

Université Assane Seck de Ziguinchor



UFR Sciences et Technologies

Département de Physique

Mémoire de Master

Mention : Physique et Applications

Spécialité : Sciences de l'Atmosphère et de l'Océan

Sujet : Energies cinétiques moyenne (MKE) et turbulente (EKE) associées à la circulation moyenne de surface dans le système d'upwelling sénégal-mauritanien.

Présenté par Seydou SANE

Sous la direction de Dr Bamol Ali SOW

Soutenu publiquement le 28 février 2017 devant le jury composé de :

Nom et Prénoms	Grade	Qualité	Etablissement
KOBOR Diouma	Maître de Conférences	Président de Jury	UFRST/UASZ
DIATTA Samo	Maître-Assistant	Rapporteur	UFRST/UASZ
CAMARA Moctar	Maître de Conférences	Examineur	UFRST/UASZ
DIATTA Joseph	Assistant	Examineur	UFRST/UASZ
SOW Bamol Ali	Maître de Conférences	Encadreur	UFRST/UASZ

Stage préparé au Laboratoire, d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat (LOSEC) de l'UASZ

Mémoire de Master2/Physique et Application/Science de l'Atmosphère et de l'Océan/S.SANE/UASZ/2017



Dédicaces

- A la mémoire de mon père Youssouf Landafé SANE (paix et salut sur votre âme, que la terre de Toubacouta vous soit légère).
- Une grande dédicace à ma mère Mariama DIEME. Je vous souhaite longue vie, une bonne santé et beaucoup de succès.

Remerciements

Ce mémoire a été élaboré au sein du Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat(LOSEC) de l'université Assane Seck de Ziguinchor. Tout d'abord je loue ALLAH, pour m'avoir donné la force d'accomplir ce travail. J'exprime ma reconnaissance et mon respect au Directeur du LOSEC au moment où j'entamais ce stage, Dr Moctar CAMARA.

Je remercie tout particulièrement mon encadreur Dr Bamol Ali SOW enseignant-chercheur au LOSEC et au département de Physique pour m'avoir permis de réaliser ce stage dans de très bonnes conditions, pour sa disponibilité, sa capacité d'écoute, son suivi régulier de mon travail, ses conseils précis et pour ce que j'ai pu apprendre grâce à lui durant ces quelques mois.

Je remercie tous les étudiants stagiaires (master et doctorat) du LOSEC et du LCPM, je veux citer Ibrahima DIBA, Saloum COLY, Alioune Badara SARR, Mamadou Diouldé BA, Hamady Ngansou SABALY, Mamadou Lamine Henry FAYE, Omar Kata FAYE, Ousseynou DIATTA Youssouph DIALLO, Mamadou Saliou SOW, Jules BASSE, Cheikh Mbaye BADJI, Cheikh Waly DIEDHIOU, Souleymane BADJI, Abdourahmane DIALLO, Abraham SAMBOU, Ismaila BIAYE, Moussa CAMARA...

Je remercie énormément Moustapha SOW qui m'a beaucoup aidé malgré ses charges doctorales, en me familiarisant aux outils informatiques nécessaires à nos travaux. Je lui souhaite longue vie et toutes les chances possibles pour ses objectifs de recherche.

Mes remerciements vont à l'endroit de tous mes amis et parents plus particulièrement à Sékou Malamine SANE, Sidaty SANE, Papy SANE, Assane SANE, Abdoulaye D. SANE, Ibou SANE, Bala DIEME Bacary SANE, Sékou DIEME, Doudou TAMBA, P. Honoré SANE, Yousouph DIEDHIOU, FatouBintou DANSO, Mame Diara SANE, Demba MANGA, Ibrahima SANE, Sidy SANE, Idrissa SANE. Je remercie exceptionnellement Abdou DIEME depuis Dakar qui m'a beaucoup aidé, je lui souhaite longue vie et toutes les chances possibles pour ses projets, Lamine SANE professeur d'anglais au lycée Djignabo.

Résumé

L'objectif de ce travail est d'étudier la variabilité spatiale et temporelle des énergies cinétiques moyenne (**MKE**) et turbulente (**EKE**) générées respectivement par les courants moyens et les fluctuations de courants à partir des sorties du modèle ROMS (Regional Ocean Modelling System) dans la zone côtière sénégal-mauritanienne. Pour y arriver, nous avons utilisé des données sur lesquelles nous avons appliqué des méthodes de calcul.

Les résultats obtenus sur la variabilité des énergies montrent que la MKE est confinée sur la partie côtière et présente une variabilité spatiale liée au jet d'upwelling. Le cycle saisonnier de la MKE présente un maximum en hiver et au printemps sur la Grande Côte (Nord de Dakar) et des minima en été, suivant ainsi le cycle saisonnier de l'upwelling côtier au Sénégal. L'activité méso-échelle estimée à partir de l'EKE, est localisée principalement dans la partie Nord du Sénégal (Grande Côte). L'EKE est plus diffuse vers le large contrairement à la MKE et présente une variabilité spatiale avec des maxima sur la Grande Côte.

La variabilité temporelle d'EKE présente un cycle saisonnier avec un maximum en été. L'équation de l'EKE a permis de montrer que l'EKE durant la saison d'upwelling peut s'expliquer par des phénomènes de conversion de l'énergie cinétique moyenne et de l'énergie potentielle disponible en EKE à travers les instabilités barotrope et barocline. Par contre en été, le maximum d'EKE observé ne semble pas s'expliquer par ces phénomènes d'instabilité, ce qui nécessite la prise en compte des autres termes sources et puits de l'équation de l'énergie cinétique turbulente.

Mots clés : énergie cinétique turbulente, énergie cinétique moyenne, upwelling côtier, instabilité barotrope, instabilité barocline, tourbillon,

Abstract

The aim of this work is to study the spatial and temporal variability of mean (MKE) and turbulent (EKE) kinetic energies generated by mean currents and current fluctuations using ROMS (Regional Ocean Modeling System) model, in the Senegal and Mauritanian coastal zone. To do this study, we used the model outputs to which we applied calculation methods.

Our results on the variability of these energies show that the MKE is confined in the coastal part and presents a spatial variability related to the upwelling jet. The seasonal cycle of the MKE shows a maximum in winter and spring on the “Grande Côte” (North of Dakar) and minima in summer, following the seasonal cycle of coastal upwelling in Senegal. The mesoscale activity estimated from EKE, is mainly located in the northern part of Senegal (Grande Côte). EKE is more diffuse towards the open sea in contrast to MKE and has a spatial variability with maxima located North of Dakar.

The temporal variability of EKE has a seasonal cycle with a maximum in summer. EKE budget showed that mesoscale activity (EKE) during the upwelling season can be explained by phenomena of conversion of MKE and potential energy in EKE through the barotropic and baroclinic instabilities. On the other hand, in summer, the maximum of EKE observed is not explained by these instability phenomena, which requires taking into account the other terms sources and sinks of the EKE budget.

Keywords: eddy kinetic energy, mean kinetic energy, coastal upwelling, barotropic instability, baroclinic instability, eddies.

Liste des acronymes

COADS	Comprehensive Ocean Atmosphere Data System
EKE	Eddy Kinetic Energy (Energie cinétique turbulente) ;
LOSEC	Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat
MKE	Mean Kinetic Energy (Energie Cinétique Moyenne) ;
NECC	Northern Equatorial Counter Current
NEC	North Equatorial Current
QuikSCAT	QuiCk Scatterometer
ROMS	Regional Ocean Modeling System
SODA	Simple Ocean Data Assimilation

Table des matières

Dédicaces	i
Remerciements	ii
Résumé.....	iii
Abstract.....	iv
Liste des acronymes.....	v
Table des matières.....	vi
Liste des figures.....	viii
Introduction.....	1
Chapitre 1 : Généralités sur les systèmes d’upwelling sénégal-mauritanien.....	5
1. Topographie et bathymétrie.....	6
2. Régime des vents et de courants	7
1.2.1 Régime des vents	7
1.2.2 Régime des courant	9
3. La turbulence de méso-échelle	14
4. Les instabilités	15
Chapitre 2 : Données et Méthodes utilisées.....	17
2.1 Le modèle hydrodynamique ROMS.....	18
2.2 La méthode utilisée.....	19
Chapitre 3 :Résultats et Discussions.....	23
3.1 Cycle saisonnier des vents.....	24
3.2 Cycle saisonnier des courants	25
3.3 Cycle saisonnier de l’élévation du niveau de la surface de la mer	26
3.4 Analyse des énergies en réponse au cycle saisonnier des courants.....	27

3.4.1 L'énergie cinétique moyenne (MKE).....	27
3.4.2 L'énergie cinétique turbulente (EKE).....	28
3.4.3 Importance relative de EKE par rapport à MKE.....	28
3.4.4 Variabilité spatiale et saisonnière de la production mécanique (KmKe) et de la production thermique (wpbp).....	29
Conclusion et perspectives.....	33
Bibliographie.....	35

Liste des figures

Figure 0.1 : Localisation des principaux systèmes d'upwelling de l'océan mondial (en couleur la concentration de chlorophylle estimée par SeaWiFS) (Messié and Chavez, 2015).....	3
Figure 1.1 : situation géographique de la zone : bathymétrie (en isoligne, en m), plateau continental (en vert).....	7
Figure 1.2 : Régime des vents sur la façade atlantique de l'Afrique de l'Ouest en janvier (A) et en Août (B) d'après Leroux, 1983).....	8
Figure 1.3.a : carte schématique de la zone d'étude (cadre en tiretés), incluant la péninsule Ibérique et la région d'upwelling Nord-Ouest Africaine et ces principaux courants de surface.....	10
Figure 1.3.b: circulation de surface dans le système d'upwelling Nord-Africain (d'après Mittelstaedt, 1991) pour l'hiver et l'été.....	11
Figure 1.4: Principe physique de l'upwelling côtier (Images: Océanopolis, tous droits reserves. Rivages/Sea Events 2012)	12
Figure 1.5 : Moyenne février-mars des courants parallèles à la côte (à droite) et perpendiculaires à la côte (à gauche) d'après une campagne de mesure de 1974 au niveau du Cap Blanc (21°N) (Barton et al., 1998).....	13
Figure 1.6 Cartes de production primaire (a-c) et d'export de carbone organique (d-f) à partir du modèle ROMS dans le système d'upwelling de Californie (Gruber et al. 2011).....	15
Figure 3.1 : vecteurs tension du vent (intensité en couleur, flèche la direction, N/m ²)... ..	24
Figure 3.2 : vecteurs courants géostrophiques (norme en couleur, flèche la direction, m/s)....	25
Figure 3.3: Elévation du niveau de la surface de mer (m).....	26
Figure 3.4 : variation spatiale et temporelle de MKE (m ² /s ²).....	27
Figure 3.5 : variation spatiale et temporelle d'EKE (m ² /s ²).....	28
Figure 3.6 : variation spatiale et temporelle de Φ (nommée ici KEratio).....	29
Figure 3.7 : variation spatiale et temporelle de la production mécanique KmKe (cm ³ /s ³)....	31
Figure 3.8: variation spatiale et temporelle de la production thermique wpbp (cm ³ /s ³)..	32

Introduction générale

Les upwellings sont le résultat d'une association singulière, celle de puissants vents côtiers qui poussent les eaux de surface plus chaudes vers le large et celles du relief sous-marin qui permet aux eaux profondes de remonter le long du plateau continental.

Les systèmes d'upwelling de bord Est (Canaries, Benguela, Humboldt, Californie) sont généralement moins énergétiques comparés aux zones de courants de bord Ouest. Mais ils sont très importants en termes de ressources halieutiques. Situés sous l'influence des vents alizés qui soufflent parallèlement aux côtes, ces régions sont le siège d'une dynamique spécifique.

Ces systèmes sont des régions océaniques de très forte production biologique et comptent parmi les plus grandes pêcheries commerciales du monde. Ils concentrent en effet une partie importante du volume de pêche, de l'ordre de 30 % des captures de poisson dans le monde (Durand et al. 1998). Cette richesse est principalement due aux vents alizés qui soufflent parallèlement à la côte, ce qui génère un upwelling côtier. Un fort apport en nutriments enrichit alors l'écosystème de surface. Les côtes du Sénégal et de la Mauritanie sont un haut lieu de la pêche mondiale où une grande partie de la population dépend des ressources de la mer.

Des statistiques sur les prises de pêche ont démontré un lien entre les migrations de poissons et le déclenchement de l'upwelling (Cury et Roy, 1988). Ils occupent moins de 3 % de la surface océanique mondiale mais sont à l'origine de plus de 2% de la production primaire marine totale (Carr, 2002).

Parmi ces écosystèmes, la côte sénégal-mauritanienne est l'une des plus riches en biodiversité et en ressources halieutiques. Les côtes du Sénégal et de la Mauritanie connaissent d'importantes remontées d'eaux froides des profondeurs intermédiaires vers la surface par l'intermédiaire du forçage des alizés de Nord-Est en hiver et au printemps.

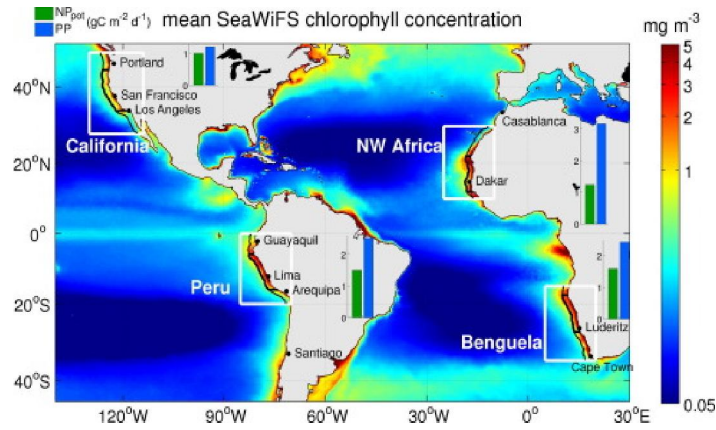


Figure 0.1 : Localisation des principaux systèmes d’upwelling de l’océan mondial (en couleur la concentration de chlorophylle estimée par SeaWiFS) (Messié and Chavez, 2015).

Problématique du stage

L’interaction entre l’océan et l’atmosphère se fait à travers leurs couches limites où la turbulence est prédominante, et dont les profondeurs sont fortement conditionnées par les échanges air-mer (Wang et al, 2004).

Les observations par satellite révèlent la présence de tourbillons presque partout à la surface de l’océan. Ces structures sont de l’ordre de quelques dizaines à quelques centaines de km de diamètres et ont une durée de vie de l’ordre de quelques jours à plusieurs mois pour les plus grands tourbillons.

Ils représentent la principale source d’énergie cinétique de l’océan en transformant l’énergie potentielle disponible au niveau des fronts de densité par le mécanisme de l’instabilité barocline.

De récentes études ont montré dans des configurations numériques idéalisées et réalistes l’importance de la méso-échelle aux moyennes latitudes dans le transport de chaleur (Lévy et al, 2010) et de sel (Tréguier et al, 2014).

Les sources de variabilité de moyenne échelle sont multiples. Toutes les zones de mouvements intenses dans l’océan sont susceptibles d’être des lieux de formation de structures cohérentes de moyenne échelle : les zones de forts courants telles que le bord Ouest

des océans, et plus généralement toutes les zones fortement liées à la bathymétrie, mais aussi les zones de mélange entre deux masses d'eau aux propriétés différentes.

La côte sénégal-mauritanienne se caractérise par une variabilité saisonnière et interannuelle. La turbulence qui résulte de cette activité peut être interprétée en termes d'énergie cinétique turbulente.

Objectif du stage

L'objectif principal de ce stage est d'étudier la variabilité saisonnière de l'activité tourbillonnaire de méso-échelle dans la zone côtière sénégal-mauritanienne par l'intermédiaire des énergies cinétiques moyenne et turbulente. Pour cela, nous utilisons des simulations numériques climatologiques du modèle ROMS, qui ont déjà été validées dans le cadre de thèses et de publications scientifiques (Ndoye, 2016).

La première partie de ce mémoire est consacrée à une présentation de quelques généralités sur le système d'upwelling sénégal-mauritanien. La seconde partie porte sur les données et les méthodes utilisées dans cette étude. Les résultats et discussions constituent la dernière partie avant une conclusion et des perspectives.

Chapitre1

Généralités sur le système d'upwelling côtier sénégal-mauritanien

Dans ce chapitre, nous présentons quelques généralités sur le système d'upwelling sénégal-mauritanien.

1.1 Topographie et bathymétrie.

Le système d'upwelling sénégalo-mauritanien couvre la bande de latitudes comprise entre 8°N et 21°N et s'étend du Nord au Sud depuis le Cap Blanc en Mauritanie à l'archipel des Bissagos en Guinée Bissau et d'Est en Ouest, des côtes du continent africain à l'archipel du Cap Vert.

La côte Mauritanienne est un vaste ensemble qui s'étend entre 16°04' et 20°36' de latitude Nord sur près de 720 km (Sanyo, 2002). Elle est rocheuse au Nord du Cap Blanc, sableuse et rectiligne au Sud du Cap Timiris. Le plateau continental au Sud du Cap Blanc est large de 40 à 60 miles et se rétrécit ensuite jusqu'au Cap Timiris où l'isobathe 200 m ne se trouve plus qu'à 10 miles (1 mile = 1.6 km) de la côte. A partir du Cap Timiris jusqu'à la latitude de Saint-Louis, le plateau s'élargit de nouveau et la largeur moyenne est de 30 miles. Les fonds sont généralement réguliers et la pente vers le large est douce pour la plus grande partie du plateau. Cependant, un décrochement est perceptible vers 50m où il est possible de trouver des affleurements rocheux longitudinaux. En face du Banc d'Arguin ainsi que devant le Cap Timiris, des roches affleurent entre 25 m et 50 m de profondeur (Maigret, 1972). De nombreuses fosses entaillent profondément le plateau continental et arrivent au contact du banc où les fonds de 10 m avoisinent alors ceux de 300 à 400 m.

Le plateau sénégalais présente une façade maritime de 240 miles entre les latitudes 12°20' et 16°03'N (Rébert, 1983). Il s'étend sur une superficie d'environ 28700 km² répartie sur 4700 km² de fonds de 0 à 10 m, 14200 km² de 10 à 50 m et 9800 km² de fonds de 50 à 200 m (Chavance et al. 2004). Il présente un profil orienté Nord-Est Sud-Ouest au Nord du Cap Vert, Nord-Ouest Sud-Est sur la petite côte au Sud de ce Cap et Nord-Sud sur la côte Sud en allant vers la Casamance. La largeur du plateau est très variable (Figure 1.1) de part et d'autre de la presqu'île du Cap Vert qui sépare le domaine maritime sénégalais en deux régions aux caractéristiques topographiques distinctes (Roy, 1989; Dème-Gningue et al. 1990). Au Nord, au large de Saint-Louis (16°20'N), l'isobathe 200 m limitant le plateau se situe à 27 miles tandis qu'à quelques dizaines de kilomètres plus au Sud la fosse de Kayar l'entaille profondément. A la hauteur du Cap Vert (Dakar), point le plus occidental de la côte d'Afrique, le plateau se réduit fortement et l'isobathe 200 m ne se situe plus qu'à 5 miles de la côte. Dans cette zone la structure de l'upwelling côtier est assez classique avec un minimum à

la côte. Au sud du Cap Vert, le plateau est en revanche très large, l'isobathe 100 m atteint 54 miles en Casamance ($12^{\circ}45'N$). L'upwelling présente une structure particulière dans cette zone, le minimum de température est localisé au milieu du plateau large et peu profond. Estrade (2006) montre que le décollement de la cellule d'upwelling est lié à l'interaction des couches de mélange de surface et de fond dans les zones littorales. La forme du plateau et la structure du vent côtier au Sud du Cap Vert sont responsables de la dynamique de la circulation et de la création d'un processus de rétention favorable à la survie des larves de la sardinelle (Roy, 1998).

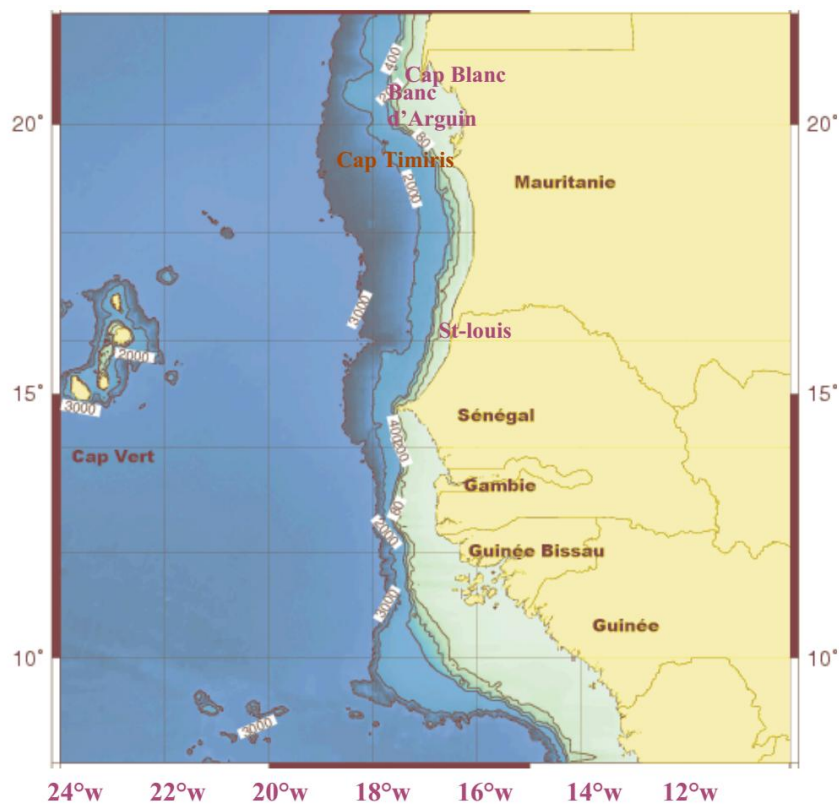


Figure 1.1 : situation géographique de la zone : bathymétrie (en iso-ligne, en m), plateau continental (en vert).

1.2 Régime des vents et des courants

1.2.1 Régime des vents

Le régime des vents au large des côtes Nord-Ouest africaines est régi par le déplacement saisonnier des hautes pressions des Açores et de Sainte-Hélène et de la dépression continentale saharienne qui engendrent les Alizés de Nord et de Sud (Binet, 1991).

Les mécanismes mis en jeu et leur dynamique sont maintenant bien connus et abondamment décrits (Dhonneur, 1974; Leroux, 1983; Wauthy, 1983). Le balancement saisonnier des deux anticyclones de l'Atlantique tropical se traduit au Sénégal par l'alternance de deux saisons aux caractéristiques bien marquées (Figure 1.2). En hiver et au printemps, de novembre à mai, un régime d'alizés s'établit. Au cours de cette saison, la vitesse du vent croît régulièrement du mois d'octobre au mois de décembre. Après un nouvel accroissement en février et mars, les vitesses maximales sont enregistrées au cours du mois d'avril. En été et en automne, de juin à octobre, les alizés font place à un régime de vents variables et instables, les vitesses minimales sont observées pendant le mois de septembre. Pendant cette période, la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) atteint la latitude du Sénégal, où s'établit alors un régime de vents variables en force et direction, avec notamment un flux de mousson chargé d'humidité, responsable de la pluviométrie sur le continent. A la fin de l'été, une température de l'eau élevée et un vent faible peuvent favoriser la formation de zones orageuses souvent originaires du Sud, et accompagnées de vents forts pouvant dépassé 15 m/s pendant une courte période (Rébert, 1983).

De novembre à mai, les alizés continentaux (vent de secteur N-NE) et les alizés maritimes (secteur NW-N) sont prépondérants.

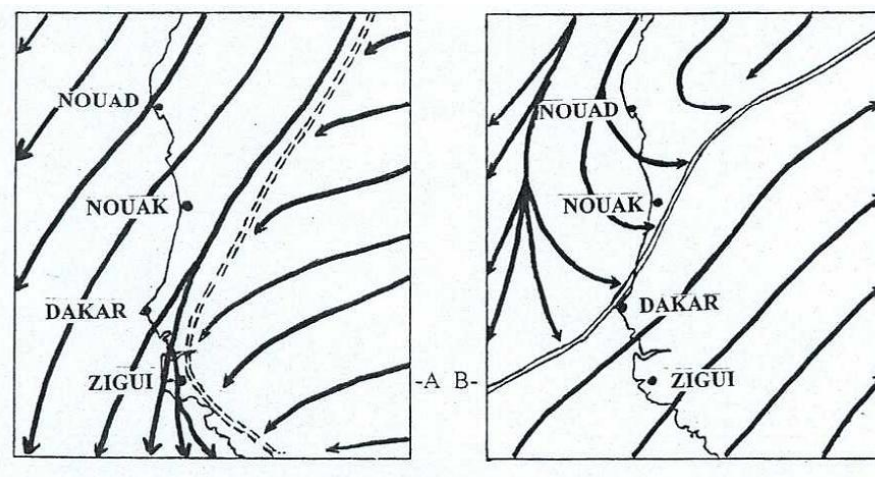


Figure 1.2.: Régime des vents sur la façade atlantique de l'Afrique de l'Ouest en janvier (A) et en Août (B) d'après Leroux, (1983).

1.2.2 Le régime des courants

- **Les courants de surface à grande échelle**

Le déplacement saisonnier des vents fait remonter l'ensemble du système des courants vers le Nord en été boréal et le fait descendre vers le Sud en hiver, en même temps leurs intensités respectives se modifient. Cette zone englobe une partie du bord Est de la gyre (immense tourbillon que les courants marins forment dans les océans) subtropicale avec la présence du Courant des Açores (AC, pour Azores Current) dont la branche Sud alimente le Courant des Canaries (CC, pour Canary Current) (Barton, 1998) qui s'écoule vers le Sud, le long des côtes ouest-africaines avec une vitesse qui varie entre 0.5 et 0.9 m/s (Orbi, 1998). Le CC transporte des masses d'eau venant des Eaux Centrales Nord Atlantique (ECNA) sous-jacentes renouvelées par l'upwelling. Une branche du CC dérive vers le Sud en longeant la côte avec un détachement au niveau du Cap Blanc (21° N) suivi d'une déviation vers l'Ouest pour former le Courant Nord Equatorial (NEC, pour North Equatorial Current). Le Contre-Courant Nord Equatorial (NECC, pour North Equatorial Counter Current) est situé plus au Sud (Mittelstaedt, s1991). Ce courant relativement chaud se dirige de l'Ouest vers l'Est en direction du Golfe de Guinée. Ce courant véhicule deux types de masses d'eau chaude sur le plateau continental : les eaux tropicales chaudes et salées (>24°C et 36‰) qui proviennent du large et les eaux guinéennes chaudes et dessalées (moins de 35‰). Aux environs du Cap Blanc, ces deux types de masses rejoignent le NEC. A ces deux grands courants (NEC et NECC) s'ajoutent les courants très côtiers qui sont consécutifs aux phénomènes tels que la marée et l'upwelling côtier. Le jet côtier, caractéristique des systèmes d'upwelling, longe la côte et circule du Nord vers le Sud.

Ces courants sont soumis à d'importantes variations saisonnières (Mittelstaedt, 1991). La présence de l'archipel des Canaries vers 28°N constitue un obstacle à l'écoulement du courant des Canaries (Barton et al, 1998) et provoque un champ de tourbillons présent, la plupart du temps, au Sud de l'archipel, lequel interagit avec des filaments d'upwelling qui se décolent de la côte africaine de façon intermittente. Ces tourbillons s'étendent sur 100km à 300 km le long de la frontière côtière du courant (Mittelstaedt, 1991). Dans la partie Sud, on rencontre une cellule de circulation cyclonique permanente (figure 1.3a) connue sous le nom du dôme

de Guinée (Barton et al, 1998) et centrée sur 10°N, 24°W (Sow, 2014). Celle-ci est soumise à de fortes variations saisonnières (Mittelstaedt, 1991).

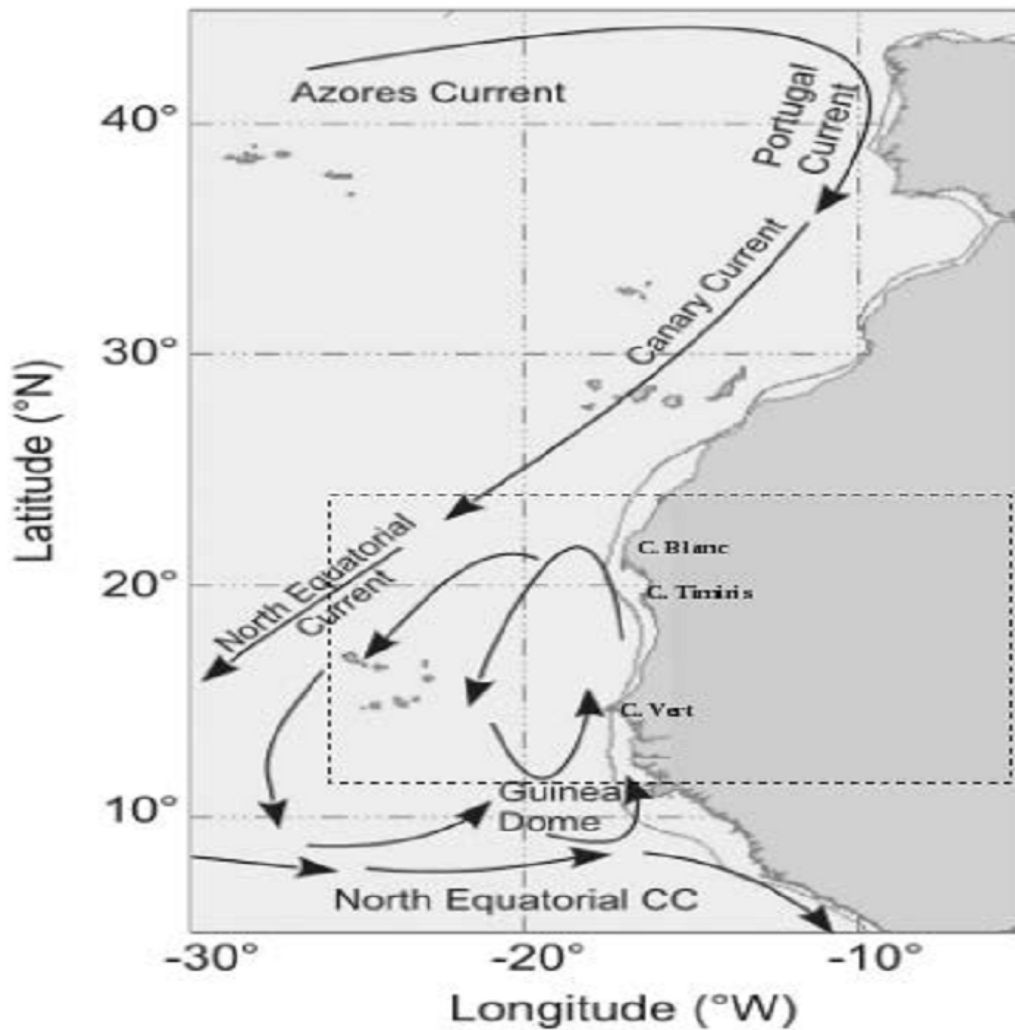


Figure 1.3.a : carte schématique de la zone d'étude (cadre en tiretés), incluant la péninsule Ibérique et la région d'upwelling Nord-Ouest Africaine et ces principaux courants de surface : les courants des Açores et du Portugal, le Courant Nord Equatorial et le Contre-Courant Nord Equatorial. L'isobathe 200 m est indiquée en ligne continue. (Adaptée de, Benazzouz et al, 2014).

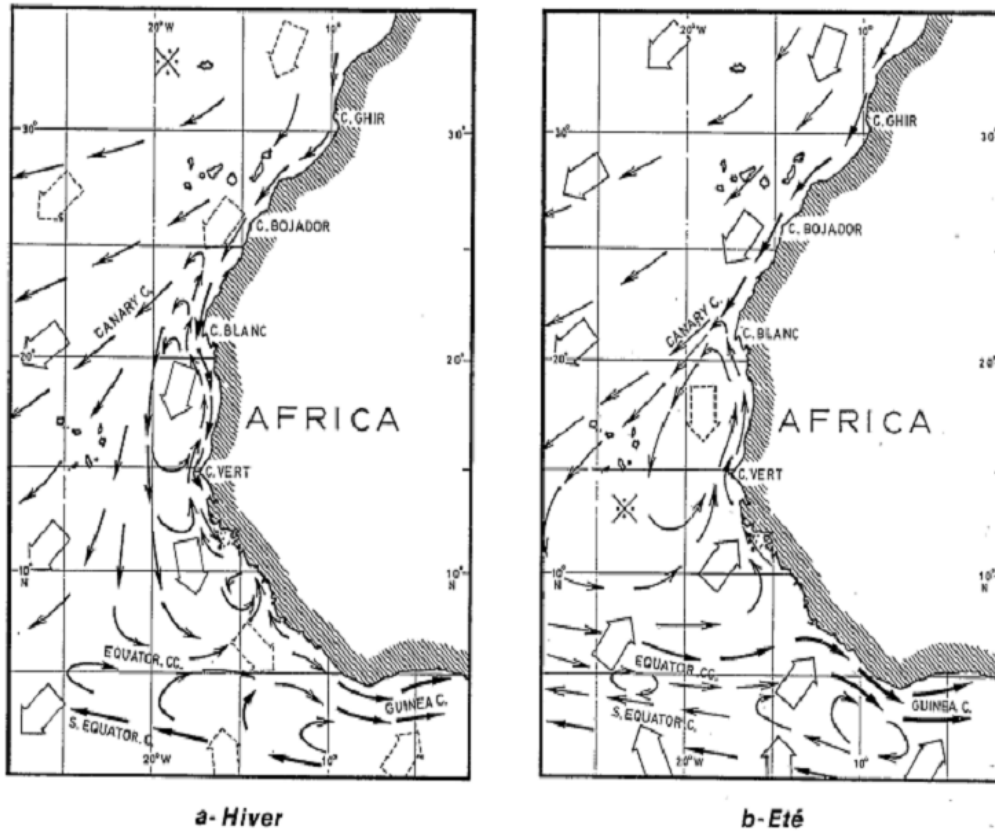


Figure 1.3.b: circulation de surface dans le système d'upwelling Nord-Africain (d'après Mittelstaedt, 1991) pour l'hiver et l'été.

- **Le système de courants côtiers**

Un des premiers moteurs des courants océaniques de surface est le forçage mécanique du vent. La figure 1.4, résume le principe physique de l'upwelling côtier.

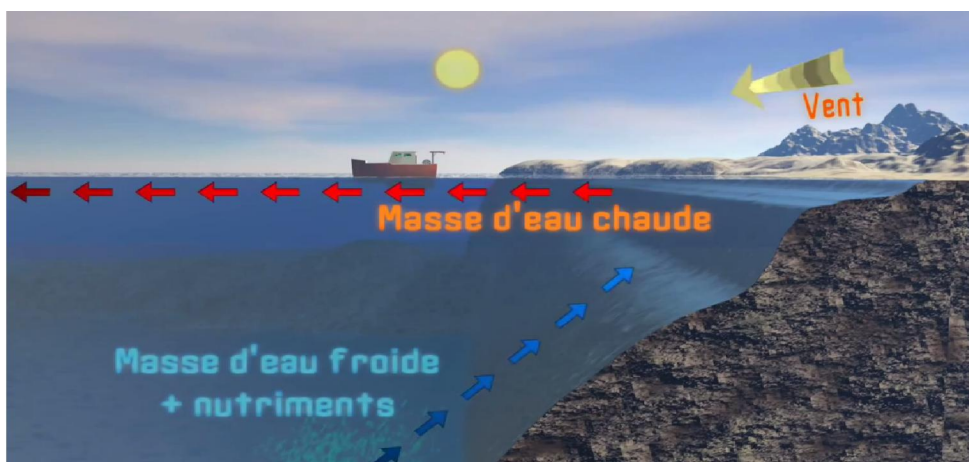


Figure 1.4: Principe physique de l'upwelling côtier (Images: Océanopolis, tous droits réservés. Rivages/Sea Events 2012).

Un vent soufflant parallèlement à la côte (flèche jaune) entraîne, par la théorie d'Ekman, la dérive des eaux de surface relativement chaudes vers le large (flèches rouges), créant ainsi un déficit d'eau à la côte qui est compensée, en vertu du principe de conservation de la masse, par une circulation verticale (flèches bleues) qui amène vers la côte des eaux froides et riches en sels minéraux à la surface. Le contact de ces minéraux avec la lumière produit de la chlorophylle via la photosynthèse (ce qui est présenté sur la figure 0.1). C'est le début de la chaîne alimentaire qui explique que ces zones d'upwelling sont très riches en ressources halieutiques. Ce phénomène est permanent en Mauritanie et au Nord du Cap Timiris ; il est saisonnier depuis la Mauritanie jusqu'au Sud du Sénégal, et selon les années, il s'étend jusqu'à la Guinée Bissau. Ces remontées sont liées aux alizés qui soufflent de novembre à mai. Sous l'effet du vent et de la force de Coriolis selon le principe décrit par la figure 1.4. L'upwelling étant généré par les alizés, son intensité dépend de la vitesse des vents mais aussi de leur direction par rapport à la côte.

Le système de courants côtiers de surface et en profondeur est décrit par la figure 1.5. Elle montre que dans la direction transverse à la côte (figure de gauche), le courant est dirigé vers le large (entre 0-40 m) sous l'effet de la dérive d'Ekman, et en sub-surface (entre 50-200 m)

le courant dit de compensation est dirigé vers la côte (Barton et al. 1998 ; Echevin, 2013 ; Lathuilière, 2008). Dans la direction parallèle à la côte (figure de droite), on retrouve un jet côtier dirigé vers l'équateur en surface et un sous-courant vers le nord 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 en vertu de la conservation de la vorticité potentielle (f/H est une constante où f est le paramètre de Coriolis et H la profondeur de l'océan).

Le sous-courant vers le nord s'étend généralement sur une largeur inférieure à 100km pour quelques centaines de mètres d'extension verticale. L'ordre de grandeur du maximum de vitesse est de 10cm/s.

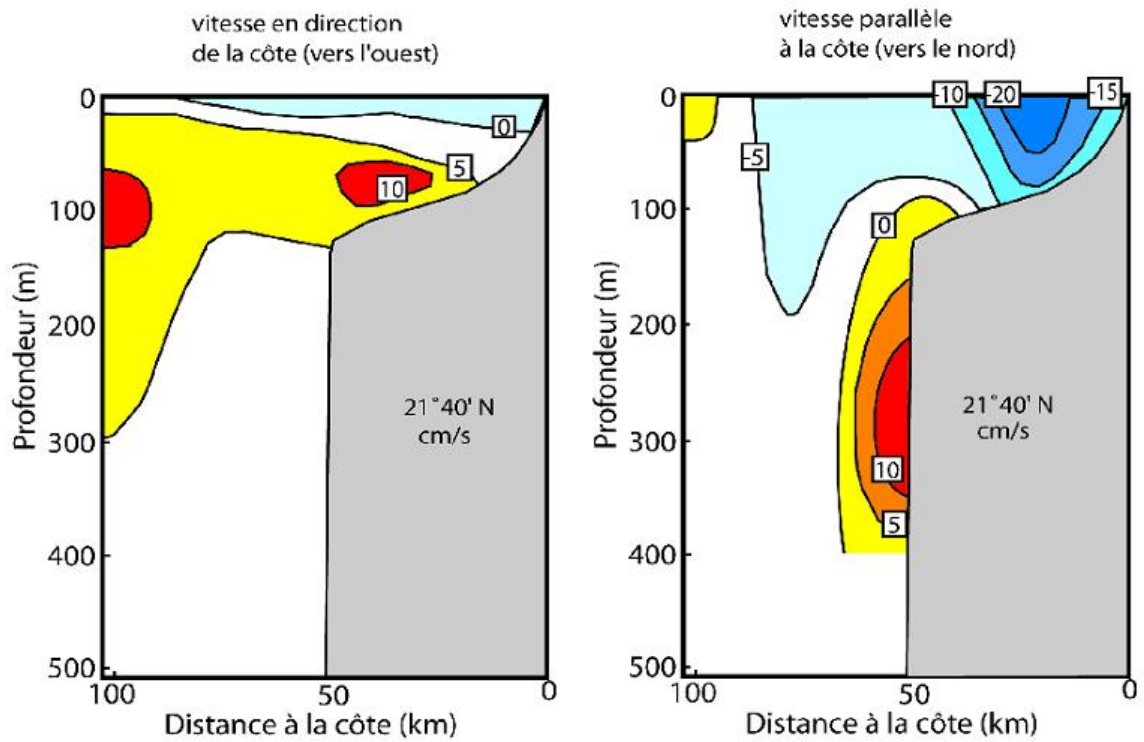


Figure 1.5: Moyenne février-mars des courants parallèles à la côte (à droite) et perpendiculaires à la côte (à gauche) d'après une campagne de mesure de 1974 au niveau du Cap Blanc (21°N) (Barton et al. 1998).

1.3 La turbulence de méso-échelle

La turbulence se caractérise par une valeur élevée du nombre de Reynolds, dominée par les non-linéarités : elle est définie par un désordre spatial et temporel. On peut observer la turbulence partout, dans une mer agitée, dans un sillage de bateau. Il est difficile d'étudier la turbulence car elle est par définition non-linéaire et ces interactions font intervenir une large gamme d'échelles de l'écoulement, en particulier pour les fluides géophysiques.

Les composantes océaniques des modèles de climat ont, de manière générale, une résolution spatiale de l'ordre du degré. A cette résolution, l'activité de méso-échelle ne peut être explicitement représentée bien qu'elle soit fondamentale dans la dynamique de l'océan (Tréguier et al. 2014; Lévy et al. 2010). Par exemple dans la gyre subpolaire Atlantique nord, la méso-échelle est caractérisée par des tourbillons qui transportent des masses d'eau extraites des courants de bords vers l'intérieur de la mer du Labrador, contribuant ainsi à la stratification de cette zone comme l'a montré Chanut et al. (2008).

L'indice d'upwelling classique de Bakun est dérivé simplement de la tension du vent côtier. Sur cette base, Bakun (1990) suggère que l'intensité de l'upwelling et sa productivité est en augmentation en réponse au changement climatique et notamment à l'augmentation de la vitesse des vents côtiers. Mais ce résultat est en désaccord avec le résultat de Di Lorenzo et al. (2005) pour la Californie méridionale. Ils montrent en faisant une analyse du modèle ROMS avec des données régionales que le réchauffement dans cette région s'accompagne d'un approfondissement de la thermocline, ce qui a un effet défavorable sur l'upwelling. Par contre, leur étude numérique révèle une augmentation de la turbulence de méso-échelle. Or Gruber et al. (2011) ont montré que la turbulence a un impact considérable sur la répartition des masses d'eaux et sur la production primaire dans les régions d'upwelling (figure 1.6). Cela montre la nécessité d'intégrer tous les aspects dynamiques de l'océan pour aborder le problème liant les ressources marines à leur environnement.

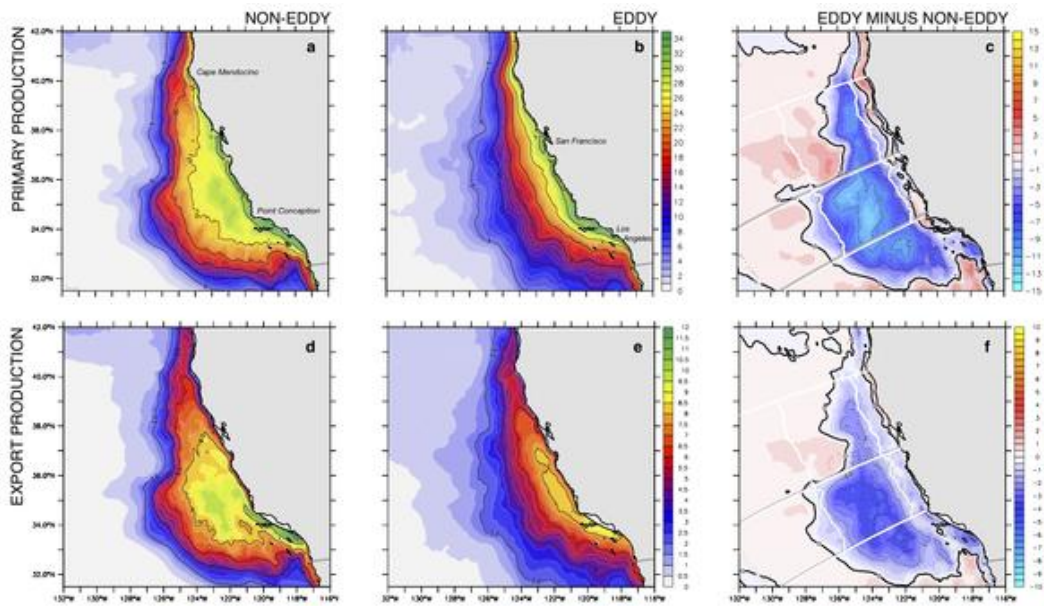


Figure 1.6 : Cartes de production primaire (a-c) et d'export de carbone organique (d-f) à partir du modèle ROMS dans le système d'upwelling de Californie (Gruber et al., 2011). (a) et (d) résultent d'une simulation du modèle où la turbulence de méso-échelle n'est pas permise (les équations du moment sont linéarisées) ; (b) et (e) résultent d'une simulation avec physique complète ; (c) et (f) représentent la différence entre les cas turbulente et laminaire.

Ainsi, l'effet net de la méso-échelle dans les régions d'upwelling côtier n'est pas d'augmenter mais de réduire la production biologique et l'export de la matière organique. La dynamique tourbillonnaire induit un transport latéral qui amène les eaux pauvres vers la côte, et équilibre le transport d'eaux côtières riches vers le large par la dérive d'Ekman.

La conséquence générale de cette turbulence de méso-échelle est donc de réorganiser la distribution des nutriments, avec une perte en surface dans les régions côtières et un gain en profondeur dans la zone hauturière.

1.4 Les instabilités

Dans un fluide géophysique, quand le nombre de Rossby ($R_o = \frac{u \frac{\partial u}{\partial x}}{f v} = \frac{U}{2\Omega L}$) est non négligeable (les forces d'inertie sont non négligeables devant les forces dues à la rotation de la Terre), la dynamique océanique devient non linéaire, ce qui se traduit par la manifestation de fronts, de jets, de méandres puis de tourbillons. Les fronts se forment suite à la rencontre

de deux masses d'eau de densité différente qui crée un gradient de pression. Sous l'action de la force de Coriolis, l'équilibre géostrophique crée des courants perpendiculaires à ce gradient. Des méandres peuvent être générés et se séparer du courant sous la forme de tourbillons : ce mécanisme de formation est déclenché à partir d'instabilités barotrope ou barocline ou encore d'une combinaison des deux types d'instabilité.

- **Instabilité Barotrope**

L'instabilité barotrope se manifeste en présence d'un courant cisailé horizontale

$(\frac{\partial U}{\partial x}, \frac{\partial U}{\partial y})$ et peut apparaître dans un fluide de densité constante (Vallis, 2006). Elle

extrait l'énergie cinétique des flux cisailés pour alimenter les méandres.

- **Instabilité Barocline**

L'instabilité barocline est la cause principale de la variabilité océanique et de la génération des tourbillons à méso-échelle. C'est l'instabilité hydrodynamique qui se produit dans un fluide stratifié, en rotation et qui donne lieu aux mouvements à grande et à méso-échelle dans l'atmosphère et dans l'océan (Vallis, 2006). Cette instabilité barocline peut être générée

par le cisaillement vertical des courants $(\frac{\partial U}{\partial z})$ résultant des gradients horizontaux de densité

(équations du vent thermique : $\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial y}$ et $\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial x}$). (1.1)

L'activité tourbillonnaire dans l'océan peut être estimée par l'énergie cinétique turbulente (EKE pour Eddy Kinetic Energy) dont les variations spatiales sont liées à l'énergie potentielle et à l'énergie cinétique moyenne par l'intermédiaire de processus de conversion.

Chapitre 2

Données et Méthodes utilisées

Dans ce chapitre, nous allons décrire les données et méthodes utilisées. Les satellites permettent de bien étudier la surface de l'océan. Les données hydrographiques renseignent sur les eaux plus profondes mais les données sont nécessairement limitées spatialement et temporellement. Pour obtenir des données sur toute la colonne d'eau pendant une période de temps donnée, nous avons donc recours à la modélisation qui permet d'étudier les processus physiques et le couplage avec l'activité de méso-échelle.

2.1 Le modèle hydrodynamique ROMS

Le modèle hydrodynamique ROMS (Regional Oceanic Modeling System, Shepetkin and Mc Williams, 2003) a été développé à Rutgers University (USA) et à l'Université de Californie Los Angeles (UCLA, USA). Il résout les équations primitives (équations de Navier-Stokes dans un référentiel tournant) couplées aux équations d'advection/diffusion de la température et de la salinité, l'équation de continuité et l'équation d'état de l'eau de mer (Jackett and McDougall, 1995) sous les hypothèses hydrostatique et de Boussinesq. L'hypothèse hydrostatique du modèle implique que la pression en un point de l'océan 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, quant à elle permet de supposer une densité constante partout dans les équations sauf là où le terme d'accélération de la pesanteur joue un rôle via la relation hydrostatique. Sur la verticale le modèle utilise des coordonnées sigma (σ_0) qui suivent la topographie, résolvent plus finement la dynamique de l'interaction courants – topographie et affinent la représentation des processus côtiers. Les équations primitives écrites en coordonnées cartésiennes sont données ci-dessous :

- Les équations de conservation de la quantité de mouvement sur le plan horizontal (x O y),

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} u - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_u + D_u \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} v + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_v + D_v \quad (2.2)$$

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

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

- Les équations d'évolution du transport de chaleur (la température) et de salinité.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} T = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) + F_T + D_T \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} S = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_S \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S + D_S \quad (2.5)$$

- L'équation de conservation de la masse (équation de continuité)

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.6)$$

- L'équation d'état de l'eau de mer

$$\rho = \rho(T, S, z) \quad (2.7)$$

Avec u, v, w les composantes du vecteur vitesse (courant) \vec{U} dans l'espace à trois dimensions, P la pression, T la température, S la salinité et ρ la densité de l'eau de mer qui représentent les 7 inconnues des systèmes d'équations fermés. D_u, D_v, D_T, D_S sont les termes de dissipation turbulente du courant horizontal, de la température et de la salinité sur l'horizontal. F_u, F_v, F_T, F_S représentent les termes de forçage du système, ν le terme de viscosité sur l'horizontal, K_T, K_S les termes de diffusivité turbulente de la température et de la salinité. Ces équations obéissent aux conditions aux limites de surface et de fond, puis sont discrétisées sur une grille spatiale à 3 dimensions et sur une grille temporelle.

Les simulations utilisées dans ce stage ayant fait l'objet de validation dans une thèse et des papiers scientifiques, nous n'avons jugé nécessaire de procéder à la validation du modèle. Nous nous contenterons plutôt d'utiliser les courants issus de ces simulations pour le calcul des énergies cinétiques moyennes et turbulentes.

2.2 La méthode utilisée

La méthode d'analyse de l'énergie cinétique est basée sur la décomposition de Reynolds qui consiste à séparer tout écoulement en écoulements moyen et turbulent (fluctuation ou écart à la moyenne).

$$u = U + u'; v = V + v'; w = W + w'; p = P + p'; \quad (2.8)$$

$$U = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_i; V = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N v_i; W = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N w_i \quad (2.9)$$

N représente la longueur de la série temporelle des vitesses zonale, méridienne et verticale du courant (u,v,w). U, V, W représentent les vitesses moyennes du courant et u', v' et w' les écarts à la moyenne. Ces différents paramètres sont utilisés pour calculer les énergies cinétiques moyenne et turbulente. Dans ce qui suit nous notons **TKE**, l'énergie cinétique totale moyenne, **MKE**, l'énergie cinétique moyenne et **EKE**, l'énergie cinétique turbulente moyenne.

$$TKE = \frac{1}{2} \overline{(u^2 + v^2)} = \frac{1}{2} \overline{((U + u')^2 + (V + v')^2)} \quad (2.10)$$

$$= \frac{1}{2} (U^2 + V^2) + \frac{1}{2} \overline{(u'^2 + v'^2)} + \overline{(Uu' + Vv')} = MKE + EKE + 0 \quad (2.11)$$

$$\overline{(Uu' + Vv')} = 0 \quad (2.12)$$

La TKE est alors la somme de MKE et EKE dont les expressions sont données ci-dessous :

$$MKE = \frac{1}{2} (U^2 + V^2) \quad (2.13)$$

$$EKE = \frac{1}{2} \overline{(u'^2 + v'^2)} \quad (2.14)$$

Pour comparer ces deux types d'énergie dans la même zone, nous définissons le paramètre Φ

$$\text{donné par } \Phi = \log \left(\frac{EKE}{MKE} \right) \quad (2.15)$$

Le signe de Φ permettra de savoir, dans une région donnée, si EKE est supérieure, inférieure ou égale à MKE.

La connaissance de l'état de turbulence de l'océan à tout instant passe par la connaissance de l'évolution de l'EKE. Lorsque EKE augmente (diminue) la turbulence dans l'océan augmente (diminue) c'est-à-dire l'EKE et la turbulence évoluent dans le même sens. Il devient dès lors très important de se poser des questions sur les processus physiques qui font augmenter ou diminuer l'EKE. La tendance temporelle de l'EKE est donnée par l'équation d'évolution de l'EKE :

$$\frac{\partial(EKE)}{\partial t} = A_{\text{vection}} + P_{\text{dyn}} + P_{\text{ther}} + T_{\text{turb}} + T_{\text{perturbP}} + D_{\text{mol}} + \varepsilon_{\text{dissip}} \quad \text{où :} \quad (2.16)$$

$$A_{dvection} = - \left(U \frac{\partial(EKE)}{\partial x} + V \frac{\partial(EKE)}{\partial y} + W \frac{\partial(EKE)}{\partial z} \right) \quad (2.17)$$

est le terme d'advection qui traduit le transport de l'énergie cinétique turbulente d'une zone à une autre par les courants océaniques. Par conséquent l'EKE diminue localement lorsque les courants circulent des zones moins turbulentes et augmente lorsque ces courants circulent des zones plus turbulentes.

$$P_{dyn} = - \left(\left(\overline{u'u'} \frac{\partial U}{\partial x} + \overline{u'v'} \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \left(\overline{u'v'} \frac{\partial U}{\partial y} + \overline{v'v'} \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \left(\overline{u'w'} \frac{\partial U}{\partial z} + \overline{v'w'} \frac{\partial V}{\partial z} \right) \right) \quad (2.18)$$

est le terme de production dynamique (*nommée KmKe sur la figure 3.7*) et représente l'interaction entre le flux turbulent de quantité de mouvement et le cisaillement du courant moyen. Une production dynamique positive (négative) signifie une conversion de l'énergie cinétique moyenne (turbulente) MKE (EKE) en énergie cinétique turbulente (moyenne) EKE (MKE).

$$P_{ther} = - \left(\frac{g}{\rho} \overline{\rho'w'} \right) \quad (2.19)$$

est le terme de production thermique (*nommée wpbp sur la figure 3.8*) qui renvoie à la stabilité thermique de la zone et qui peut être à l'origine d'une variation de la turbulence par le phénomène de flottabilité. Il incarne la conversion entre l'énergie potentielle disponible et l'énergie cinétique turbulente (EKE). Lorsque ce terme est positif, l'énergie potentielle disponible est alors convertie en EKE.

$$T_{turb} = - \frac{1}{2} \left(\frac{\partial}{\partial x} (\overline{u'u'u'} + \overline{u'v'v'}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{u'u'v'} + \overline{v'v'v'}) + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{u'u'w'} + \overline{v'v'w'}) \right) \quad (2.20)$$

$$T_{perturbP} = - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial(\overline{u'p'})}{\partial x} + \frac{\partial(\overline{v'p'})}{\partial y} + \frac{\partial(\overline{w'p'})}{\partial z} \right) \quad (2.21)$$

Les deux termes $T_{turb}, T_{perturbP}$ sont des termes de transfert turbulent qui traduisent la transformation de la turbulence par elle-même. Ces termes ont la particularité de ne pas créer ou détruire l'EKE.

$$D_{mol} = \nu \left(\frac{\partial^2 (EKE)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 (EKE)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 (EKE)}{\partial z^2} \right) \quad (2.22)$$

$$\varepsilon_{dissip} = 2\nu \left(\overline{\left(\frac{\partial u'}{\partial x} \right)^2} + \overline{\left(\frac{\partial u'}{\partial y} \right)^2} + \overline{\left(\frac{\partial u'}{\partial z} \right)^2} + \overline{\left(\frac{\partial v'}{\partial x} \right)^2} + \overline{\left(\frac{\partial v'}{\partial y} \right)^2} + \overline{\left(\frac{\partial v'}{\partial z} \right)^2} \right) \quad (2.23)$$

est le terme de dissipation de l'EKE qui explique le transfert de l'EKE des grands tourbillons vers les plus petits avant de finir en chaleur à l'échelle moléculaire.

Dans le cadre de notre stage, nous allons nous intéresser aux termes de production mécanique et de production thermique, qui indiquent respectivement la conversion barotrope d'énergie entre MKE et EKE et la conversion barocline d'énergie entre l'énergie potentielle disponible et EKE.

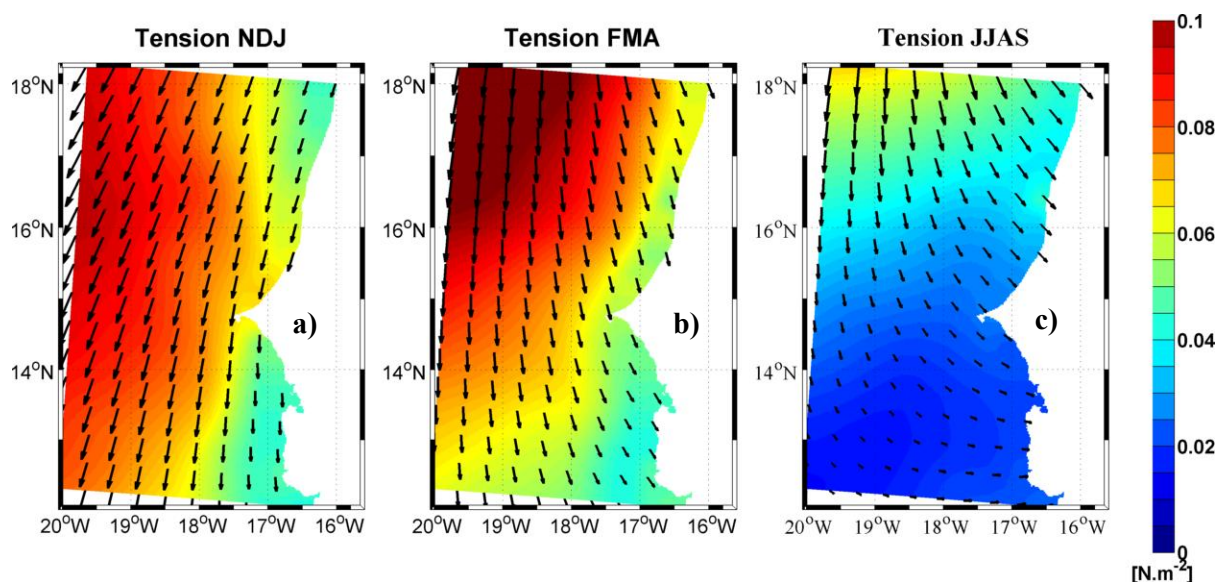
Chapitre 3

Résultats et discussions

Dans ce chapitre, nous présentons les principaux résultats de notre étude. Dans un premier temps, nous présentons les régimes de vents et de courants variables qui engendrent la génération de tourbillons dans l'océan ainsi que l'élévation de la surface libre de l'océan. Ensuite nous exposons les résultats obtenus sur la variabilité des énergies cinétiques moyenne (MKE) et turbulente (EKE). Nous terminons par un aperçu sur les causes potentielles de la variabilité de l'EKE.

3.1 Cycle saisonnier des vents

Les vents le long des côtes du Sénégal sont de secteur Nord-Est à Nord entre octobre-novembre et janvier, de secteur Nord à Nord-Ouest entre février et avril-mai. Cette période correspond à l'établissement des alizés favorables à l'upwelling côtier au Sénégal. Cependant la réponse de l'océan côtier à ce forçage du vent ne se fait pas de la même manière le long de toute la côte. En effet entre novembre et janvier, les vents sont quasiment parallèles à la grande côte sénégalaise (figure 3.1.a) et donc assez favorables à l'upwelling côtier. Entre février et avril, les vents tournent vers le nord voir nord-ouest devenant par moment perpendiculaires à la grande côte (figure 3.1.b), donc pas assez favorables à l'upwelling côtier. Par contre pendant cette période, les vents sont parallèles à la petite côte et donc favorables à l'upwelling dans cette zone. Cette période des alizés est aussi caractérisée par des vents assez forts avec une décroissance du large vers la côte. Pendant la saison des pluies (de juin à septembre, figure 3.1.c), les vents de Nord-Ouest deviennent progressivement des vents d'Ouest, voire de Sud-Ouest plus au Sud de la zone d'étude. L'intensité des vents est faible. Les mois d'octobre et mai sont des mois de transition entre les saisons d'upwelling et des pluies et ne sont pas représentés ici.



3.2 Cycle saisonnier des courants

La circulation dans cette zone est différente selon qu'on soit au Nord ou au Sud du Cap-Vert. On distingue la circulation très côtière marquée par un courant vers le sud très intense et la circulation plus au large dominée par des courants s'écoulant vers l'ouest et des structures tourbillonnaires. Le courant côtier vers le Sud résulte de l'équilibre géostrophique ; en effet, lorsque les vents soufflent vers le sud parallèlement à la côte, les eaux de surface côtières sont transportées vers l'ouest créant une dénivellation dans la direction zonale ($\frac{\partial \eta}{\partial x}$) qui donne naissance à un courant méridien vers le Sud. Ce jet démarre en début de saison d'upwelling (NDJ figure 3.2.a), s'intensifie en FMA (figure 3.2.b) avant de se retirer vers le Nord en saison des pluies (JJAS figure 3.2.c). Le jet côtier est un courant de surface qui est dirigé vers l'équateur et peut s'étendre sur la verticale jusqu'à une certaine profondeur. Son cisaillement horizontal et vertical est source d'instabilité barotrope et barocline. Les instabilités associées à ces courants peuvent déclencher la formation de tourbillons de méso-échelle, de méandres, de filaments qui sont favorables au transfert de matière entre la côte et le large.

Pendant la saison des pluies la circulation est cyclonique, les vecteurs courants géostrophiques font une rotation cyclonique au sud et au nord du Cap-Vert.

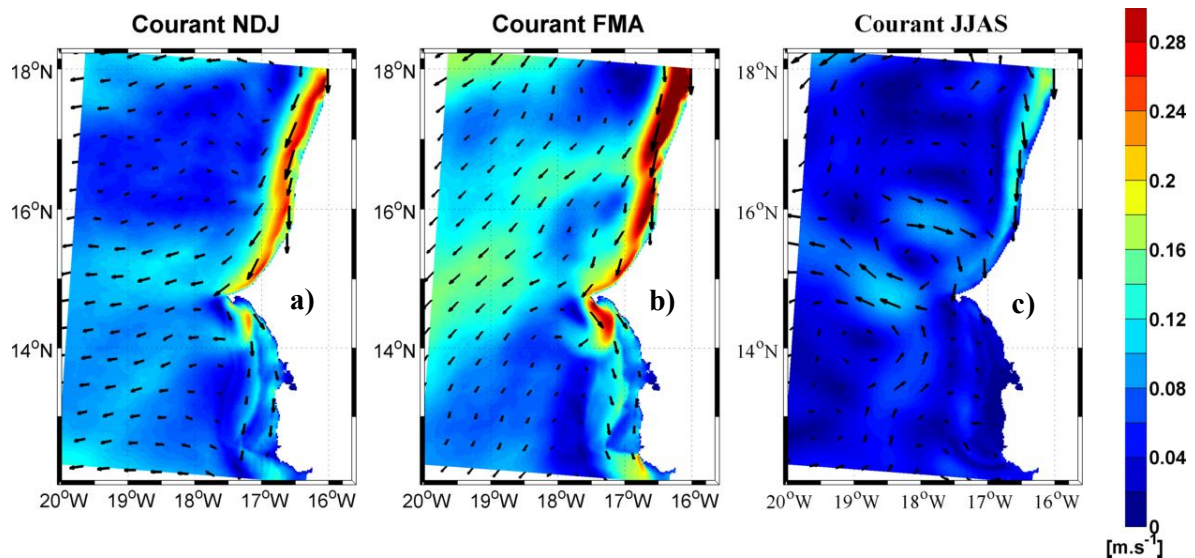


Figure 3.2 : vecteurs courants géostrophiques (norme en couleur, flèche la direction, m/s).

3.3 Cycle saisonnier de l'élévation du niveau de la surface de la mer

Par définition, le niveau de la mer est la hauteur de la surface marine mesurée par rapport à un repère fixe. Les variations les plus rapides du niveau moyen de la mer sont en relation avec des facteurs météorologiques (la pression atmosphérique et le vent)

La pression atmosphérique, qui s'exerce sur la surface de la mer, modifie la forme de cette surface : en effet à une augmentation de la pression atmosphérique de 1 mbar correspond une baisse du niveau de la mer de 1 centimètre. Ainsi, entre deux points dont l'un est caractérisé par la présence d'un anticyclone (1 050 mbar) et l'autre par la présence d'une forte dépression (950 mbar) la différence du niveau moyen de la mer atteint 1 mètre.

Le vent intervient différemment sur le niveau de la mer suivant qu'il souffle parallèlement ou perpendiculairement au rivage. La tension qu'exerce sur l'eau la composante du vent perpendiculaire au rivage tend à accumuler les eaux à la côte, ou inversement, lorsqu'elle est dirigée vers le large, à faire baisser le niveau moyen.

Durant la saison d'upwelling, les vents transportent les eaux côtières de surface vers le large. Ils entraînent une diminution du niveau de la mer à la côte, cette situation est montrée par la figure 3.3 un niveau bas en NDJ qui s'accroît en FMA correspondant au cœur de la saison d'upwelling. L'élévation de la surface de la mer est minimale au Nord et augmente vers le large. Cette décroissance du niveau de la mer vers la côte explique l'existence du jet côtier géostrophique mentionné précédemment.

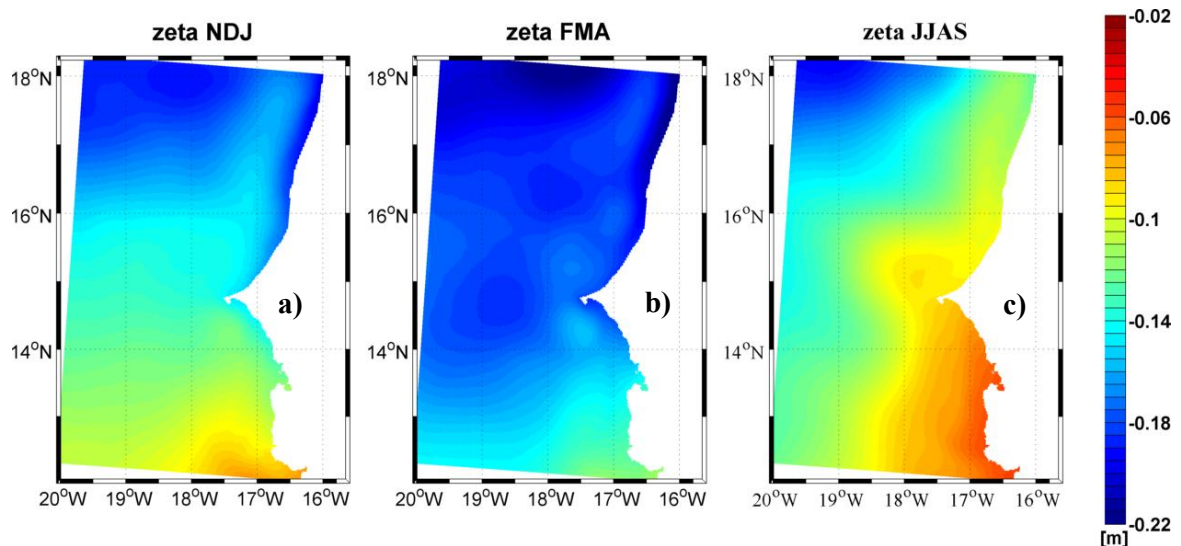


Figure 3.3: Elévation du niveau de la surface de mer (m).

3.4 Analyse des énergies en réponse du cycle saisonnier des courants

La variabilité méso-échelle dans les systèmes d'upwelling est produite principalement par instabilité barocline du jet d'upwelling côtier (Marchesiello et al. 2003). En termes d'énergie, le vent produit de l'énergie potentielle disponible dans la zone côtière qui est transformée en énergie cinétique turbulente par le processus d'instabilité.

3.4.1 L'énergie cinétique moyenne (MKE)

La variabilité spatiale de MKE est assez similaire à celle des courants moyens (figure 3.2), ce qui est compréhensible car cette énergie est effectivement calculée à partir des courants moyens. Ces courants sont énergétiques principalement à la côte et plus particulièrement à l'emplacement du jet côtier géostrophique (figure 3.4). Les résultats de l'analyse de MKE, dans la zone d'étude montrent une variabilité spatiale et temporelle. Le maximum de MKE est localisé au nord de Dakar pendant la période d'upwelling (figure 3.4.b), et des minima pendant la saison des pluies (figure 3.4.c) avec une variabilité spatiale lié à la côte qui assez similaire à celle des courants moyens. Cette énergie moyenne peut être d'une grande importance pour l'activité tourbillonnaire (de méso-échelle) car elle peut être utilisée via la conversion pour augmenter l'EKE via l'instabilité barotrope et donc générer ou augmenter la turbulence.

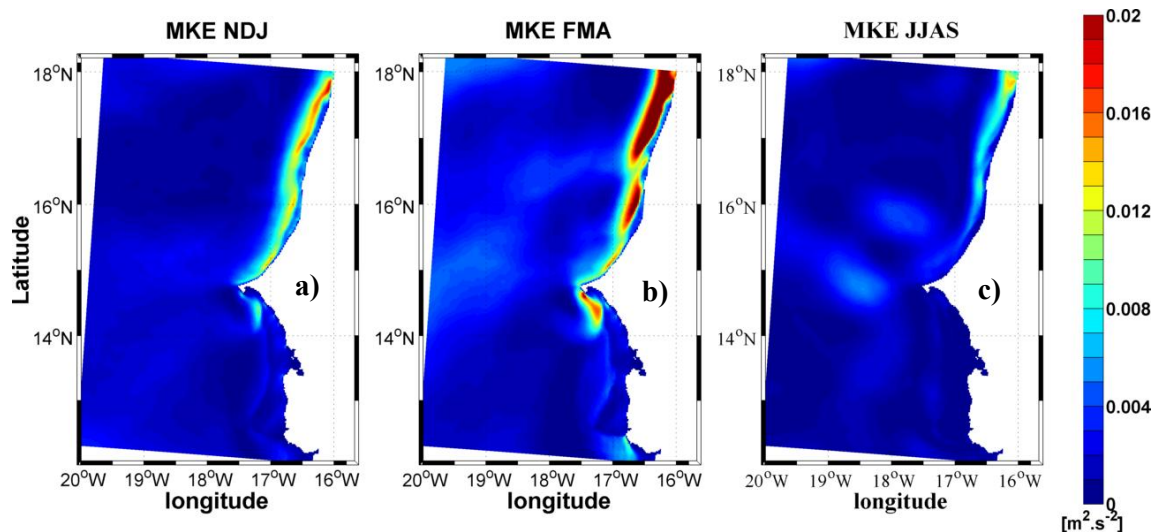


Figure 3.4 : variation spatiale et temporelle de MKE (m^2/s^2).

3.4.2 L'énergie cinétique turbulente (EKE)

Les résultats de l'analyse de l'EKE, dans la zone d'étude montrent une variabilité spatiale et temporelle. Le maximum d'EKE est localisé au nord de Dakar, sur le plateau continental, de la limite ouest du jet côtier à la limite du talus (figure 3.5). Cette énergie caractéristique de l'activité méso-échelle, présente également une variabilité saisonnière marquée par un maximum en été (JJAS) et un minimum en hiver (NDJ).

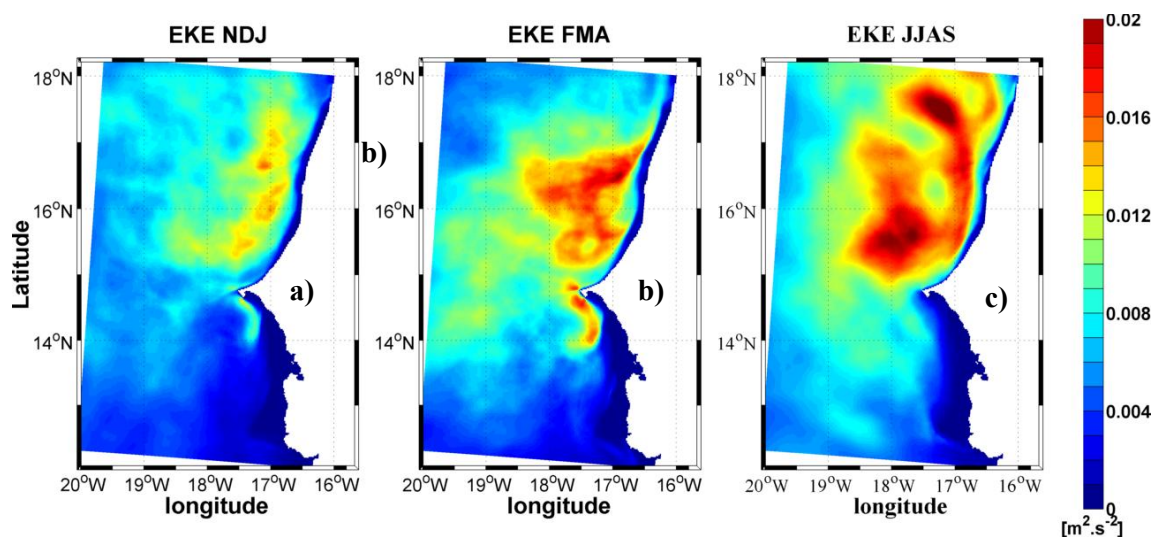


Figure 3.5 : variation spatiale et temporelle de d'EKE (m^2/s^2).

3.4.3 Importance relative de EKE par rapport à MKE

Les résultats de $\log(EKE/MKE)$ montrent que MKE domine dans la zone à proximité du trait de côte alors que plus au large EKE est plus importante pendant la période d'upwelling (figure 3.6.a et 3.6.b). Pendant la période des pluies, le ratio est positif dans toute la zone (figure 3.6.c). L'activité tourbillonnaire a donc essentiellement lieu à partir du front d'upwelling où une partie de l'énergie cinétique moyenne (MKE) est convertie en énergie cinétique turbulente (EKE).

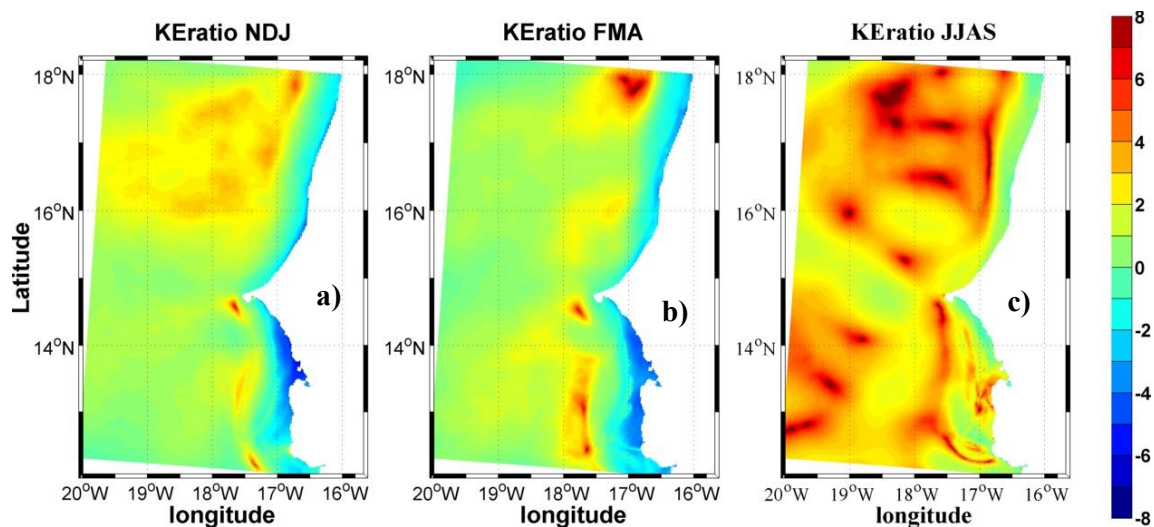


Figure 3.6 : variation spatiale et temporelle de Φ (nommée ici KERatio).

3.4.4 Variabilité spatiale et saisonnière de la production mécanique (KmKe) et de la production thermique (wpbp).

Les sources et puits de l'EKE sont diversifiés comme montré dans la méthodologie mais nous avons choisi deux facteurs potentiels qui pourraient expliquer la variabilité temporelle de l'EKE, en se basant sur les phénomènes d'instabilité barotrope et barocline dans l'océan.

- **La production mécanique (KmKe)**

Les résultats des sorties du modèle ROMS montrent des productions positives (terme source) pendant la saison d'upwelling (NDJ et FMA) avec un maximum en FMA et peu de production

durant la saison des pluies (JJAS) (figure 3.7). Spatialement, les maxima sont notés au niveau de la transition entre la zone côtière où a lieu l'upwelling côtier et le large (front). Ce résultat peut s'expliquer par la conversion de MKE en EKE au niveau du front où naissent les filaments, les méandres et les petits tourbillons qui se détachent de la côte pour évoluer vers le large. De l'énergie (MKE) est ainsi prélevée sur le champ de courants moyen pour alimenter le champ de courants fluctuant (ou turbulent). Ce phénomène est souvent observé dans la zone côtière avec un cisaillement horizontal des courants moyens côtiers à l'origine de l'instabilité barotrope. Les signes négatifs (terme puits) par moment signifient que les structures turbulentes peuvent localement et temporairement fournir de l'énergie au mouvement moyen. Dans ce cas, c'est de l'énergie cédée au champ moyen par le champ fluctuant.

- **La production thermique (wpbp)**

La production thermique wpbp (figure 3.8) apparaît avec le même signe que $KmKe$ pendant la période d'upwelling mais elle est beaucoup plus diffuse que $KmKe$. Ce terme, lorsqu'il est positif, indique la conversion entre l'énergie potentielle disponible et l'énergie cinétique turbulente (EKE). Comme pour la production mécanique, la production thermique semble expliquer en partie la présence de l'activité tourbillonnaire dans la partie Nord des côtes du Sénégal en période d'upwelling.

Nous pouvons cependant noter que ni la production mécanique ni la production thermique ne semblent expliquer l'activité tourbillonnaire maximale durant la saison pluvieuse, ce qui veut dire qu'il faut nécessairement explorer les autres termes du budget de l'EKE pour essayer de comprendre l'origine de cette activité de méso-échelle noté en été (JJAS).

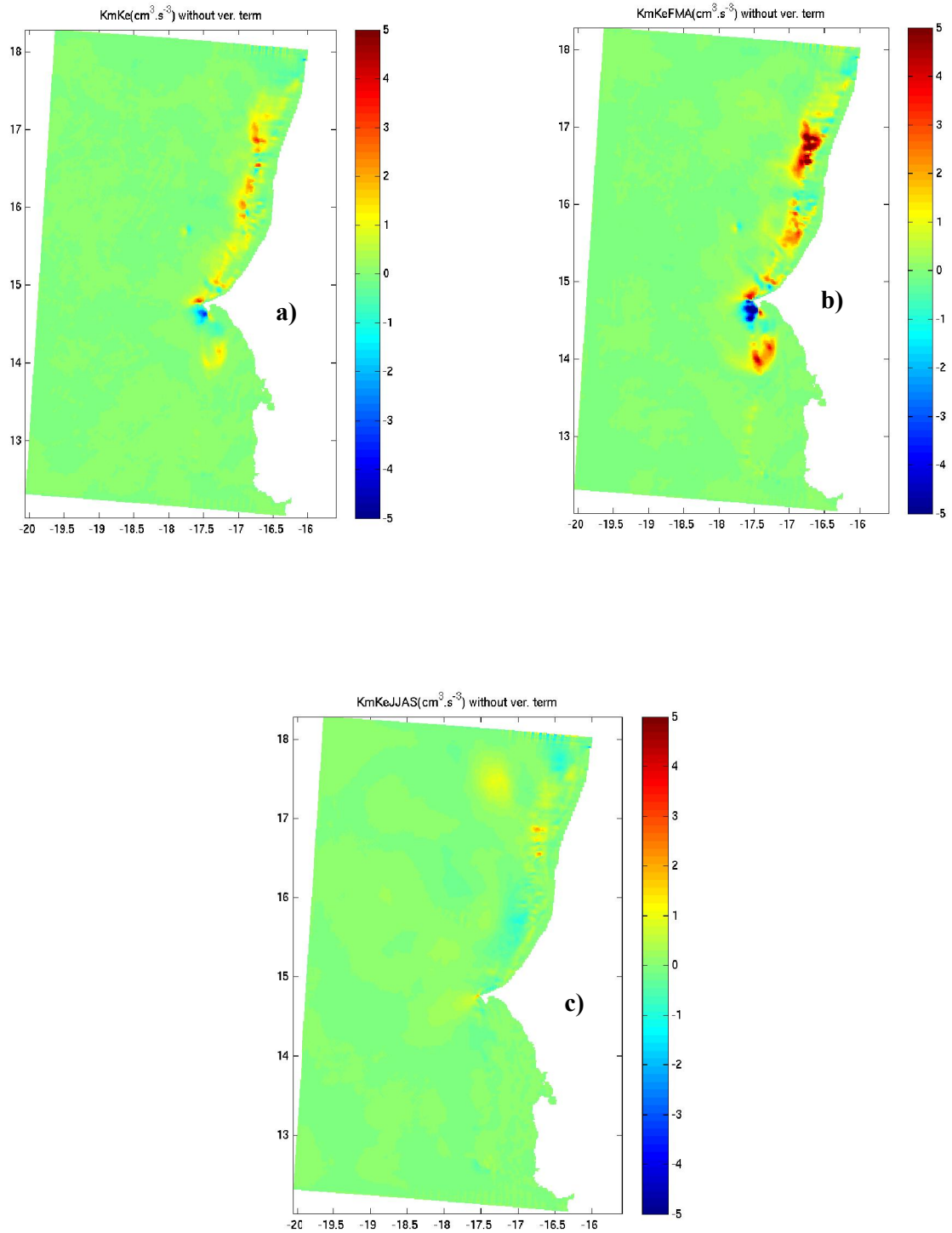


Figure 3.7 : variation spatiale et temporelle de la production mécanique KmKe (cm³/s³)

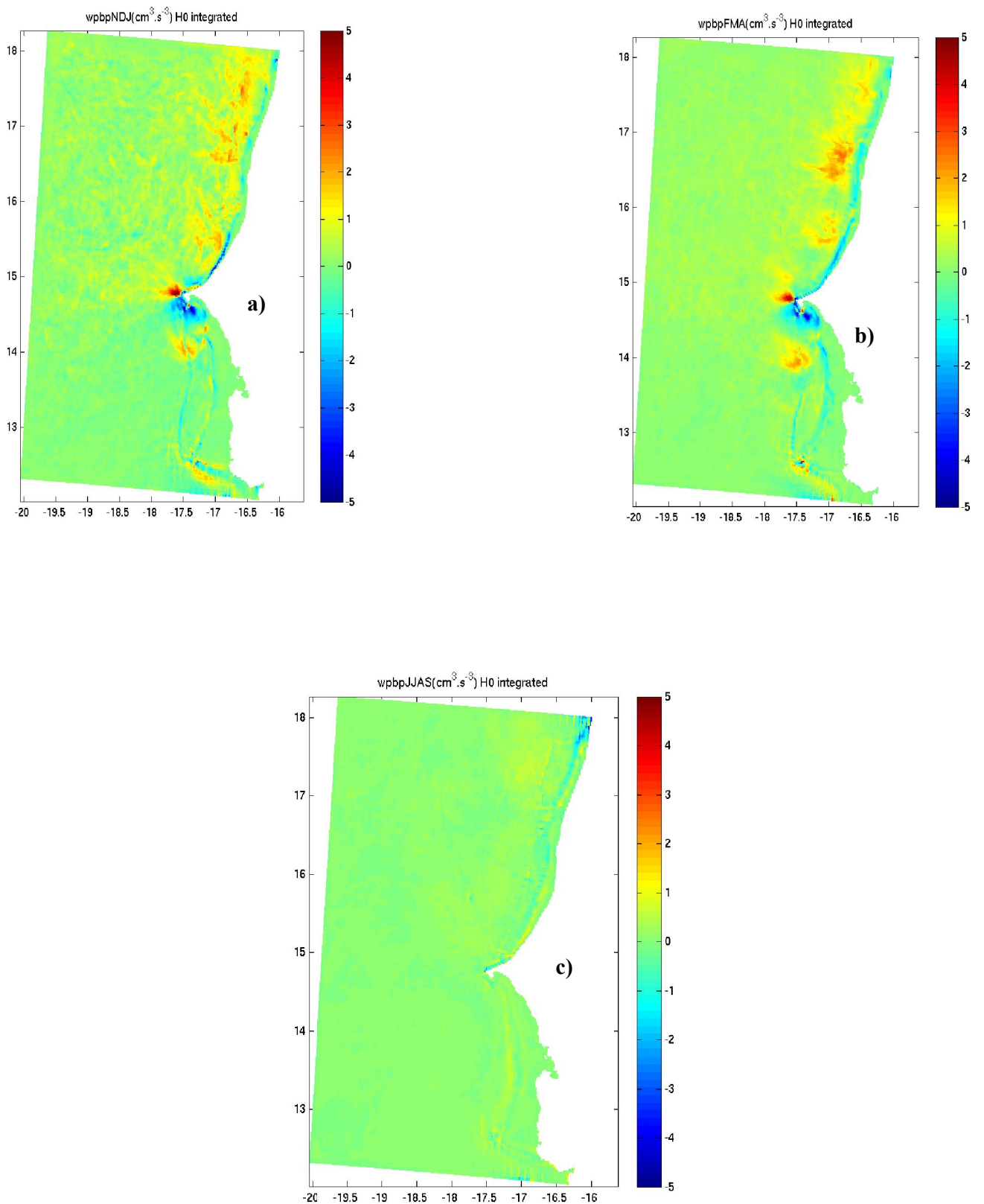


Figure 3.8: variation spatiale et temporelle de la production thermique wbp (cm^3/s^3).

Conclusion et perspectives

Cette étude a été réalisée principalement pour voir comment les énergies cinétiques moyenne et turbulente sont réparties spatialement entre la côte et le large et temporellement entre la saison d'upwelling (NDJ et FMA) et la saison des pluies (JJAS). Plus précisément il s'agissait de la répartition spatiale et temporelle de l'énergie cinétique turbulente caractéristique de l'activité tourbillonnaire dans la zone. Cette activité résultant de la variabilité des vents et des courants, nous avons dans un premier temps montré la répartition spatio-temporelle des vents (de Nord-Est à Nord en NDJ, de Nord à Nord-Ouest en FMA, de Nord-Ouest à Ouest en JJAS) et des courants de surface (vers le Sud pour le jet côtier et vers l'Ouest pour les courants d'Ekman) qui nous ont permis de comprendre le lien entre le principal moteur de l'upwelling côtier (le vent) et les courants côtiers générés. Cette compréhension est renforcée par la présentation de la variabilité du niveau de la mer, qui permet, à partir de la géostrophie de caractériser le jet côtier en terme de direction et de sens. La circulation océanique côtière de surface sur la zone d'étude présente ainsi un cycle saisonnier qui dépend essentiellement du vent.

Dans une seconde partie nous avons abordé l'activité turbulente dans la zone d'étude pour voir qu'elle est principalement localisée sur la partie nord de la côte sénégalaise. L'énergie cinétique du champ moyen de courants (MKE) est principalement générée par le jet côtier géostrophique avec un maximum en période d'upwelling (NDJ et FMA) alors que l'énergie cinétique du champ de courants turbulents est présente aussi bien en période d'upwelling (NDJ et FMA) qu'en saison des pluies (JJAS) où d'ailleurs elle atteint son maximum. L'EKE est confinée dans la partie nord des côtes du Sénégal et sa variabilité semble être liée à la conversion de l'énergie cinétique moyenne (MKE) et de l'énergie potentielle en énergie cinétique turbulente via les instabilités barotrope et barocline.

En perspectives même si les résultats sont encourageants, il est certain que les études réalisées au cours de ce mémoire sont insuffisantes pour répondre à toutes les questions scientifiques liées à la variabilité saisonnière des énergies cinétiques moyenne et turbulente le long des côtes sénégal-mauritaniennes. En particulier si nous avons notée une concordance entre les productions mécanique et thermique d'une part et la variabilité de l'EKE en période d'upwelling d'autre part, il n'en est pas le cas pour la saison des pluies où le maximum de

l'activité turbulente coïncide avec des minima de productions mécanique et thermique. Il y a dès lors une nécessité de poursuivre ce travail en prenant en compte tous les termes du budget de l'EKE pour espérer trouver l'élément explicatif de ce maximum d'EKE noté en JJAS. Une autre amélioration à apporter serait de chercher à disposer de mesures de courants à travers des campagnes océanographiques ou par satellite pour compléter et valider d'avantage les résultats du modèle.

Bibliographie

- [1] **Bakun, (1990)**. Comparative studies of coastal fish reproductive habits : the brazilian sardine (*sardinella aurita*). *J.cons.int.Explor.Mer.*, 46:269-283.
- [2] **Barton, E., J. Aristegui, P. Tett, M. Carton et al. (1998)**. The transition zone of the canary current upwelling region. *Prg. Oceanog.*, 41 :455–504.
- [3] **Benazzouz, A., et al. (2014)**. "An improved coastal upwelling index from sea surface temperature using satellite-based approach : the case of the Canary Current upwelling system." *Continental Shelf Research*. 81 : 38–54.
- [4] **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.
- [5] **Carr, M.E. (2002)**. Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 49 (1–3), 59–80.
- [6] **Chanut et al. (2008)**. Mesoscale Eddies in the Labrador Sea and Their Contribution to Convection and Restratification. *Journal of Physical Oceanography* ; 38(8) :1617-1643.
- [7] **Chavance P. (ed.), Ba M. (ed.), Gascuel D. (ed.), Vakily J.M. (ed.), Pauly D. (ed.) (2004)**. *Pêcheries maritimes, écosystèmes & sociétés en afrique del'ouest:un demi-siècle de changement*. Actes du symposium international, Dakar (Sénégal), 24-28 juin 2002. Office des publications officielles des communautés européennes, xxxvi- 532-xiv p., 6 pl. h.-t. coul., coll. Rapports de recherche halieutique A.C.P.-U.E., (15).
- [8] **Cury, P. et C. Roy (1988)**. Migration saisonni`ere du thiof (*epinephelus aenus*) au Sénégal : influence des upwellings sénégalais et mauritanien. *Oceanol. Acta* 11 (1), 25–36.
- [9] **Dème-Gningure, Itaf, Roy.C., Touré.D. (1990)**. Variabilité spatiotemporelle de la température, des nitrates et de la chlorophylle devant les côtes du Sénégal . *DS.Cent. Rech. Océanogr. Dakar Thiaroye* 122 ,21 p.

- [10] **Dhonneur, G.(1974)**. Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique Occidentale et Centrale. ASECNA. *Thèse de l'université de Dakar, Sénégal*.
- [11] **Di Lorenzo, E., et al. (2005)**. The warming of the California Current System: Dynamics and ecosystem implications, *J. Phys. Oceanogr.*, 35(3), 336 – 362.
- [12] **Durand, H.M., Cury, P., Mendelsohn, R., Roy, C., Bakun, A., Pauly, D.(1998)**. From local to global changes in upwelling systems. Orstom, Paris, pp. 593.
- [13] **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.
- [14] **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.
- [15] **Gruber N., Lachkar Z., Frenzel H., Marchesiello Patrick, Munnich M., McWilliams J. C., Nagai T., Plattner G. K.** Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems. *Nature Geoscience*, (2011), 4 (11), p. 787-792.
- [16] **Jackett, D. R., and T. J. McDougall (1995)**, Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability, *J. Atmos. Oceanic Technol.*,12, 381–389.
- [17] **Lathuilière, C., Echevin, V., and Lévy, M. (2008)**. Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest african coast. *J. Geophys Res*, 113.
- [18] **Leroux, M. (1983)** : Le climat de l'Afrique Tropicale. *Champion, Ed.*, Paris.
- [19] **Lévy, M.; Klein, P.; Tréguier, A.-M.; Iovino, D.; Madec, G.; Masson, S.; Takahashi, K. (2010)**. Modifications of gyre circulation by sub-mesoscale physics. *Ocean Modelling*, 34 (1-2).1-15.
- [20] **Maigret, J. (1972)**. Campagne expérimentale de pêche des sardinelles et autres espèces pélagiques (juillet 1970 - octobre 1971). Tome I. Observation concernant l'océanographie et la biologie des espèces. Soc. Centr. Equip. Territ. Intern 143 pages.

- [21] **Messié, M. and F. P. Chavez (2015)**. Seasonal regulation of primary production in eastern boundary upwelling systems, *Progress in oceanography*, volume 134, may 2015, p 1-18.
- [22] **Mittelstaedt, E.(1991)**. The ocean boundary along the northwest african coast : Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Prog. Oceanog.* 26, 307-355.
- [23] **Ndoye, S. (2016)**.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. Thèse de doctorat de l’Université Pierre et Marie Curie (UPMC) et de l’Université Cheikh Anta Diop (UCAD). 185 pages.
- [24] **Orbi et al. (1998)**. Hydrologie et hydrodynamique des côtes marocaines : milieux paraliques et zones côtières. Commissariat Général, EXPO’98, Lisbonne, 68 p.
- [25] **Rébert, J. (1983)**. Hydrologie et dynamique des eaux du plateau continental sénégalais. Doc. Scient. Centre Rech.Océanog.Dakar-Thiaroye, 67 : 14p.
- [26] **Roy, C. (1989)**. Fluctuations des vents et variabilité de l’upwelling devant les côtes du Sénégal. *Oceanologica Acta*, 12(4) :361–369.
- [27] **Roy, C. (1998)**. An upwelling-induced retention area off Senegal: a mechanism to link upwelling and retention processes. *S. Afr. J. Mar. Si.* 19: 89
- [28] **Sanyo Techno Marine, Inc.** Overseas Agro-Fisheries Consultants Co., Ltd.(Agence Japonaise Cooperation Internationale), (2002) : Etude pour le plan d’aménagement des ressources halieutique en République Islamique de la Mauritanie. *Rapport final*. Chapitre 1-9.
- [29] **Sow, B.A. (2014)**. Etat moyen et variabilité saisonnière de l’upwelling Sénégalo-mauritanien: approche modélisation. Thèse de doctorat unique, Université Cheikh Anta Diop de Dakar (UCAD)/Sénégal.
- [30] **Tréguier, A-M, J. Deshayes, J. Le Sommer, C. Lique, G. Madec Thierry Penduff, Jean-Marc Molines, Bernard Barnier, Romain Bourdallé-Badie and Claude Talandier, (2014)**.Meridional transport of salt in the global ocean from an eddy-resolving model. *Ocean Science*, European Geosciences Union, 2014, 10 (2), pp.243-255.

- [31] **Vallis, G. K. (2006).** Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics. Cambridge University Press, 745 pp.
- [32] **Wang, B., I.-S. Kang, and J.-Y. Lee (2004).** Ensemble simulations of Asian-Australian monsoon variability by 11 AGCMs, *J. Clim.*, 17, 803–818.
- [33] **Wauthy, B. (1983).** Introduction à la climatologie du Golf de Guinée. *Océanographie trop.* ORSTOM. 18, 1, 103-138.