurgentes dans la partie nord sont évacuées vers le large par un filament assez fréquent (figure 3.19.c) avec parfois la formation d'un tourbillon cyclonique (Alpers *et al.*, 2013). Les figures 3.19 g, 3.19 h et 3.19 i montrent un autre type de situation où la séparation entre les zones est évidente. La présence d'une structure anticyclonique chaude d'une échelle horizontale typique de 50-100 km isole efficacement les parties nord et sud, du moins en terme de SST. Dans la figure 3.19b, une structure méso-échelle est également perceptible dans les environs du Cap-Vert, mais sa signature est beaucoup plus faible et ne parvient pas à la côte. Par conséquent, de l'eau froide (16-17°C) borde la presqu'île du Cap-Vert et les échanges nord-sud d'eaux de surface ne peuvent être exclus.

Au contraire, la figure 3.19f suggère des échanges entre la côte nord et sud du cap avec une advection d'eau upwélée dans la partie nord vers le sud tandis que la figure 3.19k est l'un des exemples que nous avons trouvés où la SST suggère fortement une advection vers le nord de l'eau froide upwélée à quelques kilomètres de la presqu'île du Cap-Vert.

3.2.4.2 Activités méso-échelles

Cette activité méso-échelle est marquée par la présence de filaments et tourbillons dans la zone SSUC. Une structure anticyclonique chaude (Cap Vert Anticyclone en anglais ou CVA) est observée juste à côté du cap, parfois si proche que l'influence topographique sur la structure devient évidente (figure 3.19g); la forme et la taille du CVA (dont le rayon est de l'ordre de plusieurs dizaines de km) induit un filament d'upwelling qui advecte vers le large de l'eau upwélée au milieu du plateau autour de 14°N. L'orientation de l'écoulement dans le filament est généralement vers le nord-ouest. Nous attribuons l'orientation du filament à la présence d'une zone de cisaillement intense entre le courant de Mauritanie dirigé vers les pôles et le jet d'upwelling côtier dirigé vers l'équateur. Sur le plateau, la courbure de l'écoulement induit par le CVA au nord de 14°N (voir les figures 3.19g et 3.19i, par exemple) pourrait expliquer la structure sous forme de virgules présente en février-mars sur la figure 3.14.

La présence d'un anticyclone bien développé dans le voisinage immédiat de la pointe du Cap-Vert, comme dans la figure 3.19g est incompatible avec la présence concomitante du filament d'upwelling qui évacue l'eau froide des côtes nord de Dakar vers le large au niveau du cap, comme on l'observe dans la figure 3.19c. L'orientation nord-ouest des vents dominants pour lesquels l'upwelling est faible ou même absent au nord de Dakar (vu comme une conséquence de l'orientation de la côte par Teisson (1983); Roy (1989)) pourrait sembler favorable à l'établissement du CVA (figure 3.19c et d). Néanmoins, l'orientation du

vent (pris 4 jours avant et 2 jours après l'heure à laquelle les images montrant un CVA sont prises) n'est pas toujours favorable à cette hypothèse comme nous pouvons le voir sur la figure 3.19g. Les processus sous-jacents au développement du CVA pourront être étudiés par des simulations réalistes comme celles présentées dans le chapitre 4.

D'autres types de perturbations méso-échelles sont également observées. Sur la figure 3.19c, des eaux ayant une température de 18-19 °C sont situées à 50 km ou plus au large du Cap-Vert, et un front relativement droit les sépare des eaux plus froides d'upwelling. Sur cette même figure un filament relativement diffus est présent autour de 13°-13°30'N et semble évacuer vers le large de l'eau upwéllée. Un filament est fréquemment observé dans cette zone, Il accompagne souvent le filament présent plus au nord à $\sim 14^\circ\text{N}$ comme par exemple sur les figures 3.19b et 3.19i.

En résumé, la conclusion tirée de cet ensemble limité d'images satellite (mais compatible avec l'inspection de beaucoup d'autres) est que les régimes d'instabilité du système de courant au large du sud du Sénégal sont fortement influencés par la présence de la presqu'île du Cap-Vert, d'une manière qui tend à contraindre le transport côte-large des eaux upwéllées en particulier en favorisant la présence d'un filament autour de 14°N . Nous reverrons ceci dans le chapitre 4 avec la présence d'un tourbillon type CVA en particulier dans les simulations climatologiques.

3.2.4.3 Extension méridienne de la langue d'upwelling

L'extension vers le sud du signal en SST est fortement variable (figures 3.19b et 3.19e). Bien qu'une relation claire entre l'intensité du vent parallèle à la côte et de la taille de la plume d'upwelling est établit (voir la section 3.2.3.1), certaines situations extrêmes en termes d'extension vers le sud de la plume ne sont pas associées à de forts vents. Une situation de ce type avec des eaux de surface dont la température est inférieure à 17°C jusque vers 11°N est observée pendant la campagne AWA de mars 2014. Durant cette période, les observations scattérométriques ASCAT suggèrent que l'atténuation des vents vers le sud est peu marquée ou absente ce qui pourrait expliquer les épisodes durant lesquels la langue s'étend loin au sud. Les propagations des ondes internes de marée, la stratification ambiante, la variabilité diurne et synoptique du vent et la circulation à grande échelle sont d'autres facteurs qui impactent à priori la structure alongshore de la plume d'upwelling.

3.2.4.4 Circulation côtière

On essaie ici de déduire le sens des courants le long de la côte dans la zone influencée par le front côtier en obtenant des ordres de grandeur pour les différentes composantes

des courants d'Ekman et géostrophique. Bien que le frottement joue un rôle dominant dans les eaux peu profondes, la structure du front côtier au sud de 14°30' N est telle que l'équilibre de vent thermique semble pouvoir contrebalancer les effets du vent et imposer un flux nord net au moins une partie du temps.

En effet, en supposant négligeable les gradients de salinité (Touré, 1983) et la colonne d'eau bien mélangée nous avons l'équation suivante déduite de l'équilibre du vent thermique :

$$\Delta v = \frac{gH\Delta\rho_f}{\rho_0 f L_f} \quad (3.4)$$

où Δv est le cisaillement du vent thermique du fond jusqu'à la surface, H est la profondeur typique de la zone du front côtier, $\Delta\rho_f$ est la différence de densité à travers le front et L_f son échelle typique. Avec $H = 15m$, $\Delta\rho_f = 0.8kg.m^{-3}$ (Correspondant à 4°C de différence de température) et $L_f = 20km$ nous trouvons $\Delta v = 17cm.s^{-1}$, soit une valeur un peu plus grande que les vitesses d'Ekman $v_E \sim \tau_y/(\rho_0 f H) \sim 11cm.s^{-1}$ obtenues dans des conditions d'événements d'upwelling ($\tau_y = 0,06N.m^{-2}$). Dans les conditions de vent faible, $\Delta\rho_f$ est diminué (par un facteur de 2-3), mais les vitesses d'Ekman sont également beaucoup plus faible (la tension du vent est réduite par un facteur de 3-4). Les situations les plus favorables à un flux dirigé vers le nord devraient se produire peu de temps après les événements de vent lorsque le front de température côtière reste bien marquée, alors que des courants d'Ekman diminuent. La relaxation des gradients de pression devrait également contribuer à l'écoulement vers le nord.

Il est évident qu'un écoulement de surface vers le nord ne puisse exister au nord du cap Gombaru où le front côtier n'est plus présent et où l'upwelling côtier est accompagné par un jet vers le sud. Des modifications d'écoulement doivent donc avoir lieu autour de 14°10' N -14°30'N pour maintenir la non divergence du flux. Nous émettons l'hypothèse que la terminaison de l'écoulement vers le nord au front côtier conduit à des vitesses vers l'ouest et, par conséquent, l'injection d'eau côtière dans la zone d'upwelling. Ces figures 3.19j et 3.19l suggèrent l'existence d'une telle injection.

3.3 Conclusion

L'analyse de plus de 1500 images satellite de SST non contaminées par les nuages ou les aérosols et contextualisées avec les données de vent des stations météorologiques (Dakar et Banjul) et de satellite QuikSCAT confirme la régularité et la stabilité du fonctionnement dynamique du SSUC. Elle conforte les études de Roy (1989); Oudot et Roy (1991); Demarcq et Faure (2000); Estrade (2006) sur la saisonnalité de l'upwelling qui démarre en novembre et se termine en mai et a permis de considérer février, mars et avril comme le coeur de la saison car les variations de SST (les plus froides de l'année) restent très

limitées et l'intensité du vent est maximale. L'analyse montre aussi que le cycle annuel de la SST peut être décrit en termes d'expansion de la langue d'eau froide entre octobre-novembre et février correspondant à la période où les alizés augmentent progressivement et d'un retrait rapide lorsque les alizés diminuent rapidement en fin de saison d'upwelling. Dans le même temps, la langue d'eau froide a aussi tendance à se déplacer zonalement. D'une manière générale, elle est d'autant plus éloignée de la côte que le vent est fort. Ce déplacement saisonnier des minima de SST est en accord avec les études théoriques de Estrade *et al.* (2008).

L'analyse suggère l'existence d'ondes de marée sur la bordure du plateau marquées par la présence de minimum de SST sur la rupture de pente en début de saison ou pendant les longues périodes de relaxation. Par ailleurs une étude taxonomique des états du SSUC suggère une variabilité intrinsèque importante. Quelques états du système suggèrent des situations de connexion ou de séparation des secteurs nord et sud du cap (mis en évidence par la dynamique méso-échelle, filaments, méandres, structure anticyclonique ...).

Cette analyse de la dynamique superficielle notamment en terme de SST suggère également de fortes variations diurnes de la SST et du vent dont les processus responsables restent mal compris.

Il faut rappeler qu'une des limites de notre approche est l'utilisation de la SST qui est un traceur non conservatif fortement influencé par les flux air-mer et ayant un lien complexe avec la dynamique de subsurface du plateau et sa structure thermohaline. Elle a tout de même permis d'avoir une première vue globale du SSUC. Des simulations numériques (chapitre 4) permettront d'éclaircir notre compréhension de la dynamique superficielle et profonde et d'étudier les mécanismes physiques mis en jeu.

Chapitre 4

Fonctionnement dynamique du SSUC : Approche par la modélisation

Sommaire

4.1	Présentation du modèle	94
4.2	Présentation de la configuration	98
4.3	Présentation des différents produits de forçage	100
4.4	Choix des produits de forçage.	101
4.5	Préparation des champs de forçage SST, flux de chaleur par combinaison de produits et du vent synoptique	107
4.6	Présentation des produits d'évaluation des expériences . . .	110
4.7	Description des expériences numériques	111
4.7.1	Analyse de la simulation climatologique	111
4.7.2	Effet des fluctuations synoptiques du vent	124
4.7.3	Sensibilité à la marée	128
4.8	Les chemins de résurgence et d'advection de l'eau upwellée .	132
4.8.1	Analyse de la remontée d'upwelling sur le plateau : approche eulérienne	132
4.8.2	Analyse lagrangienne des chemins de résurgence et d'origine des eaux chaudes côtières	134
4.9	Conclusion	142

4.1 Présentation du modèle

Pour étudier les processus physiques structurant l'upwelling de la Petite Côte du Sénégal, nous avons utilisé le modèle hydrodynamique aux équations primitives ROMS (Regional Ocean Modeling System, <http://www.romsagrif.org>, <https://www.myroms.org>) (Shchepetkin et McWilliams, 2005). Ce modèle a largement été utilisé au sein de la communauté scientifique internationale dans les différentes zones d'upwelling côtier, de ce fait il a reçu un développement considérable. Narimousa et Maxworthy (1989) ont montré que SPEM (l'ancêtre de Roms) était le seul modèle capable de reproduire la présence de trois grands méandres permanent générés par effet topographique dans le Système de Courant de Californie. Ces dernières années des configurations ROMS ont été développées dans l'Atlantique Nord-Est (Marchesiello et Estrade, 2009; Machu *et al.*, 2009; Mason *et al.*, 2011; Sow, 2014).

Historique du modèle ROMS

Le modèle ROMS est un descendant du code numérique SPEM (Semi Spectral Primitive Equation) développé à l'Université de Rutgers par Haidvogel et al. (1991) qui plus tard est devenu SCRUM (S-Coordinate Rutgers University Model) développé par Song et Haidvogel (1994). Une des caractéristiques principales du code SPEM était la représentation des niveaux verticaux en niveaux sigma (σ). Le code numérique SCRUM (S-Coordinate Rutgers University Model, la version plus aboutie du code SPEM) intégrait à la fois une surface libre, des coordonnées sigma épousant la topographie et on pouvait aussi augmenter leur résolution verticale près de la surface ou du fond. ROMS est une évolution de SCRUM. Les principales améliorations proviennent des schémas numériques plus robustes et moins coûteux qui améliorent en particulier la précision du calcul de la circulation. Les processus de mélange verticaux sont mieux paramétrisés par un sous-modèle de turbulence performant, KPP (non-local K-Profile Planetary boundary layer parametrisation) (Large *et al.*, 1994). Le coeur dynamique de ROMS est basé sur des schémas numériques d'ordre élevé.

Dans cette thèse toutes les simulations ont été effectuées avec la version ROMS de l'IRD qui utilise la bibliothèque AGRIF (Adaptative Grid Refinement in Fortran) permettant de raffiner localement la résolution spatiale. Cette dernière version est développée et maintenue à jour par P. Marchesiello, P. Penven et G. Cambon. Il est le fruit d'une collaboration entre les chercheurs de l'INRIA, de l'IRD-LEGOS, de l'IRD-LPO, de l'IRD-LOCEAN et les chercheurs de l'UCLA et en particulier A. Shchepetkin. Ces dix dernières années ROMS a connu de nombreux développements qui en font un outil open source de référence pour bien représenter la dynamique côtière régionale et des moyens ont été mis

en oeuvre (outils de post et préprocessing, possibilité de déploiement de traceurs passifs, de flotteurs lagrangiens et de mouillages numériques).

Le modèle ROMS résout les équations primitives, c'est à dire les équations de Navier-Stokes dans un référentiel en rotation (4.1 et 4.2) couplées avec des équations d'advection/diffusion pour la température et la salinité (4.4), l'équation de continuité (4.5) et l'équation d'état de l'eau de mer de Jackett et McDougall (1995) (4.6) sous les hypothèses suivantes.

- L'hypothèse hydrostatique (4.3) implique que la pression en un point dépend de l'épaisseur de la colonne d'eau qui se trouve au-dessus mais aussi de la stratification des eaux environnantes.
- L'approximation de Boussinesq permet de supposer une densité constante, généralement la plus grande densité de la colonne d'eau, ce ρ_0 est valable partout dans les équations sauf là où le terme d'accélération de pesanteur joue un rôle via la relation hydrostatique.
- L'approche de Reynolds permet la fermeture de la turbulence par l'introduction des concepts d'écoulement moyen et de coefficients de viscosité turbulente K_v et de diffusivité turbulente K_c .
- L'hypothèse de turbulence horizontale isotrope affirme que les coefficients de viscosité turbulente horizontaux sont égaux

Sur la verticale, le modèle ROMS utilise les coordonnées sigma (σ) généralisées (figure 4.1.2) qui épousent la topographie afin de résoudre plus finement la dynamique proche des talus continentaux par une représentation précise de l'interaction courants-topographie. Cette approche permet de reproduire les processus liés à la bathymétrie et d'affiner la représentation des processus côtiers.

Les équations primitives (c'est à dire les équations du mouvement sous les hypothèses ci dessus), décrites en coordonnées cartésiennes sont les suivantes :

- Les équations de conservation de quantité de mouvement sur l'horizontale :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} u - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} (K_v \frac{\partial u}{\partial z}) + F_u + D_u \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} v + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} (K_v \frac{\partial v}{\partial z}) + F_v + D_v \quad (4.2)$$

- L'équation hydrostatique (équilibre dominant la conservation de quantité de mouvement sur la verticale)

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (4.3)$$

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

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} C = \frac{\partial}{\partial z} (K_c \frac{\partial C}{\partial z}) + F_c + D_c \quad (4.4)$$

– l'équation de continuité

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4.5)$$

– Et enfin l'équation d'état de Jackett et McDougall (1995).

$$\rho = \rho(T, S, z) \quad (4.6)$$

Avec u , v et w les composantes du vecteur vitesse \vec{U} dans l'espace tridimensionnel, P la pression, D_u , D_v et 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 diffusivité verticale turbulente.

Ces équations obéissent aux conditions aux limites suivantes en surface ($z = \eta$) et au fond ($z = -h$) avec h la profondeur de l'océan, et η l'élevation de la surface libre par rapport au niveau de référence $z = 0$.

– A la surface de l'océan ($z = \eta$) :

$$\left\{ \begin{array}{l} K_v \partial_z u = \tau_s^x \\ K_v \partial_z v = \tau_s^y \\ K_C^T \partial_z T = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \\ K_C^S \partial_z S = \frac{(E - P)S}{\rho_0} \\ w = \partial_t \eta + u \partial_x \eta + v \partial_y \eta \end{array} \right. \quad (4.7)$$

– Au fond ($z = -h$) :

$$\left\{ \begin{array}{l} K_v \partial_z u = \tau_b^x \\ K_v \partial_z v = \tau_b^y \\ K_c^T \partial_z T = 0 \\ K_c^S \partial_z S = 0 \\ w = -u \partial_x h - v \partial_y h \end{array} \right. \quad (4.8)$$

Avec :

– 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 avec $r = 3.10^{-4} m.s^{-1}$.

- Q : le flux de chaleur net.
- $E - P$: le flux net de masse en surface (bilan évaporation - précipitation).
- K_v , K_c^T et K_c^S calculés via le schéma de fermeture turbulente KPP (K-Profile Parametrization) (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.

Discrétisation spatiale et temporelle

Les équations du modèle ci-dessus n'admettent pas de solution analytique. On fait recours à des méthodes numériques d'intégration des équations aux dérivées partielles basées sur l'utilisation de schémas numériques nécessitant une discrétisation spatiale (figure 4.1) et temporelle .

Sur l'horizontale, le modèle ROMS utilise les coordonnées curvilignes orthogonales qui permettent d'avoir une grille horizontale . Cette discrétisation spatiale est effectuée sur une grille décalée d'Arakawa de type "C" (Arakawa, 1972). La grille Arakawa est particu-

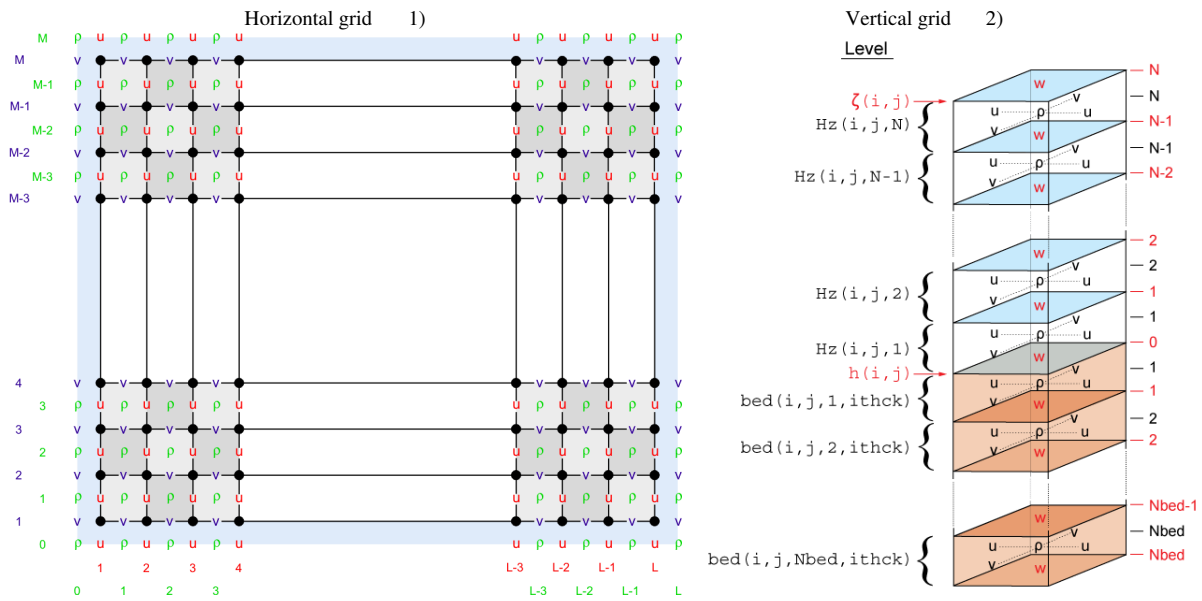


FIG. 4.1: Discretisation horizontale (à gauche) et verticale (à droite) dans ROMS (extrait à partir du site https://www.myroms.org/wiki/Numerical_Solution_Technique#Horizontal_Discretization)

lièrement bien adaptée aux problèmes de résolution des structures dynamiques plus fines que le rayon de déformation de Rossby (Chelton *et al.*, 1998).

Pour la discrétisation temporelle, ROMS utilise un schéma dit "split explicit" qui consiste à séparer les modes de dynamique rapide (barotrope Δt^{bt}) des modes de dynamique lente (barocline Δt^{bc}). En d'autres termes, le modèle 2D (2 dimensions) de surface est couplé au modèle 3D (3 dimensions) de manière à dissocier les ondes de gravité de surface des ondes internes. Les équations des modèles 2D et 3D sont temporellement discrétisées avec un

schéma numérique d'ordre 3 incluant une étape prédictive suivie d'une étape correctrice. Cette technique permet un gain numérique important.

Les résolutions spatiales et temporelles sont liées par le critère de stabilité CFL (Courant-Friedrichs-Levy) de manière à ne pas permettre la propagation d'un événement de vitesse c (onde, courant ...) de plus d'une maille Δx à chaque pas de temps Δt selon l'équation suivante :

$$\Delta x > c \cdot \Delta t \quad (4.9)$$

Problème du gradient de pression

Les coordonnées σ permettent une représentation précise des conditions aux limites en surface et au fond. Malheureusement l'inconvénient majeur de cette paramétrisation est les erreurs dues à la discrétisation du gradient de pression (Shchepetkin et McWilliams, 2003). Cette erreur, d'origine numérique, provient de la résolution en différences finies dans les zones de forts gradients topographiques. Cette erreur de troncature est limitée par un critère de lissage de la bathymétrie h défini comme suit : $\frac{\nabla h}{h} < 0.2$ (Beckmann et Haidvogel, 1993).

Un autre problème associé aux coordonnées sigma près des fortes pentes, est l'inconsistance hydrostatique. Enfin d'autres types d'erreurs non spécifiques à la coordonnée sigma, mais liées à l'approximation de Boussinesq et à l'équation d'état, influent aussi sur le gradient de pression.

La version Roms-Agrif (<http://www.romsagrif.org/>) permet d'emboîter des grilles les unes dans les autres en augmentant leurs résolutions grâce à la bibliothèque AGRIF (Blayo et Debreu, 1999). Deux modes de connections entre les grilles sont alors possibles : le mode "one way" et le mode "two way" (Debreu *et al.*, 2012). Ici nous allons utiliser une configuration à deux grilles emboîtées en mode "two way". Cette technique permet aux différentes grilles de calcul d'interagir mutuellement et la transition d'échelles (downscaling et upscaling), est alors réalisée de manière totalement couplée : l'information physique disponible sur la grille fine est dégradée et transmise à la grille mère contrairement au cas "one way". En "one way" les signaux de grandes échelles sont échantillonnés plus finement et utilisés comme condition limite pour la grille à plus haute résolution.

4.2 Présentation de la configuration

Notre stratégie dans cette étude s'appuie sur une configuration comprenant une grille haute résolution (Sen2) couvrant toutes les côtes sénégalaises, imbriquée dans une grille de plus basse résolution (Can10) couvrant l'Atlantique Nord-Est au large des côtes d'Afrique de l'ouest (figure 4.2). Leurs caractéristiques sont :

- La grille "Can10" à 1/12° de résolution (~ 10 km) résout la dynamique grande échelle,

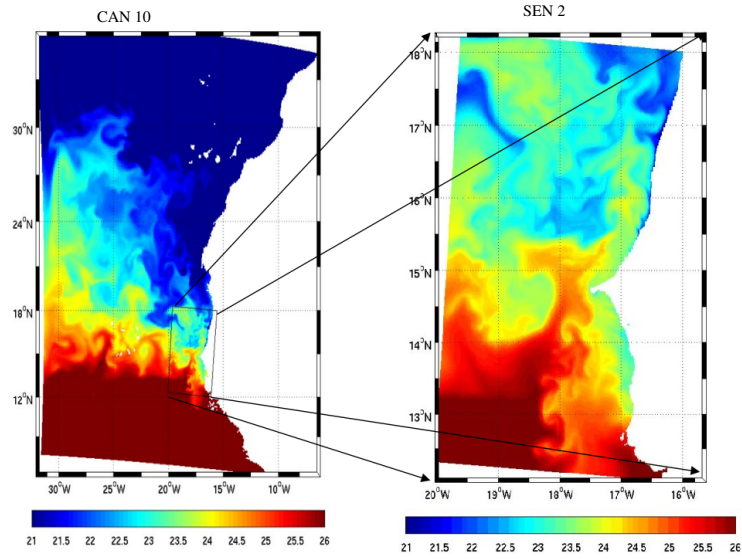


FIG. 4.2: La température de surface de la mer (SST) des deux grilles emboîtées de la configuration comprenant à droite une grille basse résolution Can10 ~ 10 km qui couvre l'Atlantique Nord-Est au large des côtes d'Afrique de l'ouest et à gauche une grille imbriquée Sen2 à haute résolution ~ 2 km qui couvre les côtes sénégalaises

notamment l'alternance des courants saisonniers. Elle couvre le domaine allant de 6°N à 35°N en latitude et 6°W à 32°W en longitude.

- La grille "Sen2" à $1/60^\circ$ de résolution (~ 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'à environ 20°W .

La colonne d'eau est discrétisée sur 50 niveaux verticaux en coordonnées sigma raffinées près de la surface. Les données bathymétriques proviennent de la base de données GEBCO (GEneral Bathymetric Chart of the Oceans) dont la résolution spatiale est de $30''$ (900 m). Cette bathymétrie a été ajustée dans la zone Sénégal et Mauritanie par digitalisation des cartes du Centre de Recherche Océanographique de Dakar-Thiaroye (CRODT). Cette correction a permis notamment de corriger des "trous" observés dans le produit GEBCO juste au sud de la presqu'île du cap Vert dans la zone peu profonde. Le nouveau produit a été lissé pour limiter les erreurs dues au traitement du gradient de pression en coordonnées sigma (Shchepetkin et McWilliams, 2003).

L'ensemble des paramètres et valeurs utilisés est présenté dans le tableau 4.1. suivant

Nom des deux grilles	Can10	Sen2
Limites géographiques	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	$dt=600$ s ; $dt_{fast}=12$ s	$dt=120$ s ; $dt_{fast}=2.4$ s
Paramètres de contrôle (couche de surface) θ_s	7 s.d	
Paramètres de contrôle (couche de fond) θ_b	0 s.d	
Épaisseur de la couche de surface / fond H_c	200 m	

Tableau 4.1: paramètres et valeurs de la configuration ROMS

4.3 Présentation des différents produits de forçage

Le modèle est forcé par différents produits de forçage atmosphériques et océaniques. Ils ont différents avantages et inconvénients mais aucun n'est parfait ce qui induit des biais dans le modèle régional d'océan.

Pour les **forçages atmosphériques**, nous avons testé trois produits de vent : satellite QuikSCAT (2000-2008) fourni avec les outils ROMS-AGRIF , CFSR de NOAA ("Climate Forecast System Reanalysis", <http://cfs.ncep.noaa.gov/cfsr/>, 2000-2008) et SCOW (Scatterometer Climatology of Ocean Winds, <http://cioss.coas.oregonstate.edu/scow>, 1999-2009).

- Les vents QuikSCAT sont dérivés des mesures de rugosité de la mer effectuées par le diffusiomètre embarqué sur satellite et ont une résolution spatiale de 0.25 °.
- Les vents SCOW (Scatterometer Climatology of Ocean Winds, Risien et Chelton (2008)) disponibles sur 122 mois (septembre 1999-octobre 2009) sont une climatologie mensuelle des données du diffusiomètre QuikSCAT. Ce produit a une résolution spatiale de 0.25°.
- Les vents CFSR ont une haute résolution temporelle (1h) et une résolution spatiale de 0.3°.

Les flux de chaleur et d'eau douce proviennent de COADS (Comprehensive Ocean–Atmosphere Dataset) et ont une résolution spatiale de 0.5 °. Nous avons également utilisé les données de flux net de TropFlux qui couvre les tropiques (30°S - 30°N). TropFlux provient en grande partie de la combinaison des données de la ré-analyses 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 les **forçages aux frontières océaniques**, nous avons testé deux produits ECCO (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, <http://www.ecco-group.org/>), et SODA (Simple Ocean Data Analysis, <http://soda.tamu.edu/>).

- le code ECCO est basé sur le modèle de circulation générale MIT et est conçu pour l'étude de l'atmosphère, de l'océan et du climat.
- le produit SODA (Carton et Giese, 2008) assimile par interpolation optimale des données dont les profils de température et de salinité du World Ocean Atlas-01 (MBT, XBT, CTD) ainsi que d'autres données hydrographiques (Renault, 2008). SODA 1.4.3 utilise une circulation générale des océans sur une grille de 0.25° en latitude et 0.4° en longitude (Smith, 1992). La grille verticale présente 40 niveaux avec un espacement de 10m près de la surface.

Le produit utilisé pour la **marée** est TPXO 6.2 (<http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html>).

4.4 Choix des produits de forçage.

Un important effort a consisté à étudier le réalisme des produits de forçages aussi bien atmosphérique qu'océanique. Les choix effectués et les raisons de ces choix sont discutés ci dessous.

Choix du produit de forçage océanique

Nous avons réalisé des expériences de simulations en utilisant les deux produits de forçages océaniques ECCO et SODA décrits ci dessous. Avec ECCO, nous avons eu une expérience avec des courants aberrants et extrêmement variables. Pour les simulations finales nous avons porté notre choix sur SODA car l'expérience montre des courants assez réalistes.

Choix du produit de forçage en eau douce

Les flux d'eau douce utilisés dans toutes nos simulations proviennent de COADS. Nos expériences en mer suggèrent qu'il serait intéressant de prendre en compte des fleuves qui ont des débits très importants surtout en début de saison d'upwelling.

Choix du produit de rappel en SST

L'étude décrite au chapitre 3 a permis de découvrir des biais importants de Pathfinder dans la zone sénégalaise précédemment mis en évidence par Dufois *et al.* (2012) (voir également la figure 4.3). La version 5.0 de Pathfinder a d'abord été utilisée comme SST de rappel et le biais en SST dans la simulation initiale "SC0" (voir ci dessous) était très important.

Le biais entre la SST climato Pathfinder et la SST climato MODIS est relativement faible en octobre dans la zone SSUC par contre au coeur de la saison (février-avril), il dépasse

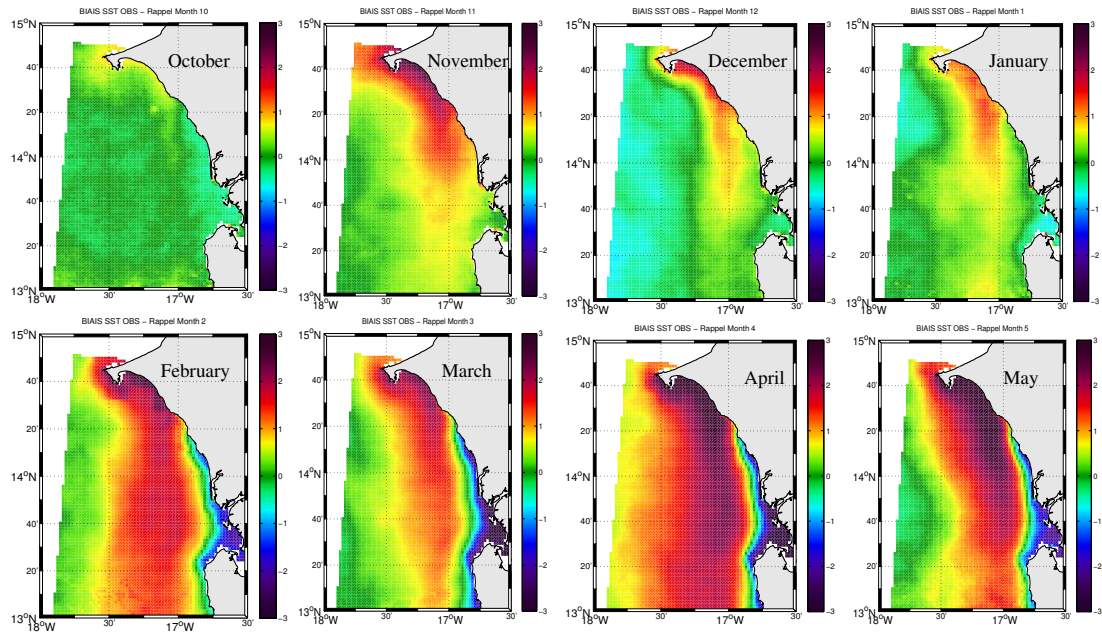


FIG. 4.3: Cartes spatiales en moyenne mensuelle de la différence entre la climatologie SST Pathfinder et la climatologie obtenue après traitement des données MODIS sur la saison d'upwelling au niveau du SSUC.

largement 2°C sur la plume d'upwelling (figure 4.3). On voit également sur cette figure, un biais froid de plus de 2°C dans la zone littorale située au sud de $14^{\circ}20'\text{N}$. Au large le biais est faible et de signe variable. Ces écarts importants entre ses produits pourraient être expliqués par l'utilisation de la version 5.0 de Pathfinder qui ne traite que les données de jour alors que l'amplitude diurne de la SST est important (voir chapitre 3). Comme la SST MODIS n'est pas disponible sur tout notre domaine, on combinera les deux produits de SST dans la grille Can10 selon la méthode décrite dans la section 4.5.

Choix du produit de vent

La structure spatiale et l'intensité des courants sont très liées aux caractéristiques de la tension du vent à la côte. La figure 4.4 présente la climatologie février-mars-avril des vecteurs $\vec{\tau}_S^y$ de la tension du vent en surface (avec τ_S^y la composante méridienne en couleur). On voit que les vents CFSR ont la bonne direction comparée aux observations satellites QuikSCAT mais leur intensité au coeur de la saison d'upwelling est trop faible. Ce biais de CFSR a des conséquences importantes en terme d'intensité de l'upwelling sur la circulation moyenne. Cette figure 4.4 met surtout en évidence que $|\tau_y^{CFSR}| < |\tau_y^{QSCAT}|$ dans la région d'intérêt et donc que le transport d'Ekman et l'upwelling seront sous-estimés dans les simulations forcées par le vent CFSR. En particulier, il y a trop peu d'upwelling, la SST est trop chaude d'environ 3 à 4°C par rapport aux observations MODIS, (courbe rouge, figure 4.5) d'où l'utilisation du produit QuikSCAT.

Par ailleurs, un autre choix possible et presque équivalent pour le vent aurait été le pro-

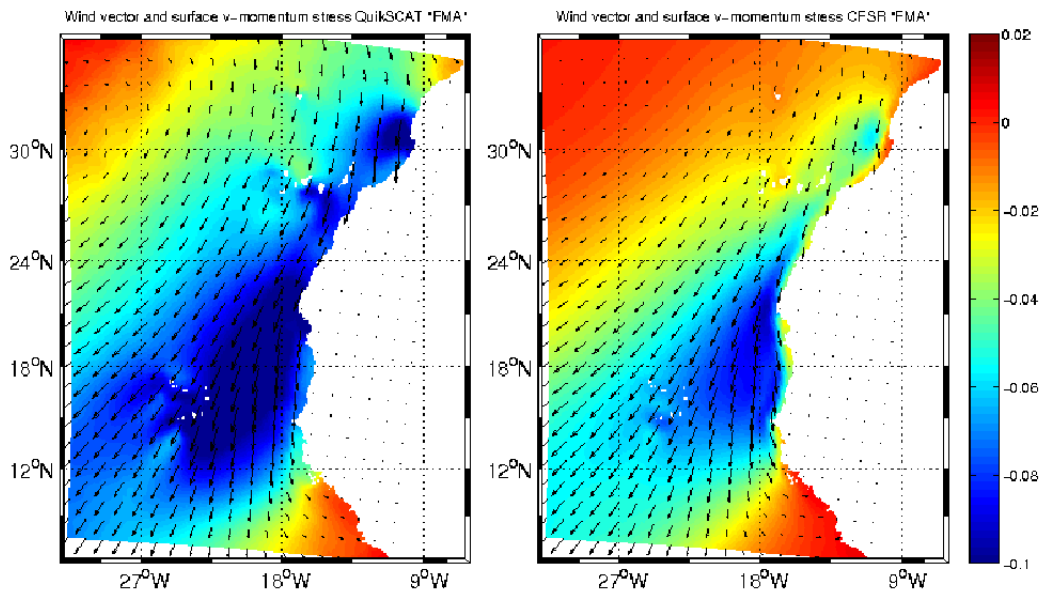


FIG. 4.4: La composante méridienne de la tension du vent à la surface de l'océan moyenne Fev-Mar-Avr en couleur (en N.m-2) et les vecteurs de tension du vent à gauche QuikSCAT et à droite CFSR.

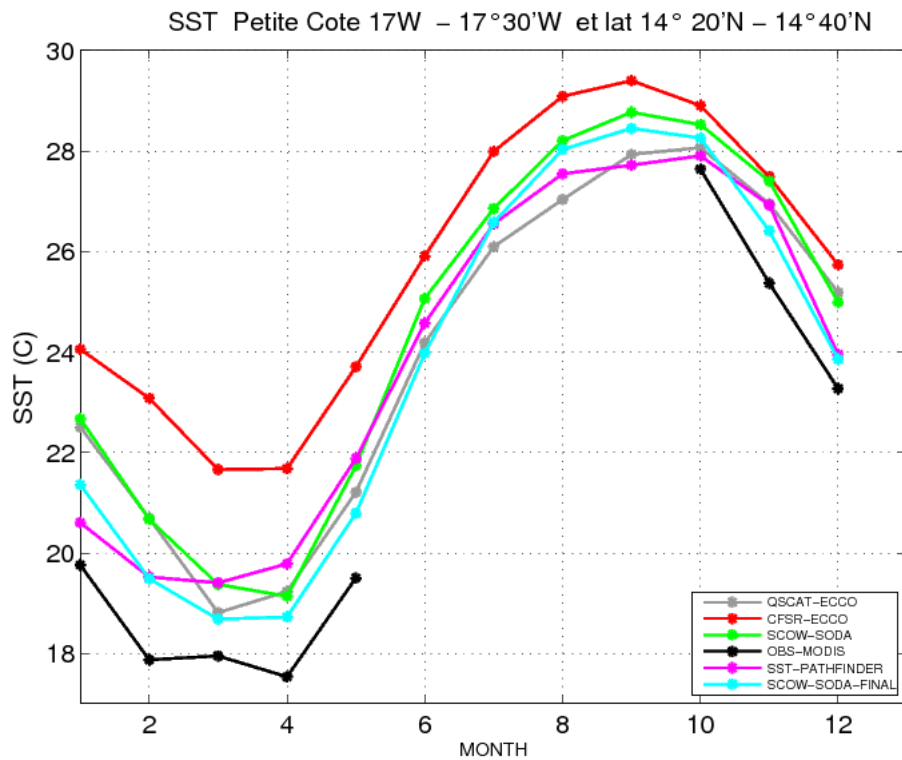


FIG. 4.5: Climatologie mensuelle de la SST moyennée sur la boîte de la Petite côte (17 °W - 17 °30'W et 14 °20'N-14 °40'N) pour les observations MODIS en noir (seulement sur la période de l'upwelling octobre à mai décrit dans Ndoye *et al.* (2014)) et un ensemble de simulations réalisées en combinant les différents produits de forçage (QuikSCAT-ECCO en gris, CFSR-ECCO en rouge, SCOW-SODA en vert, SCOW-SODA avec les flux de chaleur corrigés et SST MODIS comme rappel en cyan).Les observations PATHFINDER utilisées sont également représentées en magenta.

duit QuikSCAT de ROMS qui est très similaire mais on préfère utiliser le vent SCOW. Ce produit SCOW choisi, est à priori le vent le plus réaliste car estimé à partir du vent QuikSCAT avec une formulation spécifique du coefficient de frottement à l'interface C_d (Risien et Chelton, 2008). Il est à noter que ce produit SCOW ne traite pas la question de l'absence de vent dans la zone aveugle. Ceci est géré par une extrapolation "nearest" comme il est fait pour d'autres produits de vent dans les roms tools.

Choix du produit de flux de chaleur

Un complément de forçage thermique à la surface de l'océan consiste à réaliser une relaxation vers la SST observée (SST de rappel) à travers une correction appliquée au flux de chaleur conformément à la méthode de Barnier *et al.* (1995) et selon l'équation 4.10.

$$Q = Q_{obs} + \frac{dQ}{dSST}(SST_{mod} - SST_{obs}) \quad (4.10)$$

Q_{obs} représente le flux de chaleur observé, $\frac{dQ}{dSST}$ le terme de sensibilité du flux de chaleur à la SST, SST_{mod} la SST du modèle ROMS et SST_{obs} la SST observée. Cet ajustement contrôlé des flux de chaleur permet d'améliorer la réponse du modèle au moins dans la couche superficielle. La forte incertitude sur les flux de chaleur justifie dans de nombreuses régions l'utilisation de l'équation 4.10.

Une simulation initiale "SC0" a été réalisée avec la SST PATHFINDER comme rappel en SST, le produit de vent SCOW, le produit de forçage océanique SODA et les flux de chaleur et de sel provenant de COADS. L'analyse révèle un biais important en SST.

Pour améliorer la SST, (1) la SST PATHFINDER biaisée (voir plus haut) a été remplacée par la SST MODIS sur toute la grille haute résolution Sen2; (2) une modification des flux de chaleur a été apportée : nous avons remplacé COADS par le produit TropFLUX dans la zone où celui ci est disponible (30°S - 30°N). Ce produit TropFLUX semble être le meilleur produit de flux de chaleur sur les tropiques (Praveen Kumar *et al.*, 2013). L'écart entre les flux COADS et TropFLUX est important surtout pendant la saison d'upwelling sur la zone Sénégal (figure 4.6). Cet écart dépasse les 60 $Watts.m^{-2}$ sur toute la grille Sen2 de janvier à avril. Sur la grille couvrant les latitudes supérieures à 30°N, j'ai réalisé comme pour la SST une combinaison entre TropFLUX et COADS selon la méthode décrite dans la section 4.5.

La simulation climatologique "SC1" forcée par SODA, SCOW et ces flux combinés TropFLUX-COADS a des biais chauds réduits (non montré). L'écart $F_{Coads} - F_{Tropflux}$ généralement positif dans la zone d'upwelling (figure 4.6) explique en partie la diminution du biais en SST entre la simulation SC0 et celle SC1. Car de novembre à février, l'océan perd plus de chaleur avec TropFLUX du coup on refroidit la couche superficielle. Et pendant le reste de la saison, l'océan gagne plus de chaleur dans COADS, du coup on réchauffe d'avantage

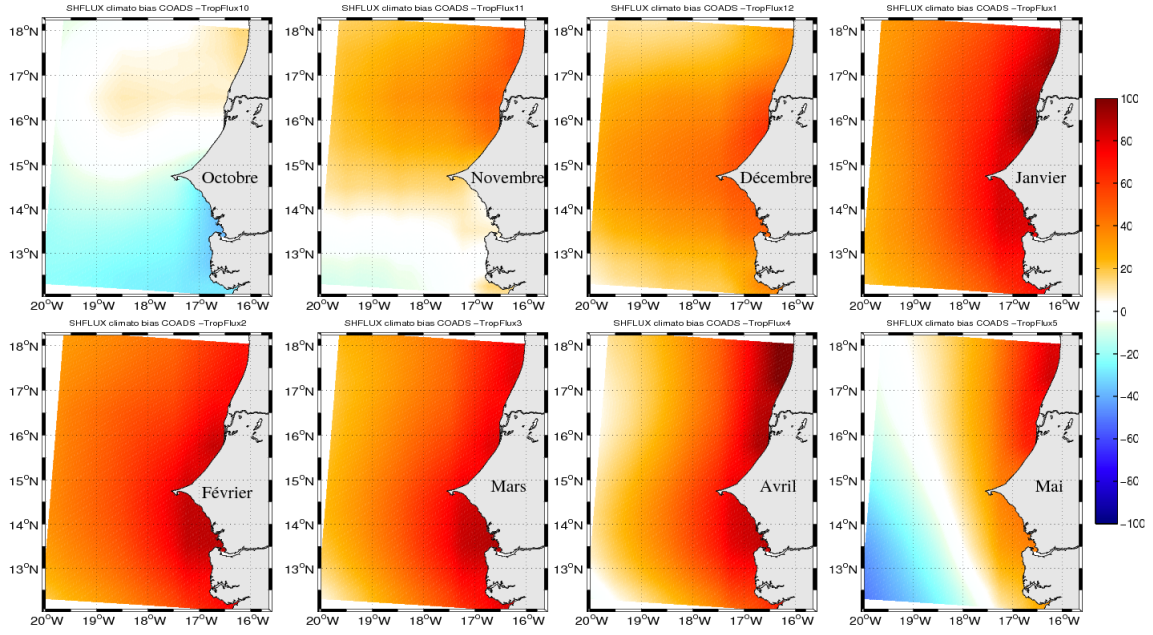


FIG. 4.6: Ecart entre les flux net de chaleur COADS et TropFlux sur la grille SEN2

la couche superficielle par gain de chaleur. Malgré cette correction de SST et de flux de chaleur, il reste encore un biais.

Par ailleurs, les gradients de SST doivent avoir des conséquences sur le flux de chaleur. Le champ TropFlux très lisse (non réaliste) à l'échelle de Sen2 a été ajusté afin d'introduire une modulation des flux aux fines échelles (figure 4.6) dans le terme de forçage. Pour cela le terme de rappel diagnostiqué dans la simulation a été ajouté au forçage de cette simulation pour produire un flux ajusté :

$$F_{Taj}^{net} = F_T^{net} + \frac{dQ}{dSST}(SST_{SC1} - SST_{MODIS}) \quad (4.11)$$

Avec F_{Taj}^{net} le flux tropFlux ajusté, F_T^{net} le flux net de tropFlux, $\frac{dQ}{dSST}$ le terme de sensibilité du flux de chaleur à la SST provenant de COADS, SST_{SC1} représente la climatologie sur 10 ans de la SST de la simulation SC1. Cette modulation des flux intègre les biais du modèle en SST lorsqu'il est forcé par Tropflux. Mais ces modulations sont aussi plausibles en terme de physique. Ça correspond notamment à augmenter les flux dans la zone chaude près de la côte où les vents sont faibles (ce qui doit réduire les pertes de chaleur par le terme de chaleur latente). Cet ajustement conduit inversement à réduire le flux dans la zone de la langue d'eau froide (figure 4.7).

Nous avons par la suite réalisé une simulation "SC2" avec ce nouveau produit de flux de chaleur ajusté obtenu en intégrant la correction de la simulation SC1 (equation 4.11). Notons que le flux de chaleur dans la simulation SC2 continue d'utiliser le rappel en SST

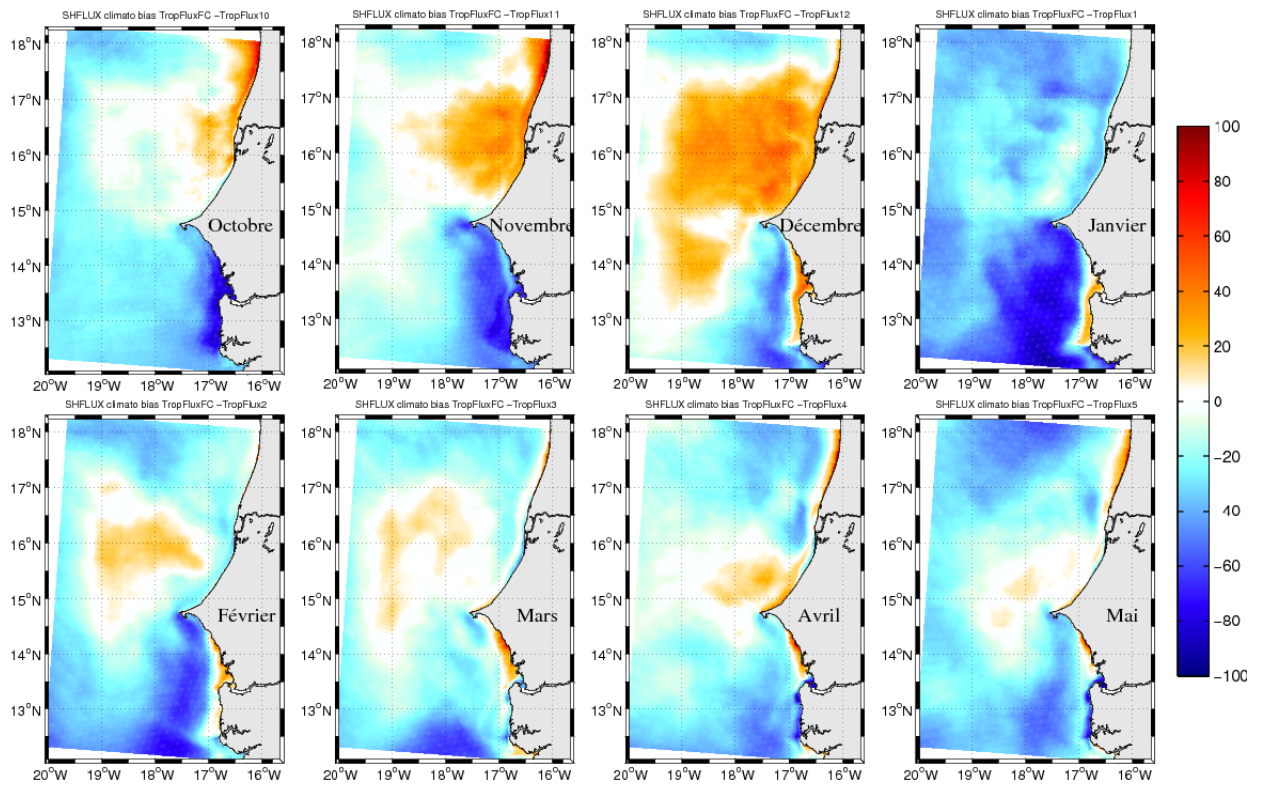


FIG. 4.7: Ecart entre les flux TropFlux ajusté F_{Taj}^{net} et TropFlux F_T^{net} sur la grille SEN2

et suit donc l'équation suivante :

$$F_{SC_2} = F_{Taj}^{net} + \frac{dQ}{dSST}(SST_{SC_2} - SST_{MODIS}) \quad (4.12)$$

Finalement, le biais en SST obtenu dans la simulation SC2 a été légèrement réduit par rapport à SC1. Ce biais n'est donc pas très sensible aux changements réalisés sur le forçage en flux de chaleur. La raison principale est que la température de surface dans notre zone d'intérêt est fortement liée aux processus dynamiques d'upwelling qui ramènent en surface des eaux de subsurface dont la température n'est pas ou peu modifiée par les flux à l'interface air-mer.

Ceci étant dit, les biais dans cette simulation SC2 sont relativement modestes et on reste avec ce forçage optimisé en flux de chaleur.

Comme les flux TropFlux et la SST MODIS ne sont pas disponibles sur tout le domaine Can10, dans la section suivante nous allons décrire les méthodes permettant de faire la combinaison entre les deux produits SST MODIS et SST Pathfinder utilisée comme rappel et les produits de flux de chaleur TropFLUX et COADS.

4.5 Préparation des champs de forçage SST, flux de chaleur par combinaison de produits et du vent synoptique

Dans cette section on décrit d'abord les méthodes utilisées pour la création des forçages atmosphériques et océaniques. La dynamique des couches superficielles de l'océan est en partie liée aux échanges à l'interface air/mer. Pour réduire les biais en SST initialement obtenus, nous avons choisi d'utiliser la SST MODIS pour le rappel en SST et le flux de chaleur TropFLUX mais ces deux produits ne sont pas disponibles sur tout le domaine de la grille Can10.

Le produit pour le forçage en flux de chaleur dans la simulation SC1 est une combinaison de TropFlux et COADS. En effet la limite Nord de TropFlux est la latitude 30°N et ne couvre pas toute la grille Can10. Notre méthode a consisté à créer une fonction *dist* (voir l'équation 4.13 et également la figure 4.8) qui consiste à choisir le flux de chaleur TropFLUX sur un sous domaine un peu plus petit que la zone où ces données sont disponibles. On complète le reste de la grille avec les données de flux de chaleur COADS. Nous avons pris le soin de bien traiter la transition (voir l'équation 4.13) entre les deux produits afin d'enlever une probable discontinuité (voir figure 4.8). La combinaison entre les flux COADS et TropFlux est faite selon la formule suivante :

$$F_{tc}^{net} = (1 - dist) * F_c^{net} + dist * F_t^{net} \quad (4.13)$$

Avec F_{tc}^{net} un produit de flux combinant à la fois les données TropFlux et COADS, F_c^{net} le flux de chaleur provenant de COADS et F_t^{net} le flux de chaleur de TropFlux. Sachant que

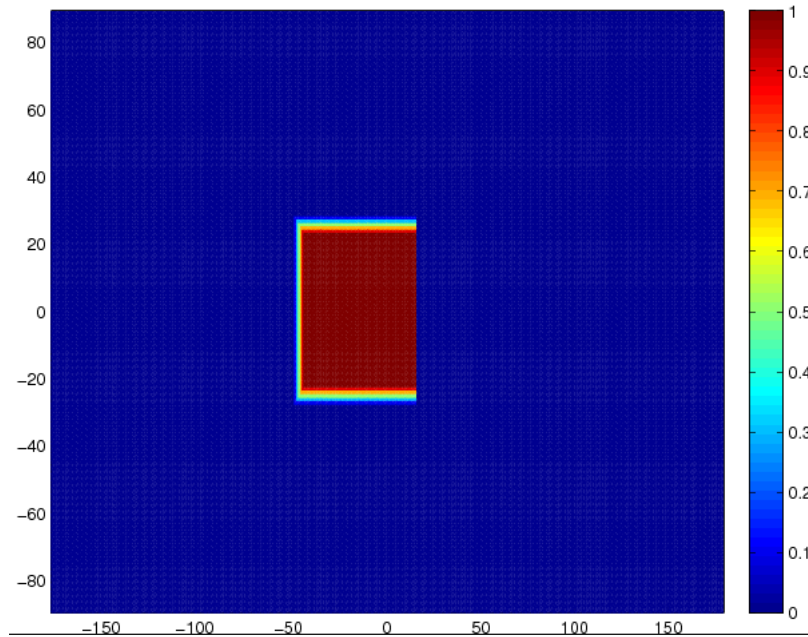


FIG. 4.8: La fonction *dist* qui consiste à choisir le flux de chaleur TropFLUX sur un sous domaine un peu plus petit que la zone où ces données sont disponibles.

la correction a été faite avec le produit global COADS en se limitant aux longitudes 32°W et 15 °E pour TropFlux. Le produit enfin obtenu pour forcer la grille Can10 ne contient que 2 °en latitude de données COADS (30°N-32°N) et correspond à la bande où COADS est mélangé avec TropFlux. La grille Sen2 est forcée par le champ TropFlux.

Cette même procédure utilisant la fonction *dist* a permis de combiner les données de SST MODIS et PATHFINDER pour le rappel en SST (équation 4.14).

$$SST_{SC2} = (1 - dist) * SST_P + dist * SST_{MODIS} \quad (4.14)$$

Avec SST_{SC2} la SST combinant MODIS et PATHFINDER, SST_P la SST PATHFINDER et SST_{MODIS} la SST MODIS. Cette dernière a été utilisée sur l'ensemble de la grille Sen2, la bande dans laquelle on mélange les deux produits est de 1°. En dehors de cette bande la SST Pathfinder est utilisée comme rappel sur le reste de la grille Can10.

Pour la création des fluctuations synoptiques nous avons pris la climatologie mensuelle du vent SCOW à laquelle on rajoute une anomalie journalière issue du produit QuikSCAT développé au centre de données CERSAT (Centre ERS d'Archivage et de Traitement) du Laboratoire d'Océanographie Spatiale (LOS) (Bentamy et Fillon, 2012). La simulation

utilisant le vent synoptique "SI" ne diffère de celle utilisant le forçage climatologique que par la tension du vent calculée comme suit.

$$\tau_{daily}^{synop} = \tilde{\tau}_{monthly}^{SCOW} + \tau_{daily}'^{LOS} \quad (4.15)$$

Avec $\tilde{\tau}_{monthly}^{SCOW}$ la climatologie mensuelle du vent SCOW et $\tau_{daily}'^{LOS}$ l'anomalie journalière calculée par rapport à la climatologique mensuelle du vent QuikSCAT du LOS. Cette anomalie est obtenue par la formule suivante

$$\tau_{daily}'^{LOS} = \tilde{\tau}_{monthly}^{LOS} - \tau_{daily}^{LOS} \quad (4.16)$$

Cette méthode consiste à avoir la même climatologie que la simulation utilisant les forçages climatologiques tout en y ajoutant les fluctuations journalières. Cette simulation synoptique permettra d'étudier la variabilité saisonnière de la circulation en tenant compte des événements et relaxations du système. Avec ce vent plus réaliste nous allons améliorer le réalisme de la simulation du point de vue dynamique.

La préparation de ces produits de forçage constitue une étape indispensable pour la réalisation de simulations réalistes. Dans la section suivante, nous allons présenter le produit d'évaluation en élévation de la surface de la mer "SSH" ¹ sachant que les données d'évaluation en SST ont déjà été présentées dans le chapitre 3.

¹SSH : Sea Surface Height en anglais

4.6 Présentation des produits d'évaluation des expériences

Les données in situ des campagnes UPSEN2 notamment les travaux de Capet *et al.* (2015) et les résultats de l'étude dynamique superficielle présentée dans le chapitre 3 serviront à évaluer le réalisme de nos simulations.

Les données utilisées pour évaluer la surface libre simulée par le modèle proviennent de la nouvelle version du produit SSALTO/DUACS (SSALTO multimission ground segment / Data Unification and Altimeter Combination System) distribué par AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) appelé version DUACS 2014 (<http://www.aviso.altimetry.fr/fr/services/glossaire.html>). SSALTO/DUACS traite les données de toutes les missions altimétriques (Saral, Cryosat-2, Jason-1 et 2, T/P, Envisat, GFO, ERS-1 et 2 et même Geosat) pour fournir un catalogue cohérent et homogène de produits pour diverses applications, que ce soit en temps réel ou différé. Les fichiers "all-sat-merged" s'appuyant sur l'ensemble des orbites disponibles ont été utilisés. La topographie dynamique moyenne ou Mean Dynamic Topography (MDT)

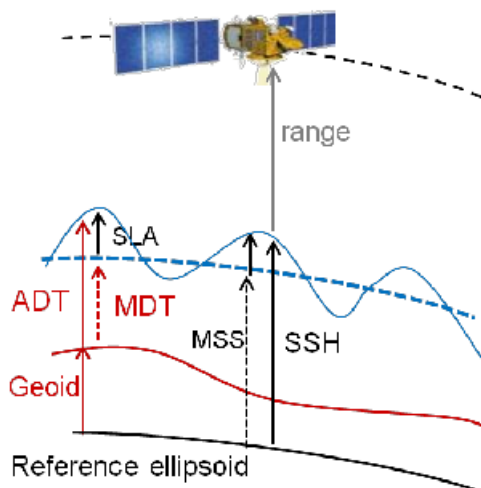


FIG. 4.9: Principe de l'altimétrie : le radar embarqué sur le satellite émet verticalement des ondes radio qui se réfléchissent sur la surface des océans, sous forme de brèves pulsations. L'analyse et la détection d'écho de chaque pulsation à bord du satellite conduit à la détermination précise de la distance entre le satellite et le niveau de la mer ($range$) $2\ range = c\ T$ avec T la durée d'aller-retour du signal radar et c la célérité de propagation de l'onde. À partir de cette distance et de l'altitude précise du satellite on en déduit le niveau des océans (SSH). Ce dernier n'est exploitable qu'après corrections du retard subit lors de la propagation de l'onde dans les différentes couches atmosphériques.

et la climatologie mensuelle de l'anomalie du niveau de la mer SLA (Sea Level Anomaly) sur 20 ans ont permis de calculer la topographie dynamique absolue (ADT) dans la région d'intérêt. L'ADT représente la hauteur de la mer par rapport au géoïde², elle résulte de

²la surface qu'aurait la mer en l'absence de toute perturbation dynamique (vents, marées, courants...). Elle reflète les variations d'attraction terrestre d'un point à l'autre de la Terre, variations liées aux

la somme entre l'anomalie de hauteur de la mer et la topographie dynamique ($ADT = SLA + MDT = SSH - \text{Geoid}$) comme illustré sur la figure 4.9. Les données SLA et MDT ont été référencées par rapport à une période de 20 ans et leur résolution spatiale est de $1/4^\circ$.

En revanche, pour comparer simplement le "sea level" de ROMS et l'ADT AVISO nous avons soustrait de chacun d'eux un niveau moyen correspondant à la moyenne mensuelle sur l'ensemble de la grille haute résolution. On tiendra compte du fait que les données satellites près de la côte sont généralement entachées d'erreurs. L'altimétrie ne peut fournir de données précises car l'océan côtier se caractérise par une dynamique barotrope à haute fréquence et l'altimétrie l'assimile à du bruit. Ces données sont donc éliminées automatiquement par les chaînes de traitement de données altimétriques classiques (Bouffard, 2007). Les produits classiques tels que AVISO sont alors masqués dans une bande de 50 km à proximité des côtes (Echevin, 2013).

4.7 Description des expériences numériques

Différentes simulations ont été réalisées au cours de cette étude en utilisant les produits de forçage décrits plus haut (4.5). La simulation utilisant les forçages climatologiques permettra d'étudier l'état moyen et nous servira de simulation climatologique de référence. Nous allons par la suite étudier la sensibilité du modèle par rapport au vent avec l'utilisation d'un vent journalier sur la période 2000-2009 pour forcer le modèle. Et enfin nous rajouterons la marée à cette dernière simulation afin de rendre plus réaliste la simulation. Les produits décrits dans la section 4.6 serviront à évaluer le réalisme de chaque simulation. On étudiera la dynamique superficielle notamment la structure en SST et SSH, puis la circulation de surface et profonde sur toute la zone SSUC. On fera d'abord pour chaque simulation une comparaison de la climatologie sur 10 ans des SST observées et simulées avec un focus sur le déplacement de la ligne du minimum de SST (décrit dans la section 3.2.2), le biais en SST sera quantifié, puis on comparera les structures méso-échelles et filaments de la simulation en question avec ceux observés et présentés dans le chapitre 3.

4.7.1 Analyse de la simulation climatologique

Les résultats de la simulation utilisant les forçages climatologiques sont décrits dans cette section. La durée de la simulation est de 23 ans et comme le modèle a besoin d'un certain temps pour se stabiliser, les trois premières années ont été considérées comme Spin-up (Marchesiello *et al.*, 2003). Les informations concernant cette configuration notamment les forçages atmosphériques et océaniques sont résumées dans le tableau 4.2 suivant.

différences de masses et de densité importantes du sous-sol marin.

Nom des deux grilles	Can10	Sen2
forçage aux frontières océaniques	SODA	Agrif
forçage du vent	SCOW	SCOW
forçage de surface en flux de chaleur	TropFlux +COADS	TropFlux ajusté
SST de Rappel	PATHFINDER + MODIS	MODIS
fréquence de sorties	1 et 5jours	1 et 5 jours
Durée de la simulation	23 ans	23 ans

Tableau 4.2: paramètres de forçage de la configuration ROMS

Le système d'upwelling sénégalais est saisonnier, il démarre en novembre et se termine en mai. Dans le chapitre 3 nous avons décrit la dynamique superficielle du centre d'upwelling sénégalais à partir d'observations satellite. Nous avons vu que dans la partie sud de la presqu'île du cap Vert, l'upwelling se produit au milieu du plateau continental tandis que dans la partie nord, les remontées se produisent près de la côte comme on peut le voir également sur la figure 4.10. Le modèle reproduit cette saisonnalité de l'upwelling sénégalais. En regardant l'état moyen (figure 4.10), on constate dès novembre l'apparition d'une langue d'eau froide initialement confinée dans la partie nord du système. Petit à petit elle s'étend sur la totalité du système, surtout durant le coeur de la saison en février-mars-avril (Rébert, 1983), période pendant laquelle l'intensité du vent est maximale avec une orientation Nord-Ouest (Roy (1989); Ndoye *et al.* (2014)). On retrouve aussi sur ces moyennes climatologiques le décollement observé sur les images satellites avec un minimum au milieu du plateau continental au coeur de la période d'upwelling (Demarcq et Faure, 2000). L'analyse récente des observations satellites haute résolution a permis de voir que la position de ce minimum de SST varie en fonction du temps et cette variabilité est également reproduite par le modèle. En décembre et janvier on retrouve un minimum non loin de la côte (ligne blanche sur la figure 4.10). La position de ce minimum en novembre est plus au large que celle de décembre (Ndoye *et al.* (2014) voir aussi chapitre 3). Pendant le coeur de la période d'upwelling (périodes d'alizés forts) la zone la plus froide est la baie de Hann (Rébert, 1983) ce que le modèle reproduit aussi (figure 4.10, 4.12). On observe un gradient important de SST entre les eaux situées sur la partie nord (baie de Hann) et sud du SSUC. Par ailleurs le modèle reproduit aussi correctement la saison d'hivernage. Les températures simulées par le modèle semblent être plus fortes que celles observées. Pour quantifier cette différence de température nous avons tracé les écarts³ de SST entre le modèle et les observations disponibles sur la période d'upwelling novembre-mai (figure 4.11). Cette comparaison montre une tendance chaude dans la zone de l'upwelling au sud de Dakar. Au mois d'octobre le modèle reproduit assez bien la SST

³Ces écarts sont calculés en faisant la différence entre la climatologie de 10ans (Y4-Y13) de la SST et celle provenant du satellite MODIS

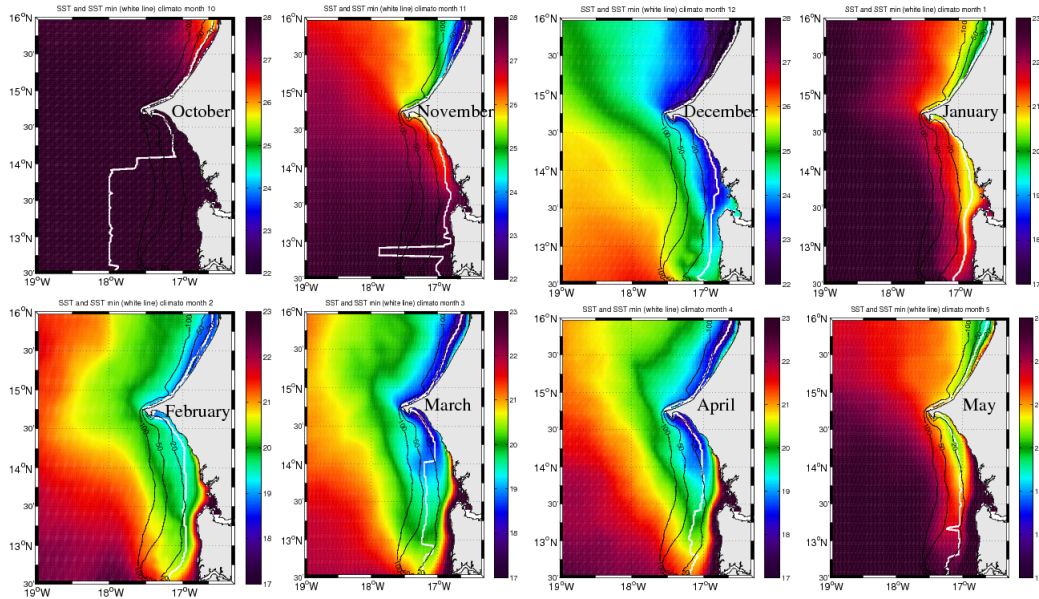


FIG. 4.10: Climatologie de 10 ans de la température de surface de la mer simulée par ROMS (forçage climatologique) en couleur, la ligne du minimum de SST est représentée par la ligne blanche et les isobathes 20 m, 50 m et 100 m sont en noir

observée, le biais est faible et ne dépasse pas 0.4°C . Pendant ce mois, les vents favorables à l'upwelling sont localisés sur la Grande Côte (au nord du Cap Vert). Les fortes valeurs de biais sont trouvées plus tardivement dans la plume d'upwelling et n'excèdent pas 2°C . Au mois de janvier par exemple le modèle souffre d'un biais chaud sur la quasi-totalité de la zone. Malgré l'ajustement important des flux de chaleur TropFlux (figure 4.7), certains biais demeurent. Selon Touré (1989) la structure thermique de la baie de Gorée dépend beaucoup du rayonnement solaire et des échanges air-mer. Dans la zone chaude côtière on retrouve un biais froid très marqué en hiver (décembre-janvier-février). La figure 4.12 montre la SST au coeur de la saison d'upwelling sur des années différentes et révèlent la complexité du système avec la présence des structures méso-échelles telles que des filaments, les méandres et structures anticycloniques. Le modèle reproduit assez bien cette structure superficielle visible sur les images satellites : l'upwelling dans la zone nord est bien collé à la côte, et dans la partie sud, on a bien la présence de deux fronts thermiques (un à la côte et un autre au large) délimitant la plume. Le modèle est aussi capable de représenter la variabilité intrinsèque du système, il reproduit qualitativement les même structures méso-échelles retrouvées sur les images satellites (figure 4.12 d-f).

Par ailleurs, dans la zone de la SSUC, on observe en période d'upwelling un important gradient nord sud de la SSH (figure 4.13 a-d). Avec les eaux froides d'upwelling, plus denses dans la partie nord du SSUC, il se crée ainsi une zone de basse pression. Tandis que dans la partie sud, les eaux chaudes équatoriales plus légères créent une zone de haute

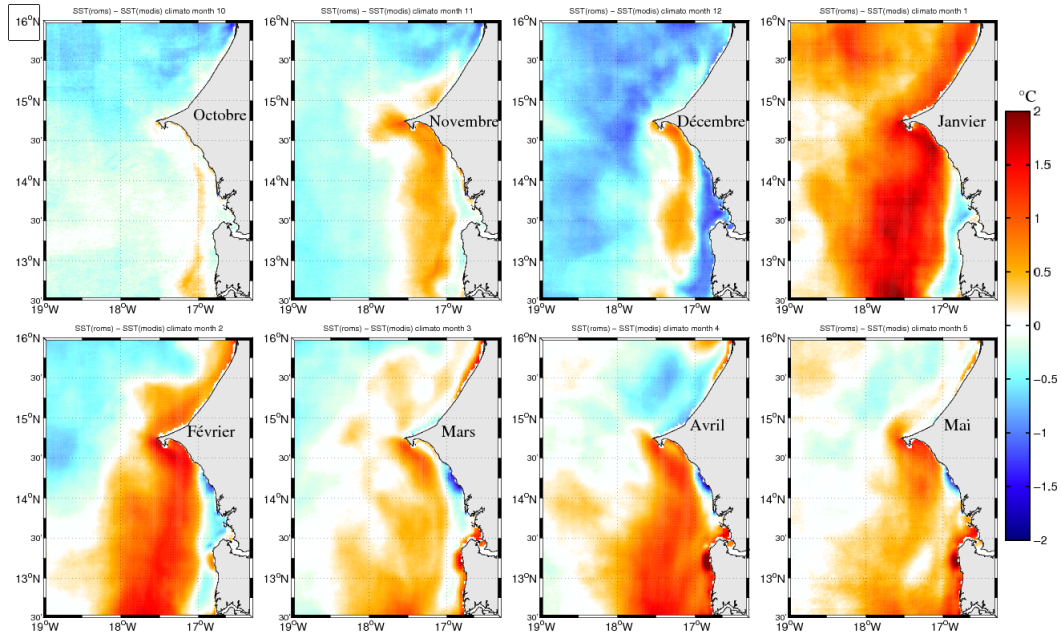


FIG. 4.11: Ecart entre la climatologie mensuelle (octobre à mai) de température de surface de la mer simulée par le modèle (dix années ont été utilisées par calculer cette climatologie) et celle de MODIS sur la période 2005-2012 (simulation avec forçage climatologique).

pression. Ce fort gradient a des conséquences importantes sur la dynamique de ce centre d'upwelling en terme de d'échanges côte-large, de rétention des eaux dans le plateau etc. Il explique aussi pourquoi il faut atteindre un certain seuil de vent pour entrer en régime d'upwelling car il induit un downwelling "latent" par convergence géostrophique (Marchesiello et Estrade, 2010). Ce gradient de pression nord-sud est bien reproduit par le modèle (figure 4.14.1) surtout en avril (figure 4.13.d et p). Au niveau des observations AVISO, on observe un gradient côte-large très marqué entre janvier et février (figure 4.13.m-n). Le modèle ne reproduit pas ce gradient car les valeurs de SSH AVISO dans la zone côtière sont biaisées (voir section 4.6). La variabilité spatiale et saisonnière de la SSH est bien reproduite par le modèle même si au niveau du cap en février par exemple le modèle sous-estime les valeurs de SSH. On observe également en mars et avril la signature de la structure anticyclonique CVA juste au dessous du cap vert (figure 4.13.c et d).

En moyenne le modèle reproduit qualitativement bien la dynamique superficielle de l'océan notamment la structure spatiale et temporelle de la SST, et la structure de l'élévation de la surface libre océanique. Des biais de SST importants ont été obtenus sur la zone SSUC surtout au coeur de la saison d'upwelling au niveau de la plume. La position et la structure spatiale du gradient de SSH sont essentielles pour comprendre la circulation superficielle. La variabilité saisonnière est également bien reproduite par le modèle. Il est important de bien simuler la structure de la SSH car les courants géostrophiques en dépendent fortement mais les données satellite de SSH à la côte sont mal échantillonnées depuis l'espace.

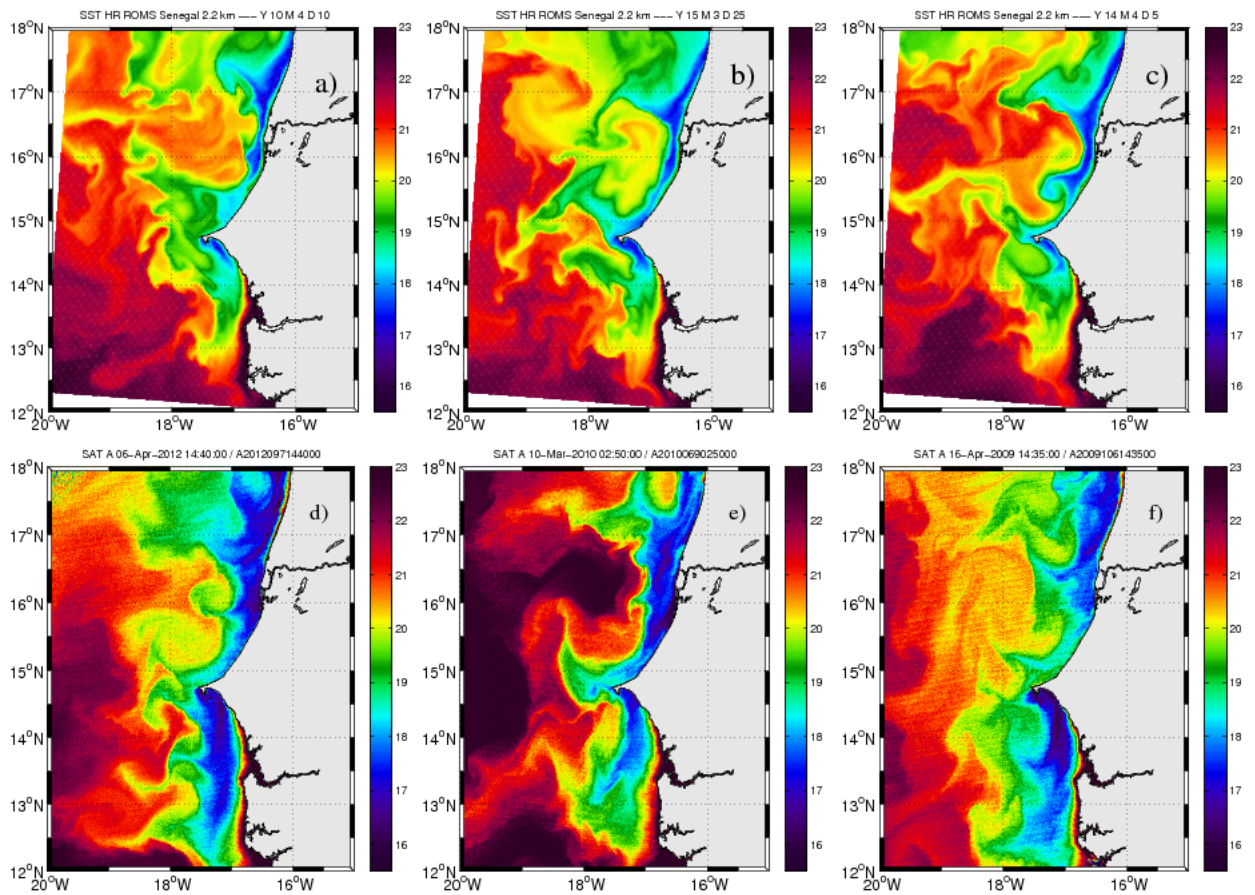


FIG. 4.12: Quelques images de SST (en °C) prises à des moments différents pour illustrer la présence de structures méso-échelles dans la simulation climatologique (a,b et c) et dans les observations satellites MODIS (d, e et f)

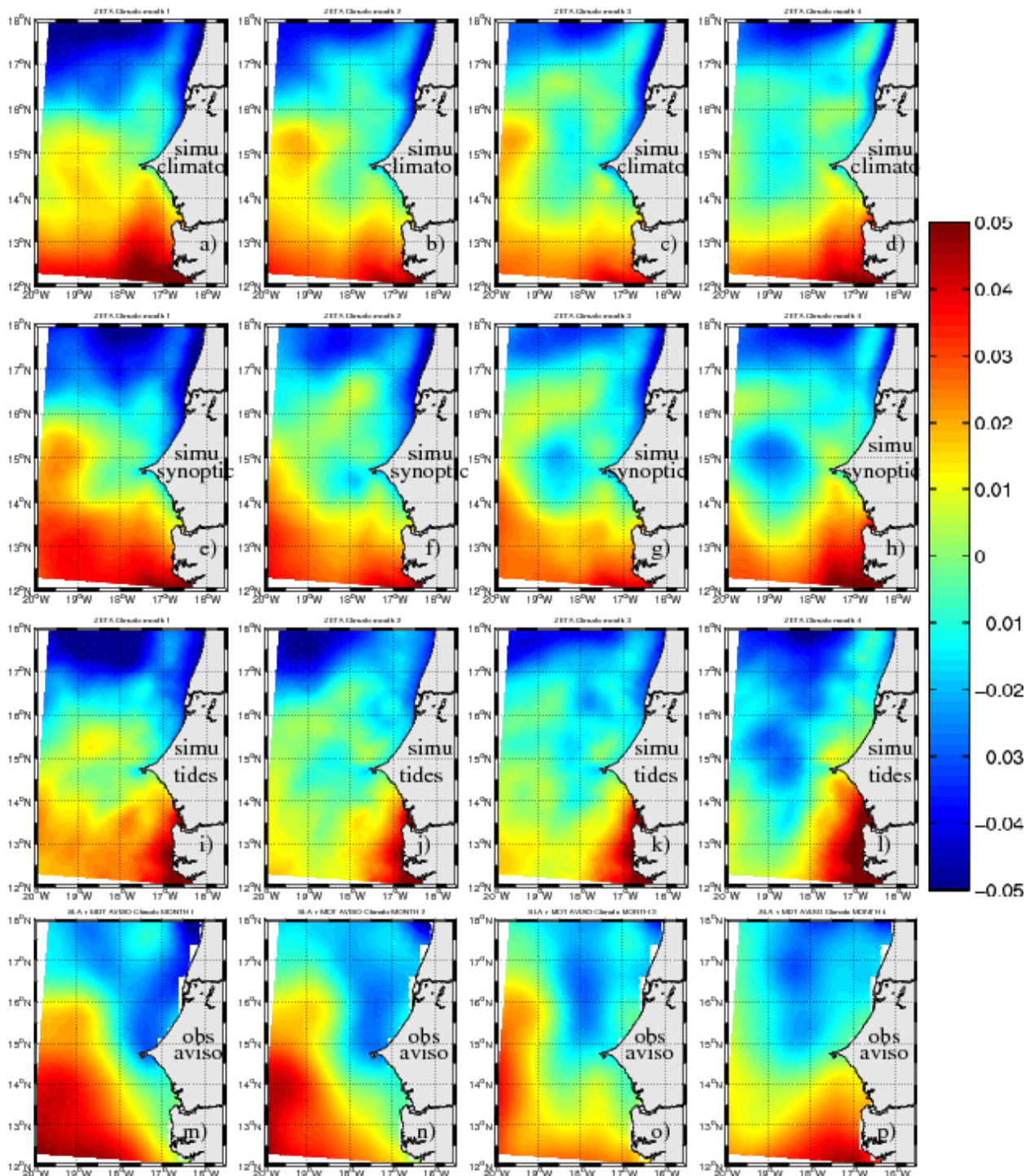


FIG. 4.13: Climatologies mensuelles de la SSH de janvier à avril (colonne 1 à colonne 4) de l'ensemble des simulations respectivement climatologique SCR (a-d), synoptiques (e-h) et synoptique avec la marée (i-l) et des observations satellite de SSH AVISO (m-p)

L'évaluation de la dynamique superficielle en termes de SST et d'élévation de la surface libre donne une idée sur la complexité du système de courant au sud du Sénégal avec la présence de la structure anticyclonique au dessus du Cap, du gradient de SSH qui induit un courant géostrophique en surface. Il est généralement admis que dans les zones d'upwelling, les principaux courants dominants sont le jet d'upwelling côtier dirigé vers l'équateur et le sous-courant dirigé vers les pôles (Smith, 1968; Teisson, 1983; Roy, 1992) voir aussi la section 2.2.

Le courant de surface est partiellement forcé par la tension de vent et est renforcé par un

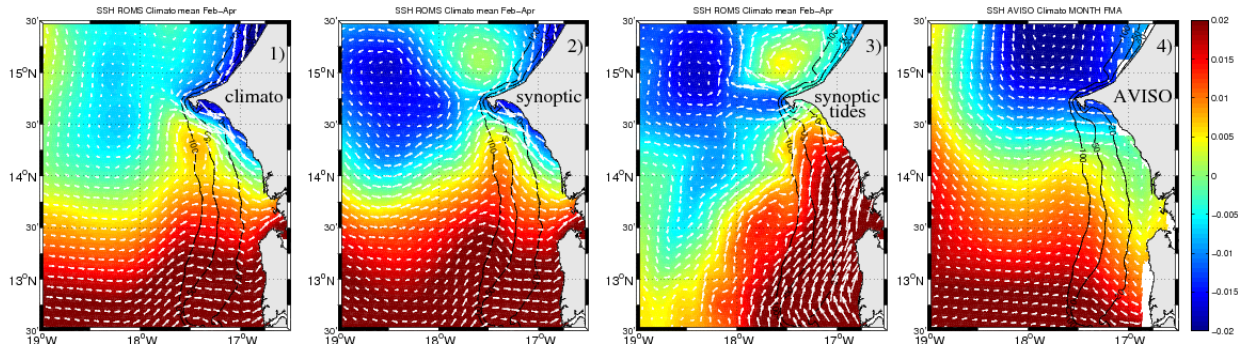


FIG. 4.14: Climatologie février-avril de la SSH (en mètre) et du courant géostrophique (vecteurs) en surface dans la zone SSUC des simulations climatologique (1), synoptique (2) et synoptique avec la marée (3) et des observations satellite AVISO (4)

gradient de pression perpendiculaire à la côte engendré par la différence de densité entre les eaux côtières froides et denses, et celles du large, plus chaudes et légères.

La figure 4.14 présente la climatologie février-mars-avril de la SSH et du courant géostrophique moyen associé. Rappelons que le courant géostrophique en surface se calcule à partir de la SSH par la relation suivante :

$$\begin{cases} U_g = -\frac{g}{f} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ V_g = \frac{g}{f} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} \end{cases} \quad (4.17)$$

Les vitesses géostrophiques de surface sont générées par le gradient de pression de surface et donc par conséquent par le gradient d'élévation de la surface libre. Ce dernier dépend fortement de l'intensité de l'upwelling. On a une augmentation du courant géostrophique dans les zones de forts gradients de SSH. Ce courant géostrophique est généralement atténué en subsurface par les différences de densité due à l'upwelling. La figure 4.14 montre un courant géostrophique à la côte dirigé vers le sud sur la saison d'upwelling. La différence de SSH, entre les eaux froides d'upwelling et les eaux chaudes équatoriales, induit un courant géostrophique dirigé vers la côte dont l'intensité varie en fonction de la

saison. Au cœur de la saison (février-avril), la différence de densité au niveau de la baie de Hann force une circulation géostrophique avec une intensité plus importante que celle induit par la différence de SSH. Cette accélération du courant géostrophique au sud de la presqu'île est visiblement à l'origine du CVA sur la figure 4.14 entre février et avril.

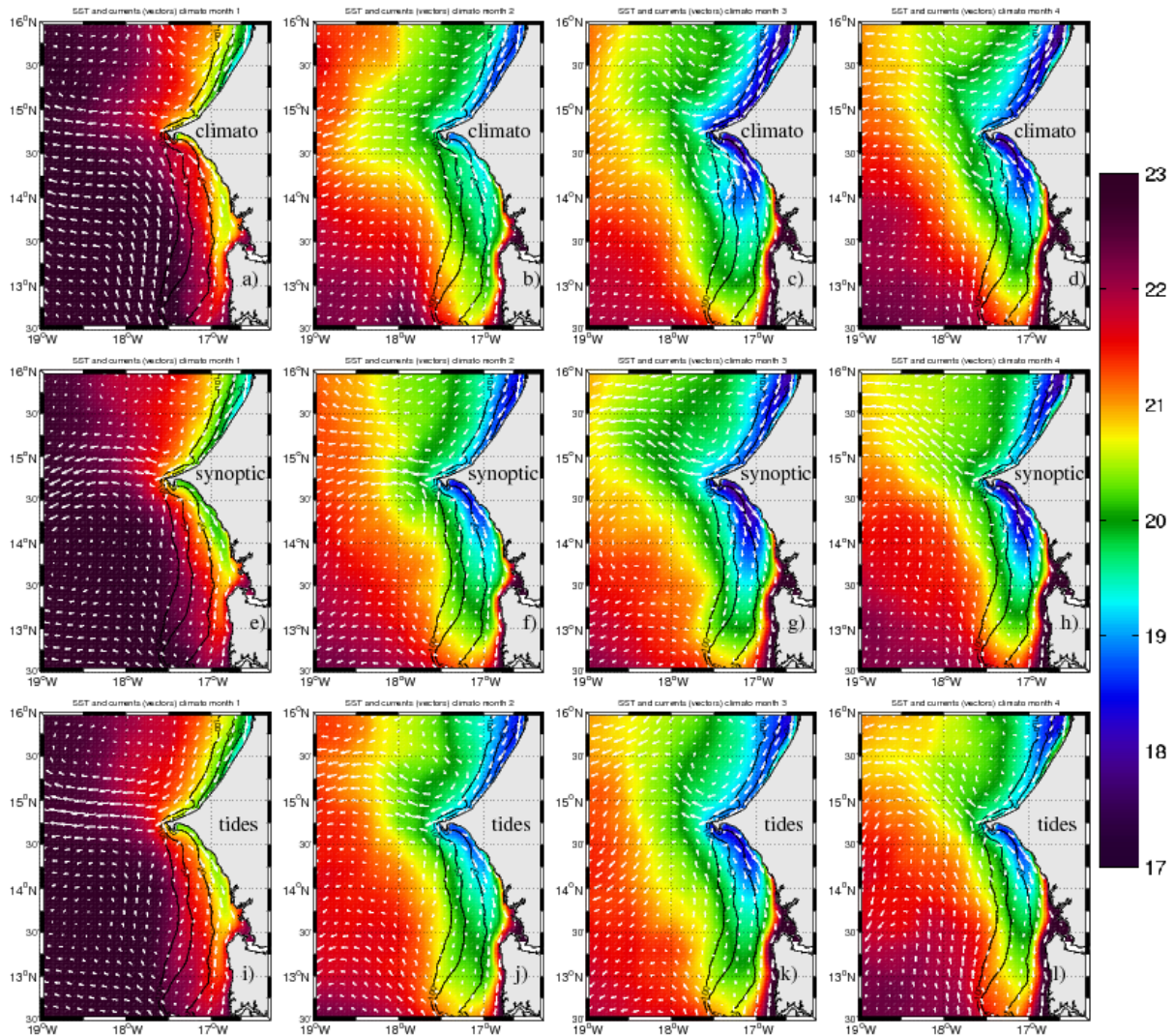


FIG. 4.15: Climatologie mensuelle de la SST (couleur) et du courant total moyen sur la couche mélangée (vecteurs) dans la zone SSUC de janvier à avril (colonne 1 à colonne 3) de l'ensemble des simulations respectivement climatologique SCR (a-d), synoptique "SI" (e-h) et synoptique avec la marée "SIM" (i-l)

Par ailleurs si on observe à cette même période le champ de courant total moyenné sur la couche mélangée (figure 4.15 a-d), on voit que la circulation en surface est principalement forcée par le vent. Le courant est intense sur la zone d'upwelling et augmente suivant l'intensité du vent. La figure 4.141 montre des courants géostrophiques dirigés vers la côte en dessous de 14°N entre février et avril alors que le courant total moyen est dirigé vers

le sud et est associé au jet d'upwelling côtier. Au dessous de 14°N on peut constater la dominance de la dérive d'Ekman sur le courant géostrophique avec la résultante (somme des courants d'Ekman et géostrophique) dirigée vers le sud. Au nord de 14 °N le jet côtier est renforcé à la fois par la dérive d'Ekman et le courant géostrophique qui sont tous les deux dirigés dans la direction du vent. Les courants moyens dans la couche mélangée sont généralement dirigés vers le sud sur toute la zone du SSUC, l'intensité du courant est très faible autour de 17°30'W dans la zone de transition. Cela confirme la prépondérance en surface de la composante d'Ekman sur le courant total. On remarque au large du Cap Vert une zone de convergence du courant total générant un courant vers l'ouest.

En résumé on peut dire que le courant dans la couche mélangée s'écoule grossièrement dans la même direction que le vent (figure 4.4 et figure 4.15a). Il est renforcé ou diminué localement par le gradient de pression, notamment au niveau du front côtier (zone où la différence de densité entre les eaux côtières froides et denses et celles du large chaudes et légères est importante).

On s'intéresse maintenant à la circulation en subsurface et profonde au niveau du SSUC ; sur la figure 4.16 on présente la structure verticale du courant méridien (v) le long des latitudes 13°N, 13°30'N, 14°N et 14°30'N. Cette figure montre la distribution du courant parallèle à la côte sur la verticale mais également sa variabilité spatiale. On retrouve une circulation typique d'un système de courant d'upwelling avec sur le plateau un courant dirigé dans le sens du vent (jet d'upwelling) et un sous-courant piégé sur le talus et dirigé vers le pôle dans la direction parallèle à la côte ((Barton, 1998; Binet, 1991) voir section 2.2). Le jet d'upwelling côtier est très intense et plus profond au nord du SSUC (14°30'N, dans la baie de Hann) où il est de l'ordre de 20 cm.s^{-1} . Au sud du domaine vers 13°N, il ne dépasse pas 10 cm.s^{-1} . Ce jet est présent dans la zone peu profonde située à la côte. On remarque que son intensité diminue du nord vers le sud et conforte les études de Echevin (2013) qui a montré que dans le système du Humboldt le courant de surface est partiellement forcé par la tension du vent et le gradient de densité. En surface le long de chaque section on retrouve même au large le courant de surface forcé par le vent. L'intensité et l'épaisseur du sous-courant varient en fonction de la latitude ; il est généralement situé sur la rupture de pente. Le coeur du sous-courant est environ à 100 m sur les latitudes 14 °N et 14°30'N et remonte un peu en surface au sud du domaine (75 m). L'approfondissement du sous-courant vers le pôle est cohérent avec le comportement du Péru Chile Under-Current (Penven *et al.*, 2005) . En particulier, au sud de 14 °30'N le sous-courant se situe au niveau du talus (figure 4.16.a,b,c) et entre 14°30'N et la presqu'île du cap Vert, il "envahit" le plateau et se retrouve sous le jet d'upwelling (figure 4.16.d). En moyenne février-avril, l'intensité du sous-courant reste faible et ne dépasse pas 10 cm.s^{-1} alors qu'au niveau du Pérou il est de l'ordre de 30 cm.s^{-1} (Echevin, 2013). La section

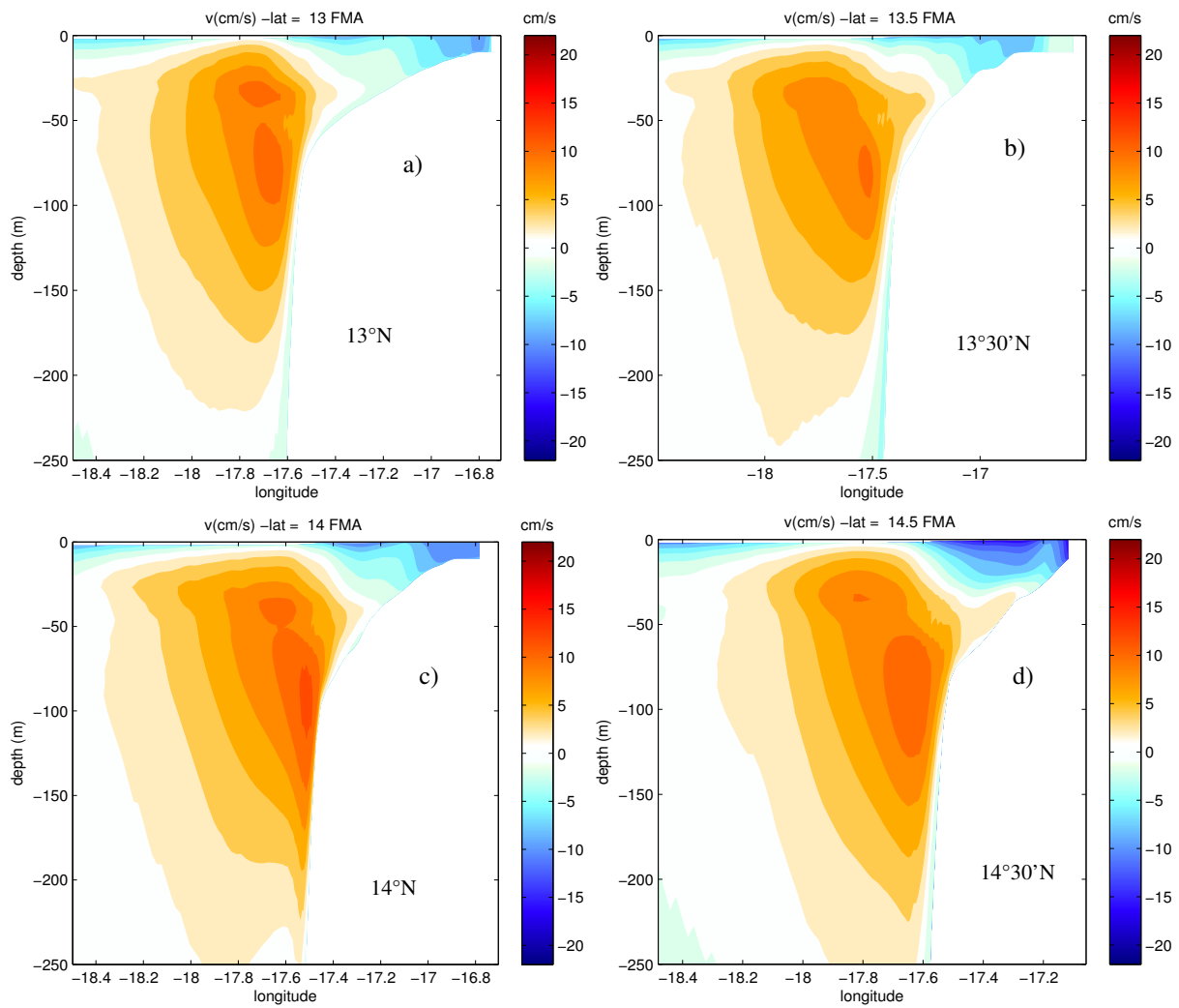


FIG. 4.16: Structure verticale du courant moyen méridien (février-avril) simulé par le modèle (simu climatologique SRC) à 13 °N, 13 °30' N , 14 °N et 14 °30' N

à 14°N du courant mesuré le 23 février 2013 pendant UPSEN 2 (figure 4.17) montre la présence du jet d'upwelling au niveau du plateau et le sous-courant dont le coeur est situé entre 60 m et 90 m. Ces observations tendent à valider la circulation en surface et en subsurface du modèle même si le modèle sous-estime l'intensité du sous-courant (qui est de l'ordre d'un peu plus de 20 $cm.s^{-1}$). Cette comparaison est à prendre avec précaution car ces données *in situ* ne sont pas une moyenne climatologique. Néanmoins la comparaison suggère que le modèle est capable de reproduire qualitativement la structure en courant.

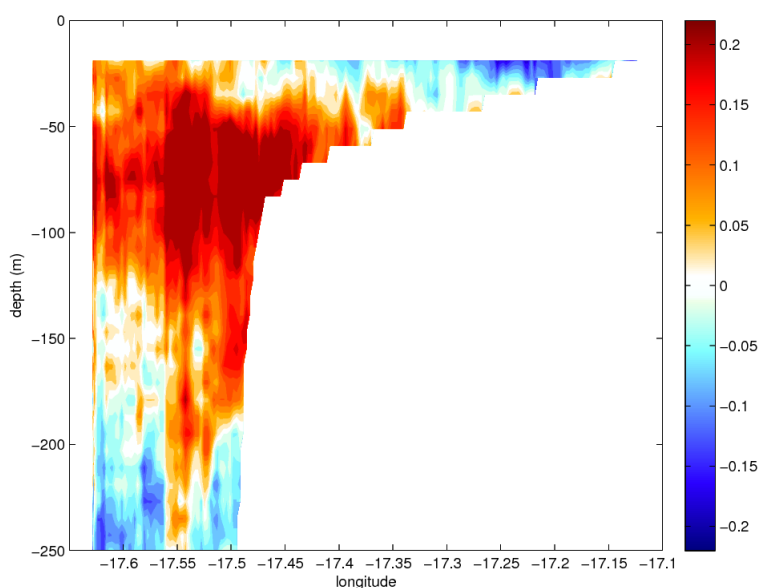


FIG. 4.17: Structure verticale du courant méridien (v) mesuré le 23 février 2013 pendant la campagne UPSEN 2 (voir section 2.5.2) sur la section 14°N. V est exprimé en $m.s^{-1}$

Sachant que le coeur du sous-courant se situe généralement autour de 100 m de profondeur dans une zone coïncidant avec la limite du plateau continental (rupture de la pente), nous avons tracé une section verticale du courant méridien le long de l'isobathe 100 m (figure 4.18 1a)) et une autre section le long de l'isobathe 50 m située sur le plateau (figure 4.19 1a)). Ce jet d'upwelling est profond et descend jusqu'à 30 m (respectivement 40 m) de profondeur dans la baie de Hann le long des isobathes 100 m (respectivement 50 m). Il dépend fortement de l'intensité du vent (Sow, 2014). Les cartes mensuelles de section de courant (non montrées ici) montrent qu'il est intense entre février et avril à la période où le vent et par conséquent l'upwelling sont maximums.

Les sections sur les isobathes 100 m et 50 m permettent de bien mettre en évidence la structure des vitesses sur deux zones du plateau dans lesquelles dominant respectivement le sous-courant vers le pôle et le jet d'upwelling. Sur l'isobathe 100 m le sous-courant est présent excepté dans une partie de la couche mélangée où les vitesses (faibles) sont plutôt

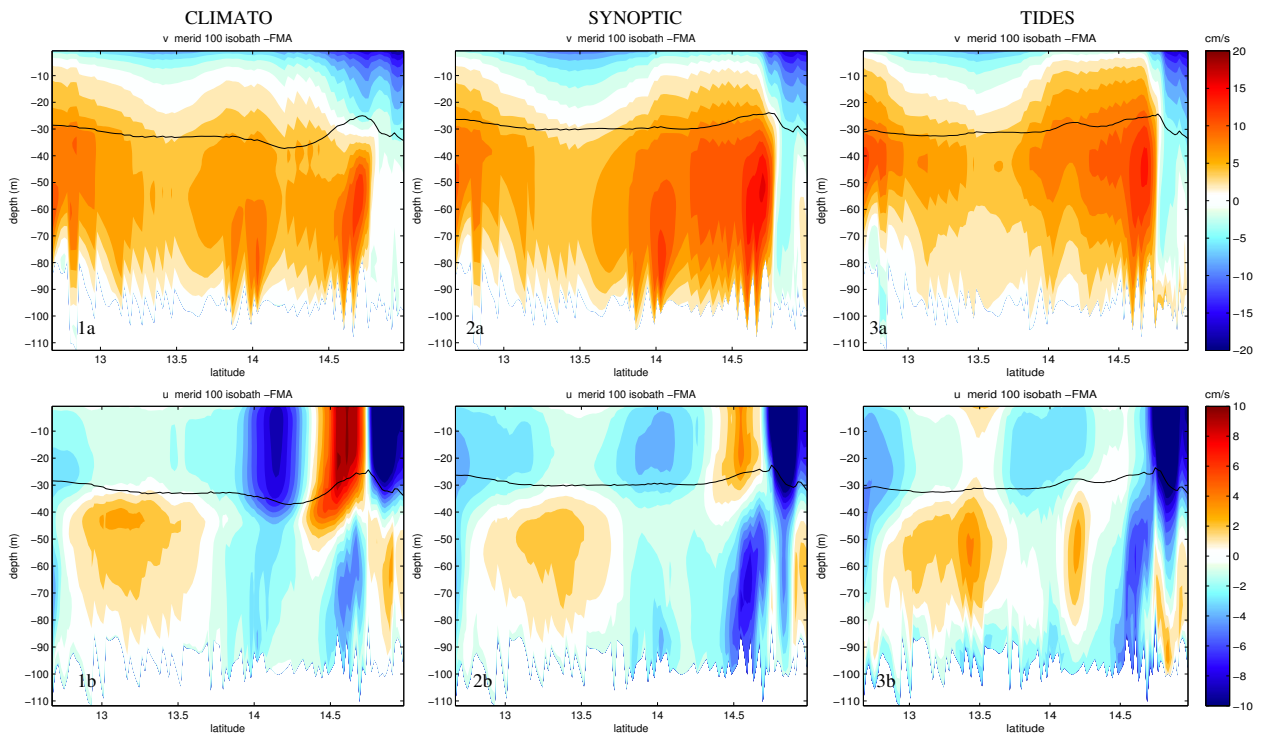


FIG. 4.18: Structures verticales des courants moyens méridien (a) et zonal (b) le long de l'isobathe 100 m sur la période février-avril pour les simulations climatologique (1), synoptique (2) et synoptique avec la marée (3). Les lignes noires représentent la limite de la couche mélangée.

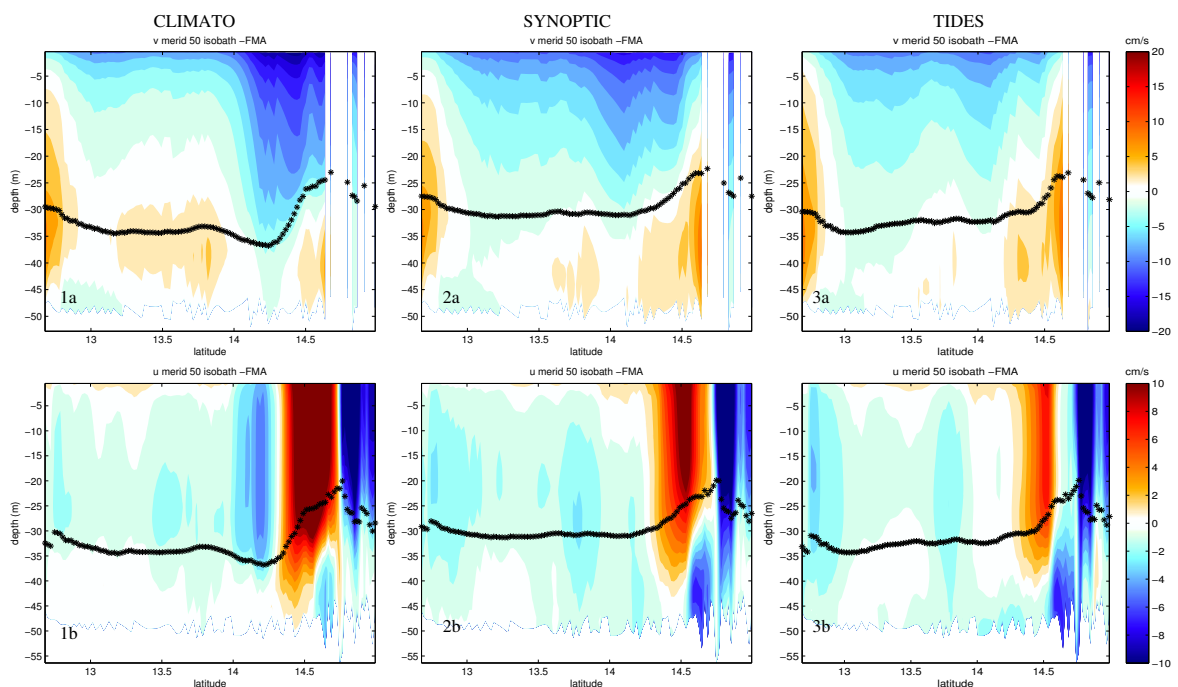


FIG. 4.19: Structures verticales des courants moyens méridien (a) et zonal (b) le long de l'isobathe 50 m sur la période février-avril pour les simulations climatologique (1), synoptique (2) et synoptique avec la marée (3). Les lignes noires représentent la limite de la couche mélangée.

dirigées vers le sud. Comme déjà discuté plus haut, le sous-courant tend à s’approfondir vers le nord avec un coeur situé autour de ~ 55 m au sud et 60-70 m au nord de la section. Au contraire, sur l’isobathe 50 m les vitesses vers le sud sont dominantes, sur une moitié de la colonne d’eau ou plus.

Ceci étant dit, les vitesses méridiennes alongshore varient fortement en fonction de la latitude. En particulier, on note les fortes vitesses vers le sud dans le nord du domaine, au nord de 14°N sur l’isobathe 50 m, au nord de $14^\circ30'\text{N}$ sur l’isobathe 100 m. Des courants vers le pôle sont plus nettement présents au sud du domaine en particulier à 50 m. Ces différences nord-sud sont cohérentes avec la tendance générale du vent à diminuer vers le sud (cf figure 3.8). Elles illustrent surtout l’effet de la circulation géostrophique très influencée par la présence du cap, comme on peut le voir encore plus nettement sur les courants zonaux (cross-shore).

Dans le cas d’un upwelling 2D simplifié la circulation cross-shore est composée de courants d’Ekman dans la couche mélangée en surface et de courants vers la côte en subsurface et près du fond pour compenser la dérive d’Ekman. Cette cellule cross-shore du modèle 2D (figures 2.4 et 2.14) n’est pas visible sauf localement autour de $13-13^\circ30'\text{N}$ sur l’isobathe 100 m. Sur l’isobathe 50 m on a essentiellement une circulation barotrope dominée par trois veines de courants dont deux au sud du Cap Vert, l’une entrante autour de 14.5°N et l’autre sortante située plus au sud autour de 14.1°N . Ces deux veines correspondent aux courants entrants et sortants associés à la présence du tourbillon anticyclonique CVA juste au sud du Cap Vert (figure 4.14, panel 1). La veine vers le large située au nord du Cap Vert est cohérente avec la présence d’un filament d’upwelling qui amène de l’eau résurgente vers le large (figures 4.15 et 4.12). Sur l’isobathe 100 m, les vitesses cross-shore ressemblent fortement à celles de l’isobathe 50 m au dessus de ~ 50 mètres de profondeur c’est à dire qu’elles sont influencées par le CVA et le filament au nord du Cap Vert. Des gradients verticaux importants de vitesse cross-shore se situent autour de 40-50 m avec des vitesses nettement plus faibles voire de signe opposé.

Dans cette simulation climatologique la dynamique méso-échelle est assez bien reproduite avec la présence des filaments, méandres, tourbillons etc (figure 4.12a, b et c). Le filament à 14°N est quasi-permanent de même que le tourbillon CVA dont la signature est visible sur la climatologie de SSH. La simulation climatologique de référence ou SCR permet de simuler l’état moyen mais ne représente pas la synopticit . Cependant le véritable moteur de l’upwelling côtier (le vent) a un cycle annuel qui oscille autour de la moyenne définissant des périodes de vent fort ou d’événement (ce qui induit un upwelling fort) et les périodes de vent faible ou relaxation (upwelling faible, voire même la disparition de la plume d’upwelling dans certains cas, Ndoye *et al.* (2014)). La dynamique du SSUC simul e par le modèle en utilisant un vent synoptique sera trait e dans la section suivante.

4.7.2 Effet des fluctuations synoptiques du vent

Dans cette section on analyse les résultats de la simulation utilisant un forçage synoptique pour le vent "SI" (voir section 4.5 pour la création du produit de vent). On va s'intéresser notamment à la sensibilité du modèle par rapport aux fluctuations synoptiques du vent. Elles permettent de définir des périodes d'événement et de relaxation plus proches de la réalité. D'après Marchesiello *et al.* (2003) la variabilité méso-échelle dans les systèmes d'upwelling est principalement produite par l'instabilité barocline du jet d'upwelling côtier. Les cartes de biais mensuels de SST pour la simulation climatologique (figure 4.11) et la simulation synoptique (figure 4.20) sont relativement similaires. On retrouve sur la figure 4.20 la même tendance à une langue d'upwelling trop chaude de janvier à mai ainsi qu'une bande côtière insuffisamment chaude. Néanmoins on peut noter une réduction sensible du biais chaud entre décembre et février ainsi qu'en avril. L'augmentation de la profondeur de la couche mélangée autour de l'isobathe 20 m lorsque les fluctuations synoptiques des vents sont prises en compte est cohérente avec ce refroidissement de la zone froide.

On notera l'existence d'états du modèle dans lesquels la langue froide d'eau résurgente

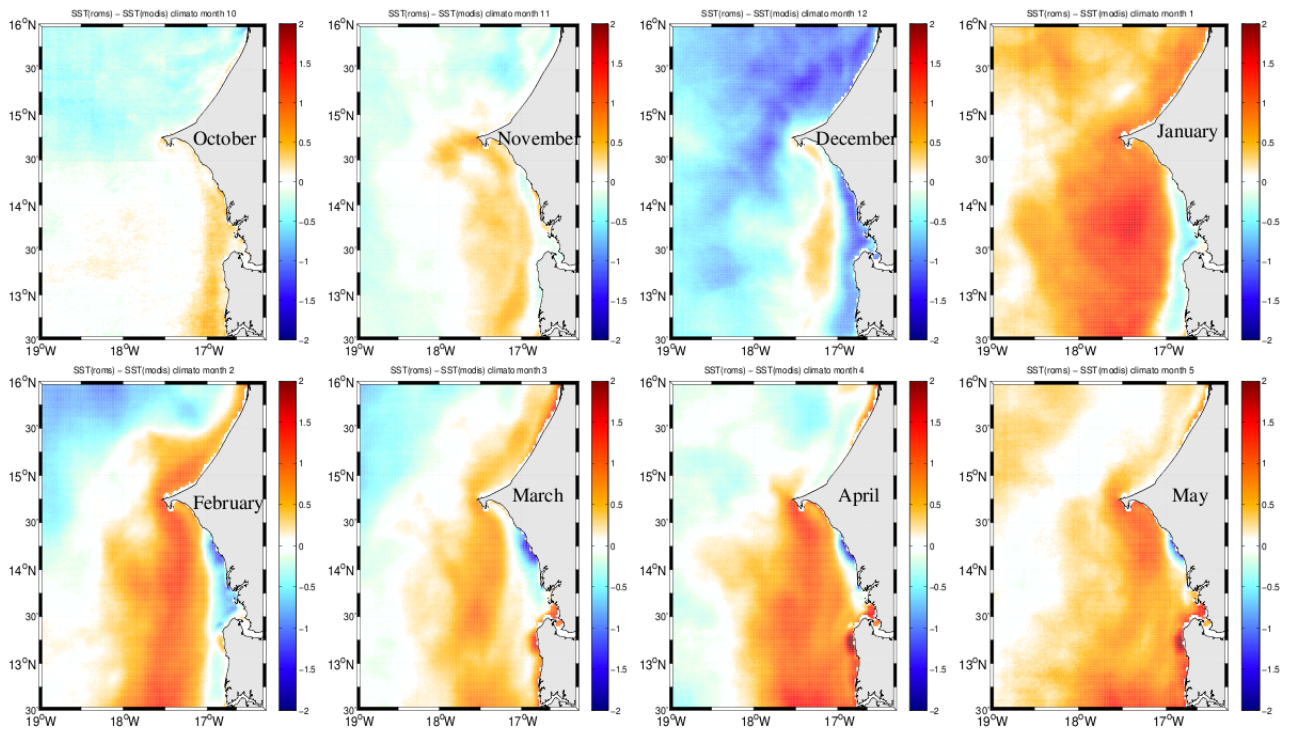


FIG. 4.20: Ecart entre la climatologie de 10 ans de SST (simulation synoptique) et celle provenant de MODIS

s'étend beaucoup plus au sud que dans la simulation climatologique (en comptant les figures 4.21 et 4.12) et ressemble ainsi nettement plus aux états observés, par exemple par

MODIS (figure 4.12 et chapitre 3).

Comme pour la SST, le cycle saisonnier de la SSH n'est pas fondamentalement modifié

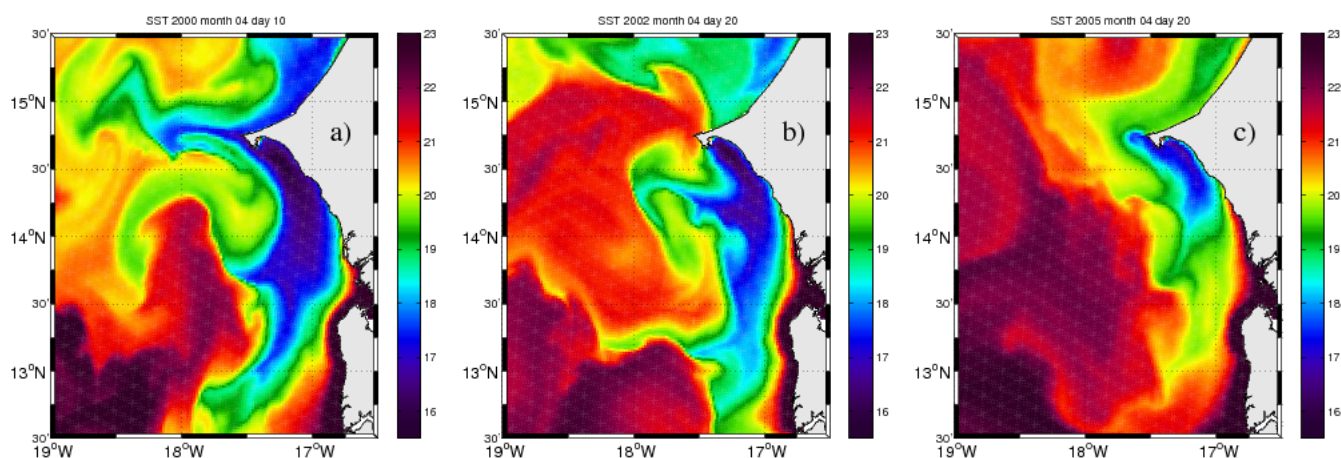


FIG. 4.21: Quelques figures de SST simulée par le modèle (simulation synoptique) montrant les structures méso-échelles (filaments, tourbillons, méandres etc.)

entre la simulation forcée par des vents climatologiques ou synoptiques lorsqu'on compare les cycles représentés l'un sous l'autre sur la figure 4.13, voir aussi la figure 4.14. Quelques différences sont néanmoins visibles en ce qui concerne des structures de méso-échelle. Dans la simulation avec le vent synoptique, un tourbillon cyclonique quasi-permanent s'amplifie et se propage vers l'ouest de février à avril en face de la presqu'île du Cap Vert (figure 4.13. e-h). Ce cyclone bien visible également sur la climatologie février-avril (cœur de la saison d'upwelling) n'est pas présent dans la simulation climatologique et encore moins dans les observations (figure 4.14.4). Vue la position de cette structure cyclonique par rapport à la presqu'île du cap, et connaissant le problème des mesures satellite dans la zone côtière, il devient aisé de comprendre pourquoi cette structure anticyclonique n'est pas visible sur la carte de SSH des observations satellites. Des données *in situ* de bouées dérivantes et de flotteurs lagrangiens permettraient d'évaluer finement les structures méso-échelles présentes dans la zone côtière et de préciser quelle simulation est la plus réaliste.

D'autres différences plus subtiles mais importantes pour notre travail concernent la zone située immédiatement au voisinage du Cap Vert. La structure anticyclonique de type CVA présente en moyenne dans la simulation avec vent climatologique est en effet modifiée. Un méandre anticyclonique est toujours présent dans la simulation synoptique mais on ne trouve plus de contours fermés en mars et avril (figure 4.13.). Cette différence est également visible sur la moyenne pour le cœur de la saison d'upwelling (figure 4.14).

Intuitivement, nous comprenons cela de la manière suivante : les fluctuations du vent sont responsables de fluctuations des courants alongshore sur la pente continentale et ces fluc-

tuations sont néfastes à la mise en place du CVA qui a plus de mal à se fixer au voisinage du Cap Vert lorsque les variations du courant dans cette zone sont importantes.

Inversement les fluctuations synoptiques du vent sont propices à la mise en place d'un anticyclone au nord du Cap Vert. Cet anticyclone agit sur les vitesses présentes dans la zone du filament d'upwelling situé au nord du Cap Vert, avec un renforcement des vitesses vers le large (alors qu'au contraire dans la simulation avec vents climatologiques, une partie de l'écoulement au nord du Cap Vert semble capable de tourner autour de la presqu'île et de pénétrer en baie de Hann). Les vents synoptiques ont donc tendance à renforcer la séparation entre les eaux d'upwelling du nord et celles du sud.

On s'intéresse maintenant à la sensibilité de la circulation parallèle à la côte aux fluc-

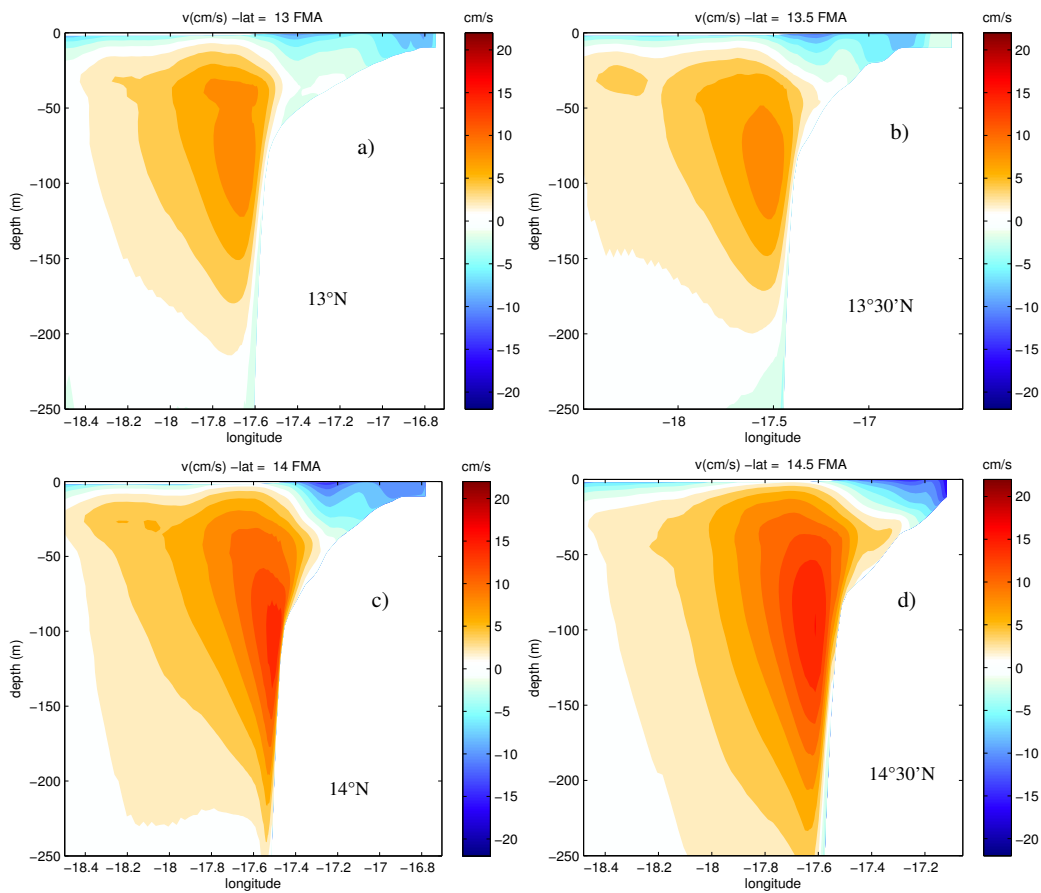


FIG. 4.22: Structure verticale du courant moyen méridien (février-avril) simulé par le modèle à 13 °N, 13 °30' N , 14 °N et 14 °30' N dans la simulation synoptique

tuations synoptiques du vent. D'une manière générale, la position du sous-courant ne varie pas beaucoup dans les deux simulations. Au sud du SSUC, plus précisément sur les latitudes 13 °30'N et 13°N, le sous-courant est plus intense dans la simulation climatologique. Par contre dans la partie nord du SSUC sur les latitudes 14 °30' N et 14 °N, le sous-courant est plus intense dans la simulation synoptique. Le coeur du sous-courant se

trouve presque à la même position autour de 100 m dans les deux simulations. Ce résultat est en accord avec les études Roy (1991) qui a montré qu'au Sénégal, la profondeur du sous-courant varie d'une région à l'autre et on le rencontre vers 100 m. On notera qu'au contraire de ce qui se passe pour le sous-courant l'intensité du jet d'upwelling a diminué sur la section 14°30'N dans la simulation synoptique. A cette latitude la pente est étroite et le sous-courant très intense remonte la pente et diminue l'intensité du jet d'upwelling. Cet effet n'est perceptible qu'à cette latitude où la plus grande partie de l'upwelling a lieu. Sur la section 14°N le jet est intense à une certaine distance de la côte (dans la plume d'upwelling) et à la côte, la position du coeur du sous-courant est la même dans les deux simulations.

Les figures 4.18.2a et 4.19.2a montrent respectivement la structure du courant méridien moyen au coeur de la saison (FMA) sur le rebord et à l'intérieur du plateau. Sur le rebord du plateau (l'isobathe 100 m) la figure 4.18.2a confirme la comparaison déjà réalisée avec les sections zonales de la figure 4.22. Le sous-courant est nettement intensifié au nord de 14°N dans la simulation avec forçage synoptique. Cette intensification peut être vue comme une conséquence de la mise en place de la structure mésoéchelle cyclonique au large du Cap Vert qui accélère l'écoulement vers le nord sur son bord est.

La circulation perpendiculaire à la côte est étudiée en traçant les sections du courant zonal le long des isobathes 100 m et 50 m (figures 4.18.2b et 4.19.2b). On retrouve sur ces figures, les mêmes motifs de circulation que pour la simulation avec le vent climatologique. Néanmoins les intensités des veines de courants situées au sud du Cap Vert sont fortement réduites. Ceci est la conséquence en courants de l'effet de la haute fréquence de vent sur le CVA. En revanche, la veine de courant emmenant l'eau d'upwelling vers le large au nord du Cap Vert n'est pas affaiblie. De même sur le plateau le long de l'isobathe 50 m, le courant intense dirigé vers le large autour de 14°N dans la simulation climatologique a quasiment disparu sous l'effet de la synopticité du vent. Le courant onshore à l'entrée de la baie de Hann a fortement diminué dans cette simulation synoptique le long de l'isobathe 50 m.

En conclusion de cette partie, on note que la haute fréquence du vent influence fortement les motifs mésoéchelle de la circulation. Cette influence se fait surtout dans la région du Cap Vert dans laquelle les structures mésoéchelle permanentes sont particulièrement intenses (elles sont induites par le fait que la circulation doit répondre à l'irrégularité de la bathymétrie et de la ligne de côte) et sensibles au vent. Nous ne disposons actuellement pas des observations permettant d'évaluer le modèle à ces échelles et de déterminer le degré de réalisme des simulations avec des vents climatologiques et synoptiques. Dans les deux simulations on retrouve cependant la même tendance concernant les échanges côte-large. La zone juste au sud du Cap Vert joue dans les deux cas un rôle important

car c'est la principale source d'entrée des eaux sur le plateau. Ces entrées d'eau seront davantage documentées dans la section 4.8.

4.7.3 Sensibilité à la marée

Nous avons constaté que certains biais de SST subsistent dans la simulation synoptique discutée précédemment, ces erreurs peuvent provenir du mélange turbulent dû à la marée qui joue un rôle important dans la zone du SSUC (Capet *et al.*, 2015). Les marées océaniques constituent une composante importante de la dynamique océanique particulièrement en zone peu profonde (zone littorale) (Herbert, 2012).

Pour améliorer nos solutions et tenir compte des composantes fondamentales de la dynamique océanique, nous avons rajouté la marée à la simulation synoptique précédente. L'amplitude de la marée est le résultat de la somme de plusieurs ondes sinusoïdales de différentes fréquences. Seules les composantes semi-diurnes M2 et S2 qui engendrent deux pleines mers et deux basses mers respectivement par jour lunaire (24h50min) et par jour solaire (24h) ont été utilisées. La marée est forcée aux frontières latérales de la grille mère et elle se propage sur la grille haute résolution via Agrif.

Dans cette section, nous allons nous intéresser non pas à l'étude de la marée en tant que telle mais à son impact par rapport à la solution synoptique et surtout son influence sur la circulation locale. La problématique de l'étude des différentes phases de la marée n'est pas centrale à mon sujet de thèse. Nous allons dans un premier temps voir si elle va modifier la dynamique superficielle notamment la structure du courant total de surface qui en fait n'est plus une combinaison du courant d'Ekman et du courant géostrophique seulement mais également du courant de marée. Ces courants de marée ont un impact sur la circulation au niveau du plateau continental et sur le mélange dans les zones de relief accidenté (Herbert, 2012).

Au premier ordre la dynamique de marée induit une circulation barotrope périodique de moyenne temporelle nulle. En revanche, lorsque cette dynamique coexiste avec des gradients thermohalins, et des forçages atmosphériques, des effets résiduels moyens peuvent exister. Il existe plusieurs mécanismes par lesquels des effets résiduels peuvent se développer.

Certains d'entre eux notamment sont dus au fait que :

- les courants de marée affectent les cisaillements de courant près du fond ce qui modifie l'intensité du mélange en situation stratifiée. En général on assiste à une augmentation du mélange, et des profondeurs de couche mélangée par petit fond.
- en présence d'irrégularités de la bathymétrie, la circulation de marée eulérienne (en point fixe) peut être très variable spatialement sur des petites distances. Les traceurs océaniques et notamment la température et la salinité qui sont quasi-conservés de

- manière lagrangienne peuvent subir une circulation résiduelle lagrangienne moyenne.
- des courants résiduels eulériens de quelques centimètres par seconde sont également possibles en particulier sur le haut de la pente continentale (Mazé *et al.*, 1998).

On remarque sur la figure 4.23 une légère amélioration de la solution avec la diminution du biais en SST entre octobre et janvier. Malgré l'ajout de la marée qui rend la solution

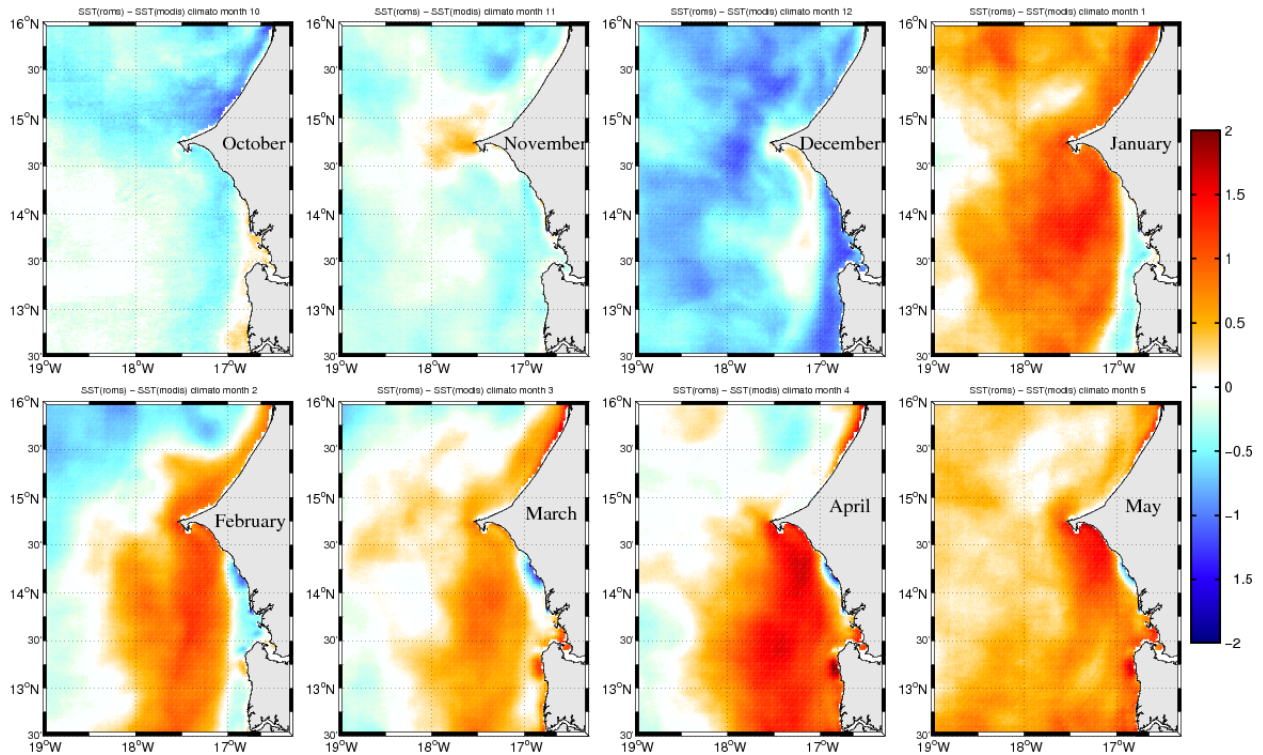


FIG. 4.23: Ecart entre la climatologie de 10 ans de SST (simulation synoptique avec la marée) et celle provenant de MODIS

plus réaliste, certains biais demeurent. La marée semble ne pas avoir beaucoup d'impact sur la structure de la SST. On note toutefois qu'un début de période d'upwelling, le léger biais chaud de nos simulations devient un léger biais froid (octobre et novembre). En décembre, le biais chaud inférieur à 0.5 °C présent dans la zone froide est presque entièrement éliminé (figures 4.11 versus 4.23). Les couches mélangées sont peu affectées par la présence de la marée (figures 4.18.2a et 4.18.3a).

Les courants moyens sont plus intenses vers 18 °W dans la simulation synoptique sans la marée surtout dans la zone sud du SSUC. Les modifications de courants sont elles aussi assez faibles. On note une réduction des vitesses du sous-courant dans sa partie située juste au dessus de la pente continentale alors que les vitesses dans la partie supérieure sont faiblement modifiées. Ceci donne l'impression que le coeur du sous-courant est sensiblement déplacé vers le large et remonté légèrement en surface, aux latitudes 13°N, 13°30'N

et 14°N . Des modifications mineures sont également visibles plus au large (figure 4.24 versus figure 4.22).

Sur le plateau on ne note pas de changement significatif de circulation alongshore lié à la marée (figures 4.18 et 4.19). Les effets les plus forts sont donc situés sur la pente continentale ce qui est cohérent avec le fait qu'on attend les principaux effets de rectification aux endroits de fort gradient bathymétrique.

Pour la circulation perpendiculaire à la côte, la différence entre les deux simulations

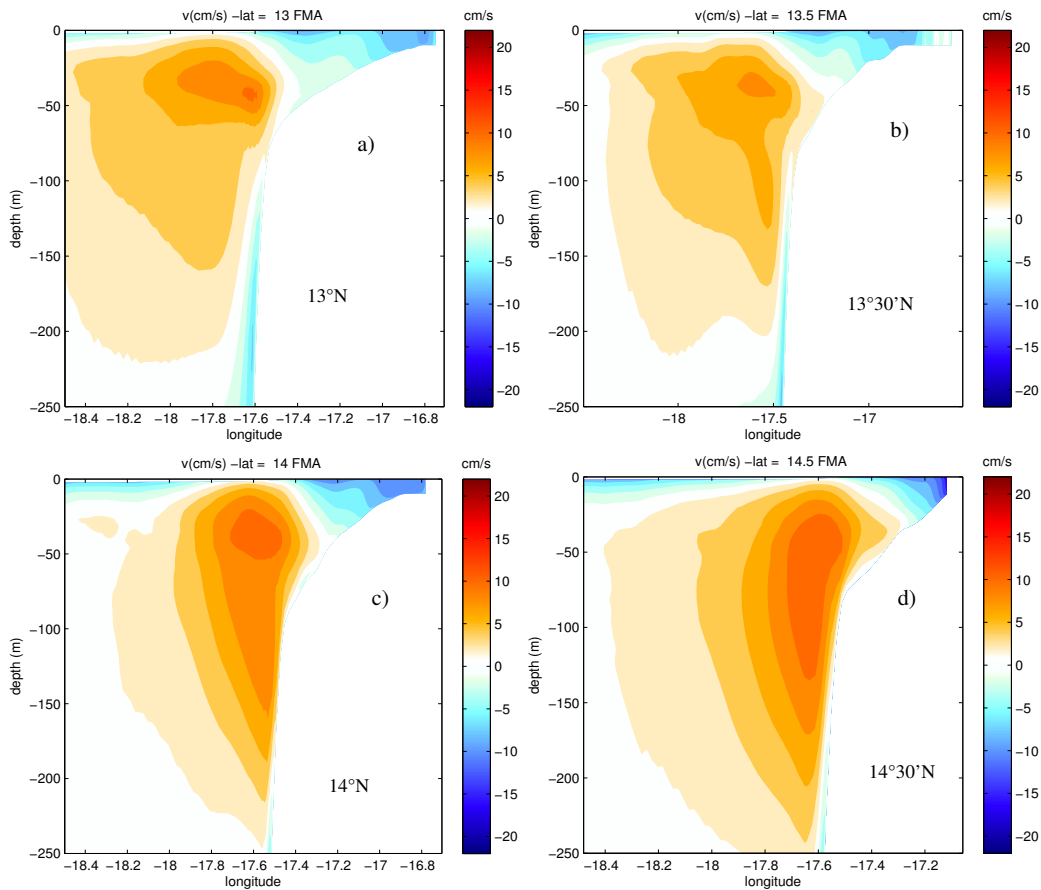


FIG. 4.24: Structure verticale du courant moyen méridien (février-avril) simulé par le modèle à 13 °N, 13 °30' N , 14 °N et 14 °30' N dans la simulation synoptique avec la marée

synoptiques avec ou sans marée est modeste. Sur la rupture de pente plus précisément sur l'isobathe 100 m, la circulation sur les 30 premières mètres a été modifiée surtout au nord du SSUC. Le principal impact de la marée est en effet la forte diminution de la circulation anticyclonique présente au nord du SSUC, déjà fortement atténuée avec le forçage synoptique de vent. Sur l'isobathe 100 m la veine de courant entrante ($u > 0$) située en proche surface disparaît totalement avec la marée et l'intensité de la veine de courant sortante vers 14°N est sensiblement réduite (figures 4.19 1b-3b). Hormis l'apparition d'un faible courant onshore de surface autour de 13°30'N, la circulation across-shore est plus

typique d'un système d'upwelling avec en surface un courant d'Ekman dirigé vers le large et au dessous le courant de compensation dirigé vers la côte.

Sur l'isobathe 50 m, on observe aussi une forte diminution de l'intensité du courant on-shore situé en surface et autour de la latitude $14^{\circ}30'N$ (figures 4.19. 2b versus 4.19 3b). Ces changements ne signifient pas que le tourbillon anticyclonique CVA n'est plus présent dans la simulation avec marée mais que sa présence ne se voit pas sur les champs de circulation moyenne.

La suite de notre travail porte sur les chemins de résurgence et d'advection des eaux upwellées. Comme nous le montrons par la suite, les résultats obtenus sont peu sensibles aux choix des forçages et des circulations associées. Le besoin d'évaluer le réalisme respectif des circulations obtenues avec des forçages climatologiques et synoptiques avec ou sans marée n'est donc pas critique. Il serait néanmoins intéressant de pouvoir montrer que l'augmentation du réalisme des forçages permet d'améliorer le réalisme de la circulation produite par le modèle (ce qui est globalement le cas pour la SST même si une part importante des biais en SST est peu affectée par les changements de forçages).

4.8 Les chemins de résurgence et d'advection de l'eau upwellée

La présence de la presqu'île du cap Vert et l'existence du gradient nord-sud de l'élevation de la surface libre sont à l'origine du type de circulation décrit ci-dessus. L'ensemble des simulations montre une accélération du courant géostrophique au niveau de la baie de Hann où les températures les plus froides ont été trouvées dans les observations satellite et même dans l'ensemble des simulations numériques. Cette zone semble être une zone de remontée. Dans cette section, nous confirmons ce point et précisons les chemins suivis par l'eau d'upwelling.

4.8.1 Analyse de la remontée d'upwelling sur le plateau : approche eulérienne

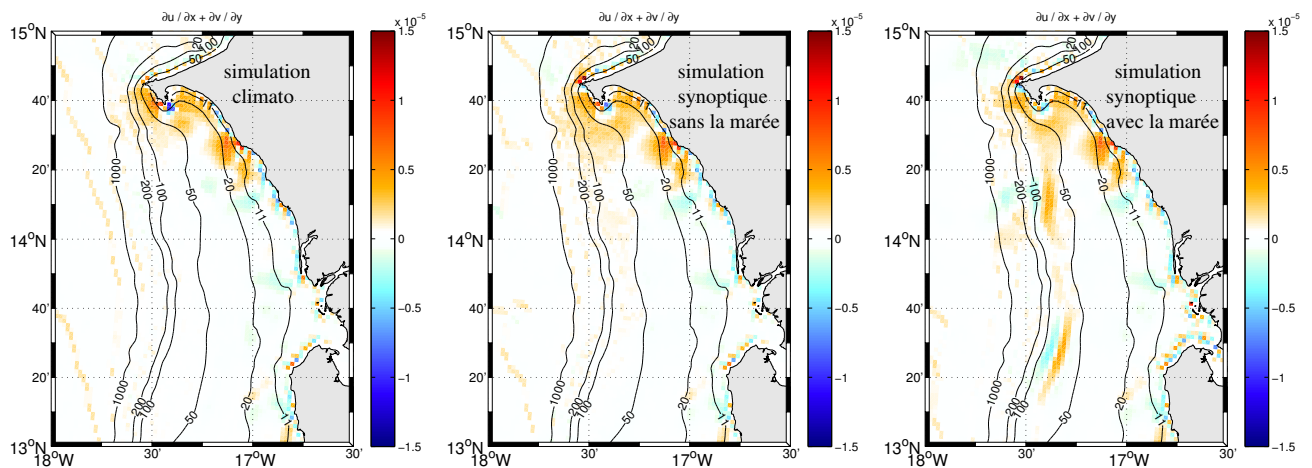


FIG. 4.25: Climatologie moyenne de la divergence horizontale des courants horizontaux moyens sur la couche mélangée pendant la période février-avril pour les simulations climatologique à gauche, synoptique sans la marée au milieu et synoptique avec la marée à droite.

On s'intéresse ici notamment à la divergence des courants horizontaux et aux vitesses de subsurface qui contribuent à compenser cette divergence. La divergence horizontale des courants moyens sur la couche mélangée est confinée dans la partie nord du SSUC au niveau du plateau dans toutes les simulations (figure 4.25). De plus au sud du SSUC, on retrouve sur cette figure 4.25, une divergence assez faible sur la bordure du plateau. L'amplitude de la divergence varie d'une simulation à l'autre et est plus forte dans la simulation climatologique mais ces différences ne semblent pas significatives. Les fortes valeurs de divergence au nord de 14 °N indiquent que l'upwelling se produit principalement dans la partie nord du SSUC. On note que ce résultat dépend faiblement des forçages utilisés. Ceci est d'ailleurs également vrai pour les faibles niveaux de divergence présents sur le bord externe du plateau qui sont également peu sensibles au choix des forçages.

Une vision complémentaire est offerte par la circulation de fond ; la figure 4.26 présente la vitesse verticale de fond, donnée par l'équation 4.18 ci dessous et les courants de fond associés.

$$w_{fond} = -\vec{u}_b \cdot \vec{\nabla} h \quad (4.18)$$

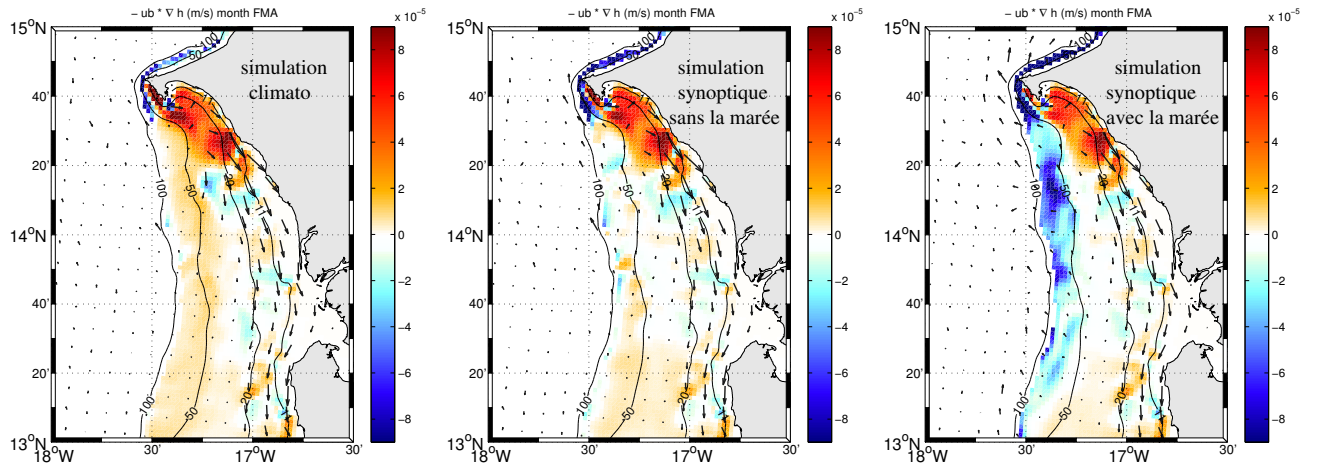


FIG. 4.26: Climatologie moyenne de la vitesse verticale de fond (en couleur) et les courants de fond (en vecteur) sur la période février-avril pour les simulations : climatologique à gauche, synoptique sans la marée au milieu et synoptique avec la marée à droite.

Les plus fortes valeurs de vitesse verticale de fond sont confinées dans la zone nord du SSUC dans toutes les simulations (figure 4.26). D'autres valeurs plus faibles de vitesse verticale positive sont aussi retrouvées en bordure du plateau dans les simulations climatologique et synoptique sans la marée. Par contre dans la simulation avec la marée, on observe le long de la bordure de la pente du plateau un downwelling (vitesses verticales négatives) dû à l'amplification du courant de marée.

Ces résultats sur la divergence horizontale et les vitesses verticales de fond montrent que la zone principale d'upwelling dans nos simulations se situe dans la partie nord du SSUC. La vitesse verticale barotrope (non montrée ici) qui représente l'intégrale de vitesse verticale rapportée à la hauteur de l'eau est très importante au nord du SSUC. Les fortes valeurs de cette vitesse verticale barotrope sont aussi confinées juste au sud de la presqu'île du vert. Elles confirment aussi que la zone située au nord du SSUC est la zone principale d'upwelling. Après localisation de la zone principale de remontée, on aimerait préciser les chemins empruntés par l'eau qui "upwelle" et le devenir de cette eau ? Des expériences de suivi de particules lagrangiennes permettront de répondre à ces questions et seront l'objet de la section suivante.

4.8.2 Analyse lagrangienne des chemins de résurgence et d'origine des eaux chaudes côtières

Pour étudier l'origine des eaux d'upwelling et des eaux chaudes côtières, nous avons utilisé le module lagrangien de suivi de particules de ROMS. Ce module appelé Roff (Roms OFFline Floats, **Roff**, initialement développé par J. Klinck, modifié et adapté par X. Capet pour qu'il soit compatible avec Roms-Agrif est disponible sur ce site http://people.atmos.ucla.edu/capet/Myresearch/my_research_floats.html) permet de simuler les trajectoires des particules d'eau à partir des champs de vitesse simulés par le modèle ROMS. Notre stratégie va consister à advecter des particules à rebours dans le temps avec des sorties journalières des trois simulations décrites précédemment (voir ci-dessous). J'ai choisi deux zones de lâcher définissant ainsi deux types d'expériences. Dans ces expériences, on récupère à chaque pas de temps, les champs de température, de salinité et de la couche de mélange.

4.8.2.1 Expérience de lâcher sur la langue d'eau froide

Cette expérience a consisté à lâcher des particules le long de la position du minimum de SST décrit dans le chapitre 3 car c'est l'endroit où l'on retrouve les eaux les plus fraîchement résurgentes. Les particules sont positionnées à 1 m sous la couche de mélange pour une simulation de deux mois. Ceci permet de rendre compte du chemin suivi par de l'eau qui est en position d'être incorporée dans la couche mélangée au coeur de la langue froide. Les particules ne sont pas lâchées dans la couche mélangée où le fort mélange vertical complique l'étude des chemins Lagrangiens qui ne dépendent plus seulement des processus d'advection résolus par le modèle (Rivas et M.Samelson, 2011). On étudiera la sensibilité de leur trajectoire par rapport aux différentes simulations. Nous avons effectué des lâchers tous les 5 jours entre le 1 mars et le 30 avril. Ces dates encadrent la période pendant laquelle l'upwelling est maximal. Pour la simulation climatologique nous avons choisi une année au hasard. Dans cette expérience 299 particules ont été lâchées avec une fréquence d'acquisition des positions des particules d'environ toutes les heures. Pour les simulations synoptiques, nous avons choisi l'année 2004 pour nos expériences de lâcher. L'IUC calculé à partir du vent (équation 3.3) montre en effet que 2004 est l'année où le vent est le plus proche de la moyenne (climatologie faite sur la période QuikSCAT (2000-2009)).

Les figure 4.27.1 et 4.27.2 montrent respectivement les trajectoires des particules lâchées le 15 mars de l'année 15 dans la simulation climatologique et le 15 mars de l'année 2004 dans la simulation avec forçages synoptiques et marée. Les points noirs sur cette figure représentent les positions initiales des particules lâchées à 1 m sous la couche de mélange. Le code couleur des trajectoires indique la profondeur des particules. Gén-

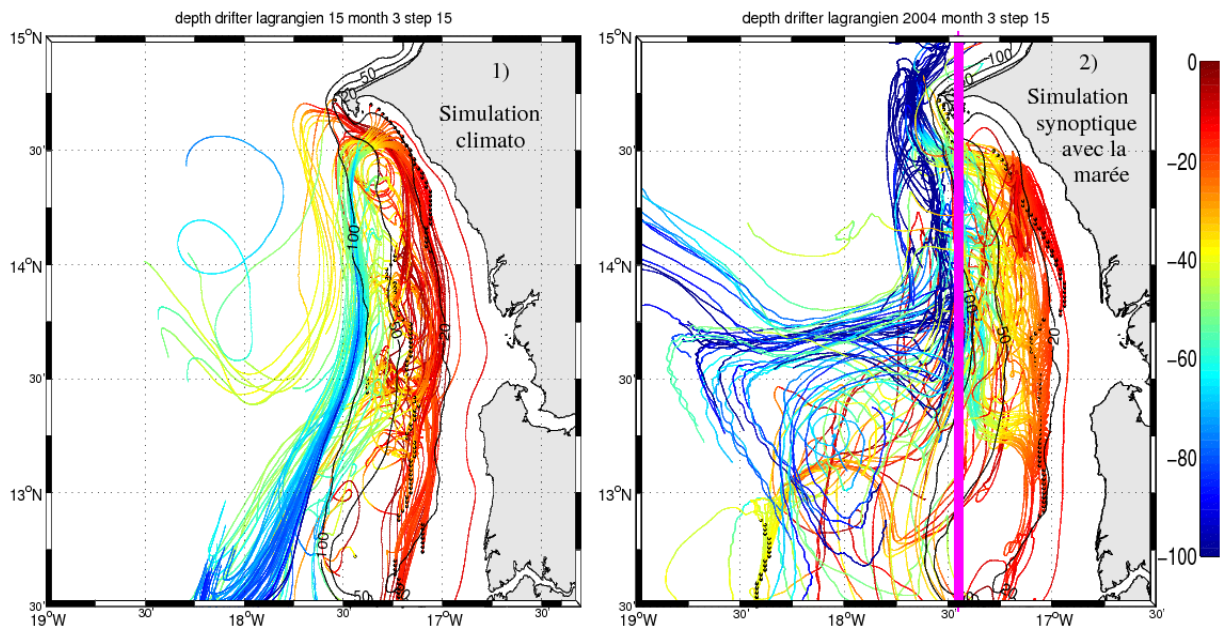


FIG. 4.27: Position des particules lâchées sur la position du minimum de SST (croix noire), la profondeur des particules est indiquée en couleur pour les simulations climatologique à gauche (1) et synoptique avec la marée à droite (2); La ligne magenta sur 2) passe autour de l'isobathe 100 m et représente la limite du plateau

ralement les particules proviennent des eaux profondes situées à l'extérieur du plateau continental. Dans les deux cas, les particules sont advectées vers le sud sur le plateau central (où elles sont situées lors de leur lâcher sous la ligne de minimum de SST) et plutôt vers le nord le long du talus continental d'où elles viennent. Le passage du talus au plateau central c'est-à-dire la remontée sur le plateau se fait par différents passages aussi bien pour la simulation climatologique que pour la simulation synoptique avec marée. Ces passages sont situés entre environ $13^{\circ}15'N$ et la presqu'île du Cap Vert avec un plus grand étalement des trajectoires au moment de la traversée du plateau et aussi dans l'océan profond. Pour préciser ces impressions visuelles, nous avons réalisé des statistiques sur l'ensemble des particules. D'abord nous avons cherché à déterminer la position des particules lorsqu'elles entrent sur le plateau. L'entrée sur le plateau est définie comme la première traversée de l'isobathe 100 m approximée par la ligne de longitude $17^{\circ}27'N$ (voir la ligne magenta sur la figure 4.27. 2) pour simplifier le diagnostic.

Pour cette analyse, nous avons identifié la latitude et la profondeur à laquelle une particule traverse pour la première fois (dans l'intégration à rebours) la barrière, puis le temps au moment de la traversée car il est intéressant de savoir combien de temps la particule a résidé sur le plateau. Les positions initiales (au moment du lâcher) et les positions au niveau de la rentrée combinées avec le temps parcouru permettent aussi de connaître leur vitesse de déplacement. La figure 4.28 représente la probabilité des par-

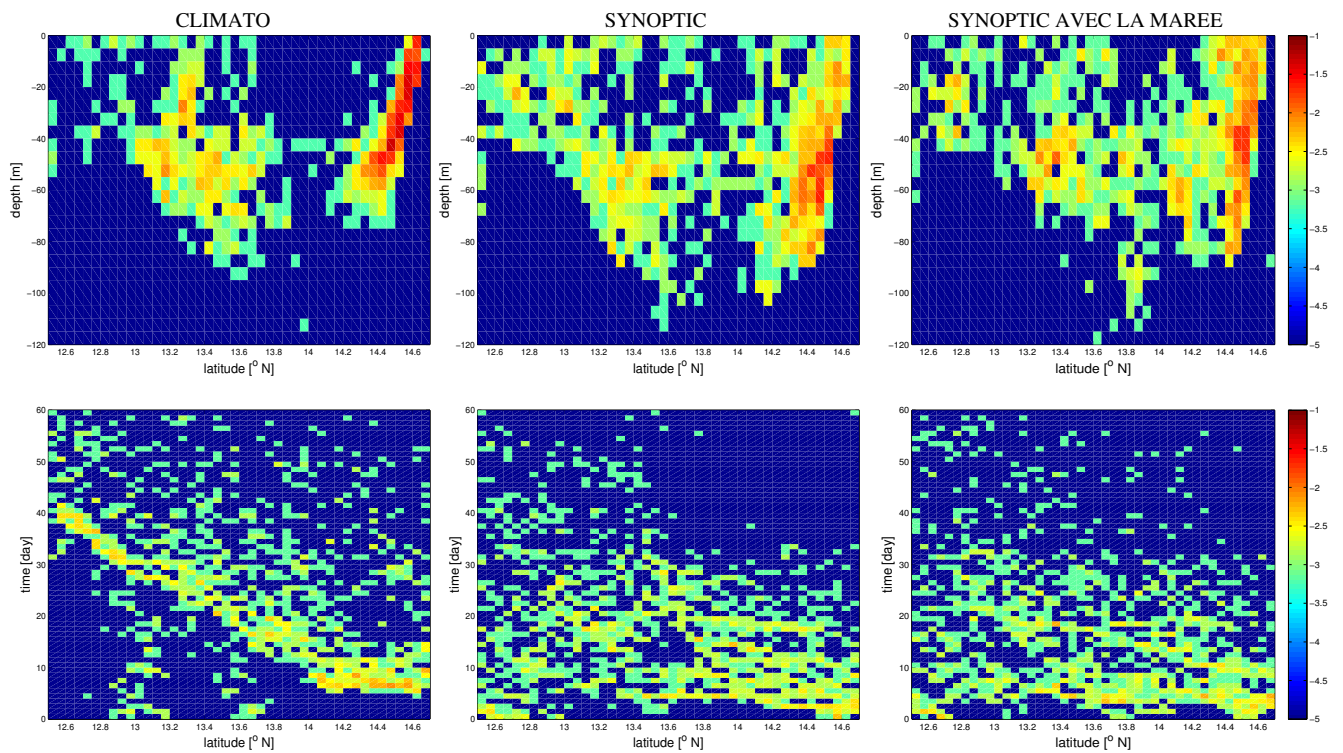


FIG. 4.28: Densité de probabilité des particules lâchées sur la position du minimum de SST en haut) dans l'espace profondeur en fonction de la latitude lors de la traversée du talus. La ligne magenta de la figure 4.27.2 définit la limite du plateau pour nos expérience, et en bas) dans l'espace temps entre le lâcher et la traversée du talus en fonction de la latitude de la position de lâcher pour les simulations climatologique à gauche, synoptique sans la marée au milieu et synoptique avec la marée à droite

ticules en \log_{10} (pour faire apparaître les faibles valeurs de probabilité) dans l'espace profondeur en fonction de la latitude lors de la traversée du talus (rangée du haut, intervalle de profondeur de 5 m, intervalle de latitude de 0.05°) ou dans l'espace temps entre le lâcher et la traversée du talus en fonction de la latitude de la position de lâcher (rangée du bas, intervalle de temps de 1 jour, intervalle de latitude de 0.05°). Dans toutes les simulations la plus grande partie des entrées d'eau sur le plateau se fait à proximité du Cap Vert autour de $14^\circ 30'N$ avec une zone d'entrée secondaire entre $13^\circ N$ et $13^\circ 30'N$ en accord avec la section de vitesses cross-shore sur l'isobathe 100 m (figure 4.18 1b-3b). Ceci est particulièrement vrai pour la simulation climatologique dans laquelle le CVA a une signature forte sur les courants moyens. On note en revanche une dispersion beaucoup plus grande de la latitude d'entrée sur le plateau dans les simulations avec forçage synoptique. Pour la profondeur d'entrée des particules sur le plateau il y a également une plus grande dispersion avec forçage synoptique mais il y a aussi un approfondissement moyen. Dans la simulation climatologique, la plus grande partie des entrées se fait entre 0 et 60 m dans la branche d'entrée au nord avec une distribution assez homogène sur la verticale qui est en bon accord avec le profil vertical des vitesses dans la veine de circulation vers la côte à $14^\circ 30'N$ (figure 4.18 1b). Dans les simulations synoptiques où cette veine de courant est nettement moins marquée, les particules entrent sur le plateau à des profondeurs plus grandes en moyenne, avec un maximum de probabilité marqué autour de 40-60 m et des profondeurs maximales de l'ordre de 80-100 m. Les particules qui rentrent sur le plateau par le sud entre $13^\circ N$ et $13^\circ 30'N$ sont légèrement plus nombreuses dans la simulation avec la marée car le courant de compensation est plus intense (figure 4.18.3b). Ceci dit, le suivi des particules qui rentrent dans la partie sud du SSUC montre que la plupart de ces particules continuent d'être transportées vers le nord par l'extension du sous-courant située sur le bord du plateau avant d'être advectées vers la partie centrale du plateau puis vers le sud.

Cependant la variabilité synoptique du vent joue un rôle important sur le déplacement des particules, car c'est dans les simulations synoptiques avec ou sans la marée qu'elles mettent moins de temps pour leur trajet du bord du plateau à leur position de lâcher. On peut facilement comprendre que les vents synoptiques aient tendance à produire des temps de trajet très courts, lors des périodes d'upwelling intense. Mais les courants moyens sur le plateau dans les différentes simulations sont très comparables (figure 4.19). La diminution systématique des temps de trajet sur le plateau pour des vents synoptiques par rapport à des vents climatologiques ne peut donc s'expliquer que par l'existence de "raccourcis" pour les particules qui passent moins fréquemment par la zone nord (au nord de $14.2^\circ N$) comme indiqué sur la figure 4.30 (comparer les panneaux du haut).

4.8.2.2 Expérience de lâcher sur la bande chaude côtière située entre 12°45'N et 14°N

Cette expérience consiste à lâcher des particules dans la bande chaude côtière comprise entre 12°45'N et 14°N en latitude et entre 16°42'W et 16°54'W à 1 m en surface afin de connaître leur origine et l'endroit où elles rentrent dans le plateau. 585 particules ont été lâchées dans cette bande pour une simulation de 2 mois à rebours dans le temps avec une fréquence d'acquisition des positions des particules d'une heure.

La figure 4.29 représente de nouveau les trajectoires pour des groupes de particules sélectionnés au hasard, dans les 3 simulations. Elle montre un niveau de complexité extrêmement variable selon qu'on rajoute ou non les fluctuations diurnes du vent et la marée. Ceci dit, on constate que toutes les particules lâchées dans cette zone chaude côtière proviennent de la baie de Hann et ceci est vrai dans toutes les simulations. Les chemins des particules entre la baie de Hann et leur position de lâcher dans la zone chaude sont également très simples, ils longent la côte sans irrégularité particulière. L'origine et les chemins des particules avant leur arrivée en baie de Hann sont en revanche très différents selon la simulation.

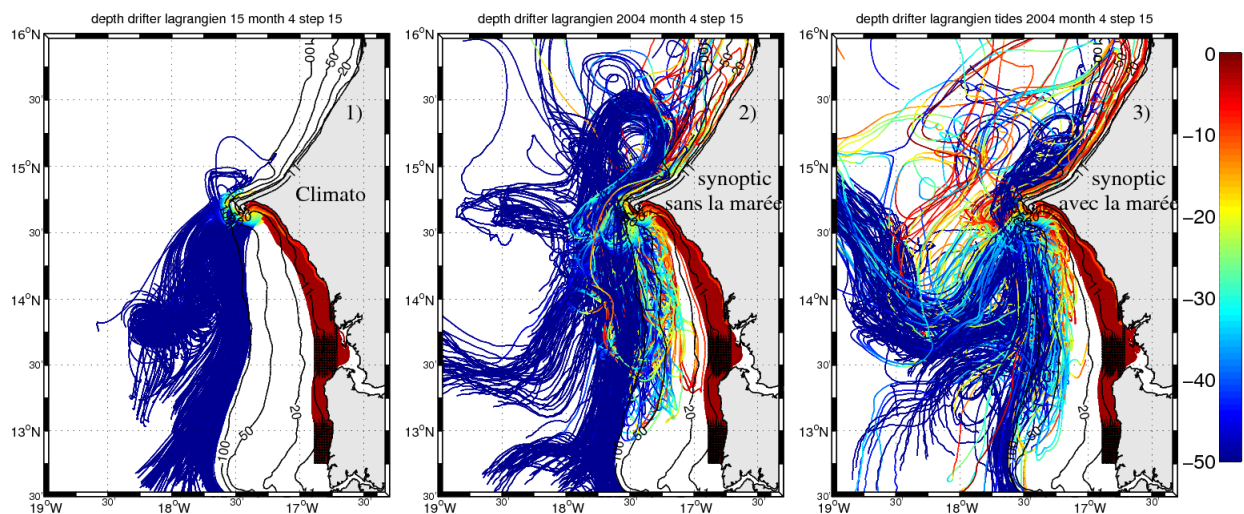


FIG. 4.29: Position des particules lâchées sur la bande côtière entre 12°45'N et 14°N (croix noir), la profondeur des particules est indiquée en couleur pour les simulations climatologique à gauche (1) et synoptique sans la marée au milieu (2) et synoptique avec la marée à droite (3)

Dans la simulation climatologique, toutes les particules viennent du sud de la presqu'île du Cap Vert, à l'extérieur du plateau continental dans les eaux profondes, et sont transportées par le sous-courant jusqu'à la zone de remontée. Après leur rentrée par la zone d'upwelling, elles longent la côte et sont advectées vers le sud dans la zone de lâcher par le jet côtier. L'ajout de la variabilité synoptique du vent complexifie les trajectoires

définies dans la simulation climatologique, certaines particules viennent dans la partie nord du cap, tandis que d'autres qui sont originaires du sud passent par la zone nord avant de redescendre dans la partie sud de la presqu'île du cap vert. Dans ces simulations synoptiques en plus des particules du sud (située en dessous de 13°N) qui longent le talus via le sous-courant pour rentrer par le sud du cap sur le plateau, d'autres proviennent des eaux de l'océan profond au-delà de $18^{\circ}30'\text{W}$ autour de $13^{\circ}30'\text{N}$. C'est encore plus complexe dans la simulation avec la marée où on voit clairement un nombre assez important de particules qui viennent au delà de 19°W entre $14^{\circ}30'\text{N}$ et 15°N (en face du cap). Ces particules descendent vers le sud jusqu'environ $13^{\circ}30'\text{N}$ et 13°N avant de rencontrer le sous-courant qui les transportent jusqu'à la zone d'upwelling. Sur cette figure 4.29, on constate l'existence d'un nombre assez conséquent de particules sur le plateau dans les simulations synoptiques entre les isobathes 20 m et 100 m. Les trajectoires des particules varient d'un lâcher à l'autre surtout dans les simulations synoptiques mais la description que nous venons de faire est typique de ce qu'on peut observer pour des groupes de particules lâchées à d'autres moments.

Pour déterminer avec certitude la zone d'entrée des particules sur le plateau dans les différentes simulations, nous avons calculé sous forme de densité de probabilité, la position en latitude et profondeur pour l'entrée finale (dans le cas de trajectoires à plusieurs entrées - sorties) sur le plateau conduisant la particule à venir dans la zone côtière chaude. L'entrée sur le plateau est de nouveau définie par la traversée de la ligne de longitude $17^{\circ}27'\text{N}$ (ligne magenta sur la figure 4.27. 2).

Le résultat (figures 4.30 rangée du haut, intervalle en profondeur de 5m, intervalle en latitude de 0.05°) confirme la description de la figure 4.29 faite sur des trajectoires particulières. Les figures ressemblent également à celles pour le lâcher sur la zone de minimum de SST (figure. 4.28) mais avec une dispersion moins forte et une prédominance encore plus grande des entrées d'eau près du Cap Vert. De nouveau les forçages synoptiques et la marée augmentent la dispersion de la position d'entrée mais cette dispersion reste faible. Dans la simulation synoptique avec marée $\sim 74\%$ des entrées se font au nord de $14^{\circ}30'\text{N}$. Contrairement aux particules présentes sous le minimum de SST, la profondeur d'entrée des particules finissant dans la bande chaude est peu sensible au forçage utilisé. Une fraction importante des particules entre sur le plateau près de la surface. L'existence d'un petit nombre de particules entrant au sud de la veine d'entrée principale doit être considérée avec précaution. En suivant la trajectoire de ces particules après leur traversée du plateau jusqu'à la zone de lâcher nous avons montré que leur position la plus au nord sur le plateau est systématiquement comprise entre $14^{\circ}30'\text{N}$ et $14^{\circ}45'\text{N}$ (rangée du milieu de la figure 4.30). Ceci veut dire que ces particules restent sur le bord externe du plateau ou domine le sous-courant (figures 4.16, 4.22 et 4.24) et poursuivent leur montée vers le

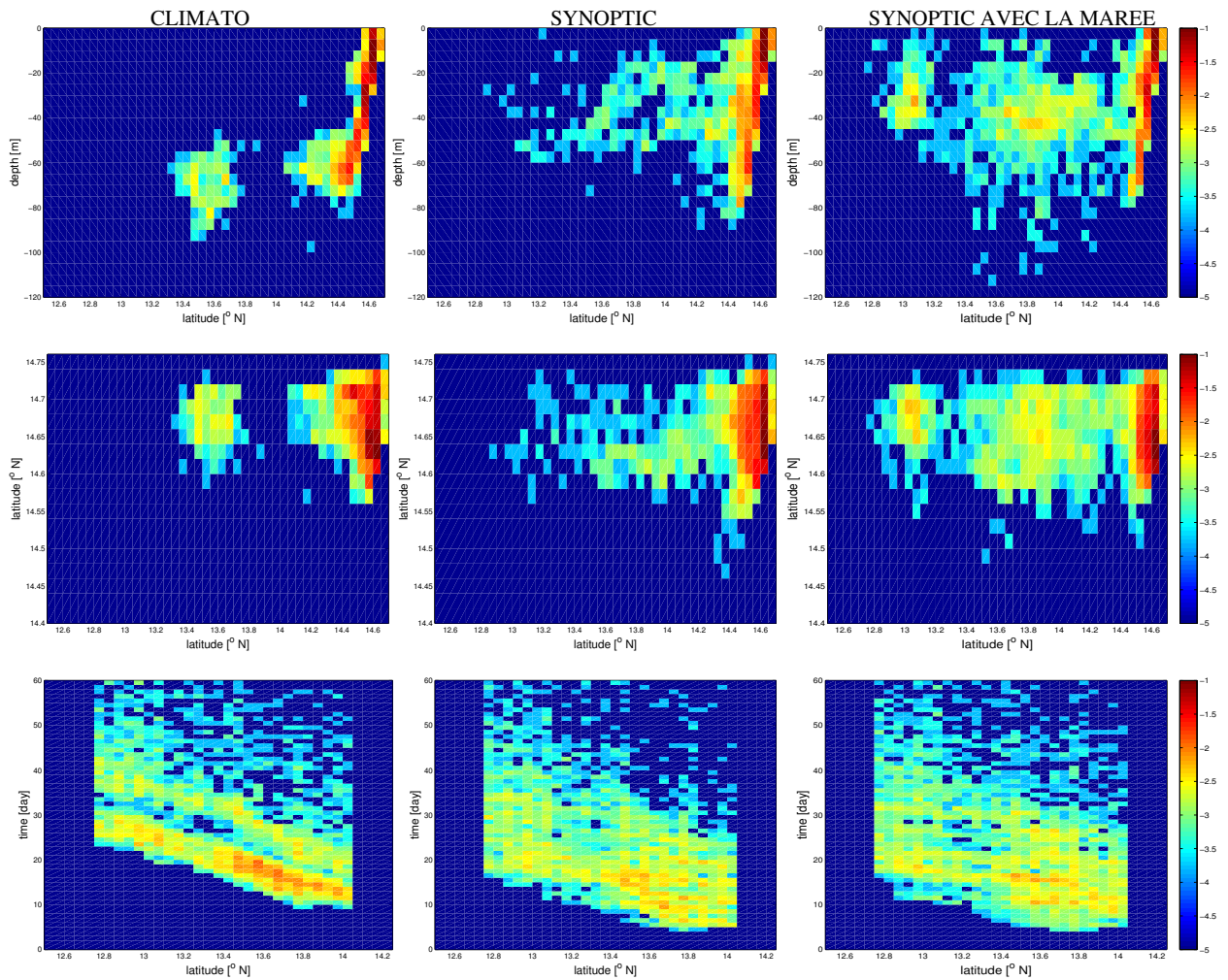


FIG. 4.30: Densité de probabilité des particules lâchées sur la bande côtière située entre $12^{\circ}45'N$ et $14^{\circ}N$ en haut dans l'espace profondeur en fonction de la latitude lors de la traversée du talus, la ligne magenta de la figure 4.27.2 définit la limite du plateau pour nos expérience au milieu dans l'espace latitude maximale après la traversée de la rupture du talus en fonction de la latitude au moment de la traversée et en bas dans l'espace temps entre le lâcher et la traversée du talus en fonction de la latitude de la position de lâcher pour les simulations climatologique à gauche, synoptique sans la marée au milieu et synoptique avec la marée à droite.

nord et elles suivent donc globalement le même chemin que celui des particules qui entrent au nord. La densité de probabilité quasi-nulle autour de 14°N dans la simulation climatologique montre l'existence du filament à 14°N quasi-permanent dans cette simulation qui transporte les eaux vers le large.

Nous avons aussi calculé le temps mis par chaque particule depuis leur lâcher dans la zone chaude jusqu'au moment où elles traversent (à rebours) la ligne magenta (panel du bas sur la figure 4.30). Comme dans l'expérience de lâcher sous la ligne de minimum précédemment décrit, on constate une accélération des particules après leur rentrée sur le plateau dans les simulations synoptiques avec ou sans la marée. Dans la simulation climatologique, $\sim 74\%$ des particules ont fait moins de 30 jours depuis leur rentrée dans le plateau jusqu'à la zone de lâcher tandis que ce pourcentage est de 80% (resp 82%) dans les simulations synoptiques avec la marée (resp sans marée). Ces panels montrent l'existence des particules d'upwelling qui restent dans le plateau pendant plusieurs jours. Cela explique l'enrichissement des eaux dans cette partie sud du Sénégal.

Ces expériences lagrangiennes éclairent notre compréhension sur l'origine des eaux retrouvées sur la zone d'upwelling. Elles confirment que la zone principale d'upwelling se situe au niveau de la baie de Hann et les eaux qui y remontent, proviennent généralement de la zone sud du SSUC à l'extérieur du plateau. L'interprétation des trajectoires empruntées par les eaux qui upwellent au sud du cap, nécessite une bonne compréhension de la circulation superficielle et surtout profonde du SSUC. Ces expériences lagrangiennes éclairent aussi les processus responsables de l'existence de la zone chaude côtière dans le modèle. Ces eaux chaudes sont des eaux d'upwelling qui ont été advectées depuis la baie de Hann et ont subi un fort réchauffement lié à l'effet de flux de chaleur de l'atmosphère vers l'océan dans une zone peu profonde (~ 10 m) donc facile à réchauffer. Plus au large, l'évolution thermique des eaux de surface est la combinaison des flux de chaleur mais aussi des échanges de chaleur avec les eaux de subsurface froides.

Le gradient de température se construit donc par réchauffement différentiel entre les eaux de surface situées à la côte et celles plus au large, lors de leur advection vers le sud (voir les vitesses sur le plateau figures 4.16, 4.22 et 4.24). Nous avons vérifié que l'intensité des flux de chaleur et la vitesse d'advection du fluide dans la bande côtière étaient compatibles avec le réchauffement observé le long des trajectoires des particules lâchées dans nos expériences lagrangiennes. Il va désormais s'agir de valider cet aspect de la simulation. Est-ce que la bande côtière chaude de l'océan réel se forme comme celle du modèle ? Le lâcher de bouées dérivantes dans l'océan est beaucoup moins simple que dans le modèle (l'activité de pêche est très importante dans cette partie peu profonde du plateau avec des filets partout et des pêcheurs qui récupèrent le plus souvent les bouées dérivantes). On pourrait placer quelques ADCPs mais obtenir des statistiques fiables de vitesse va demander du

temps de déploiement. Augmenter la résolution du modèle permettrait déjà de vérifier la robustesse des résultats. La zone côtière est en effet marginalement résolue par ~ 5 à 10 points de grille. Il n'est donc pas surprenant que l'écoulement dans cette bande soit laminaire comme le suggèrent les trajectoires de particules (figure 4.29). Une résolution plus élevée permettrait de mieux résoudre cette bande et d'augmenter la variabilité de sa circulation. Dans une zone aussi peu profonde il faudrait également prendre en compte la circulation induite par les vagues de surface. Malgré cela, nos résultats suggèrent de nuancer le schéma conceptuel de rétention précédemment admis. Il semble en effet que la structure thermique du SSUC soit cohérente avec le fait qu'une partie significative des eaux situées dans la bande côtière froide soient des eaux upwellées récemment, dans les 10 à 20 jours précédents voire moins (voir la figure 4.30 panneaux du bas).

4.9 Conclusion

L'objectif de ce chapitre était d'éclairer notre compréhension sur le fonctionnement de la dynamique superficielle et profonde du SSUC et d'étudier les mécanismes physiques mis en jeu. Pour ce faire différentes simulations ont été réalisées en variant les forçages (climatologiques ou synoptiques pour le vent ; modification fine échelle des flux de chaleur en domaine côtier ; présence ou absence de marée) avec le modèle de circulation régionale ROMS. Les solutions numériques montrent en général un bon accord avec les observations satellites présentées dans le chapitre 3 et *in situ* disponibles notamment en terme de SST et d'élévation de la surface de la mer. Elles éclairent le fonctionnement dynamique du système notamment en terme de circulation. Nous avons en particulier montré que les irrégularités bathymétriques (présence de la presqu'île du Cap Vert) et de la ligne de côte induisent des structures mésoéchelles récurrentes et quasi-stationnaires et que la circulation cross-shore diffère fondamentalement de celle d'un upwelling idéalisé 2D. Ceci est vrai quelque soit les forçages utilisés mais la simulation synoptique révèle que la haute fréquence du vent influence ces motifs de mésoéchelle de la circulation surtout dans la zone nord du SSUC.

L'analyse approfondie de l'ensemble des simulations a permis de montrer que la zone nord du SSUC est la zone principale de remontée et les eaux qui y remontent, proviennent généralement de la zone sud du SSUC à l'extérieur du plateau.

Des simulations lagrangiennes nous ont permis de révéler la dynamique associée à la zone côtière de nourricerie et de nuancer le schéma conceptuel de rétention précédemment admis : dans le modèle une part importante des eaux dans cette zone côtière sont des eaux upwellées relativement récemment, 10 à 20 jours plus tôt voire moins qui s'écoulent vers le sud en se réchauffant. Il sera important de déterminer le réalisme du modèle sur ce

point clé de la circulation.

Chapitre 5

Conclusions et Perspectives

Sommaire

5.1 Synthèse des résultats et Discussion	146
5.2 Limites et Perspectives	148

Ce chapitre rappelle le contexte scientifique de notre étude, résume les principaux résultats. Nous allons par la suite dégager des perspectives qui vont s'inscrire dans une logique de continuité.

5.1 Synthèse des résultats et Discussion

L'extrémité sud du système du Courant des Canaries comprend un centre d'upwelling qui a jusqu'ici reçu peu d'attention surtout en terme de modélisation. L'objectif de la thèse était d'étudier le fonctionnement dynamique du système d'upwelling sud-sénégalais par 1) une analyse d'images satellite de température de surface de la mer et d'observations *in situ* des campagnes UPSEN, et 2) la réalisation et l'analyse de simulations numériques régionales à haute résolution. Nous nous sommes intéressés à la circulation et à la structure thermohaline sur le large plateau sud-sénégalais, entre la côte et $\sim 100-200$ km au large en se focalisant sur la période d'upwelling (novembre-Mai). Une des particularités du SSUC comparé à d'autres systèmes est son plateau continental qui est large et peu profond (20-30m sur des dizaines de kilomètres). La largeur du plateau a des conséquences importantes sur la position de la résurgence.

La partie satellite m'a permis d'examiner et d'analyser plus de 1500 images de température de surface de la mer, contextualisées par rapport aux conditions synoptiques de vent. Elle confirme la stabilité et la régularité du fonctionnement dynamique du SSUC et suggère des aspects subtils de la structure de l'upwelling : refroidissement probable des eaux de surface dû au déferlement et au mélange associé à la marée interne ; interaction entre la remontée et la circulation alongshore. Elle montre aussi que les événements d'upwelling et de relaxation à des échelles de temps de 3 à 10 jours modulent l'intensité de la remontée et se manifestent, en moyenne par des phases d'expansion ou de contraction de la langue d'eau froide. Nous avons également mis en évidence un déplacement saisonnier de la position des minima de SST (considérés comme des indicateurs fiables de la position de remontée) qui est qualitativement en accord avec les études théoriques de Estrade *et al.* (2008). La variabilité intrinsèque du système a été étudiée et nous a conduit à proposer une taxonomie de ses différents états : l'existence de situations de connexion versus séparation des secteurs nord et sud de la presqu'île du Cap Vert ; la présence d'une activité méso-échelle importante marquée par la présence de filaments, tourbillons et structures anticycloniques comme le CVA une structure anticyclonique qui peut rester quasi-stationnaire au large du Cap Vert.

Par ailleurs le modèle a permis de réaliser que la langue d'eau froide est le reflet de l'advection vers le sud d'une eau upwélée de manière prédominante dans le nord du SSUC. Les eaux qui y remontent, proviennent en grande majorité de la zone sud du SSUC d'où

elles sont amenées par le courant de Mauritanie.

L'interprétation de la dynamique et de la circulation cachée derrière les images de SST a d'importantes limites. L'intérêt du modèle était de compléter cette vue partielle de la dynamique donnée par les images de SST. En sens inverse, l'analyse des images SST a permis de caractériser certains aspects du système (position des minima de SST, position des fronts moyens et leur amplitude) qui sont utiles pour l'évaluation de nos simulations. Malgré des biais pouvant atteindre 1°C en SST le modèle est capable de reproduire un SSUC dont les motifs de SST et leur variabilité possède d'importantes similarités. L'évaluation des courants simulés par le modèle est moins évidente du fait du peu d'observations disponibles. On peut seulement dire que la circulation du modèle est globalement cohérente avec la circulation attendue dans un système d'upwelling. Dans le détail, la circulation du modèle possède plusieurs caractéristiques très intéressantes.

- Nous avons montré dans le chapitre 2 que dans le cas d'un upwelling 2D simplifié la circulation cross-shore est composée de courant d'Ekman en surface et de courant vers la côte en subsurface et près du fond pour composer cette dérive d'Ekman. Dans les simulations climatologique et synoptique sans la marée les vitesses cross-shore sont composées de deux veines au sud du cap, une entrante autour de $14^{\circ}30'\text{N}$ et une autre sortante autour de 14.1°N . L'existence de ces deux veines est liée à la présence en moyenne temporelle d'un tourbillon du type CVA identifié dans l'étude de la SST satellite. Ces veines sont induites par le fait que la circulation doit répondre à une irrégularité de bathymétrie et de ligne de côte (la présence du cap, véritable barrière dynamique complique encore les processus de l'upwelling en aval). Dans la simulation synoptique avec marée ces motifs de circulation moyenne sont très affaiblis mais les échanges à travers le plateau restent principalement effectués dans la partie nord du système avec les entrées tout au nord, comme démontré par notre étude lagrangienne.
- La circulation parallèle à la côte se présente sous forme d'un jet côtier dont l'intensité augmente lorsque le modèle est forcé par un vent synoptique journalier et d'un sous-courant dont le coeur se trouve généralement sur la rupture de pente (autour de 100 m de profondeur) et confirme les études de Rébert (1983) (voir section 2.2).
- Les gradients de pression alongshore dirigés vers l'équateur en moyenne jouent un rôle important dans la structuration de l'upwelling car le SSUC se situe dans une zone où les gradients de SSH sont très importants. Ce fort gradient entre les eaux d'upwelling froides, denses et les eaux équatoriales chaudes et légères induit un courant géostrophique. Ce dernier dirigé vers la côte, s'oppose à la dérive d'Ekman de surface réduisant ainsi l'intensité de l'upwelling et limite le transport côte-large. Cette limitation du transport côte-large conforte les études lagrangiennes qui

montrent la tendance des particules d'upwelling à rester sur le plateau pendant plus d'un mois. Cela explique l'enrichissement des eaux dans le SSUC et suggère la nécessité de considérer tout le plateau comme une zone de rétention.

- Les expériences lagrangiennes montrent très clairement que les eaux chaudes côtières sont des eaux d'upwelling qui ont été advectées depuis la baie de Hann et ont subi un fort réchauffement par le flux de chaleur de l'atmosphère vers l'océan dans une zone peu profonde (~ 10 m) donc facile à réchauffer.
- D'une manière générale la circulation du modèle est contradictoire avec de nombreux aspects des schémas de circulation observés ou proposés dans les études antérieures de Rebert et Privé (1974); Teisson (1983) ... On notera également que le modèle n'est pas capable de produire de circulation vers le nord dans la bande côtière chaude. L'existence des inversions de courant dans la partie côtière n'est pas convaincante et écrite dans l'urgence.

5.2 Limites et Perspectives

Les perspectives pour la poursuite de l'étude du SSUC et plus généralement de l'upwelling mauritano-sénégalais sont nombreuses.

Du point de vue de la modélisation, les limites restent importantes et il reste du travail pour améliorer le modèle et tester son réalisme plus finement. Pour les améliorations du modèle, il faudrait tenter de réduire l'incertitude et les biais des flux de chaleur. Dans la réalité ces flux possèdent une forte variabilité temporelle (cf le cycle diurne de SST mis en évidence dans le chapitre 4) et probablement spatiale (en particulier entre la zone côtière chaude et le plateau central froid et subissant des vents plus forts) que nous ne représentons pas correctement actuellement.

De même, représenter les échelles fines du vent près de la côte (dans la zone aveugle de QuikSCAT) permettrait sûrement de mieux étudier la dynamique de la bande côtière chaude. Les données de vent de la bouée MELAX permettront de reconsidérer la question des flux avec des données en mer sur une longue période. Toujours pour la bande côtière notre résolution de 2km est vraisemblablement insuffisante pour créer une circulation dont la variabilité spatiale et peut être temporelle est réaliste. De plus, la circulation forcée par les vagues doit jouer un rôle dans cette zone de petits fonds. Le décollement de la langue d'eau froide dans nos simulations a lieu vers $14^{\circ}15'N$, c'est-à-dire un peu plus au sud que dans les observations satellites (Cap Gombaru, $14^{\circ}29'N$). La largeur de la bande d'eau chaude est également un peu sous-estimée dans nos simulations. Ces biais dans la dynamique fine côtière sont probablement liés à la présence de bancs peu profonds (~ 2 à 5 m sur des zones de plusieurs kilomètres carrés) au sud du Cap Gombaru. Ces bancs ne

sont pas représentés dans le modèle dont la profondeur minimale est fixée à 10 m. Dans le futur, on pourra relaxer cette contrainte et utiliser l’option de bancs découvrants qui existe depuis peu dans ROMS.

Toujours dans la bande côtière mais peut être aussi plus généralement sur le plateau, l’apport d’eau douce par les fleuves durant la période de démarrage de l’upwelling (octobre-décembre) devrait être ajouté aux forçages pour simuler correctement cette période. C’est notamment ce que suggère notre expérience récente lors de la campagne MINISCOPE du mois de novembre dernier.

Enfin, la non prise en compte des processus non hydrostatique constitue certainement une limite importante au niveau du SSUC. L’utilisation du modèle CROCO (Coastal and Regional Ocean Model) qui rassemble des éléments des modèles ROMS, Symphonie NH et mars3D pourra permettre de s’affranchir de cette barrière. Elle permettrait de modéliser la composante interne de la marée sur le plateau, et peut être ses effets sur le mélange de masses d’eau, mais il faudrait pour cela augmenter sensiblement la résolution horizontale ($\Delta x < 100m$), au moins sur le plateau. Tout cela fournit des pistes possibles pour des améliorations du modèle dans les prochaines années.

Les limites importantes de l’évaluation du modèle montrent le besoin de données *in situ*. Idéalement, nous souhaiterions pouvoir évaluer les différentes composantes du courant et leur variabilité temporelle et spatiale. Les campagnes et déploiements d’instruments récents ou prévus sur le plateau vont apporter progressivement des mesures qui permettront de combler nos lacunes.. Les chemins des masses d’eau mis en évidence par les simulations lagrangiennes pourront être en partie évalués par le déploiement de bouées dérivantes ou d’expériences de lâcher de colorant dans les eaux côtières sénégalaises. L’utilisation des données de trajectoire des bouées dérivantes des programmes COCES et COCES2 pourrait déjà fournir des informations utiles.

On peut aussi imaginer que la stratégie d’observation et de déploiement d’instruments soient dans le futur en partie déterminée par les besoins du modèle en terme de validation.

Enfin, même si l’étude des cycles et phases de la marée n’est pas centrale dans notre travail, on constate que la marée se comporte d’une façon assez particulière en termes de SSH sur le plateau. La marée simulée par le modèle et ses effets sur la circulation moyenne n’ont pas été évalués dans cette thèse et ceci devra être fait pour que la simulation avec marée soit vraiment utile. Des données de mouillage courantométriques sur des durées de plusieurs semaines (UPSEN2) à plusieurs mois (mouillage MELAX) permettraient une évaluation préliminaire, en attendant des données supplémentaires.

Les perspectives en termes d’analyse et d’exploitation des simulations sont également nombreuses. Parmi celles ci, il serait intéressant de faire une étude lagrangienne quanti-

tative et non pas qualitative. A l'aide d'un modèle lagrangien comme le modèle ARIANE¹ on pourrait en effet quantifier la rétention, et par exemple déterminer quelles fractions de l'eau upwellée au nord sont advectées vers le large rapidement (export vers le large) ou au contraire sont retenues pendant des temps longs sur le plateau.

Mes simulations offrent une amélioration de réalisme importante en comparaison de celles utilisées dans les travaux de modélisation de la sardinelle (Mbaye, 2015). Il serait intéressant de reprendre ces travaux en utilisant ces nouvelles simulations et de regarder quelles sont les différences.

Au cours de cette thèse, j'ai contribué aux phases de préparation et d'analyse des simulations réalistes de dispersion de polluants en domaine côtier dans le cadre de l'étude d'impact concernant les rejets de l'émissaire de MBAO porté par le LPAOSF à la demande de l'Office National d'Assainissement Sénégalais (ONAS). L'augmentation de la résolution du modèle (environ 400 m en baie de Hann) a permis de résoudre plus finement les processus fine échelle modulant l'écoulement. A l'horizon de quelques années, il semblerait important de disposer d'un modèle opérationnel couvrant l'ensemble du littoral sénégalais et permettant notamment de réaliser des études d'impact. Enfin l'outil numérique mis en place dans cette thèse pourrait permettre d'explorer la variabilité basse fréquence et le devenir de l'environnement marin sénégalais comme cela a été fait pour le Pérou (Echevin *et al.*, 2012; Brochier *et al.*, 2013; Oerder *et al.*, 2015).

¹ARIANE : outil de diagnostic pour l'analyse de sorties de modèle océanique sur des thématiques de transport ; c'est un outil offline.

Annexe

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JC010242

Key Points:

- Analysis of SST and wind reveals the stability of the SSUC dynamical functioning
- Analysis of SST reveals large amplitude of the nearshore diurnal cycle
- Improved SSUC dynamical description by identification of recurrent features

Correspondence to:

S. Ndoye,
Siny.Ndoye@locean-ipsl.upmc.fr

Citation:

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, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, doi:10.1002/2014JC010242.

Received 17 JUN 2014

Accepted 6 NOV 2014

Accepted article online 8 NOV 2014

SST patterns and dynamics of the southern Senegal-Gambia upwelling center

S. Ndoye^{1,2}, X. Capet², P. Estrade¹, B. Sow³, D. Dagorne⁴, A. Lazar², A. Gaye¹, and P. Brehmer⁵

¹Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang, ESP/UCAD, Dakar, Senegal, ²CNRS-IRD-Sorbonne Universités, UPMC, Univ Paris 06, MNHN, LOCEAN Laboratory, Paris, France, ³Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat, Université de Ziguinchor, Ziguinchor, Senegal, ⁴Institut de Recherche pour le Développement, Institut de Recherche pour le Développement, US Imago, Plouzané, France, ⁵Institut Sénégalais de Recherche Agronomique, Centre de Recherche Océanographique Dakar-Thiaroye, Dakar, Senegal

Abstract The southern end of the Canary current system comprises of an original upwelling center that has so far received little attention, the Southern Senegal-Gambia Upwelling Center (SSUC). We investigate its dynamical functioning by taking advantage of favorable conditions in terms of limited cloud coverage. Analyses and careful examinations of over 1500 satellite images of sea surface temperature scenes contextualized with respect to wind conditions confirm the regularity and stability of the SSUC dynamical functioning (as manifested by the recurrence and persistence of particular SST patterns). The analyses also reveal subtle aspects of its upwelling structure: shelf break cooling of surface waters consistent with internal tide breaking/mixing; complex interplay between local upwelling and the Mauritanian current off the Cape Verde headland; complexity of the inner-shelf/mid shelf frontal transition. The amplitude of the diurnal cycle suggests that large uncertainties exist in the SSUC heat budget. The studies limitations underscore the need for continuous in situ measurement in the SSUC, particularly of winds.

1. Introduction

A major subdivision of the Canary current systems is marked by the Cape Verde frontal zone, which approximately runs between Cape Blanc (~21°N, Mauritania) and the Cape Verde archipelago [Barton, 1998]. Important distinctions exist in terms of the large-scale circulation and water mass properties on either side of this front. North of the front the Canary current carries salty North Atlantic Central Water along the main return branch of the North Atlantic subtropical gyre. South of the front, fresher South Atlantic Central Water is found and the mean flow is strongly affected by positive wind stress curl forcing [Bakun and Nelson, 1991]: the regional-scale circulation is cyclonic with a poleward boundary current, the Mauritanian current (hereafter MC), whose extension at depth forms the slope undercurrent typical of upwelling systems [Peñal Izquierdo et al., 2012; Barton, 1989]. The MC connects with the complex equatorial current system and this connection involves a quasi-stationary cyclonic feature, the Guinea dome (more details can be found in Barton [1998] and Arístegui et al. [2009]; see also Figure 1).

The coastal domain of the southern Canary current system encompassing southern Mauritania, Senegal, and Gambia has received little attention for at least two decades, especially in terms of the dynamics [Arístegui et al., 2009]. This is despite the high levels of primary production observed there; its role as nursery ground for small pelagic fish and general socioeconomic importance [Cury and Roy, 1991]. Thus, the importance of the region raises widespread concerns that the ecosystem could be fragile to global changes and climate variability.

In this study, we focus on the upwelling center off southern Senegal and Gambia (~13°N–14°40'N; hereafter SSUC), which has interesting physical peculiarities and plays a key ecological role [Roy et al., 1989]. The main originality of the SSUC compared to other upwelling centers stems from its continental shelf that is broad and shallow, i.e., 20–30 m over tens of kilometers (Figure 2a). As a consequence, typical upwelling events (wind speeds above 5–6 m s⁻¹) are associated with an inner-shelf length scale of ~20 km or more. Here our definition of the inner shelf follows Lentz [1994] [see also Lentz and Fewings, 2012, and references therein]. It refers to the part of the shelf where water depth is so small that the top and bottom boundary

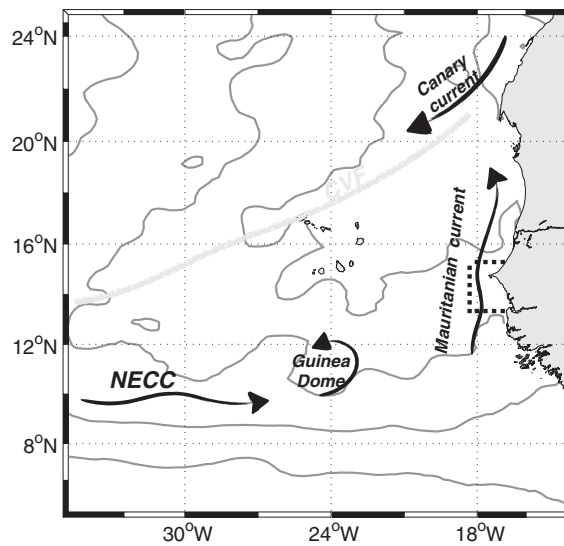


Figure 1. Ssalto-Duacs long-term mean sea level over the northeastern tropical Atlantic (gray contours every 4 cm, increasing southward) superimposed on a schematic representation of the main circulation features of the region including the North Equatorial counter-current (NECC) and the Cape Verde Frontal zone (CVF, thick gray). Our domain of focus (e.g., shown in Figure 2a) is delineated with dotted lines.

been interpreted in terms of enhanced retention of nearshore waters, although in situ measurements are lacking to corroborate this (in contrast to the situation in the California or Benguela current where near-shore retention has been the subject of several observational programs [Roughan *et al.*, 2006; Lamb and Peterson, 2005; Graham and Largier, 1997]).

More generally, SST images of the SSUC tend to contrast with the classical images of other known systems. During the upwelling season, they exhibit numerous patterns and features that seem repetitive and/or very persistent in time. Filaments are often absent or broad with edges smoother than can be observed, e.g., in the California current system [Ramp *et al.*, 1991]. An explanation valid for the entire Canary system attributes this weak mesoscale variability and frontality to the compensations effects between salinity and temperature [Marchesiello and Estrade, 2009], which is stronger than in other systems.

Because of reduced cloud coverage during the upwelling season (particularly between February and May) the SSUC is a place where a considerable amount of high-resolution SST information is available. The main objective of this study is to advance our current understanding of the dynamical functioning of the SSUC during the upwelling season, by an in-depth analysis of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer “MODIS” SST data set.

Wind being the main driving force underlying the SST patterns of upwelling, we strive to connect its structure and fluctuations to those of the SST. (Note that, despite several nearby river estuaries (Gambia River at 13°30'N; Casamance farther south at ~12°35'N) the SSUC is not subjected to significant river outflows during the essentially rain-free upwelling season.) The SSUC is not rich in wind measurements and winds from available global reanalyses have significant deficiencies over the SSUC (S. Ndoye *et al.*, manuscript in preparation, 2015) [see also Capet *et al.*, 2004]. Our two main sources are QuikSCAT scatterometer measurements and the Yoff weather station at Dakar Airport (Senegal, DWS). They are complemented with observations at the Banjul (Gambia, BWS) weather station and also wind measurements made during two field experiments on R/V Suroit (7–17 March 2012) and R/V Antéa (21 February 2013 to 18 March 2013). QuikSCAT winds are available at best twice a day and are unable to resolve intradaily fluctuations, including the daily cycle. Daily QuikSCAT fields may thus be occasionally biased by short-term wind bursts or lulls which would blur possible wind-SST relations. For our purpose, the hourly temporal resolution of DWS winds is thus preferable. On the other hand, it is unclear whether the wind measured at Dakar airport is representative of the winds over the SSUC, which extends tens to a hundred kilometers to the south. Wind in regions with headlands similar to Cape Verde headland can exhibit fine-scale variability, but accompanying topographic relief is generally

layers are not separated. A dynamical implication is that wind stress is essentially balanced by bottom friction so that off-shore Ekman transport is reduced or even vanishes over a wide coastal strip in the SSUC [Estrade *et al.*, 2008]. Direct manifestations of this have been reported on sea surface temperature (SST) satellite images such as Figure 2 (see also climatological SST in Figure 3). During part of the upwelling season (which generally starts in October and ends in late May to early June), the normal state of the system comprises the classical upwelling front but also a well-defined inner-shelf front that separates cold recently upwelled waters from nearshore warmer waters [Demarcq and Faure, 2000]. These SST patterns have

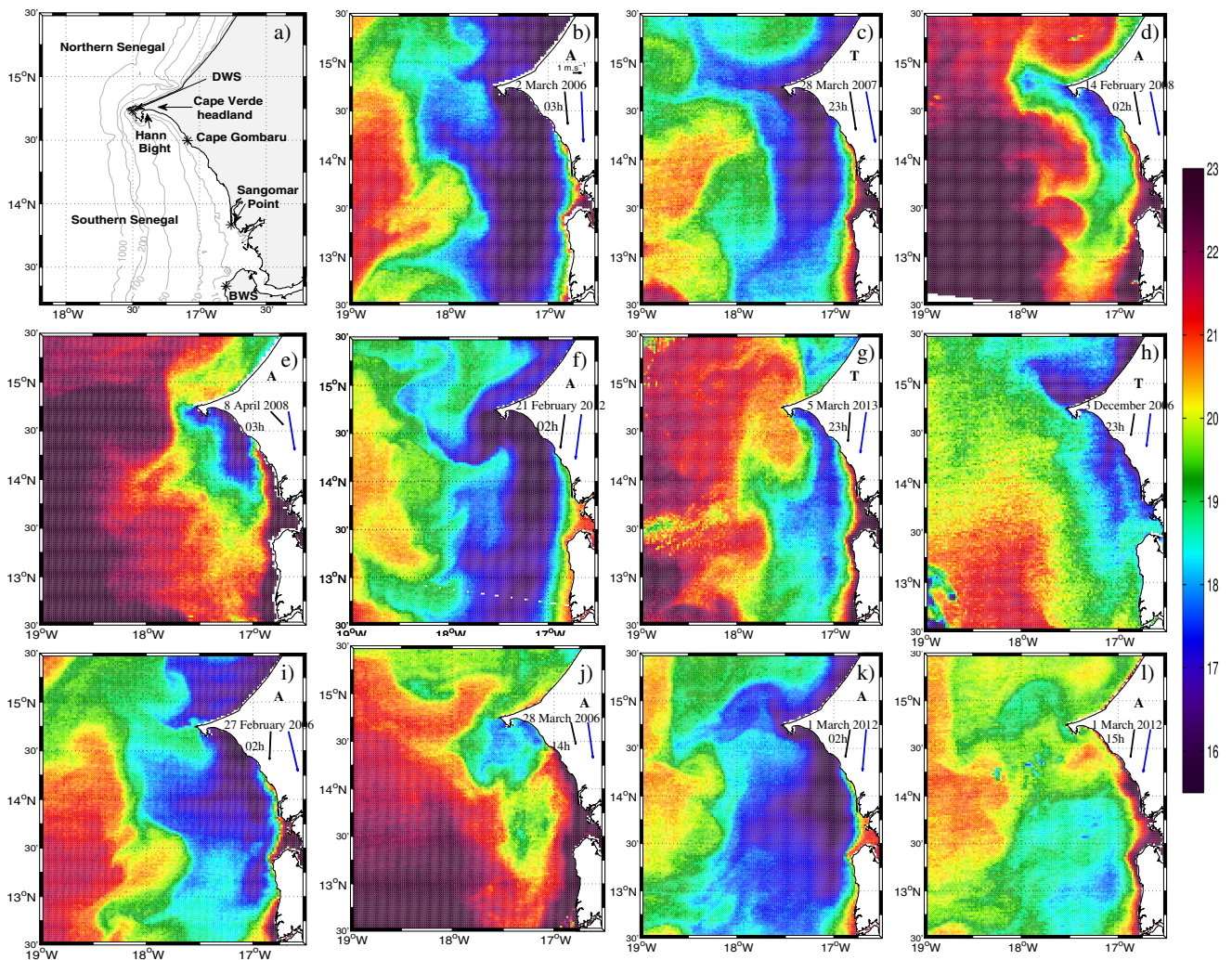


Figure 2. (a) Presentation of the area and important geographical/meteorological locations used in the study including the Dakar and Banjul weather stations (DWS and BWS, respectively). (b–l) MODIS SST at different times indicated in each plot, as well as the origin of the image (either from Terra “T” or Aqua “A”) using the satellite’s initial. The average (respectively, maximum) wind observed at DWS during the 6 days prior to each scene is also indicated with a black (respectively, blue) vector. The images were selected to reflect the greatest variety of states and patterns found in the archive. They are mainly discussed in section 3.4. Images in Figures 2k and 2l are taken ~12 h apart and illustrate changes associated with diurnal warming. The color scale in Celsius for Figure 2h has been shifted and corresponds to the one used for the months of October to December in Figure 3.

found important as well to explain these fine scales [e.g., Koračín *et al.*, 2004]. Presumably as a result of low orography and thus limited local wind effects in the Cape Verde vicinity (as corroborated by an analysis presented in Appendix A), we demonstrate that a robust statistical relationship exists between the wind at the weather station and winds over the broader SSUC area which allows us to mainly rely on the former.

SST images are analyzed and used to make inferences about internal ocean dynamics (mainly upwelling and mixing). We recognize that SST patterns are also being shaped by ocean-atmosphere interactions. On the other hand, ocean-atmosphere heat exchanges should damp out SST contrasts and SSUC climatological winds are spatially smooth. Averaging over many different SST images, we therefore expect that the SST contrasts we identify primarily reflect advective and diffusive ocean processes. An important focus will be on SST minima because they are generally a reliable indicator of upwelling location. We further elaborate on this at the end of the manuscript.

Section 2 describes our wind and SST data. It also assesses the representativity of DWS wind data for winds over the entire SSUC. The results section (section 3) is then organized in sections that focus on a particular

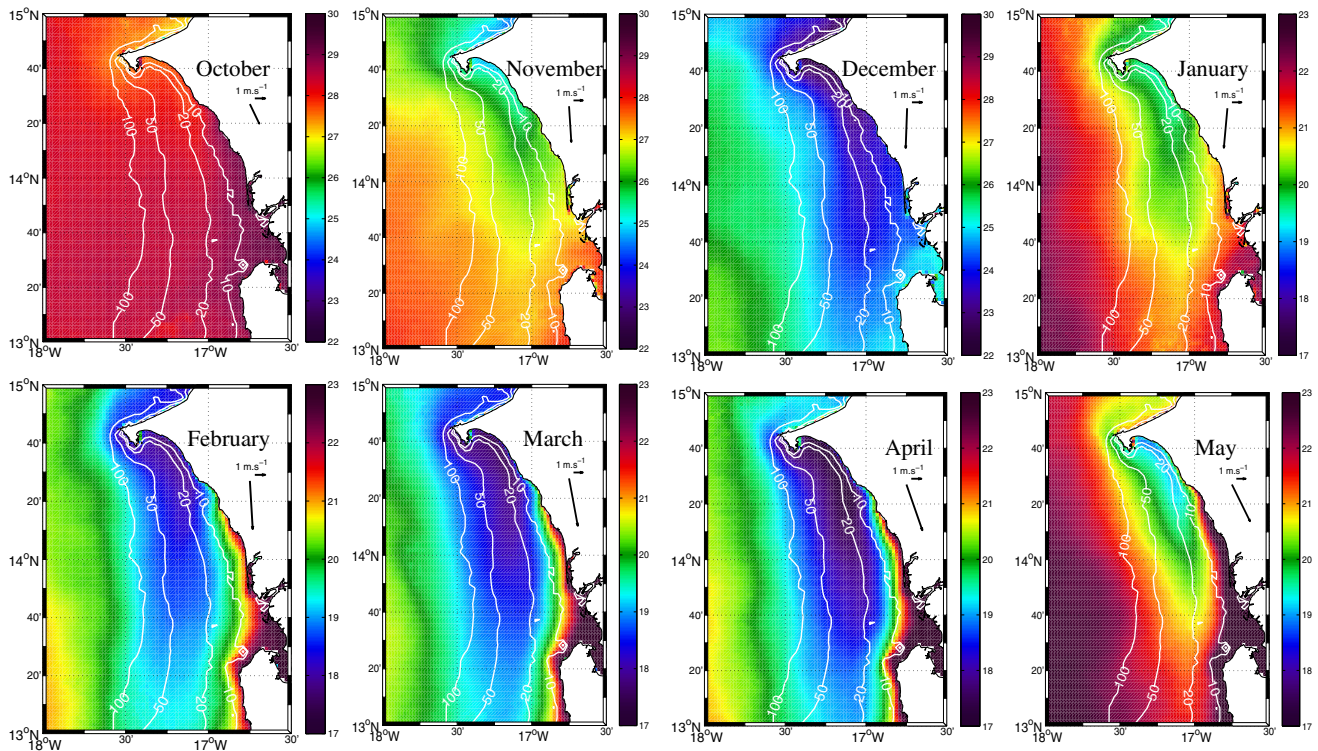


Figure 3. Monthly mean SST climatologies constructed using all available SST images over the study period (1 October 2005 to 30 May 2012). Note the two different color scales used for the early (October to December) and late (January to May) upwelling periods. Isobaths are indicated from 10 to 100 m depth (white lines labeled with depth in meters). DWS climatological winds for each month are repeated from Figure 4b as black vectors.

time scale: seasonal climatological cycle (section 3.1), intraseasonal/synoptic variability (section 3.2), and diurnal cycle (section 3.3). Intrinsic variability and the broader range of observed SSUC states are exposed in section 3.4. Interannual variability will be discussed in a separate study. Based on the identification of (mostly) recurrent SST patterns, we make inferences on the SSUC dynamical functioning in the final section. We also elaborate on the reasons why these recurrent patterns may be so pervasive in the SSUC.

2. Material and Methods

2.1. Wind Data

Global winds at the sea surface have been available for over a decade (September 1999 to November 2009), thanks to the QuikSCAT scatterometer which was onboard the Seawinds satellite. Level 2 QuikSCAT wind fields are available for the SSUC except over the scatterometer blind zone that extends 25–30 km from the shore (see Appendix A). We use the 12.5 km horizontal resolution product downloaded from podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/quikscat/L2B12/v2/. Zero to two swaths per day cross the SSUC domain. Whenever the coverage is good enough, QuikSCAT winds are averaged over the area located between 13°30'N and 14°30'N of latitude and 17°30'W and 17°W of longitude to provide a SSUC wide-wind measurement \mathbf{V}^{QK} . Because BWS winds (measured at Banjul, Gambia; 13°21'N, 16°48'W, 36 m above ground) tend to have important gaps and also tend to underestimate wind intensity over the SSUC (presumably due to important site effects, see section 3.3) we primarily rely on DWS in situ wind measurements. DWS wind observations (\mathbf{V}^{DS}) are taken at Dakar airport in Yoff located at 14°44'N, 17°30'W, 27 m above ground. The typical sampling interval is 30 min. We could only access DWS winds from 2005 onward which restricts our study period to October 2005 to June 2012 (seven upwelling seasons).

The extent to which DWS winds are representative of wind conditions over the entire SSUC is estimated by comparing \mathbf{V}^{QK} and the time series of DWS winds subsampled at the times where QuikSCAT measurements were done (precisely, 1 h averaging over a time interval centered on each QuikSCAT measurement). No

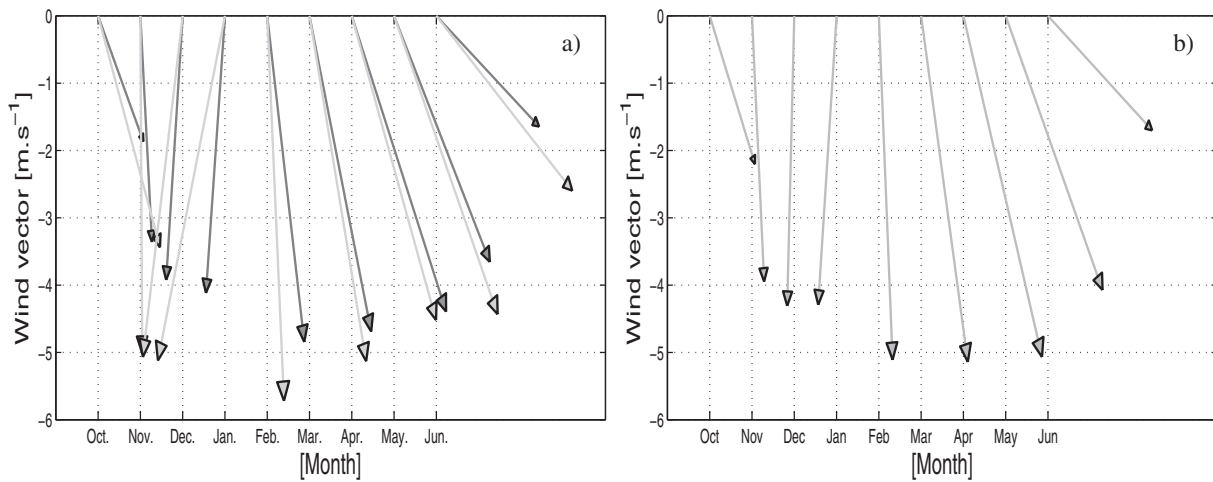


Figure 4. Monthly mean wind vector climatologies over two periods. (a) 1 October 2005 to 30 June 2009 for southern Senegal QuikSCAT winds V^{QK} in light gray (see text for details) and Dakar-Yoff weather station (V^{DS} in dark gray). (b) 1 October 2005 to 30 June 2012 (our entire study period) for winds at Dakar-Yoff weather station (V^{DS} in dark gray).

attempt was made to correct for the difference in elevation because this is only one in many potential biases. The wind comparison period is 2005–2009 when both DWS and QuikSCAT data are available.

Figure 4 shows both wind climatological cycles for October 2005 to June 2009 (as well as the DWS cycle for the entire study period October 2005 to June 2012, Figure 4b). Overall, both wind cycles are in agreement with previous estimates [Roy, 1989]. Both winds exhibit a similar seasonal cycle with a steady increase of upwelling favorable winds from October to February, a peak intensity in February–April ($\sim 5 \text{ m s}^{-1}$) and a general counterclockwise rotation as the upwelling season progresses (wind backing). A systematic orientation difference of $\sim 5^\circ\text{--}10^\circ$ with V^{DS} more to the east is also noticeable. Excluding the first and last months when upwelling conditions are erratic and differences are larger, winds derived from QuikSCAT are only 5–20% stronger than measured at DWS. The smallest differences are in March and April (0.2 m s^{-1} in March, 0.05 m s^{-1} in April). More generally, differences tend to diminish as the wind rotates from easterlies to westerlies. Note that much larger discrepancies are found when comparing DWS winds to QuikSCAT winds over northern Senegal (averaging between $14^\circ 45' \text{N}$ and $16^\circ 05' \text{N}$) than over the SSUC (not shown).

To further quantify QuikSCAT-DWS wind differences, one to one comparison of their zonal (u) and meridional (v) components is presented in Figure 5. Both components are highly correlated (0.78 for u and 0.74 for v). The associated regressions for the zonal and meridional component are, respectively, $u^{QK} = 1.3u^{DS} - 0.5$ and $v^{QK} = 0.85v^{DS} - 1.5$ (in m s^{-1}). We note that strong easterly winds are under-represented at DWS (large deviations for large negative u^{QK}).

The good correspondence found between winds at Yoff and winds over the SSUC reflects their strong correlation on synoptic, seasonal and longer time scales. In Appendix A, we present the climatological QuikSCAT wind field for the February–April period computed by following a procedure designed to minimize the blind zone. Despite partial coverage in our region of interest this analysis confirms the limited importance of local wind effects. Keeping in mind a tendency of DWS winds to misrepresent occasional strong easterlies over the SSUC our results provide good support for using DWS wind data as SSUC winds proxy. We will do so, except when studying the SST diurnal cycle whose understanding a priori requires local wind information at scales finer than we presently have. The diurnal cycle of nearshore winds is known to be strongly dependent on exact location [Woodson *et al.*, 2007] and it cannot be captured using QuikSCAT winds which are available at most twice per day. Pending in situ measurements with marine weather buoys a preliminary exploration in the SSUC will consist in comparing wind diurnal cycles at two weather stations (Dakar and Banjul) over limited time periods when in situ R/V atmospheric data are also available in the SSUC region (section 3.3).

2.2. Spatial Sea Surface Temperature

Despite their excellent coverage, it is not possible to use microwave SSTs (and products that heavily rely on them such as OSTIA [Donlon *et al.*, 2012]) because their resolution is insufficient to capture the SSUC

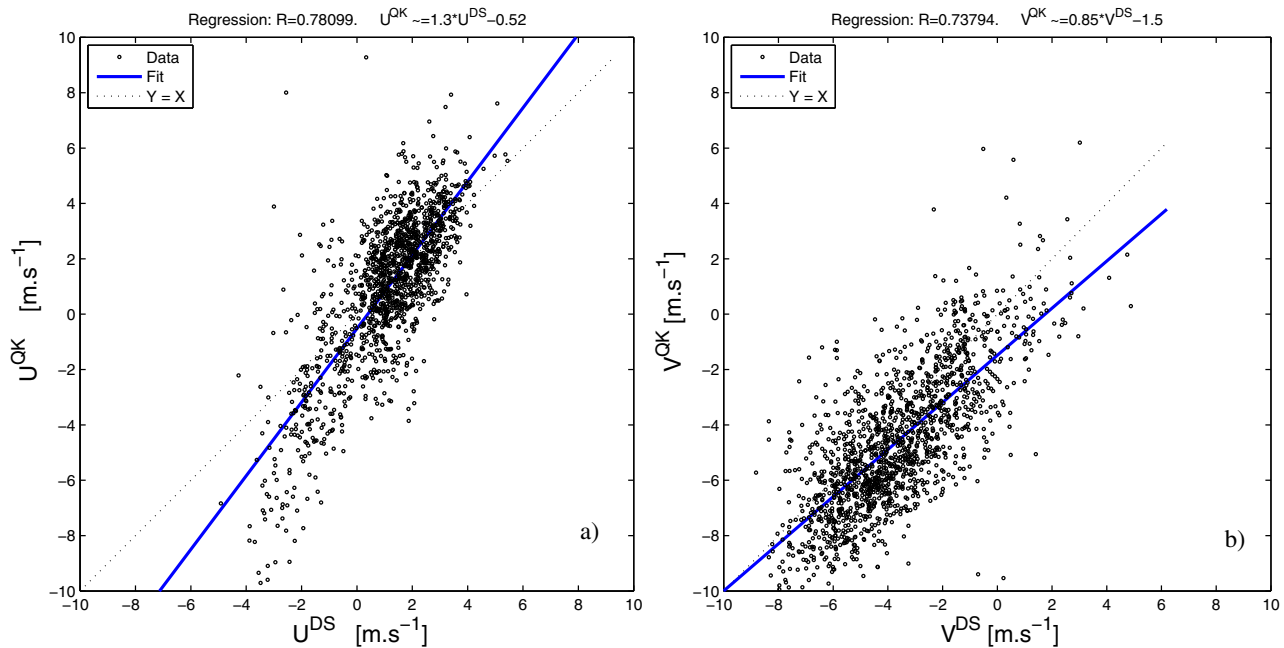


Figure 5. Scatterplots between the (left) meridional and (right) zonal components of southern Senegal Quikscat and Dakar-Yoff weather station winds. DWS winds have been subsampled at the QuikSCAT measurement times (see text for details). The worst agreement corresponds to intense easterly QuikSCAT winds.

patterns we are interested in, e.g., warm inshore water and midshelf SST minimum south of 14°30'N. Instead, we rely on MODIS and SEVIRI SST data.

The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) was launched aboard the Terra satellite on 18 December 1999 (10:30 A.M. equator crossing time, descending) and the Aqua satellite on 4 May 2002 (1:30 P.M. equator crossing time, ascending) for global monitoring of the atmosphere, terrestrial ecosystems, and oceans provide kilometer-scale SST information with almost complete global coverage in 1 day [Savtchenko *et al.*, 2004].

We use Level 2 data in swath geometry downloaded from oceancolor.gsfc.nasa.gov for the period October 2005 to May 2012. Algorithms to flag data for cloud contamination tend to be overly conservative in upwelling areas. Typical SST gradients of $\sim 1^\circ \text{ km}^{-1}$ or more are often considered as a signature of cloud, which leads to significant reduction of good pixels over areas that are particularly interesting in this study. The practical way we found to deal with this was to carefully screen every individual MODIS scene for abnormal patterns or values in SST (see Nieto *et al.* [2012], for an alternative more elaborate procedure). Regions with SST lower than 15° or suspect SST patterns were discarded. Images with more than 10% of the SSUC domain covered with discarded pixels were removed from the analysis. In addition, images in the visible for daytime scenes were examined for the presence of aerosols or thin cloud cover. Of the entire MODIS archive, for our period of interest, 1604 images are used in the analyses, 42% of which correspond to nighttime. March, April, and February have the largest number of images (respectively, 307, 254, and 253) and October has by far the smallest (85 images; see Figure 6).

To facilitate averaging over hundreds of images with different pixel sizes and locations, the SST data were regridded on a regular 2 by 2 km grid.

To investigate SST diurnal fluctuations (section 3.3), we use hourly SST fields produced operationally from the Spinning Enhanced Visible and Infra-Red Imager (SEVIRI) onboard Meteosat Second Generation (MSG) since the 2 February 2011 by the European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) at Météo-France [Le Borgne *et al.*, 2011]. Their spatial resolution is approximately 5.5 km. The SEVIRI data are provided with six-level quality flags ranging from no data to best quality. We use the data with quality flag 3 or above as recommended.

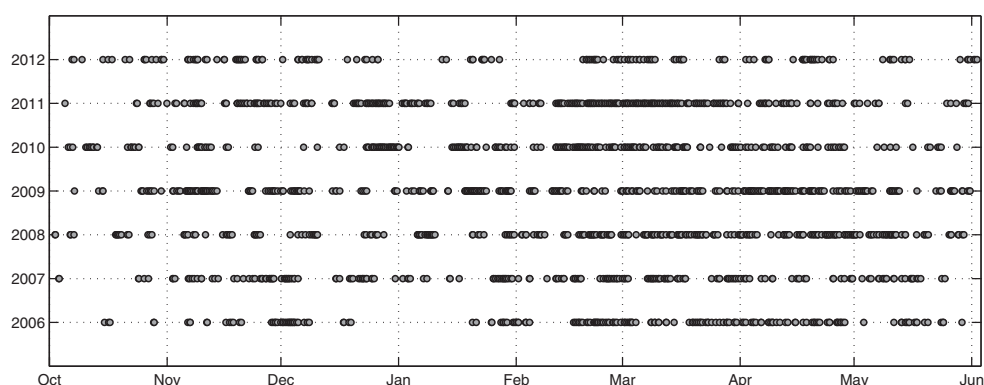


Figure 6. Timeline for the study period indicating the dates for which SST images with near-zero cloud/aerosol masking were found (gray dots).

Because we are particularly interested in the period February–March during which cloud contamination is least important and observations programs have recently taken place we only compute monthly mean diurnal cycles for February to March 2012 and 2013. The analysis will be extended when a longer time series is available.

3. Results

Being particularly interested in the identification of recurrent SSUC states and patterns (and their underlying dynamics) on scales of hundred of kilometers and less, we start by presenting climatological SST analyses that help to describe these states. In doing so, we leave aside more intermittent and complex features some of which will be discussed in section 3.4.

3.1. SSUC Seasonal Pattern

Thanks to the high resolution of MODIS images and careful screening for cloud and aerosol contamination, monthly SST fields at unprecedented resolution are obtained and presented in Figure 3, for the period October to May. The upwelling signal is hardly perceptible in October with only a $\sim 1^\circ\text{C}$ temperature decrease in the immediate vicinity of Cape Verde. The general pattern visible from November onward is that previously described in, e.g., Roy [1998]: lowest temperatures in the northern part of the SSUC, i.e., the Hann Bight; a temperature minimum well separated from the shore over most of the upwelling season just south of Cape Gombaru ($14^\circ 29' \text{N}$ see Figure 2a; the change in coastline orientation around the cape is presumably instrumental in the detachment); a temperature increase of several degrees Celsius both in the nearshore and offshore direction except in the beginning of the season (October–November). The temperature contrast at the coastal front reaches about 4°C over 30–40 km from February to May whereas it is only 1.5°C over 35 km in January and insignificant the rest of the season. The offshore temperature contrast exhibits less temporal variations and is also less intense, of the order of 2°C over 100 km from December to May.

The core of the upwelling season occurs from February to April, a 3 month period during which SST exhibits very limited changes. Conversely, important transitions in SST take place between January and February, and also between April and May. These transitions are not associated with major changes in meridional wind intensity (v^{DS} or v^{QK}) which increases or decreases by about 10–20% over these periods (Figures 4a and 4b). Comparing meridional wind intensity between May and the February–April period over the entire SSUC domain (using the QuikSCAT product described in Appendix A), we find that upwelling winds drop significantly more in the southern part of the SSUC (35% around $12^\circ 30' \text{N}$) than offshore off Cape Verde (10%) or in the vicinity of 14°N , $17^\circ 15' \text{W}$ (the reduction of v^{QK} is 17%). This suggests that remotely forced upwelling effects [Pringle and Riser, 2003] modulated by the seasonal migration of the ITCZ are important in (at least) the late phase of the SSUC upwelling. No such explanation helps to understand the January–February transition for which we simply note that it is associated with the most significant month-to-month V^{QK} direction shift (Figure 4a).

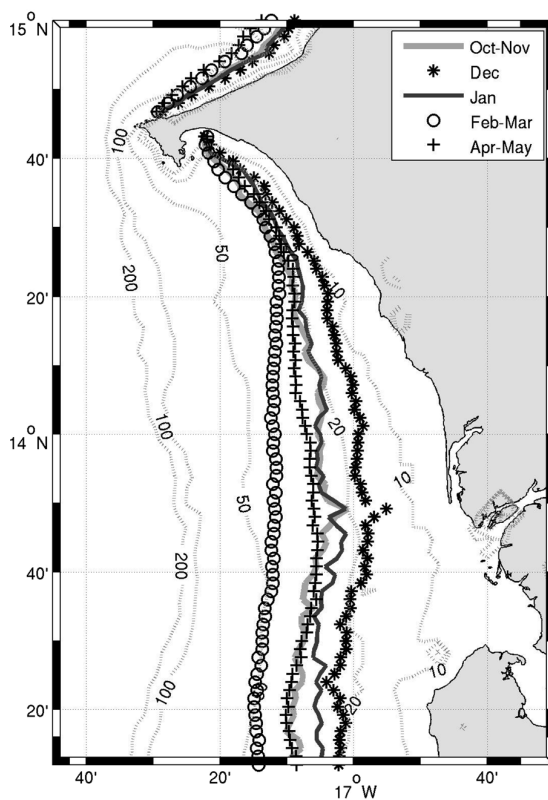


Figure 7. Monthly/bimonthly mean position of the zonal SST minima as a function of latitude. Consecutive months with SST minima too close to be distinguished are presented as one (February–March and April–May). Bathymetry is also shown with dotted lines (isobaths 10, 20, 50, 100, and 200 m).

As it allows one to locate where the upwelling signal is the most intense, the zonal position of the SST minima is an important quantity [Benazzouz *et al.*, 2014]. It is shown in Figure 7 as monthly averages throughout the upwelling season (October–May). Note that the averaging involves all SST minima identified for nighttime images only. We do so because SST and its local minima can be affected by diurnal warming (see section 3.3) with limited vertical extension (on the scale of a meter or less) that mask the interior upwelling dynamics. The monthly averaged location of zonal SST minima plotted as a function of latitude forms smooth lines that undergo an offshore displacement from December to February–March before retreating inshore somewhat in April–May. The amplitude of this seasonal displacement increases sharply south of Cape Gombaru and reaches about 30 km south of 14°10'N where the SST minima move from the 15 to 20 m isobath in December to the 40–50 m isobath in February–March. The mean position of the SST minima and their seasonal displacement are in broad agreement with theoretical expectations drawn from Estrade *et al.* [2008] given the wind climatological

cycle (Figure 4b): wind increase from November to February translates into offshore migration of the SST minimum and vice versa toward the end of the upwelling season. A notable exception occurs in October and November whose SST minima lie further offshore than those of December despite weaker winds, particularly compared with October. Likewise, the location of the May SST minima being offshore of that for December and to a lesser extent January cannot be explained by wind differences (see Figure 4b).

A finer analysis sheds light on the apparent anomalous behavior for October–November. In Figure 8, we show the probability density function (PDF) of having the SST minimum located at some longitude, computed over latitude bands of 2 km from 13°15'N to 15°N. The SST minima during the early upwelling season (October and to a lesser extent November) exhibit considerable scatter compared to the period of established upwelling (December–April). We attribute this to the weakness of the upwelling signal in October–November, whose impact on SST is more easily overshadowed by isolated offshore SST minima generated by other processes (see section 4). The examination of individual SST images for the October–November period confirms this explanation by revealing numerous pixels scattered over the outer shelf and slope regions with temperature as cold or slightly colder than those in the weakly active coastal upwelling.

More importantly, Figure 8 reveals a bimodal distribution of the SST minima south of 14°30'N, from November to January. A coastal minimum is located inshore of the 10 m isobath. The only possible source of coastal cooling involves the advection of subsurface water that maintains enough of its cold signature while approaching the shore. This demonstrates that upwelling remains important within kilometers from the coast during that period. Inspecting SST images individually, we find many instances where both the coastal and the offshore cool water signal are simultaneously present over a wide latitude band (e.g., see Figure 2h). From February onward, the SST minima are generally found offshore over a ~50 km region. Rare occurrences of nearshore SST minimum can still be found but the band inshore of roughly 17°W is predominantly occupied by waters that are several degrees warmer than the corresponding minimum SST at the same latitude.

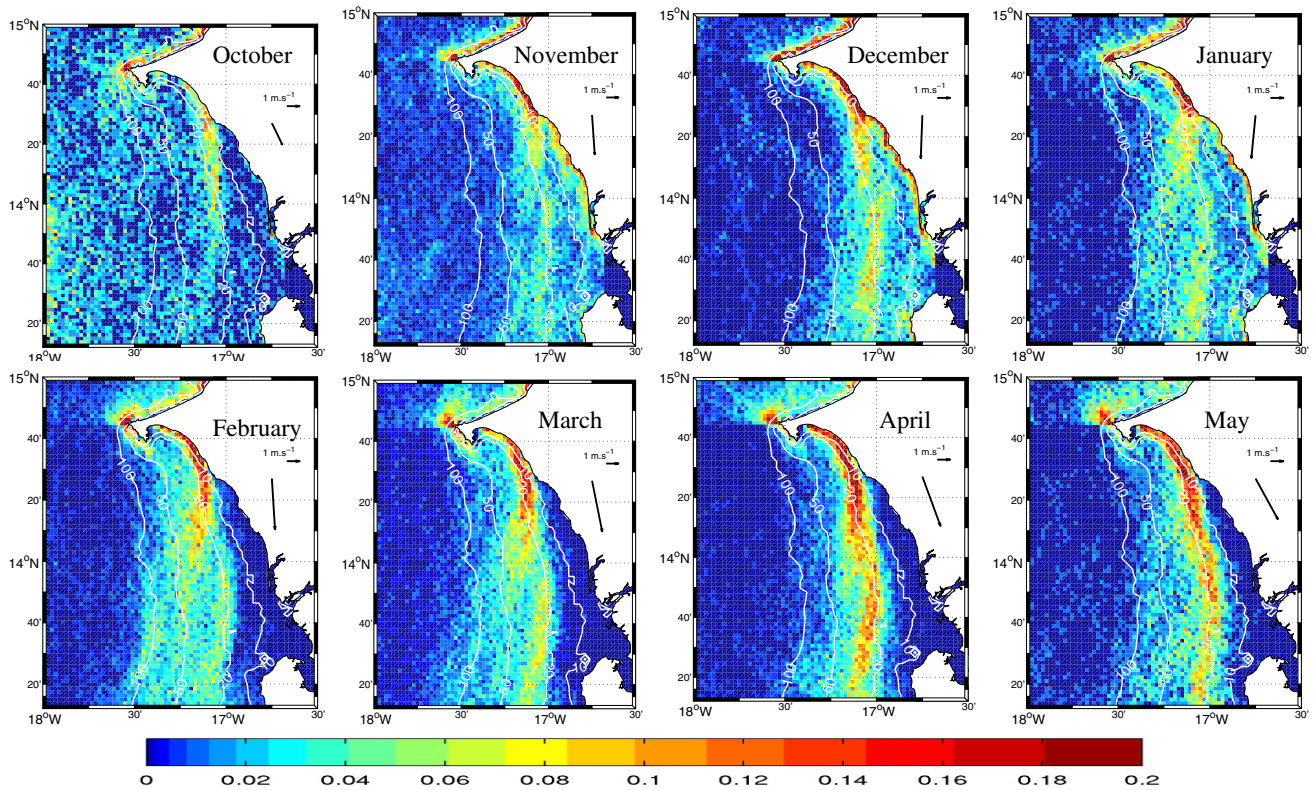


Figure 8. Monthly Probability Density Function for the distribution of zonal SST minima computed in 2 km latitude bands. Longitude (as well as latitude) binning uses a 2 km mesh size. Note that the color scale is nonlinear. Isobath 10, 20, 50, and 100 m are shown as white lines. DWS climatological winds for each month are repeated from Figure 4b as black vectors.

Close inspection of Figure 8 reveals other aspects of the SSUC dynamics that have not been previously noted to our knowledge. First, high values of the monthly Probability Density Function (PDF) follow elongated patterns separated by lower values. In February–April, a northern branch with a comma shape goes from the Hann Bight down to about 14°N, 17°15'W. A second branch located at about 17°W south of 14°N can also be seen. The separation between them is subtle particularly in April but it can be seen during all 3 months which rules out statistical uncertainty (note that such features also seem consistent with instantaneous SST images in Figures 2i and 2g). Also, plots for February and to a lesser extent March indicate that, south of 14°N, the PDF for SST minima is slightly more elevated along a segment that follows the 100 m isobath (i.e., the shelf break) than the shelf background values. These patterns are discussed further below.

From February to May, the wind orientation is north-northwesterly, i.e., it is favorable to local upwelling along the Cape Verde headland. Waters offshore of the headland is slightly colder than in the northern domain during this period (Figure 3) which supports the presence of a local Cape Verde upwelling (as opposed to southward advection of water upwelled in the north). The distribution of SST minima around 14°40'N–14°45'N is also consistent with this, with larger values of the PDF very close to shore. The signature of this local upwelling does not extend southward, at least in Figure 8 (SST minima are most frequently found at the coast in the Hann Bight south of 14°40'N). On the other hand upwelling along the headland seems to impact the distribution of SST minima toward the north: a patch of high probability with a typical size ~10–15 km seems to originate from the northern tip of Cape Verde headland and spread northward. This is in contrast to the roughly continuous line of large PDF values running along the shore of northern Senegal in December–January, when winds are more from the east and would thus be more favorable to coastal upwelling there. We relate this northern signature of the Cape Verde upwelling to the influence of the poleward flowing Mauritanian current [Peña-Izquierdo *et al.*, 2012] that intensifies as it approaches the headland and bathymetry steepens considerably. A situation where the cold wake of water emanating from the Cape Verde upwelling may be advected northward (respectively, northwestward) by the Mauritanian current can be found in Figure 2k (respectively, Figure 2d).

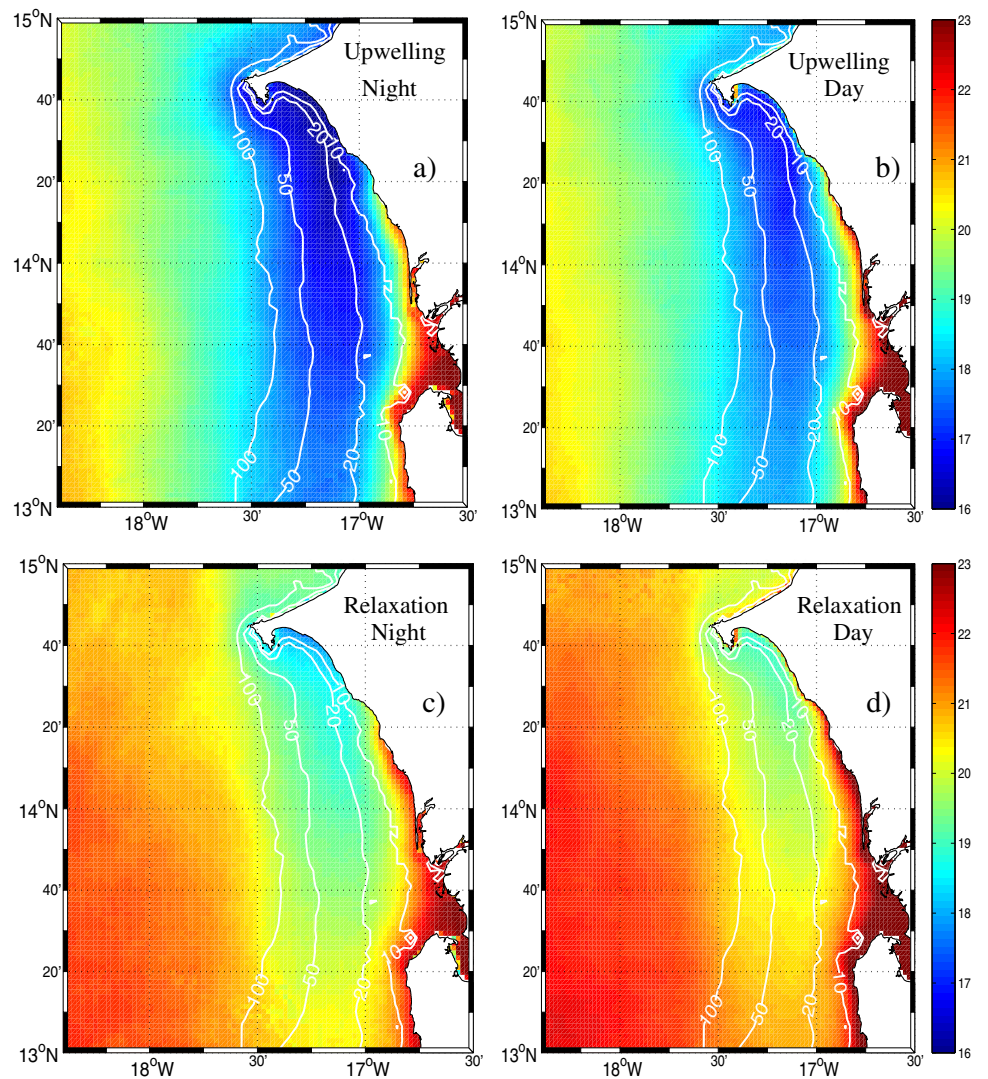


Figure 9. Composite average SST for (left) nighttime and (right) daytime clear-sky MODIS images during (top) upwelling events and (bottom) relaxation conditions, respectively, defined by 4 day averaged DWS winds being above (respectively, below) a threshold of 5.5 m s^{-1} (respectively, 4 m s^{-1}). Isobaths 10, 20, 50, and 100 m are shown as white lines.

3.2. Intraseasonal Variability: Upwelling Versus Relaxation Events

As in other upwelling regions, the SSUC wind forcing is characterized by successions of upwelling events and relaxations with typical time scales of 3–10 days (not shown). Synoptic variability has important ecological implications in upwelling systems [Roughan *et al.*, 2006] and this is also presumably the case in the SSUC. In Figure 9, composite averaging of MODIS nighttime SST for upwelling and relaxation conditions are presented. (Daytime composite is also shown and will be discussed in the next section.) We only consider the period February–April during which climatological winds do not change significantly. Upwelling event (respectively, relaxation event) conditions are defined by a mean meridional wind speed at DWS higher (respectively, lower) than $V_u = 5.5 \text{ m s}^{-1}$ (respectively, $V_r = 4 \text{ m s}^{-1}$) over a time interval $T_a = 4$ days preceding the image scene. This 4 days (approximately two inertial period) averaging ensures that the system had time to adjust to the wind conditions.

Ninety five and sixty five images, respectively, form composites that are associated with an average meridional wind speed of 6.2 m s^{-1} (upwelling event) and 3.1 m s^{-1} (relaxation event). Mean upwelling and relaxation SST exhibit the same patterns and have no discernable qualitative difference. SST along SST minimum

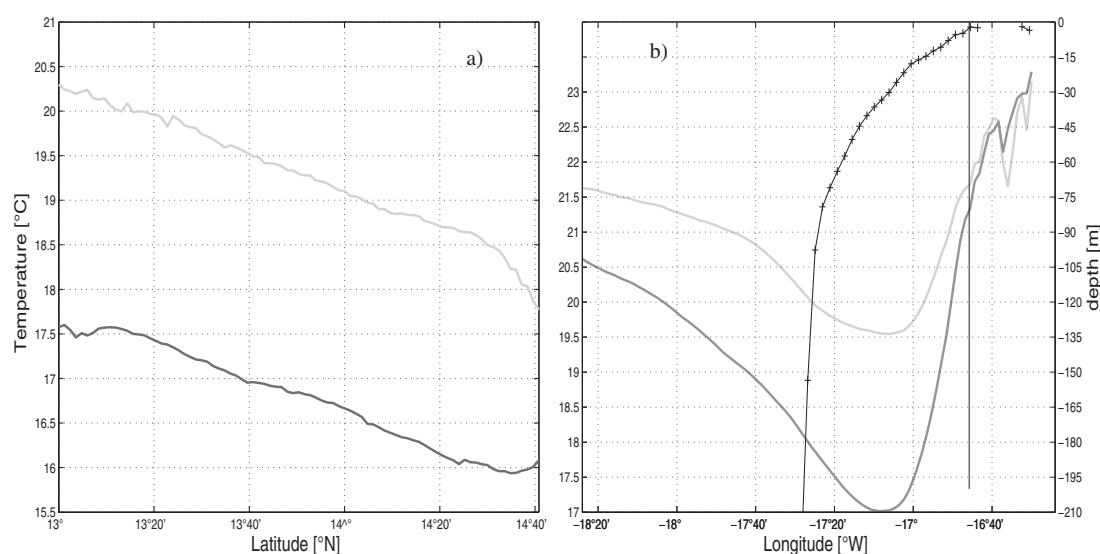


Figure 10. (left) SST alongshore and (right) cross-shore profiles for February-March-April upwelling (dark gray) and relaxation (light gray) conditions. Alongshore profiles follow the minimum SST line found for each corresponding composite (Figures 9a and 9c). Acrossshore profiles are obtained by averaging over the latitude band $13^{\circ}40'N$ – $14^{\circ}15'N$. In (b), the average depth is indicated as a function of longitude (black solid line with markers, right axis) and the separation between the coastal ocean and estuarine system located east of Sangomar point is shown with a black vertical line.

lines (computed as in section 3.1) for the upwelling and relaxation situations differ by 2 – $2.5^{\circ}C$ over most of the SSUC with a slight tendency to increase toward the south of the domain (from $1.8^{\circ}C$ at Dakar to $2.7^{\circ}C$ at $13^{\circ}N$; see Figure 10a). In both cases, SST increases regularly away from the upwelling center south of Cape Verde.

The SST cross-shore profiles averaged over the latitude band $13^{\circ}40'N$ – $14^{\circ}15'N$, shown in Figure 10b, are more contrasted. The SST difference between upwelling and relaxation conditions reaches a little over $2.5^{\circ}C$ over the central part of the shelf where upwelling takes place. It decreases rapidly over the outer shelf and slope region but remains around $1^{\circ}C$ as far west as $19^{\circ}W$. Time scales for upwelled water to travel from the upwelling region to $19^{\circ}W$ at typical speeds of 0.2 m s^{-1} are of the order of 10 days. (The presence of filaments associated with stronger cross-shore currents [Meunier et al., 2012] may reduce this travel time for some water parcels but the longshore and time averaged cross-shore flow should be driven by Ekman dynamics, so 0.2 m s^{-1} is a reasonable upper bound.) This is somewhat longer than what most synoptic events last. Therefore, we suspect that the offshore $1^{\circ}C$ difference is not due to cross-shore advection of the coastal upwelling signal but rather to local cooling processes, primarily changes in vertical mixing and entrainment in the surface boundary layer by wind turbulence. Air-sea fluxes probably also contribute to this difference as latent heat fluxes depend on wind speed; thus the intensification of the northerlies tends to advect cooler air over the region.

More importantly, we note that relaxation conditions lead to a broad region of SST minima whereas SST minima are more focused for the upwelling composite. To clarify this behavior, a relaxation/upwelling composite PDF of SST minimum (similar to Figure 8) is done for February–April with the same 4 and 5.5 m s^{-1} thresholds used before. SST minima in upwelling conditions are sharply distributed between the 20 and 50 m isobaths (see Figure 11), i.e., in a way that is consistent with upwelling taking place off the inner shelf. The same two comma-like patterns found in Figure 8 stand out even more clearly. In contrast, SST minima for relaxation conditions are scattered quite uniformly over the entire mid/outer shelf except for slightly higher PDF values about the 20 m and, south of $14^{\circ}N$, 100 m isobaths. The latter reveals enhanced surface cooling at the shelf break, as found over many nonupwelling shelf breaks in association with internal gravity wave/tide breaking [Sharples et al., 2007]. Over the northern part of the shelf increased scattering of SST minima is also observed for relaxation conditions, although not as far as the shelf break. A possible explanation would be that stronger winds in the northern SSUC maintain coastal SST during relaxations that are too cold to let shelf break cooling through internal wave breaking emerge from the analysis.

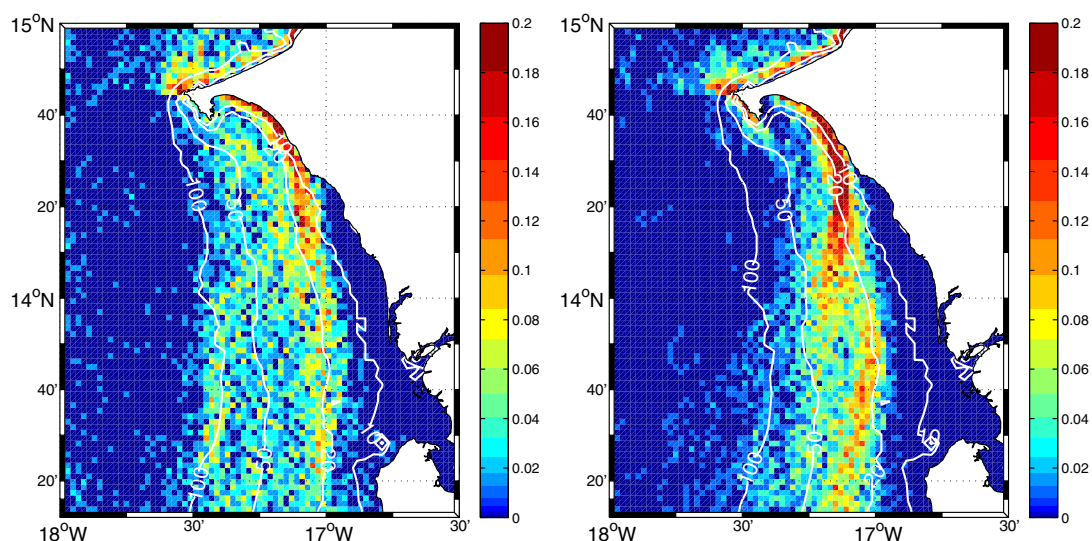


Figure 11. Mean Probability Density Function for the distribution of zonal SST minima (computed with the same binning as Figure 8) for February–March–April (left) relaxation and (right) upwelling event conditions, respectively, defined by 4 day averaged DWS winds being below (respectively, above) a threshold of 4 m s^{-1} (respectively, 5.5 m s^{-1}).

Inshore of the minimum SST zone the upwelling/relaxation SST difference seen in Figure 11 decreases rapidly and it is ~ 0 over the estuarine region east of Sangomar point (see location in Figure 2). From this we confirm that, in late winter–early spring, upwelling dynamics exert an increasingly limited influence as one approaches shore. Note though that the offshore half of the warm coastal strip is affected by upwelling conditions, with cooling $\geq 1^\circ\text{C}$ at the 10 m isobath. Hydrological measurements carried out in March 2013 south of $14^\circ 20'\text{N}$ during moderate upwelling conditions do not show signs of cold bottom water being advected inshore of the 20 m isobath (X. Capet et al., manuscript in preparation, 2015). This would indicate that lateral mixing and perhaps air–sea fluxes are responsible for the cooling found in the longitude range $16^\circ 50'–17^\circ\text{W}$ during sustained upwelling conditions.

Obviously, our results depend on the values we choose for relaxation/upwelling wind intensity thresholds (V_u, V_r) and also to a lesser extent, the averaging time interval of T_a . Using more extreme criteria to separate upwelling and relaxation conditions as well as increasing T_a leads to more marked differences (e.g., major erosions of the inner-shelf warm strip can occur during strong upwelling events; see Figures 2b, 2f, and 2i). On the other hand, large T_a pose statistical significance issues given the weakness of the wind synoptic variability. Indeed, we find that daily averaged alongshore winds at DWS for February–March–April 2006–2012 are 65% (respectively, 85%) of the time between 3.2 and 5.8 m s^{-1} (respectively, 2.2 and 6.8 m s^{-1}). We also find only six occurrences of daily wind reversals (southerly winds) whose intensity never exceeds 1.8 m s^{-1} .

Figure 9 suggests that the SSUC does not, on average, respond dramatically to the wind synoptic perturbations, which should at least in part be attributed to the limited amplitude of these perturbations. This does not preclude more subtle circulation changes that are not captured here because of the averaging procedure, or because they would have no clear signature on SST (e.g., a reversal of inner-shelf meridional currents). Nevertheless, this analysis reinforces the idea that the SSUC functioning differs from those of other upwelling centers where relaxation phases correspond to major physical and ecological system disruptions [Roughan et al., 2006; Lamb and Peterson, 2005; Graham and Largier, 1997], e.g., with reorganizations of SST patterns and, more importantly, retention/dispersion structures.

3.3. The SSUC Diurnal Cycle

Midday MODIS SST images (taken between 11 A.M. and 4 P.M.) reveal heterogeneous diurnal warming over the SSUC. They often exhibit a much greater complexity (compare Figures 2k and 2l taken 12 h apart) and day-to-day variability than nighttime images. Indications of diurnal effects in SST also manifest in the upwelling/relaxation composites for the day images (computed as nighttime composites in section 3.2) shown in Figure 9. More precisely, the compositing reveals that diurnal temperatures over the shelf are

significantly warmer ($\sim 1^\circ$), especially during relaxation conditions. Off the shelf and/or during upwelling conditions (i.e., in conditions where air-sea fluxes are less favorable to the formation of a thin warm surface layer) diurnal warming is much less intense.

To shed light into the SSUC diurnal cycle, we start by describing the wind and SST daily cycles for 4 periods of 1 month (February–March 2012 and 2013). For these periods, we have access to hourly MSG SST images that we project on a regular grid (section 2) to construct hourly time series of SST at every pixel. Gaps due to cloud/aerosols contamination that are shorter than 3 h are filled by linear interpolation. Longer gaps are not filled. A mean daily cycle is then constructed at every pixel for each of the 4 months. Likewise, daily wind cycles at DWS are formed by averaging all observations for each month.

Figure 12 represents the peak to peak value (twice the amplitude) of the mean daily cycle as a function of position in the SSUC. Pixels with less than 70% good SST observations are blanked out. The signature of the diurnal cycle is present over the inner and midshelf but the patterns and magnitudes differ between months. The largest monthly averaged diurnal cycle magnitudes are obtained in March 2012 and February 2013 (2° or more). During these two periods, occasional 8°C day-night differences are found while 5° differences are common in waters 20–40 m deep.

Smaller monthly averaged day-night differences (1° or less over the shelf) correspond to February 2012 and March 2013. Offshore the cycle, amplitude is strongly reduced to 50% or less of the nearshore values. Except for a few outliers maximum daily SST is reached in the afternoon (between 3 and 6 P.M.) everywhere in the domain, with the earliest maxima (3–4 P.M.) being concentrated in the nearshore region (not shown) where the SST cycle amplitude is largest. SST minima are reached between 6 and 9 A.M. with no clear pattern in the spatial distribution of the exact timings (not shown). To help visualize how SST can be modified by diurnal warming on time scales of hours we show Figures 2k and 2l taken ~ 12 h apart during a moderate to strong upwelling event. SST differences reaching over 5° can be found in the northern part of the SSUC. The upwelling signal in SST is barely visible in the afternoon throughout the domain.

Diurnal SST fluctuations depend on several factors that are mutually interdependent [Gentemann *et al.*, 2009; Merchant *et al.*, 2008]: wind intensity including its diurnal cycle, insolation, nonsolar air-sea heat fluxes (modulated by SST patterns and atmospheric conditions on a wide range of scales), subsurface stratification and shear, and light penetration (and hence near-surface plankton concentration and turbidity . . .).

Understanding the processes responsible for the patterns shown in Figure 12 would require an extensive set of observations which are currently not available. First-order differences between the months with large (March 2012 and February 2013) and small (February 2012 and March 2013) SST diurnal changes are consistent with the wind measurements at DWS (Figure 12), SST day-night differences being anticorrelated with average wind intensity. On the other hand, it is unclear why wind differences of the order of 0.5 m s^{-1} (at DWS) have such an important impact on the SST diurnal cycle amplitude. Our experience at sea in the SSUC suggests that strong local differences exist in the amplitude and structure of the diurnal wind cycle. To illustrate this, we compute and compare wind diurnal cycles averaged over a set of periods during which the wind observations from R/V weather stations were almost continuously available somewhere in the area $13^\circ 40' \text{N}$ – $14^\circ 30' \text{N}$ and $17^\circ 30' \text{W}$ – $16^\circ 55' \text{W}$: 8–16 March 2012; 21 February 2013 to 3 March 2013; 6–18 March 2013. Wind diurnal cycles measured by the ship (hereafter SWS), Dakar and Banjul weather stations are shown in Figure 13. Despite a similar tendency for backing (respectively, veering) from approximately 10 to 2 A.M. (respectively, 2 to 10 A.M.), details of the SWS and DWS wind cycles differ strongly. Wind amplitudes are roughly out of phase with a wind maximum (respectively, minimum around) 2 P.M. at DWS (respectively, 12 P.M. at SWS). The westerly tendency for SWS is also much more pronounced, possibly as a consequence of a sea breeze effect. The BWS wind diurnal cycle is the most similar to that for SWS with a wind intensity minimum in the afternoon but shifts in wind direction during the night and afternoon are even more pronounced. Because it is located inland, local site effects may be important at BWS. A weather buoy deployed over the shelf would provide invaluable observations to further investigate the issue.

3.4. Toward a Taxonomy of SSUC States and Features

As a result of considerable averaging, the analyses presented thus far overshadow the SSUC range of variability. We shall now discuss several carefully chosen SST images encountered in the MODIS archive for the seasons 2006–2012 in an attempt to classify recurrent features that add complexity to the SST state. The

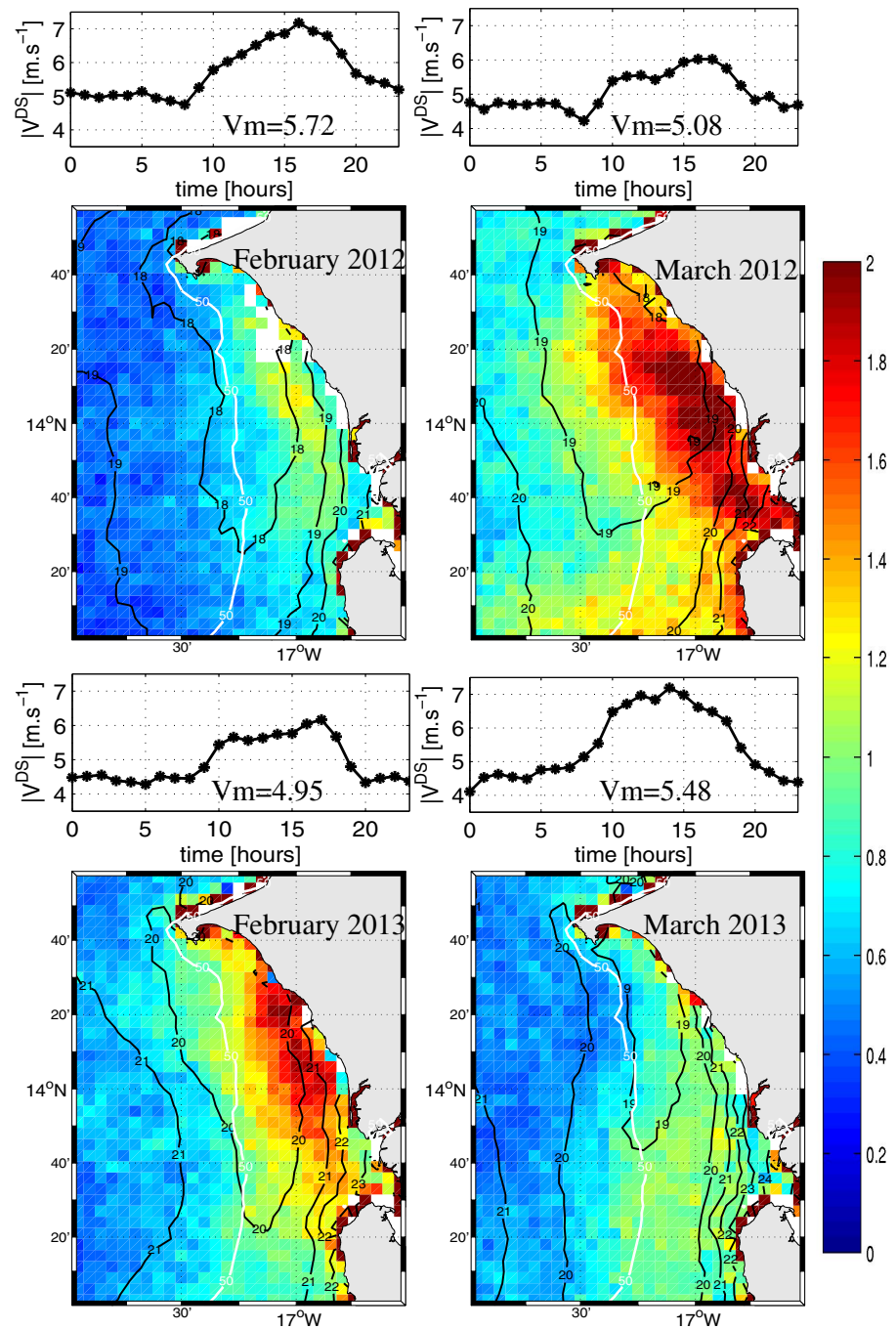


Figure 12. (a, b, e, and f) Diurnal cycle of wind speed at Dakar Weather Station (average wind speed V_m is also given for each month and (c, d, g, and h) peak-to-peak amplitude of the SST diurnal cycle over the SSUC. Averages for the months of February and March 2012 and 2013 are presented. The 50 m isobath and several isotherms are shown as white and black lines, respectively, in Figures 12c, 12d, 12g, and 12h.

premise of this qualitative approach is that it will provide a useful framework for the investigation of SSUC dynamics and variability, including with in situ observations.

Some of this variability is certainly directly attributable to the spatiotemporal wind details which we are not able to account for, given the limitations of our wind observations. Individual SST images also suggest the importance of the SSUC intrinsic turbulent activity, albeit less so than in other upwelling centers.

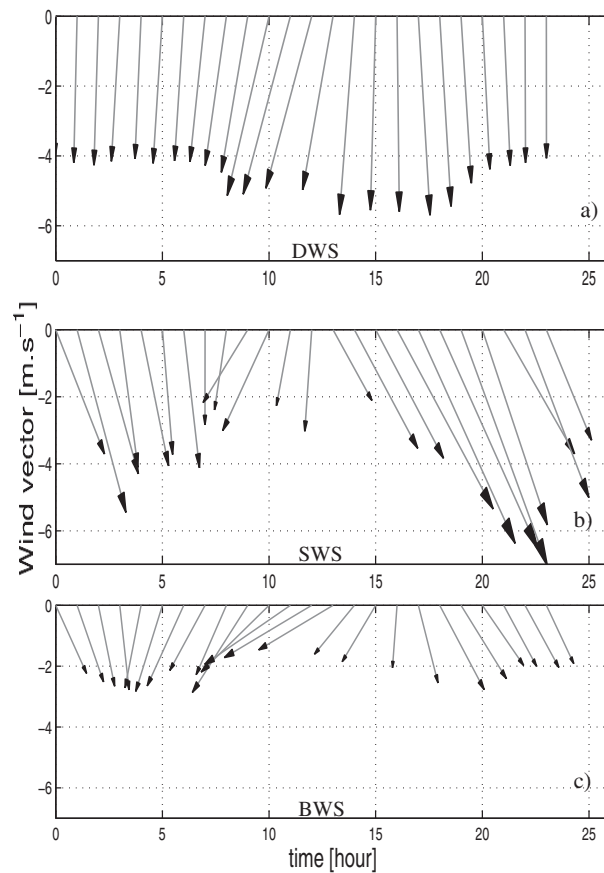


Figure 13. Wind vector diurnal cycle at the weather stations of (a) Dakar-Yoff and (c) Banjul and (b) from in situ measurements with marine weather stations mounted on R/V Suroit or Antéa present in the SSUC (only measurements in the box 13°40'N–14°30'N and 17°30'W–16°55'W are used). In each case, time averaging is over the same ~30 days during which field experiments were taking place in the SSUC: 8–16 March 2012; 21 February 2013 to 3 March 2013; 6–18 March 2013.

and southern sectors are also provided by analyses presented above. We have already mentioned the patch of elevated PDF of minimum SST location that emanates from the northern tip of Cape Verde in February–May (Figure 8). Close examination of the SST climatology for April (Figure 3) and to a lesser extent March reveals similar hints of south to north pathways for surface waters. For April, the shape of isotherms is consistent with cold water advected around western Cape Verde. Figure 2k is one of the examples we have found where satellite SST strongly suggests northward advection of cold water upwelled within a few kilometers of Cape Verde.

Several elements thus point to the influence of the poleward Mauritanian current (introduced in section 1) in shaping the limited exchanges of upwelling surface waters between the northern and southern upwelling sectors. SST images only suggest short-range exchanges but SST modifications by air-sea fluxes and mixing certainly limit our ability to track water pathways. Around 100 surface drifters were released in Senegalese coastal waters by the COCES/COCES2 programs (P.-M. Poulain, personal communication, 2014) and might be helpful to address this issue more thoroughly.

3.4.2. Mesoscale Activity and Offshore Pathways for SSUC Upwelled Water

A common deviation from the canonical state seen in Figures 3 and 9 corresponds to the situations of Figures 2b, 2g, 2h, and 2i: a warm anticyclonic structure (Cape Verde Anticyclone, hereafter CVA) is located right off the Cape Verde headland, sometimes so close that topographic influence on the structure becomes evident (Figure 2g); the shape and size of the CVA (radius of the order of tens of km) induces an

3.4.1. Northern-Southern Senegal Connection/Separation

Northern and southern Senegal upwelling sectors have traditionally been described as separated, with the Cape Verde headland being the physical barrier. The frequent occurrence of a filament flushing the northern upwelled waters offshore at Cape Verde, sometimes with the formation of a cold cyclonic eddy [Alpers *et al.*, 2013] exemplifies this separation (e.g., see Figure 2c). A different type of situation where separation is also evident corresponds to Figures 2g, 2h, and 2i. In these plots, a warm core mesoscale structure with a typical horizontal scale ~50–100 km (see below for further elaboration) hugs the headland and effectively isolates the northern and southern domains, at least in terms of SST. In Figure 2b, a mesoscale structure is also noticeable in the vicinity of Cape Verde but its signature is much weaker and does not reach the coastline. As a consequence, a continuous ribbon of cold (16–17°C) water borders Cape Verde and the north-south exchanges of surface waters cannot be ruled out. SST patterns of Figure 2f are more clearly suggestive of such exchanges.

Indications of (limited) surface water exchanges between the northern

upwelling filament that advects cold upwelled water across the shelf break around 14°N (Figures 2b, 2g, 2h, and 2i). The orientation of the flow in the filament is generally toward the northwest. It is reminiscent of the traditional roll-ups and filament formations that take place in nonlinear regimes of barotropic-baroclinic instability of boundary currents [e.g., *Capet and Carton*, 2004]. We attribute the filament orientation to the presence of an intense shear zone between the poleward Mauritanian current and the inshore equatorward upwelling flow. Over the shelf, the flow curvature induced by the CVA north of 14°N (see Figures 2g and 2i, for example) could explain the northern comma-shape pattern found in Figures 8 and 11. The ability of warm offshore water to occasionally impinge over the shelf is not inconsistent with recent simulations of thermohaline intrusions in an unstable shelf break front [*Wang and Jordi*, 2011].

The presence of a well-developed anticyclone in the immediate vicinity of Cape Verde headland, such as in Figure 2g is incompatible with the concomitant presence of the upwelling filament funneling cold water offshore north of Dakar, e.g., as observed in Figure 2c. Conditions most favorable to the establishment of a CVA may thus include dominant northwesterly winds for which upwelling is weak or absent north of Dakar (as a consequence of the distinct coastline orientation) [*Roy*, 1989]. On the other hand, wind orientations around the time when MODIS scenes presented in Figure 2 were taken (approximately three inertial periods as shown but we have also considered two and four) are not particularly supportive of this hypothesis. Processes underlying the development of CVAs are currently investigated through model simulations.

Other types of mesoscale perturbations are also observed. In Figure 2c, 18–19°C waters have been pushed 50 km or more off Cape Verde and a relatively straight front separates them from colder upwelling waters. Some upwelling water is shed off the shelf around 13°–13°30'N in a seemingly sluggish upwelling filament. In cases where a filament is present at ~14°N it is frequently accompanied by a weaker filament located further south around 13° (Figures 2b and 2i). Modulations in the amplitude of the mesoscale disturbances (e.g., as characterized by the offshore extent of the upwelling filaments or horizontal scales of the warm meanders/eddies disrupting the front between upwelling and offshore waters) is not always consistent with the wind history over a few inertial periods (compare Figures 2f and 2b–2d and 2g) although the weakest winds tend to be associated with SST images suggestive of weak eddy variability (Figures 2e and 2h) and vice versa (Figures 2b, 2c, and 2f).

Overall, the impression drawn from this limited set of images (but consistent with the inspection of many others) is that the instability regimes of the current system off southern Senegal are strongly influenced by the presence of Cape Verde, in a way that tends to constrain the location of the main exit pathways for SSUC upwelling water around 14°N. This is a useful SSUC characteristic to observationally quantify export off the shelf.

3.4.3. Alongshore Decay of the Upwelling SST Signal

The southward extension of the SST upwelling signal is highly variable (compare Figures 2b and 2e). Although a clear relationship between alongshore wind intensity and the size of the upwelling plume (defined by a given isocontour) emerged from the compositing presented in section 3.2 (Figure 9) some extreme situations in terms of southward extension of the plume are not associated with anomalously strong winds at DWS. Such a situation with surface waters colder than 17° found all the way to 11°N and resembling Figure 2c over the SSUC was experienced in March 2014 during a field experiment. Wind observations for that period both from ASCAT and from in situ measurements are indicative of weaker than average north-south wind dropoff, as opposed to stronger winds than average at DWS. Remotely forced upwelling (or downwelling) signals associated with poleward propagation of coastal trapped waves further complicates the issue, as discussed in relation to the late upwelling transition phase in section 3.1. Ambient stratification, wind history over several days to weeks, and larger-scale circulation are other factors that a priori impact the alongshore structure of the upwelling plume.

3.4.4. Nearshore Circulation

Although friction plays an increasingly dominant role in the shallow waters, the structure of the nearshore front south of 14°30'N is such that thermal wind balance may counterbalance wind effects and impose a net northward flow at least some of the time. Neglecting salinity gradients in the area [*Touré*, 1983] and assuming a well-mixed water column we have

$$\Delta v = \frac{gH \Delta \rho_f}{\rho_0 f L_f} \quad (1)$$

where Δv is the thermal wind shear from bottom to surface, H is the typical depth of the nearshore frontal zone, $\Delta \rho_f$ is the density difference across the front and L_f its typical scale. Using $H = 15$ m, $\Delta \rho_f = 0.8$ kg/m³ (corresponding to 4°C, see Figure 10b) and $L_f = 20$ km we find $\Delta v = 17$ cm s⁻¹, i.e., somewhat larger than depth-averaged alongshore Ekman velocities $v_E \sim \tau_y / (\rho_0 f H) \approx 11$ cm s⁻¹ in upwelling event conditions ($\tau_y = 0.06$ N m⁻²). In low wind conditions, $\Delta \rho_f$ is reduced (by a factor of 2–3) but Ekman velocities are also much weaker (wind stress is reduced by a factor of 3–4). Situations most favorable to a northward flow are expected to occur shortly after wind events when the coastal temperature front remains well marked, whereas Ekman currents slow down and the relaxation of pressure gradients should also contribute to the northward flow.

Obviously, a northward surface flow cannot be found north of Cape Gombaru where the coastal front is no longer present and coastal upwelling should be accompanied by a southward jet. Some flow modification must thus take place around 14° 10'N–14° 30'N to maintain non divergence. We hypothesize that the termination of the northward flow at the coastal front leads to westward velocities and, consequently, injection of coastal water into the upwelling zone. Evidences for this are relatively limited but some daytime MODIS scenes exhibit SST patterns consistent with this flow structure (see Figures 2j and 2l). The discontinuity seen in PDFs of SST minima is also consistent with it (although it could be due to the effects of Cape Verde anti-cyclones on the shelf circulation as mentioned above). Note that the reasoning does not require a northward flow to exist and differential southward advection north and south of Cape Gombaru would suffice to imply a localized westward flow.

4. Discussion and Conclusion

The view on the SSUC offered by this study is based on the analysis of SST, a nonconservative tracer strongly affected by air-sea fluxes and having complex links with subsurface shelf dynamics and its thermohaline structure. This brings important limitations to the approach but our focus is on upwelling dynamics which is generally well reflected in SST. Furthermore, relying primarily on nighttime images ensures that SST is representative of temperature in a 10–30 m mixed layer. The number of images uncontaminated by clouds or aerosols (≥ 1500) gives us access to fine-scale details of the SSUC dynamical functioning that are by construction (using monthly or seasonal averaging) statistically important.

The SST annual cycle can be simply described in terms of expansion (from October–November to February) and rapid retraction (May) of the cold water tongue present over the southern Senegal-Gambia shelf. Similarly, upwelling and relaxation events with time scales of 3–10 days modulate the upwelling intensity and manifest themselves, on average, as expansion/retraction phases of the upwelling tongue. The magnitude of the SST (and wind) diurnal cycle can be large inshore of the 50 m isobath. Consequences on heat air-sea fluxes and the strength of the atmosphere-ocean coupled processes are unclear but presumably important. Net heat flux errors in the SSUC estimated by *Clayson and Bogdanoff* [2013] are in slight excess of 5 W m⁻² during the upwelling season (their Figure 4). We suspect that their global analysis underestimates local coastal effects such as revealed in Figure 12.

South of 14° 30'N numerous SST images consistently reveal intermittent upwelling in the 3–5 pixels closest to shore, roughly inshore of the 10 m isobath. Such truly coastal upwelling occurs sometimes in conjunction with well-marked midshelf SST minima, during periods characterized by sustained upwelling winds (at DWS), mainly before February. Winds with a strong easterly component seem conducive to this type of situation as expected from inner shelf in situ observations reported by, e.g., *Lentz and Fewings* [2012]. However, our analyses of this aspect remain inconclusive, perhaps due to easterly winds events which could not be adequately identified (easterly winds are not well captured at DWS and are expected to have a large level of uncertainty and spatial variability over the SSUC as indicated by the diurnal cycle analysis).

Based on the form taken by Ekman drift in shallow waters where surface and bottom boundary processes can interact, *Estrade et al.* [2008] have proposed a conceptual model for upwelling dynamics on wide shelves such as the SSUC. In this model cross-shore Ekman transport is retarded over the inner shelf where surface and bottom mixed layers are merged; and upwelling takes place offshore of that zone where Ekman

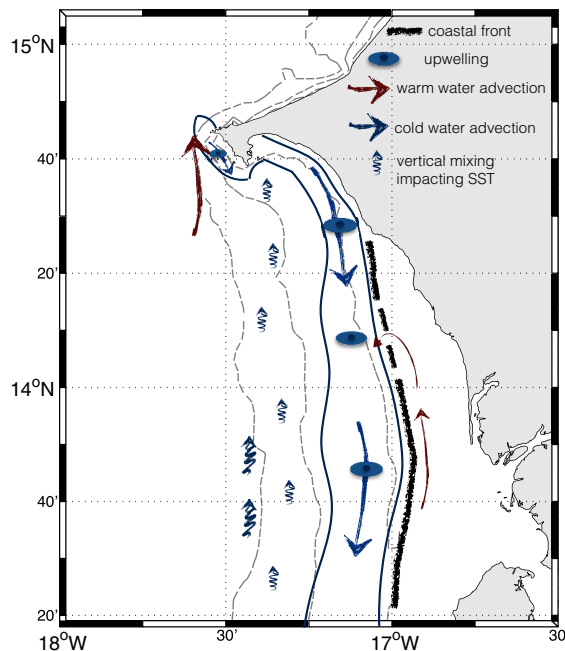


Figure 14. Schematic representation of the key dynamical elements apparent during the February to April upwelling period from our analysis of MODIS L2 SST patterns. Sinuous thin lines delineate the upwelling zones. Gray dashed lines represent the 20, 50, and 100 m isobaths. The latter roughly coincides with the shelf break. Thick black lines indicate the position of the coastal front which is represented as partly interrupted around 14°10'N. We tentatively relate this to the bifurcation of a (possibly intermittent) northward flow of warm coastal water (red arrows). Off the Cape Verde headland, interplay between the poleward flowing Mauritanian current (thick red arrow) and the localized coastal upwelling is often noticeable in MODIS SST images. Elevated probability of SST minimum presence at the shelf break under low wind conditions (Figure 11) is interpreted as a consequence of internal tide breaking. This effect is most evident in the southern part of the domain but may also be present in other parts of the shelf including just south of Dakar in the vicinity of the 50 m isobath (see Figure 11, left).

drift progressively returns to its normal orientation 90° to the right of the wind. The seasonal displacement of SST minima over the shelf is broadly consistent with this model given the wind seasonal changes and its expected effects on boundary layer thickness (and inner-shelf width). On average, SST minima are found farthest from shore (around 30–50 m depth) in February–March when winds are the strongest and closest to the shore in the early part of the upwelling season when the wind speed is lowest.

On the other hand, some results and individual situations that are in apparent contradiction with this theory are also obtained. Importantly, low wind SST minima are often found as far offshore as the shelf break, suggesting that other processes may be at work. More generally, these offshore SST minima are not well marked, discontinuous, and they are most commonly found in the southern part of the domain where the wind is on average weakest (see Figure 15). Our interpretation is that cold surface water found at the shelf break arises from a combination of (i) intense internal tide mixing as documented for non upwelling shelves [Sharples *et al.*, 2007], (ii) water upwelled in the north being advected obliquely to the shelf in specific meso-

scale/wind conditions (Figures 2c, 2d, 2f, 2g, and 2k). Field measurements in support of (i) were collected in 2013 (Capet *et al.*, in preparation). Conversely, our analyses (and recent in situ observations) do not support the existence of a subinertial upwelling cell at the shelf break as advocated in Roy [1998], for example.

Previously unknown details of the SSUC dynamics revealed by our analyses of the late upwelling period (February–April) are summarized in Figure 14. Cooling of surface waters over the shelf break and outer shelf is a prominent feature in relaxation conditions that we relate to internal tide breaking. Sustained coastal upwelling occurs along the western edge of Cape Verde during the second half of the upwelling season. The associated circulation strongly interacts with the Mauritanian current heading north which seems to affect the fate of upwelled waters. Finally, the coastal shelf front on the inshore side of the SST minima is represented with a discontinuity that may be related to a confluence of the inner-shelf circulation near 14°N–14°10'N (although the influence of a mesoscale anticyclone frequently observed in the northwestern part of the SSUC may extend far enough into the shelf area to explain the discontinuity).

Overall, the SSUC exhibits persistent and recurrent SST patterns during the upwelling season and we see this as a consequence of the limited variability of the circulation. Important reasons for this would be the regularity of the wind forcing on intraseasonal and also interannual time scales (as we have found year-to-year differences between cumulative upwelling indices [Bograd *et al.*, 2009] computed using DWS observations can reach 20% but are most often below 10%); the north-south invariance of the bathymetry south of 14°30'N and the general weakness of the intrinsic variability. Subinertial intrinsic variability (mesoscale and submesoscale) is ubiquitous in upwelling systems but its intensity varies depending on several factors, wind

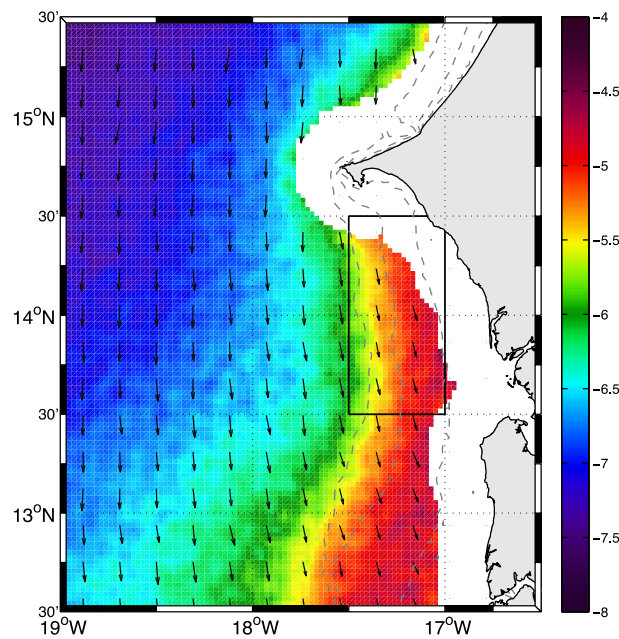


Figure 15. Climatological QuikSCAT wind vector and meridional wind (color, in $m s^{-1}$) fields for the sustained upwelling period February–April. Wind fields are constructed in such a way that the scatterometer blind zone (area in white) is as small as possible (see Appendix A, for details). Nearshore wind dropoff is evident as well as a reduction in wind intensity toward the south. On the other hand, no orographic effect induced by the Cape Verde peninsula is visible. The averaging box used to compute V^{OK} in section 2 is delimited using solid black lines. Isobaths 20, 50, and 100 m are shown as gray lines.

intensity, topography (including shelf width), Coriolis parameter value, and stratification being the most important ones. Central California is archetypal of upwelling sectors with strong intrinsic variability. Despite having well-identified upwelling centers, coastal upwelling is strongly modulated by meso-submesoscale activity [Castelao *et al.*, 2006]. In contrast, cold water upwelling in the SSUC occurs tens of kilometers away from the shelf break in an area sheltered from the direct influence of mesoscale activity. As a result, it exhibits relatively persistent/recurrent and, perhaps, more predictable SST patterns. This being said, intrinsic variability also plays an important role in the SSUC. Its mesoscale manifestations over the deep ocean and outer shelf (e.g., exporting recently upwelled water) suggest that it is strongly constrained by two key environmental factors: the presence of the Cape Verde headland; the slope current structure which

differs from those usually found off upwelling shelves because the influence of the poleward Mauritanian current extends all the way to the surface.

Our analyses and findings highlight the overall regularity and stability of the SSUC dynamical functioning but they also reveal complexity in the upwelling structure (and hence presumably the spatial distribution of nutrient delivery to the shelf). In situ verifications are needed. The ecosystemic implications, e.g., for the ecological functioning of the SSUC sardinella nursery (recruitment, habitat structure and variability) also need to be explored via in situ approaches.

Appendix A: Wind Field Structure in the SSUC

To gain insight into the detailed spatial structure of the wind field, we carefully map and time-average the QuikSCAT wind observations so as to limit the extent of the blind zone. Along swath L2B QuikSCAT wind data are given at wind vector cells (WVC) of 12.5×12.5 km. Some uncertainty exists over the position of the WVC center but because we are interested in climatological winds which implies considerable time averaging we have gridded the entire data set at 4 km resolution with each individual QuikSCAT measurement being assigned to the grid pixel in which its WVC center falls. In doing, we enhance horizontal resolution (and reduce the blind zone extent) compared to products such as QuikSCOW [Risien and Chelton, 2008] (gridded at 25×25 km), albeit at the price of increased spatial noise. The resulting wind vector and meridional wind fields for the period February–April are presented in Figure 15. The wind cross-shore structure (dropoff when approaching the shore) typical of many upwelling regions [Capet *et al.*, 2004] is noticeable. On the other hand, the type of expansion fan structure frequently found in the vicinity of headlands, e.g., off central California [Winant *et al.*, 1988; Enriquez and Friehe, 1995] is absent. (A wind speed increase in the immediate proximity of the Cape Verde peninsula cannot be ruled out but its magnitude must be very limited to have no signature outside the blind zone.) We relate this to the limited terrain elevation (below ~ 100 m in the senegalese coastal area and in particular the Cape Verde peninsula) and generally smooth

topography (see <http://www.floodmap.net/Elevation/CountryElevationMap/?ct=SN>). Differences in wind orientation north and south of the Cape Verde peninsula are also minor. The results are similar for the early and late upwelling seasons. From this, we conclude that systematic orographic effects induced by the Cape Verde peninsula are weak (on the scales of tens of kilometers and more) which strengthens and provides insight into the results of section 2 with a good level of agreement between \mathbf{V}^{OK} and \mathbf{V}^{DS} .

Acknowledgments

We acknowledge financial support from IRD through the AWA and LMI ECLAIRS program, from LEFE-INSU FUSE, and from FP7 PREFACE. S.N. is supported by the Programme doctoral international modélisation des systèmes complexes UPMC/IRD. We are grateful to the captains and crews of R/V Suroit and Antéa for their help. We thank F. Colas, H. Demarcq, L. Mortier, M. Wade, and S. Nicholson for their help and comments. Three anonymous reviewers greatly helped improve this study. Data SST MODIS are available (ordering "Level 2" data) at <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/browse.pl>. QuikSCAT data are available (level 2) at <ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/quickcat/L2B12/v2/>. Wind data from Dakar weather station were downloaded at www.ogimet.com/metars.phtml.en. The data from the EUMETSAT Satellite Application Facility on Ocean and Sea Ice used in this study are accessible through the SAF's homepage: <http://www.osi-saf.org>. The altimeter data were produced by Ssalto/Duacs and distributed by Aviso with support from Cnes.

References

- Alpers, W., P. Brandt, A. Lazar, D. Dagorne, B. Sow, S. Faye, M. W. Hansen, A. Rubino, P.-M. Poulain, and P. Brehmer (2013), A small-scale oceanic eddy off the coast of West Africa studied by multi-sensor satellite and surface drifter data, *Remote Sens. Environ.*, *129*, 132–143.
- Aristegui, J., E. D. Barton, X. A. Álvarez-Salgado, A. M. P. Santos, F. G. Figueiras, S. Kifani, S. Hernández-León, E. Mason, E. Machú and H. Demarcq (2009), Sub-regional ecosystem variability in the canary current upwelling, *Prog. Oceanogr.*, *83*, 33–48.
- Bakun, A., and C. S. Nelson (1991), The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*, 1815–1834.
- Barton, E. (1989), The poleward undercurrent on the eastern boundary of the subtropical North Atlantic, in *Poleward Flows Along Eastern Ocean Boundaries*, pp. 82–95, Springer, N. Y.
- Barton, E. D. (1998), Eastern boundary of the north Atlantic: Northwest Africa and Iberia. Coastal segment (18, e), in *The Sea*, vol. 11, pp. 633–657, John Wiley, N. Y.
- Benazzouz, A., S. Mordane, A. Orbi, M. Chagdali, K. Hilmi, A. Atillah, J. L. Pelegrí, and H. Demarcq (2014), An improved coastal upwelling index from sea surface temperature using satellite-based approach. The case of the Canary Current upwelling system, *Cont. Shelf Res.*, *81*, 38–54.
- Bograd, S. J., I. Schroeder, N. Sarkar, X. Qiu, W. J. Sydeman, and F. B. Schwing (2009), Phenology of coastal upwelling in the California Current, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L01602, doi:10.1029/2008GL035933.
- Capet, X., and X. Carton (2004), Nonlinear regimes of baroclinic boundary currents, *J. Phys. Oceanogr.*, *34*, 1400–1409.
- Capet, X., P. Marchesiello, and J. C. McWilliams (2004), Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L13311, doi:10.1029/2004GL020123.
- Castelao, R., T. Mavor, J. Barth, and L. Breaker (2006), Sea surface temperature fronts in the California Current System from geostationary satellite observations, *J. Geophys. Res.*, *111*, C09026, doi:10.1029/2006JC003541.
- Clayson, C. A., and A. S. Bogdanoff (2013), The effect of diurnal sea surface temperature warming on climatological air-sea fluxes, *J. Clim.*, *26*, 2546–2556.
- Cury, P., and C. Roy (1991), *Pêcheries Ouest Africaines: Variabilité, Instabilité et Changement*, edited by Cury, Philippe, Roy and Claude, pp. 525, ORSTOM, Paris.
- Demarcq, H., and V. Faure (2000), Coastal upwelling and associated retention indices derived from satellite SST application to *Octopus vulgaris* recruitment, *Oceanol. Acta*, *23*, 391–408.
- Donlon, C. J., M. Martin, J. Stark, J. Roberts-Jones, E. Fiedler, and W. Wimmer (2012), The operational sea surface temperature and sea ice analysis (OSTIA) system, *Remote Sens. Environ.*, *116*, 140–158.
- Enriquez, A., and C. Friehe (1995), Effect of wind stress and wind stress curl variability on coastal upwelling, *J. Phys. Oceanogr.*, *25*, 1651–1671.
- Estrade, P., P. Marchesiello, D. Verdère, A. Colin, and C. 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.
- Gentemann, C. L., P. J. Minnett, and B. Ward (2009), Profiles of ocean surface heating (POSH): A new model of upper ocean diurnal warming, *J. Geophys. Res.*, *114*, C07017, doi:10.1029/2008JC004825.
- Graham, W. M., and J. L. Largier (1997), Upwelling shadows as nearshore retention sites: The example of northern Monterey Bay, *Cont. Shelf Res.*, *17*, 509–532.
- Koračin, D., C. E. Dorman, and E. P. Dever (2004), Coastal perturbations of marine-layer winds, wind stress, and wind stress curl along California and Baja California in June 1999, *J. Phys. Oceanogr.*, *34*, 1152–1173.
- Lamb, J., and W. Peterson (2005), Ecological zonation of zooplankton in the COAST study region off central Oregon in June and August 2001 with consideration of retention mechanisms, *J. Geophys. Res.*, *110*, C10S15, doi:10.1029/2004JC002520.
- Le Borgne, P., H. Roquet, and C. Merchant (2011), Estimation of sea surface temperature from the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager, improved using numerical weather prediction, *Remote Sens. Environ.*, *115*(1), 55–65.
- Lentz, S. J. (1994), Current dynamics over the northern California inner shelf, *J. Phys. Oceanogr.*, *24*(12), 2461–2478.
- Lentz, S. J., and M. R. Fewings (2012), The wind- and wave-driven inner-shelf circulation, *Annu. Rev. Mar. Sci.*, *4*, 317–343.
- Marchesiello, P., and P. Estrade (2009), Eddy activity and mixing in upwelling systems: A comparative study of northwest Africa and California regions, *Int. J. Earth Sci.*, *98*, 299–308.
- Merchant, C., M. Filippiak, P. Le Borgne, H. Roquet, E. Autret, J.-F. Piolle, and S. Lavender (2008), Diurnal warm-layer events in the western Mediterranean and European shelf seas, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L04601, doi:10.1029/2007GL033071.
- Meunier, T., E. D. Barton, B. Barreiro, and R. Torres (2012), Upwelling filaments off Cap Blanc: Interaction of the NW African upwelling current and the Cape Verde frontal zone eddy field?, *J. Geophys. Res.*, *117*, C08031, doi:10.1029/2012JC007905.
- Nieto, K., H. Demarcq, and S. McClatchie (2012), Mesoscale frontal structures in the Canary Upwelling System: New front and filament detection algorithms applied to spatial and temporal patterns, *Remote Sens. Environ.*, *123*, 339–346.
- Peña-Izquierdo, J., J. L. Pelegrí, M. V. Pastor, P. Castellanos, M. Emelianov, M. Gasser, J. Salvador, and E. Vázquez-Domínguez (2012), The continental slope current system between Cape Verde and the Canary Islands, *Sci. Mar.*, *76*, 65–78.
- Pringle, J. M., and K. Riser (2003), Remotely forced nearshore upwelling in Southern California, *J. Geophys. Res.*, *108*(C4), 3131, doi:10.1029/2002JC001447.
- Ramp, S. R., P. F. Jessen, K. H. Brink, P. P. Niiler, F. L. Dagggett, and J. S. Best (1991), The physical structure of cold filaments near Point Arena, California, during June 1987, *J. Geophys. Res.*, *96*, 14,859–14,883.
- Risien, C. M., and D. B. Chelton (2008), A global climatology of surface wind and wind stress fields from eight years of QuikSCAT scatterometer data, *J. Phys. Oceanogr.*, *38*, 2379–2413.
- Roughan, M., N. Garfield, J. Largier, E. Dever, C. Dorman, D. Peterson, and J. Dorman (2006), Transport and retention in an upwelling region: The role of across-shelf structure, *Deep Sea Res., Part II*, *53*(25), 2931–2955.

- Roy, C. (1989), Fluctuation of wind and upwelling variability off the Senegalese coast, *Oceanol. Acta*, *12*, 361–369.
- Roy, C. (1998), An upwelling-induced retention area off Senegal: A mechanism to link upwelling and retention processes, *S. Afr. J. Mar. Sci.*, *19*, 89–98.
- Roy, C., P. Cury, A. Fontana and H. Belvèze (1989), Stratégies spatio-temporelles de la reproduction des clupéidés des zones d'upwelling d'Afrique de l'Ouest, *Aquat. Living Resour.*, *2*, 21–29.
- Savtchenko, A., D. Ouzounov, S. Ahmad, J. Acker, G. Leptoukh, J. Koziana, and D. Nickless (2004), Terra and aqua MODIS products available from NASA GES DAAC, *Adv. Space Res.*, *34*, 710–714.
- Sharples, J., et al. (2007), Spring-neap modulation of internal tide mixing and vertical nitrate fluxes at a shelf edge in summer, *Limnol. Oceanogr. Methods*, *52*, 1735–1747.
- Touré, D. (1983), *Contribution à l'étude de l'upwelling de la baie de gorée (dakar-sénégal) et de ses conséquences sur le développement de la biomasse phytoplanctonique*, vol. 93, 186 pp., Cent. de Rech. Océanogr., Dakar.
- Wang, D.-P., and A. Jordi (2011), Surface frontogenesis and thermohaline intrusion in a shelfbreak front, *Ocean Modell.*, *38*, 161–170.
- Winant, C., D. Dorman, C. Friehe, and R. Beardsley (1988), The marine layer off Northern California: An example of supercritical channel flow, *J. Atmos. Sci.*, *45*, 3588–3605.
- Woodson, C., et al. (2007), Local diurnal upwelling driven by sea breezes in northern Monterey Bay, *Cont. Shelf Res.*, *27*, 2289–2302.



Références

- Alpers W., Brandt P., Lazar A., Dagorne D., Sow B., Faye S., Hansen M. W., Rubino A., Poulain P.-M. et Brehmer P.** 2013. A small-scale oceanic eddy off the coast of West Africa studied by multi-sensor satellite and surface drifter data. *Remote Sensing of Environment*, 129 : 132–143.
- Antoine D., André J.-M. et Morel A.** 1996. Oceanic primary production : 2. Estimation at global scale from satellite (Coastal Zone Color Scanner) chlorophyll. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(1) : 57–69.
- Arakawa A.** 1972. Design of the UCLA general circulation model. *in Tech.Report No.7, Department of Meteorology, University of California at Los Angeles, p. 116.*
- Arístegui J., Barton E., Álvarez Salgado X., Santos A., Figueiras F., Kifani S. et et al.** 2009. Subregional ecosystem variability in the Canary Current upwelling. *Prog Oceanogr*, 83 : 33–48.
- Bakun A.** 1973. *COASTAL UPWELLING INDICES, WEST COAST OF NORTH AMERICA, 1946-71*. NOAA Tech. Rep., NMFS SSRF-671.
- Barnier B., Siefridt L. et Marchesiello P.** 1995. Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses. *J. Mar. Syst.*, 6 : 363–380.
- Barton E., Arístegui J., Tett P., Canton M. et et al.** 1998. The transition zone of the canary current upwelling region. *Prg. Oceanog.*, 41 : 455–504.
- 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, pages 633–657. Wiley.

- Batteen M. L.** 1997. Wind-forced modeling studies of currents, meanders, and eddies in the California Current system. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 102(C1) : 985–1010.
- Beckmann A. et Haidvogel D. B.** 1993. Numerical Simulation of Flow around a Tall Isolated Seamount. Part I : Problem Formulation and Model Accuracy. *Journal of Physical Oceanography*, 23 : 1736–1753.
- Bentamy A. et Fillon D. C.** 2012. Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 33(6) : 1729–1754.
- Bentamy A., Katsaros K. B., Mestas-Nuñez A. M., Drennan W. M., Forde E. B. et Roquet H.** 2003. Satellite Estimates of Wind Speed and Latent Heat Flux over the Global Oceans. *Journal of Climate*, 16 : 637–656.
- 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.*, pages 117–136.
- Blayo E. et Debreu L.** 1999. Adaptive mesh refinement for finite-difference ocean models. *J. Geophys. Res.*, 29 : 1239–1250.
- Bograd S. J., Schroeder I., Sarkar N., Qiu X., Sydeman W. J. et Schwing F. B.** 2009. Phenology of coastal upwelling in the California Current. *Geophysical Research Letters*, 36(1) : n/a–n/a. L01602.
- Bouffard J.** 2007. *Amélioration de l'altimétrie côtière appliquée à l'étude de la circulation du Bassin Nord Occidental de la en Mer Méditerranée.* Th. de Doctorat, Université P. Sabatier, Toulouse.
- Boëly T.** 1980. *Biologie de deux espèces de sardinelles (Sardinella aurita, Valenciennes, 1847 et Sardinella maderensis, Lowe, 1841) des côtes Sénégalaises.* Th. de Doctorat, Univ. Paris VI.
- Boëly T., Chabane J., Fréon P. et Stequert B.** 1982. Cycle sexuel et migrations de *Sardinella aurita* sur le plateau continental ouest-africain, des Iles Bissagos à la Mauritanie. *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer*, 180 : 350–355.
- Brochier T., Echevin V., Tam J., Chaigneau A., Goubanova K. et Bertrand A.** 2013. Climate change scenarios experiments predict a future reduction in small pelagic fish recruitment in the Humboldt Current system. *Global Change Biology*, 19(6) : 1841–1853.

-
- Capet X., Estrade P., Machu E., Ndoye S., Grelet J., Lazar A., Marié L., Dausse D. et Brehmer P.** 2015. The southern Senegal upwelling center : state and dynamics during the UPSEN2/ECOAO field experiments (Feb.-Mar. 2013). *soumis à Journal of physical oceanography*.
- Capet X., Marchesiello P. et McWilliams J. C.** 2004. Upwelling response to coastal wind profiles. *Geophys. Res. Lett.*, 31 : L13311.
- Carr M. E.** 2002. Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing. *dsr2*, 49 : 59–80.
- Carr M. E. et Kearns E.** 2003. Production regimes in four Eastern Boundary Current systems. *dsr2*, 50 : 3199–3221. doi :10.1016/j.dsr2.2003.07.015.
- Carton J. et Giese B.** 2008. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Mon. Wea. Rev.*, 136 : 2999–3017.
- Castelao R. et Barth J.** 2006. The Relative Importance of Wind Strength and Along-Shelf Bathymetric Variations on the Separation of a Coastal Upwelling Jet. *J. Phys. Oceanogr.*, 36 : 412–425.
- Chao Y., Li Z., Kindle J., Paduan J. D. et Chavez F. P.** 2003. A high-resolution surface vector wind product for coastal oceans : Blending satellite scatterometer measurements with regional mesoscale atmospheric model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, 30 : 1013.
- Chavez F. P. et Messié M.** 2009. A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. *Progress in Oceanography*, 83 : 80–96.
- Chelton D. B., deSzoeke R. A., Schlax M. G., El Naggar K. et Siwertz N.** 1998. Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28(3) : 433–460.
- Chenillat F.** 2011. *Variabilité de structure et de fonctionnement d'un écosystème de bord est : application à l'upwelling de Californie*. Th. de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Chenillat F., Rivière P., Capet X., Di Lorenzo E. et Blanke B.** 2012. North Pacific Gyre Oscillation modulates seasonal timing and ecosystem functioning in the California Current upwelling system. *Geophysical Research Letters*, 39(1) : n/a–n/a. L01606.

- Colas F., Capet X., McWilliams J. C. et Shchepetkin A.** 2008. 1997-1998 El Niño off Peru : A numerical study. *Progress in Oceanography*, 79 : 138–155.
- Conand F.** 1977. Oeufs et larves de la sardinelle ronde (*Sardinella aurita*) au Sénégal : distribution, croissance, mortalité, variations d'abondance de 1971 à 1976. *Cahiers ORSTOM, Série océanographique*, XV(3) : 201–214.
- Cremoux J.** 1970. Observations océanographiques effectuées en 1969. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanog. Dakar-Thiaroye. DSP*,, 24.
- Debreu L., Marchesiello P., Penven P. et Cambon G.** 2012. Two-way nesting in split-explicit ocean models : algorithms, Implementation and Validation. *Ocean Model.*, 49(50) : 1–21.
- Demarcq H. et Faure V.** 2000. Coastal upwelling and associated retention indices derived from satellite SST. Application to Octopus vulgaris recruitment. *Ocean. Acta.*, 23 : 391–408.
- Desbiolles F.** 2014. *Impact des fines échelles spatio-temporelles de l'atmosphère sur le couplage entre océan hauturier et plateau continental dans un système d'upwelling de bord Est*. Th. de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Domain F.** 1980. *Contribution à la connaissance de l'écologie des poissons démersaux du plateau continental sénégal-Mauritanien les ressources démersales dans le contexte général du Golfe de Guinée*. Th. de Doctorat, Thèse de DOCTORAT D'ETAT à l'université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- Dufois F., Penven P. et Whittle C. P. e. a.** 2012. On the Warm Nearshore Bias in Pathfinder Monthly SST Products over Eastern Boundary Upwelling Systems. *Ocean Model.*, 47 : 113–118.
- Dème-Gningue I., Roy C. et Touré D.** 1990. Variabilité spatio-temporelle de la température, des nitrates et de la chlorophylle devant les côtes du Sénégal. *Documens scient. Cent. Rech. Océanogr., Dakar- Thiaroye*, 122(5-6) : 21.
- Echevin V.** 2013. *Dynamique et couplage avec la biologie dans le système d'upwelling du Pérou-Chili*. Habilitation à diriger des recherches, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Echevin V., Goubanova K., Belmadani A. et Dewitte B.** 2012. Sensitivity of the Humboldt Current system to global warming : a downscaling experiment of the IPSL-CM4 model. *Climate Dynamics*, 38(3-4) : 761–774.

-
- Ekman V. W.** 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. Mat.Astron. Fys.*, 2 : 1–53.
- Estrade P.** 2006. *Mécanisme de décollement de l'upwelling sur les plateaux continentaux larges et peu profonds d'Afrique du Nord-Ouest*. Th. de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Estrade P., Marchesiello P., Verdière D., Colin A. et Roy C.** 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.
- FAO** 2004. La situation mondiale des pêches et de l'aquaculture 2004. *Food and Agriculture Org.*
- Fraga F.** 1974. Distribution des masses d'eau dans l'upwelling de mauritanie. *Tethys*, 6(1-2) : 5–10.
- Gentemann C. L., Minnett P. J. et Ward B.** 2009. Profiles of ocean surface heating (POSH) : A new model of upper ocean diurnal warming. *J. Geophys. Res.*, 114(C07017).
- Gruber N., Lachkar Z., Frenzel H., Marchesiello P., Munnich M., McWilliams J., Nagai T. et Plattner G.** 2011. Mesoscale eddy-induced reduction of biological production in coastal upwelling systems. *Nature Geophysics*. in press.
- Hempel G. et for the Exploration of the Sea I. C.** 1982. *The Canary Current : Studies of an Upwelling System : a Symposium Held in Las Palmas, 11-14 April 1978*. Conseil Permanent International Pour L'Exploration De La Mer Rapports et Procès-Verbaux Des Reunions. CIEM.
- Herbert G.** 2012. *Modélisation et observation de la dynamique haute fréquence de la circulation du Golfe de Gascogne*. Th. de Doctorat, Université Toulouse 3 - Paul Sabatier.
- Ingham M. C.** 1970. Coastal Upwelling in the Northwestern Gulf of Guinea. *Bulletin of Marine Science*, 20(1) : 1–34.
- Jackett D. R. et McDougall T.** 1995. Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 12(4) : 381–389.
- Jickells T., An Z., Andersen K., Baker A., Bergametti G., Brooks N., Cao, J.J. and Boyd P., Duce, R.A. and Hunter K., Kawahata H., Kubilay N., la-Roche J., Liss P., Mahowald N., Prospero J., Ridgwell A., Tegen I. et Torres**

- R.** 2005. Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science*, 308 : 67–71.
- Large W., McWilliams J. et Doney S.** 1994. A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, 32(4) : 363–403.
- Lathuilière C.** 2008. *Echanges côte-large et propriétés biogéochimiques dans les régions d'upwelling de bord Est*. Theses, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Lathuilière C., Echevin V. et Lévy M.** 2008. Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest African coast. *J Geophys Res*, 113.
- Laurans M.** 2005. *Ressources et exploitations « démersales » en Afrique de l'Ouest : évaluation des stocks, dynamique des populations et approche écosystémique*. Th. de Doctorat, Ecole Nationale Sup. Agron. de Rennes, spécialité : Halieutique. P 125. P 161 .
- Lentz S. J.** 1992. The Surface Boundary Layer in Coastal Upwelling Regions. *Journal of Physical Oceanography*, 22 : 1517–1539.
- Lentz S. J.** 1994. Current dynamics over the northern California inner shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 24(12) : 2461–2478.
- Machu E., Ettahiri O., Kifani S., Benazzouz A., Makaoui A. et Demarcq H.** 2009. Environmental control of the recruitment of sardines (*Sardina pilchardus*) over the western Saharan shelf between 1995 and 2002 : a coupled physical/biogeochemical modelling experiment. *Fish Oceanogr*, 18 : 287–300.
- Madani A. B.** 2009. *Impact du changement climatique dans le Système de Courant de Humboldt simulé par un modèle régional océanique*. Th. de Doctorat, Université Toulouse III - Paul Sabatier.
- Marchesiello P., Debreu L. et Couvelard X.** 2009. Spurious diapycnal mixing in terrain-following coordinate models : the problem and a solution. *Ocean Modelling*, 26 : 156–169.
- Marchesiello P. et Estrade P.** 2009. Eddy activity and mixing in upwelling systems : a comparative study of northwest Africa and California regions. *Int. J. Earth Sci.*, 98 : 299–308.
- Marchesiello P. et Estrade P.** 2010. Upwelling limitation by onshore geostrophic flow. *jmr*, 68(4) : 37–62.

-
- Marchesiello P., McWilliams J. C. et Shchepetkin A.** 2003. Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *J. Phys. Oceanogr.*, 33 : 753–783.
- Mason E., Colas F., Molemaker J., Shchepetkin A., Troupin C. et McWilliams J. e. a.** 2011. Seasonal variability of the Canary Current : a numerical study. *J Geophys Res*, 116.
- Mazé R., Langlois G. et Grosjean F.** 1998. Tidal Eulerian residual currents over a slope : Analytical and numerical frictionless models. *Journal of physical oceanography*, 28(7) : 1321–1332.
- Mbaye B. C.** 2015. *Impact of biophysical environment on Sardinella aurita early life stage within the Senegalese-mauritanian upwelling system : seasonal and interannual modelling.* Theses, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Mbaye B. C., Brochier T., Echevin V., Lazar A., Lévy M., Mason E., Gaye A. T. et Machu E.** 2015. Do Sardinella aurita spawning seasons match local retention patterns in the Senegalese–Mauritanian upwelling region? *Fisheries Oceanography*, 24(1) : 69–89.
- Merchant C., Filipiak M., Le Borgne P., Roquet H., Autret E., Piolle J.-F. et Lavender S.** 2008. Diurnal warm-layer events in the western Mediterranean and European shelf seas. *Geophys. Res. Lett.*, 35(L04601).
- Mittelstaedt E.** 1982. Large-scale circulation along the coast of Northwest Africa. *Rapp. P.-v. Réunion. Cons. int. Explor. Mer.*, 180 : 50–57.
- Moujane A., Chagdali M., Blanke B. et Mordane S.** 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.
- Narimousa S. et Maxworthy T.** 1989. Application of a laboratory model to the interpretation of satellite and field observations of coastal upwelling. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 13(1–2) : 1 – 46.
- Ndoye S., Capet X., Estrade P., Sow B., Dagorne D., Lazar A., Gaye A. et Brehmer P.** 2014. SST patterns and dynamics of the southern Senegal-Gambia upwelling center. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(12) : 8315–8335.
- Nykjaer L. et Van Camp L.** 1994. Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *J. Geophys. Res.*, 99(C7) : 14197–14207.

- Oerder V., Colas F., Echevin V., Codron F., Tam J. et Belmadani A. 2015. Peru-Chile upwelling dynamics under climate change. *Journal of Geophysical Research. Oceans*, 120(2) : 1152–1172.
- Oudot C. et Roy C. 1991. Les sels nutritifs au voisinage de Dakar : cycle annuel moyen et variabilité interannuelle. *Pêcheries Ouest-Africaines : Variabilité, instabilité et changement Ph. Cury et C Roy eds ORSTOM, Paris*, pages 80–89.
- Penven P., Echevin V., Pasapera J., Colas F. et Tam J. 2005. Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System : a modeling approach. *J. Geophys. Res.*, 110. doi :10.1029/2005JC002945110.
- Pickett M. et Paduan J. 2003. Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS). *J. Geophys. Res.*, 108 : C10, 3327, doi :10.1029/2003JC001902.
- Praveen Kumar B., Vialard J., Lengaigne M., Murty V., McPhaden M., Cronin M., Pinsard F. et Gopala Reddy K. 2013. TropFlux wind stresses over the tropical oceans : evaluation and comparison with other products. *Climate Dynamics*, 40(7-8) : 2049–2071.
- Rebert J. et Privé M. 1974. Observation de courant sur le plateau continental sénégalais du Cap Vert au Cap ROXO, mars 1974. *Cent. Rech. océanogr. Dakar, Arch. No 4. 25pp.*
- Renault L. 2008. *Impact des jets côtiers atmosphériques sur l'Upwelling du système de courants de Humboldt*. Th. de Doctorat, Université Toulouse 3 - Paul Sabatier.
- Renault L., Dewitte B., Marchesiello P., Illig S., Echevin V., Cambon G., Ramos M., Astudillo O., Minnis P. et Ayers J. K. 2012. Upwelling response to atmospheric coastal jets off Central Chile : A modeling study of the October 2000 event. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 117(C02030) : 21.
- Risien C. M. et Chelton D. B. 2008. A Global Climatology of Surface Wind and Wind Stress Fields from Eight Years of QuikSCAT Scatterometer Data. *J. Phys. Oceanogr.*, 38 : 2379–2413.
- Rivas D. et M.Samelson R. 2011. A Numerical Modeling Study of the Upwelling Source Waters along the Oregon Coast during 2005. *J. Phys. Oceanogr.*, 41 : 88–112.
- Rosignol M. et Aboussouan M. T. 1965. Hydrologie marine côtière de la presqu'île du cap vert. Contribution à l'étude de la productivité des eaux. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanog. Dakar-Thiaroye*, 2 : 166p.

-
- Roughan M., Garfield N., Largier J., Dever E., Dorman C., Peterson D. et Dorman J.** 2006. Transport and retention in an upwelling region : the role of across-shelf structure. *Deep Sea Res., Part II*, 53(25) : 2931–2955.
- Roy C.** 1989. Fluctuations des vents et variabilité de l'upwelling devant les côtes du Sénégal. *Oceanologica Acta*, 1989, 12(4) : 361–369.
- Roy C.** 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*, pages 80–89.
- Roy C.** 1992. *Réponses des stocks de poissons pélagiques à la dynamique des upwellings en Afrique de l'Ouest : analyse et modélisation*. Th. de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Roy C.** 1998. An upwelling-induced retention area off senegal : A mechanism to link upwelling and retention processes. *South African Journal of Marine Science*, 19 : 89–98.
- Roy C. et Reason C.** 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.
- Rykaczewski R. R. et Checkley D.** 2008. Influence of ocean winds on the pelagic ecosystem in upwelling regions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105(6) : 1965–1970.
- Ryther J. H.** 1969. Photosynthesis and fish production in the sea. *Science, New Series*, 166 : 72–76.
- Rébert J.** 1978. Les teneurs en chlorophylle des eaux de surface à la station côtière de Dakar (Résultats des mesures de 1973-1997). *Doc. Scient. Centre Rech. Océanog. Dakar-Thiaroye*, pages 93–186.
- Rébert J.** 1983. Hydrologie et dynamique des eaux du plateau continental sénégalais. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanog. Dakar-Thiaroye*, 67 : 14p.
- Savtchenko A., Ouzounov D., Ahmad S., Acker J., Leptoukh G., Kozianna J. et Nickless D.** 2004. Terra and Aqua MODIS products available from NASA GES DAAC. *Advances in Space Research*, 34 : 710–714.

- Schemaida R., Nehring D. et Schulz S.** 1975. Ozeanologische untersuchungen zum Produktions potential der nordwestafrikanischen wasserauftriebsregion 1970-1973. *Geodätische und Geophysikalische veröffent1ichungen*, 4 (6) : 85p.
- Schwing F., O'Farrell M., Steger J. et Baltz K.** 1996. Coastal Upwelling Indices, West coast of North America, 1946-1995. *U.S. Dept. of Commerce, NOAA Tech. Memo. NOAA-TM-NMFS-SWFC-231*, 114pp.
- Sharples J., Tweddle J. F., Mattias Green J., Palmer M. R., Kim Y.-N., Hickman A. E., Holligan P. M., Moore C., Rippeth T. P., Simpson J. H. et al.** 2007. Spring-neap modulation of internal tide mixing and vertical nitrate fluxes at a shelf edge in summer. *Limnology and Oceanography*, 52 : 1735–1747.
- Shchepetkin A. et McWilliams J.** 2005. The Regional Ocean Model System (ROMS) : a split explicit, free-surface, topography following coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9 : 347–404.
- Shchepetkin A. F. et McWilliams J. C.** 2003. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with nonaligned vertical coordinate. *J. Geophys. Res.*, 108(C3) : 3090. doi :10.1029/2001JC001047.
- Smith R.** 1968. Upwelling. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 6 : 11–46.
- Smith R.** 1992. Coastal upwelling in the modern ocean. In : Upwelling Systems : Evolution since the early Miocene C. P. Summerhayes, W. L. Prell, and K. C. Emeis. eds. *Geological Society, Special Publication.*, 63 : 9–28.
- Song T. et Haidvogel D.** 1994. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *J. Comput. Phys.*, 115 : 228–244.
- Sow B.** 2014. *Etat Moyen et Variabilité Saisonnière de l'upwelling Sénégal-Mauritanien : Approche Modélisation*. Th. de Doctorat, Université Cheikh Anta Diop de Dakar.
- Sverdrup H. U., Johnson M. W. et Fleming R. H.** 1942. The oceans : their physics, chemistry, and general biology. *Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J.*, 1087p.
- Taleb O.** 2005. *Les ressources de petits pélagiques en Mauritanie et dans la zone nord ouest africaine : variabilité spatiale et temporelle, dynamique et diagnostic*. Th. de Doctorat, Agrocampus Rennes Pôle Halieutique, Rennes.
- Teisson C.** 1982. Application de la théorie d'Ekman à l'étude des courants et des remontées d'eaux profondes le long des côtes sénégalaises. *Doc. sci. Centre Rech. Océanogr. Arch.n°106*.

-
- Teisson C.** 1983. Le phénomène d'upwelling le long des côtes du Sénégal. Caractéristiques physiques et modélisation . *Doc. sci. Centre Rech. Océanogr n°123*, 74p.
- Tomczak M. et Godfrey J. S.** 2001. Regional Oceanography : An Introduction. *Per-gamon, New York*.
- Touré D.** 1989. REGIME THERMIQUE DE L'HYDROLOGIE DE LA BAIE DE GORÉE (SENEGAL). *Revue Sénégalaise des Recherches Agricoles et Halieutiques*, 2 : n°1.
- Touré D.** 1983. Contribution à l'étude de l'upwelling de la baie de Gorée (Dakar-Sénégal) et de ses conséquences sur le développement de la biomasse phytoplanctonique. *Thèse de 3e cycle à l'université Pierre et Marie Curie, Paris 6.*, 93 : 186p.
- Turmine V.** 2000. La dynamique littorale entre Mbour et Joal (Petite Côte - Sénégal). *Maitrise de Géographie, Université Denis Diderot : Paris VII*, page 255p.
- Winant C.** 2006. Three-Dimensional Wind-Driven Coastal Circulation past a Headland. *J. Phys. Oceanogr.*, 36 : 1430–1438.
- Woodson C., Eerkes-Medrano D., Flores-Morales A., Foley M., Henkel S., Hessing-Lewis M., Jacinto D., Needles L., Nishizaki M., O'Leary J. et al.** 2007. Local diurnal upwelling driven by sea breezes in northern Monterey Bay. *Cont. Shelf Res.*, 27 : 2289–2302.
- Wooster W., Bakun A. et McLain D.** 1976. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 34 : 131–140.
- Zenk W., Klein B. et Schroder M.** 1991. Cape verde frontal zone. *Deep-Sea Research*, 38(I) : S505–S530.