

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR

N° 131



ECOLE SUPERIEURE POLYTECHNIQUE

GROUPE DE FORMATION DOCTORALE



MASTER 2 DE RECHERCHE

« SCIENCES DE L'INGÉNIEUR »

**OPTION : Météorologie, Océanographie et Gestion des Milieux Arides
(M.O.G.M.A)**

MEMOIRE DE STAGE
Année universitaire 2007-2008

Analyse du Cycle saisonnier de la Circulation et du Bilan de Chaleur dans la Couche de
Mélange au large des Côtes Sénégalo-mauritanienes

Présenté et soutenu par :
Saliou Faye

ENCADREURS: Dr. Alban Lazar
Dr. Bamol Sow



Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan
Siméon Fongang
(LPAO-SF)

Dédicaces

A la mémoire de mon père Modou Faye
(Paix et salut sur votre âme, que la terre de Ndiambour vous soit légère)

Une grande dédicace à ma mère Coumba Faye. Je vous souhaite longue vie, une bonne santé et beaucoup de succès.

A ma grande mère Fatou Diouf dit Thioudj

Remerciements

Ce mémoire a été élaboré au sein du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang (LPAO-SF) de l'Ecole supérieure Polytechnique (ESP) de l'Université Cheikh Anta de Dakar. Tout d'abord je loue ALLAH, l'INCOMMENSURABLE, d'une longue surabondante et sans fin pour m'avoir donné la force d'accomplir ce travail. J'exprime ma reconnaissance et mon respect au Directeur Monsieur Amadou Thierno Gaye. Je n'oublierai jamais la confiance qu'il m'accordait dès le début de ce stage.

Je remercie tout particulièrement **Alban Lazar** pour m'avoir permis de réaliser ce stage dans de très bonne condition, 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 **Bamol Sow** de son soutien et son encadrement essentiel qu'il m'a apporté et pour l'intérêt qu'il a montré pour mon travail.

Je remercie tous les chercheurs du LPAO-SF, je veux citer messieurs Daouda Badiane, Mouhamadou Fadel Kébé, Seydi Ababacar Ndiaye, Seydou Moustapha Sall, Abdoulaye Dème, Khalifa Sibi, Frédéric Hourdin. Je tiens à remercier tous les doctorants du LPAO-SF, à Madame Diakhaté, et à Marie Agnès Tine.

Ma reconnaissance s'adresse à tous mes amis de promotion Cheikh Dione, Malick Ngom, Tidiane Diédiou, Thierno Doumbia pour leur amitié autant pour la collaboration.

Un remerciement spécial à mon grand frère Pape Diomaye Faye et ma grande soeur Ami Faye qui m'ont beaucoup aidé dans ma vie que le bon Dieu protecteur des âmes vous prête une longue vie pleine de succès. Je remercie Alioune Diouf dit Semou Diouf de son soutien et de ses conseils qu'il m'a apportés.

Mes remerciements vont à l'endroit de tous mes amis plus particulièrement à Saliou Ndour, Ababacar Diouf, Pape Mamadou Diouf, Djiby Diouf, Aziz Faye, Malick Faye, Mamadou Coulibaly etc....Je vous souhaite beaucoup de courage.

Je n'oublié pas de remercier mes chéries, Oumy Séne, Ngara Diouf, Coumba Faye de leur générosité en vers moi et de leur délicieux Thiébou Dien.

Je remercie aussi toutes mes tantes Fatou Badiane, Selbé Diouf, Ndiougue Faye, Anne Marie Sarr.

Je remercie ma très chère Gnilane Samba Ndiaye pour son soutien permanent, ses conseils. Je te souhaite longue vie et beaucoup de succès dans ta vie. Tu es vraiment courageuse et patiente.

Je remercie toute la famille Faye sans oublier mes neveux, nièces Cheikh Faye, Birame Faye, Ousmane Faye, Mamecor Faye, Ndéye Fatou Faye, Sinda Faye, Codou Diouf, Saynabou Diouf dit Thiate.

Je n'aurai pas terminé sans dire merci à mes oncles Serigne Faye, Dioumacor Faye à sa femme Diécké Diouf, Ousmane Faye, Abdoulaye Faye et toute la famille Faye de Niakhar.

Je remercie tous mes amis qui ont partagé des moments agréables avec moi, je veux nommer Latsouck yandé Faye, Daly Diouf, etc...

Je remercie également tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin à parvenir au bout de ce travail.

Résumé

L'objectif de ce travail est d'étudier le cycle saisonnier de la circulation et du bilan de chaleur dans la couche de mélange au large des côtes Sénégalo-mauritaniennes. Cette étude a été réalisée sur l'évolution de beaucoup de paramètres physiques comme le vent, la variation de la Température de surface de la mer, les courants horizontaux surfaciques, les flux verticaux d'eau profonde et froide à la surface, les flux de chaleur air-mer, l'épaisseur de la couche de mélange. Tous ces paramètres ont été étudiés à la couche de mélange océanique au large des côtes Sénégalo-mauritaniennes.

Les données utilisées sont des observations de COADS obtenues par bateaux et celles de SST déduites de TMI par satellite. Les données climatologiques mensuelles de COADS sont utilisées pour forcer le modèle ROMS d'une part, pour aussi la validation de ce dernier d'autre part au même titre que les données de TMI.

Une comparaison de la simulation de la variation de la SST par le modèle ROMS entre celles des SST observées de COADS et de TMI montre un bon accord entre ces résultats.

L'analyse des sorties du modèle montre que la variabilité saisonnière du vent correspond avec beaucoup d'événements des paramètres étudiés. On note un fort signal de l'upwelling à la côte estimé par la relation théorique d'Ekman qui est perdu par le modèle ROMS. D'ailleurs, le modèle ROMS montre une intensification de l'upwelling sur la bathymétrie. La circulation océanique surfacique sur la zone d'étude connaît un cycle saisonnier dépendant généralement de celui du vent. De Novembre à mai, apparaît sur toute la zone le courant Nord des Canaries, sa vitesse est forte au Nord mais faible au Sud. A la même période, une circulation côtière est régie par un jet côtier qui atteint son maximum en mai. De juillet à septembre, au Nord de la zone d'étude, circule le CNE et au Sud le CCNE.

Le cycle saisonnier du bilan de chaleur de la couche de mélange montre beaucoup d'événements sur la zone d'étude. Le mois de janvier est marqué par un refroidissement qui est fort à la côte. Pour le reste de l'année, la zone d'étude connaît des événements de refroidissement et de réchauffement qui sont importants à la côte et varient suivant la saison.

Liste des acronymes

| | |
|----------------|---|
| CC | Courant des Canaries |
| CCNE | Contre Courant Nord Equatorial |
| CNE | Courant Nord Equatorial |
| CRODT | Centre de Recherche Océanographique Dakar Thiaroye |
| ECCO | Estimating the circulation and Climate of Ocean |
| ECSA | Eaux Centrales Sud Atlantique |
| COADS | Comprehensive Ocean Atmosphere Data System |
| FIT | Front Intertropicale |
| LPAO-SF | Laboratoire de Physique de L'Atmosphère et de L'Océan |
| Siméon Fongang | |
| MGSVA | The Mariano Global Surface Velocity Analysis |
| ROMS | Regional Ocean Modeling System |
| SST | Température de Surface de la mer |
| TMI | The TRMM Microware Imager |
| TRMM | The Tropical Rainfall Measuring Mission |
| ZCIT | Zone de Convergence Intertropicale |
| ZEE | Zone exclusivement Economique |

LISTE DES FIGURES

| | |
|---|----|
| Figure 2.1 : Situation géographique de la zone | 5 |
| Figure 2.2 : Circulation surfacique océanique moyenne en hiver MGSVA | 11 |
| Figure 2.3 : Circulation surfacique Océanique moyenne en été par MGSVA | 11 |
| Figure 3.1: Exemple de simulation du modèle ROMS sur la zone d'intérêt | 14 |
| Figure 3.2 : Cycle saisonnier de la variation annuelle de la SST ROMS | 16 |
| Figure 3.3 : Cycle saisonnier de la variation annuelle de la SST observée (COADS) et son écart avec celle de ROMS | 17 |
| Figure 3.4 : cycle saisonnier de la variation annuelle de la SST observée (TMI) et son écart avec celle de ROMS | 19 |
| Figure 4.1 : cycle saisonnier de la circulation horizontale de janvier à mai | 21 |
| Figure 4.2: les composantes des courants horizontaux de janvier à mai | 21 |
| Figure 4.3: les anomalies des hauteurs de la mer leur norme (en couleur, en m) | 21 |
| Figure 4.4: cycle saisonnier de la circulation horizontale de juillet à septembre | 23 |
| Figure 4.5: les composantes des courants horizontaux de juillet à septembre | 23 |
| Figure 4.6: les hauteurs de la mer valeur (en couleur en m), valeur en isoligne (en contour), (a) juil., (b) sept | 23 |
| Figure 4.7: la circulation du courant (a), des courants géostrophique et agéostrophique (b) et des anomalies de la hauteur de la mer (c) en novembre | 24 |
| Figure 4.8: cycle saisonnier des flux verticaux d'Ekman | 28 |
| Figure 4.9: les flux verticaux du modèle et d'Ekman en janvier | 30 |
| Figure 4.10: les flux verticaux du modèle et d'Ekman en Mars | 31 |
| Figure 4.11 : les flux verticaux du modèle et d'Ekman en Mai | 32 |
| Figure 4.12: les flux verticaux du modèle et d'Ekman en Juillet | 33 |
| Figure 4.13 : les flux verticaux du modèle et d'Ekman en septembre | 34 |
| Figure 4.14 : les flux verticaux du modèle et d'Ekman en novembre | 35 |
| Figure 4.15: L'épaisseur de la couche de mélange de janvier à mai | 37 |
| Figure 4.16: L'épaisseur de la couche de mélange de juillet à septembre | 38 |
| Figure 4.17: L'épaisseur de la couche de mélange en novembre | 39 |
| Figure 4.18 : Flux de chaleur air-mer en janvier | 41 |
| Figure 4.19: Flux de chaleur air-mer en mars | 42 |
| Figure 4.20: Flux de chaleur air-mer en Mai | 43 |

| | |
|--|----|
| Figure 4.21: Flux de chaleur air-mer en juillet..... | 44 |
| Figure 4.22: Flux de chaleur air-mer en septembre..... | 45 |
| Figure 4.23: Flux de chaleur air-mer en Novembre..... | 46 |
| Figure 4.24: Cycle saisonnier du bilan de chaleur dans la couche de mélange estimé par le modèle | 49 |
| Figure 4.25: le bilan de chaleur dans la couche de mélange estimé à partir d'un calcul, du modèle et des observations en janvier..... | 51 |
| Figure 4.26: le bilan de chaleur dans la couche de mélange estimé à partir d'un calcul, du modèle et des observations en mars | 52 |
| Figure 4.27: le bilan de chaleur dans la couche de mélange estimé à partir d'un calcul, du modèle et des observations en mai | 53 |
| Figure 4.28: le bilan de chaleur dans la couche de mélange estimé à partir d'un calcul, du modèle et des observations en juillet | 54 |
| Figure 4.29: le bilan de chaleur dans la couche de mélange estimé à partir d'un calcul, du modèle et des observations en septembre..... | 55 |
| Figure 4.30: le bilan de chaleur dans la couche de mélange estimé à partir d'un calcul, du modèle et des observations en novembre..... | 56 |

Sommaire

| | |
|--|----|
| Chapitre 1 : Introduction..... | 1 |
| 1.1. Problématique..... | 1 |
| 1.2. Objet du Stage..... | 2 |
| Chapitre 2 : Cadre général..... | 3 |
| 2.1. Caractéristiques de la zone d'étude : Topographie et Bathymétrie..... | 3 |
| 2.2. Description du cycle saisonnier des flux atmosphériques..... | 6 |
| 2.2.1. Les flux de quantité de mouvement..... | 6 |
| 2.2.2. Les flux de chaleur Air-mer..... | 7 |
| 2.3. Description du cycle saisonnier de la circulation océanique..... | 9 |
| 2.3.1. La circulation horizontale..... | 9 |
| 2.3.2. La circulation verticale..... | 12 |
| Chapitre 3 : Méthodologie..... | 13 |
| 3.1. Observations..... | 13 |
| 3.2. Modèle..... | 13 |
| 3.3. Validation de la variation de la SST du modèle..... | 15 |
| 3.3.1. Comparaison des variations des SST du modèle et de COADS..... | 15 |
| 3.3.2. Comparaison des variations des SST du modèle et de TMI..... | 18 |
| Chapitre 4 : Analyse des sorties du modèle..... | 20 |
| 4.1. Circulation dans la couche d'Ekman..... | 20 |
| 4.1.1. Cycle saisonnier de la circulation horizontale..... | 20 |
| 4.1.2. Cycle saisonnier de la circulation verticale..... | 25 |
| 4.1.2.1. Estimation théorique du pompage d'Ekman..... | 25 |
| 4.1.2.2. Analyse saisonnière du pompage d'Ekman et les flux verticaux du modèle..... | 26 |
| 4.2. Bilan de chaleur dans la couche de Mélange..... | 36 |
| 4.2.1. Cycle saisonnier de l'épaisseur de la couche de Mélange..... | 36 |
| 4.2.2. Les éléments du bilan de chaleur..... | 40 |
| 4.2.2.1. Le forçage atmosphérique..... | 40 |
| 4.2.2.2. Cycle saisonnier du bilan de chaleur dans la couche de mélange..... | 47 |
| Chapitre 5 : Conclusion et perspectives..... | 57 |
| Références bibliographiques..... | 59 |

Chapitre 1 : Introduction

1.1. Problématique

L'atmosphère et l'océan communiquent entre eux au travers de leurs couches limites, couches où la turbulence est prédominante, et dont les profondeurs sont fortement conditionnées par les échanges air- mer (Wang et al, 2004). Dans l'océan superficiel, la turbulence se développe en réponse aux échanges d'énergie, de masse ou de quantité de mouvement à travers l'interface air-mer, et l'océan superficiel est la plupart du temps verticalement homogène en température, salinité et densité jusqu'à une certaine profondeur : c'est la couche de mélange. Cette couche de mélange océanique est primordiale dans l'étude du système océanique et du système climatique puisqu'elle est non seulement le support des mouvements océaniques de surfacique mais aussi une véritable couche de stockage de quantités océaniques et atmosphériques. Les flux verticaux, atmosphériques de chaleur et océaniques de nutriments de surface en particulier y constituent respectivement des réservoirs d'eau chaude ou froide, et des conditions de la production biologique. La région d'étude se situe au large des côtes d'Afrique de l'ouest, une position géographique qui lui confère un régime climatique assez variable se reflétant en variabilité des phénomènes hydrodynamiques et thermodynamiques au sein de la couche de mélange quelle que soit l'échelle prise en compte. Elle est caractérisée par d'une part des forts refroidissements côtiers communément associés à des courants verticaux intenses appelés upwellings, et d'autre part la présence de deux courants nommés Courant des Canaries (CC), venant du Nord et froid, et Contre-Courant Nord Equatorial ((CCNE), venant du Nord Ouest et au signal thermique moins net. Le Courant des Canaries est toujours permanent au nord et sa présence au sud est fonction des saisons et le CCNE apparaît principalement en été au sud de la région et sa branche Nord se limite à la position extrême Nord de la ZCIT. La variabilité saisonnière de la SST tout comme l'épaisseur de la couche de mélange, qui détermine le contenu thermique restent encore des sujets à approfondir pour mieux comprendre le climat dans cette région.

Notre étude porte sur l'analyse des observations de surface, ainsi que des simulations numériques effectuées avec le modèle ROMS (regional oceanic modeling system). Les résultats attendus de cette analyse serviront à mieux comprendre la variabilité saisonnière de la circulation et du bilan de chaleur dans la couche de mélange.

1.2. Objectifs du Stage

Notre étude vise à obtenir une bonne compréhension du cycle saisonnier de la circulation et du bilan de chaleur dans la couche de mélange. Pour cela, nous utilisons des observations de température déduite de TMI, et une simulation numérique ROMS sur une période de 5 ans (2000-2005).

Une première étape concerne une étude de généralités pour mieux comprendre le cadre physique de notre cas d'étude. La seconde partie consiste à affiner cette description à l'échelle saisonnière et annuelle. On s'attachera notamment à la description des données utilisées, à la présentation du modèle et à la validation de ce dernier par une étude comparative de la simulation et des observations. On terminera par une analyse des sorties du modèle aux échelles temporelle et spatiale, notamment la circulation et le bilan de chaleur dans la couche de mélange.

Chapitre 2 : Cadre général

2.1. Caractéristiques de la zone d'étude : Topographie et Bathymétrie

Le zone d'étude est comprise, en latitude, entre 8°N et 21°N (soit du cap Blanc en Mauritanie au Sud de la Guinée).

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 Timilis. Le plateau continental au sud du cap Blanc est large de 40 à 60 miles (1 mile = 1.6 km) puis se rétrécit jusqu'au Cap Timiris où l'isobathe 200 m ne se trouve plus qu'à 10 milles de la côte. Depuis le sud du cap Timiris jusqu'à la latitude du Saint-Louis, la largeur est en moyenne de 30 milles. Les fonds sont généralement réguliers et la pente vers le large est douce pour la plus grande partie du plateau. Un décrochement est cependant perceptible vers 50m où on trouve ça et là 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 10m voisinent alors avec ceux de 300 m à 400m.

Au Sénégal, la Presqu'île du Cap-Vert sépare le domaine maritime sénégalais en deux zones aux caractéristiques topographiques bien distinctes (Roy, 1992). Au Nord de la presqu'île, le plateau continental est étroit et orienté N-NE. Au sud, le plateau continental s'élargit, le talus est situé entre 10 et 30 milles des côtes et est orienté N puis NW-N. Au niveau de la presqu'île du Vap-Vert, point le plus occidental de l'Afrique, le continent s'avance vers l'Ouest, réduisant à quelques miles la largeur du plateau. En effet, situé à 27 miles au large de Saint-Louis, l'isobathe 200 m se rapproche doucement de la côte vers le sud. A la hauteur de la pointe des Almadies, la largeur du plateau n'est plus que de 5 miles. Il s'élargit ensuite assez rapidement au sud du Cap-Vert pour atteindre une largeur de 54 milles à 12°45'N de latitude Nord. Ensuite, la largeur du plateau ne fait qu'augmenter jusqu'en Guinée, où elle atteint environ 104 miles. La fosse de kayar au nord de Dakar entaille les fonds et traverse le plateau sur toute sa largeur. Ce plateau est étroit à partir de cet endroit jusqu'au Cap-Vert. L'isobathe 100 m n'est qu'à 5 km ou 6 km de la côte. L'isobathe 50 m est à quelques centaines de mètres de la plage à kayar (14°55'N, 17°7'O) et reste ensuite à 1 km à 3 km de la côte jusqu'à la pointe des Almadies. Sur la côte Sud existe deux falaises sous-marines dont

l'une a un sommet qui se situe à une profondeur de 35 m à 45 m et l'autre moins longue a son bord supérieur vers 70 m de profondeur avec une dénivellation d'une dizaine de mètres.

Le littoral guinéen est un immense complexe deltaïque constitué par un ensemble de plaines côtières pouvant atteindre 30km de large et limitées vers l'intérieur par des falaises de plateaux gréseux qui constituent les premiers contreforts du Fouta Djallon. Décrit pour la première fois par Postel en 1955, le plateau continental de la Guinée, par son étendue est considéré comme la plus grande surface continentale submergée de l'Afrique Atlantique. la distance du littoral à l'isobathe 200m, qui marque la limite de ce plateau continental, augmente régulièrement du sud vers le nord : elle est d'environ 87 milles dans la partie sud et de 104 miles dans la partie nord.

Cette irrégularité de la topographie et celle de la bathymétrie sont d'une importance particulière pour la circulation à la côte.

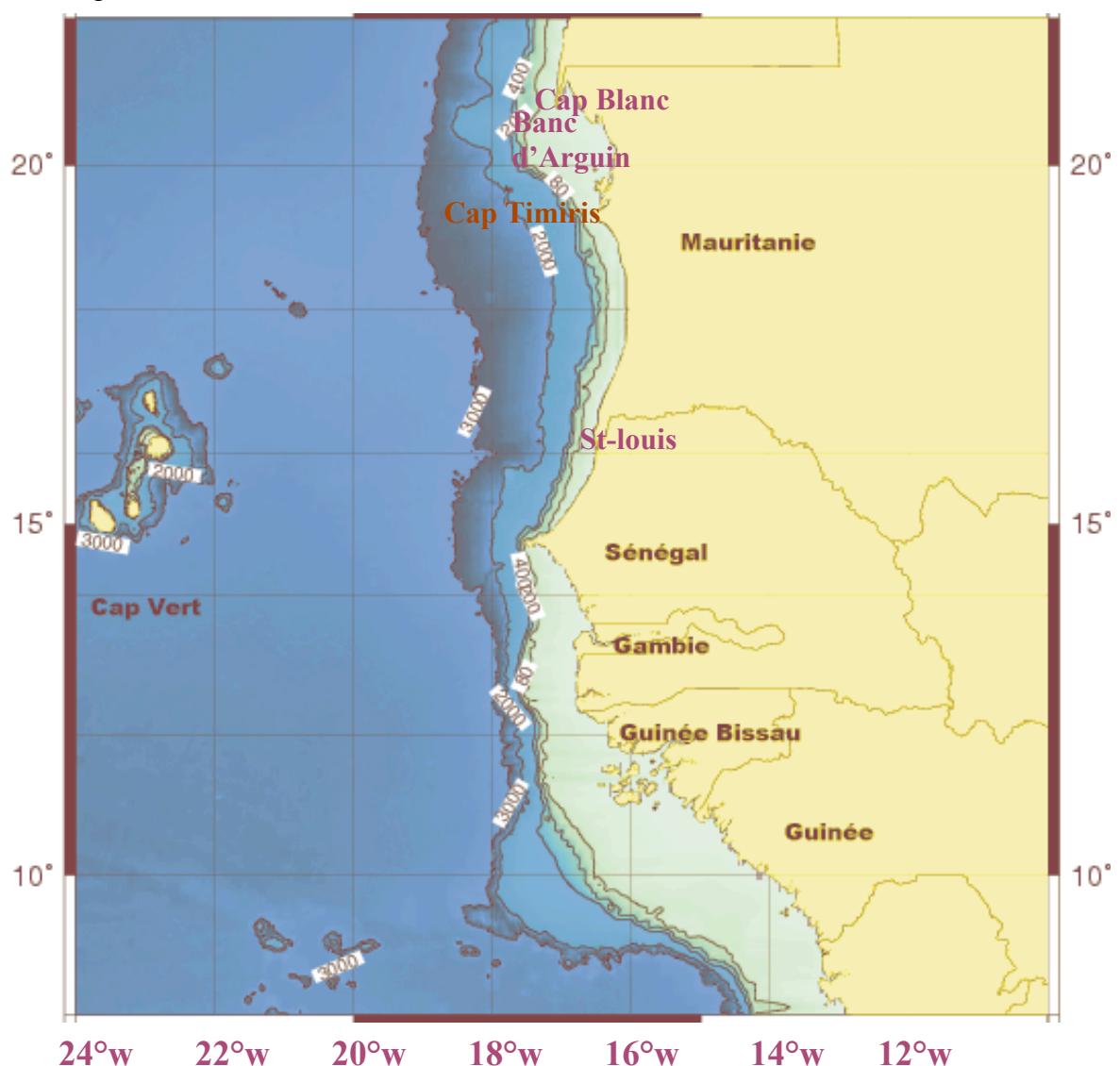


Figure 2.1 : situation géographique de la zone : bathymétrie (en isoligne, en m), plateau continental (en vert)

2.2. Description du cycle saisonnier des flux atmosphériques

2.2.1. Les flux de quantité de mouvement

La zone d'étude couvre une partie du littoral ouest Africain allant de la Mauritanie jusqu'en Guinée. Elle est caractérisée par de fortes variations climatiques liées à l'influence de trois masses d'air : deux d'origine boréale et une troisième australe. La masse d'air continentale est caractérisée par une température élevée à forte variation diurne et un bas point de rosée ; c'est l'air chaud et sec qui recouvre la majeure partie du pays mais qu'on ne en zone côtière que pendant une période assez réduite de l'année (Décembre à février) et pratiquement pas en mer où, venant de l'Est, elle surmonte une masse d'air plus dense qui s'enfonce en coin dans un mouvement général vers le Sud, l'air maritime (Rebert. J., 1983). La masse d'air maritime boréal est un air frais et humide. Il s'agit d'air polaire dont le réchauffement dans le trajet vers le Sud a été ralenti par le courant froid des Canaries et notamment par les upwellings côtiers.

La masse australe ne s'observe au Sénégal que durant la période d'hivernage, c'est-à-dire de Mai à Octobre dans la partie Sud et de juillet à septembre dans le Nord de la zone. C'est un air chaud et humide résultant du parcours de l'air polaire de l'hémisphère Sud sur les eaux chaudes de la zone équatoriale Atlantique. Il est caractéristique de la période de mousson. La séparation des masses d'air se fait au niveau de la zone intertropicale de convergence (ZCIT), surface de discontinuité en vent, en température et en humidité (Leroux, 1996). Le front intertropical (FIT) correspond à la partie Nord de la ZCIT. A ce niveau les vents d'alizés de Nord Est à Nord Ouest et ceux de Sud Ouest se rencontrent. Les déplacements saisonniers de ces masses d'air sont régis par l'interaction de quatre champs de pressions:

-deux systèmes maritimes permanents qui sont les anticyclones des Açores et de Sainte-Hélène.

-deux systèmes continentaux : l'anticyclone maghrébin et la dépression saharienne

Les mouvements du FIT sont essentiellement liés à la position de l'anticyclone des Açores. Il descend jusqu'à 6°N en janvier, toute la zone côtière Sénégalo-mauritanienne et celle de la guinée étant alors sous la dominante de hautes pressions et de vents de secteurs Nord et Nord-est : la saison sèche ou saison froide. Il remonte jusqu'à 20°N à la côte en août, la partie sud allant du Sénégal jusqu'en Guinée de la zone est alors sous l'influence de vents de Sud-ouest dits de mousson qui apportent les pluies (Dubruvin et al. 1991).

En général, la saison sèche avec le régime d'alizés de Nord s'étend de novembre à mai et la saison humide de juin à octobre. L'intensité des vents d'alizés lors de la saison sèche

décroît du nord au sud. Ainsi, leur vitesse est en moyenne de 5.2 m/s au Sénégal et n'est que de 3 m/s en Guinées. Ces vents ont pour origine l'anticyclone des Açores. Ils sont à la source de l'upwelling qui s'étend jusqu'au Nord de la Guinée. Ce phénomène accentue fortement la saisonnalité. Durant les périodes d'accalmie de l'alizé, le vent d'harmattan souffle. Ce vent chaud et sèche provient du continent et peut-être fortement chargé en poussière. La remontée de la ZCIT vers le Nord entraîne un régime de vents d'ouest à partir de juin jusqu'à octobre. Ces vents (aussi appelés vents de mousson) correspondent à la remontée de l'air austral chaud et humide qui est responsable de la pluviométrie sur le continent. Cette pluviométrie est très forte en guinée et décroît vers le nord. La plus forte pluviométrie se trouve en Guinée, plus particulièrement sur Conakry, est liée à la proximité des monts du fouta Djallon (culminant à la plus de 1500mètres).

Ce système de vents contrôle en grande partie la circulation océanique, qui dans les couches superficielles, module les flux atmosphériques.

2.2.2. Les flux de chaleur Air-mer

On s'intéresse ici aux flux à l'interface air-mer car la couche de mélange océanique est le lieu d'échange entre les différents flux (flux de chaleur et d'eau douce) entre l'atmosphère et l'océan. Tous ces flux agissent à la fois sur la température et la profondeur de la couche de mélange.

D'ailleurs l'océan se réchauffe sous l'effet des radiations solaires absorbées dans les premiers mètres de la surface de la mer et restitue cette chaleur à l'atmosphère par différents flux. Le flux de chaleur total Q arrivant à la surface de l'océan peut être décrit par l'équation :

$$Q = Q_{sol} + Q_{rad} + Q_{lat} + Q_{sen}$$

Où Q_{rad} est le flux net de chaleur dû à la radiation des grandes longueurs d'onde ; Q_{lat} est le flux de chaleur latente, i.e. la perte de chaleur due à l'évaporation ; Q_{sen} est le flux de chaleur sensible et Q_{sol} est le flux solaire à courte longueur d'onde.

Le flux solaire présente un cycle saisonnier marqué avec deux minima en décembre-janvier dû à la réduction de la durée du jour et l'inclinaison du soleil au solstice d'hiver et en août à cause de l'importance de la couverture nuageuse. Le maximum est atteint en avril correspondant au passage du soleil au zénith (Rebert., 1983). Il est aussi maximum au-dessus des régions d'upwellings côtiers.

La radiation nette de grandes longueurs d'onde de l'océan dépend de la température de surface de l'océan et la température de l'air. Comme le flux solaire, elle est maximale au-dessus des régions d'upwellings où la température est froide.

Le flux de chaleur latente dépend du vent et du gradient d'humidité entre les basses couches atmosphériques et la surface de l'eau. Il peut être écrit comme LvE où E désigne le taux d'évaporation et $Lv=2.5 \times 10^6 \text{ J/kg}$ la chaleur latente de vaporisation de l'eau. E est habituellement calculé à partir d'une formule du type :

$$E/\rho_a = C_E U (q_s - q_a)$$

Avec ρ_a la densité de l'air, U la vitesse du vent, q_a l'humidité spécifique (masse de la vapeur d'eau par unité de masse d'air sec), q_s humidité spécifique à la surface océanique et C_E un coefficient sans dimension.

Le flux de chaleur latente joue un rôle particulièrement important en Atlantique tropical, en particulier dans ses interactions avec la SST. Il est globalement faible le long des côtes lors de la remontée des eaux froides depuis la subsurface.

Enfin le flux de chaleur sensible dépend de la différence de température entre les deux couches de mélange et la vitesse du vent. Similairement au flux de chaleur latente, Q_{se} peut être approché par :

$$Q_{se}/\rho_a C_p = C_H U (T_s - T_a)$$

Où $\rho_a C_p$ est la capacité de chaleur de l'air par unité de volume, C_H un coefficient sans dimension, T_s est la SST et T_a la température de l'air.

En Atlantique tropical, la valeur et les variations saisonnières du flux de chaleur sensible sont faibles, car les températures de l'eau et de l'air ne diffèrent que de très peu. Sa structure spatio-temporelle est très proche de celle du flux de chaleur latente. En saison chaude un transfert de chaleur a lieu vers l'atmosphère et peut contribuer à la formation des mouvements convectifs caractéristiques de la ZCIT. Ainsi, le cycle saisonnier du flux net présente deux minima dont le premier a lieu en été et le second a lieu en décembre-janvier et un maximum en période d'upwellings (Rebert., 1983).

2.3. Description du cycle saisonnier de la circulation océanique

2.3.1. La circulation horizontale

Les variations saisonnières de la circulation et des masses d'eaux sont très importantes dans toute zone comprise entre le Cap Blanc (20°30'N) et le Cap Roxo (12°20'N). Elles sont en relation directe avec les forces qui engendrent les principaux courants, c'est-à-dire les migrations des systèmes de

Haute et basse pressions de l'atlantique centre-Est à savoir : l'anticyclone des Açores et celui de Sainte-Hélène ainsi que la dépression saharienne. Le déplacement fait remonter l'ensemble du système des courants vers le Nord en été boréal et le fait descendre vers le Sud en hiver ou par saison sèche en même temps que leurs intensités respectives se modifient.

La circulation est constituée sur le plateau continental par la résultante de deux systèmes aux caractéristiques très différentes :

- Un courant Sud en saison froide, improprement appelé courant froid des Canaries caractérisé par une eau d'une température inférieure à 20°C .Ce courant se dirige du Nord vers le Sud et se situe au large de 19°W de longitude. Il est également marqué par une dérive ouest. Cette masse d'eau provient des Eaux Centrales Sud Atlantique (ECSA) sous-jacentes renouvelées par l'upwelling. Cette eau, dite Canarienne, apparaît dès le mois d'Octobre sur l'ensemble du Plateau Mauritanien puis recouvre progressivement le plateau jusqu'à la frontière Guinéenne à partir du mois de janvier. Ce courant est quasi permanent durant la période d'alizés, son intensité est maximale durant la période de fort upwelling. De novembre à mai, la dérive du courant vers l'ouest n'est que partielle. Une branche dérive vers le sud en longeant la côte. Par contre, de juin à octobre, les alizés ne soufflent que jusqu'à la latitude du Cap Blanc, et à ce niveau, le courant dévie totalement vers l'ouest formant le courant Nord équatorial.

- Le contre courant équatorial chaud se dirige de l'ouest vers l'est en direction du Golf de Guinée. Son intensité est variable. Sa limite Nord correspond à celle du FIT. Ainsi, en saison sèche, il n'atteint qu'une partie du plateau guinéen (partie méridionale).En saison humide, il est dévié vers le Nord et il est présent jusqu'au cap Blanc. Ce courant véhicule alors deux types de masses d'eau chaude sur le plateau continental. Tout d'abord, une eau tropicale chaude et salée (plus de 24°C et une salinité de 36 ‰) qui provient du large. Cette masse d'eau apparaît rapidement après la fin des alizés et est présente sur la presque totalité du plateau de mai à août puis ce sont les eaux guinéennes chaudes et dessalées (moins de 35 ‰) qui apparaissent. Elles font suite aux importants apports d'eau douce par les

fleuves de Guinée Bissau et de Guinée. Ces eaux remplacent les eaux tropicales sur le plateau et sont présentes de septembre à début novembre jusqu'au Cap Blanc. A cette latitude elles rejoignent le courant Nord équatorial. A ces deux grands courants, s'ajoutent les courants très côtiers qui sont consécutifs au phénomène de marée. Ils peuvent en certains endroits être très forts. En effet, le marnage est conséquent autour des îles Bissagos ($10^{\circ}55'N$ et $12^{\circ}40'N$) et en Guinée. On révèle ainsi des valeurs de 4,8 m à Conakry et 5,5 m à Bissau. Cette amplitude est en partie liée au découpage du littoral à ces endroits. Plus au Sud et au Nord, le marnage est faible.

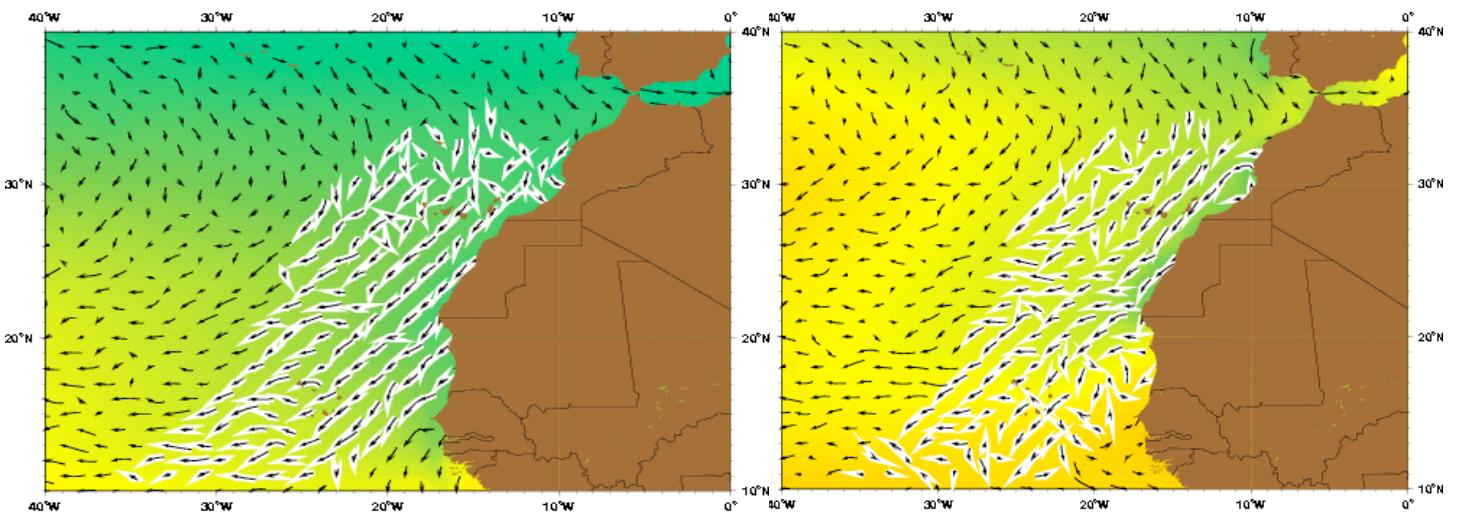


Figure2. 2 & 2.3: circulation surfacique océanique moyenne en hiver et en été MGSVA (The Mariano Global Surface Velocity Analysis)

2.3.2. La circulation verticale

Un des premiers moteurs des courants océaniques de surface est le forçage mécanique du vent. Par suite, un vent dirigé vers le Sud, longeant un bord Est océanique est responsable d'un courant s'éloignant de la côte. Par conservation de la masse, ce courant est alimenté par des eaux de sub-surface ou profonde remontant vers la surface, créant ainsi un upwelling côtier définissant la circulation verticale.

Ce phénomène est permanent en Mauritanie, 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, une couche superficielle ou couche d'Ekman (quelques dizaines de mètres) se déplace vers le large. Ainsi, un flux vertical d'eau profonde (chargée en sels minéraux) se crée le long du talus continental afin de permettre la compensation d'équilibre.

L'upwelling étant généré par les alizés, son intensité dépend de la vitesse de ces derniers (Roy, 1991) .Ainsi, l'upwelling est plus intense de janvier à avril. On note des périodes de plusieurs années de forts ou faibles upwellings. Son intensité de part et d'autre de la presqu'île du Cap Vert peut être différente du fait de l'orientation de la côte.

Ce phénomène est la principale source d'enrichissement des eaux dans cette zone. Ainsi, une étude estime à 0.7million de tonnes l'apport de phosphate par an et par kilomètre de côte (Roy, 1988). De plus, la concentration en nitrate est 12 fois plus forte en saison froide par rapport à la saison chaude (Touré et Ngingue, 1988).

Chapitre 3. Méthodologie

3.1 .Observations

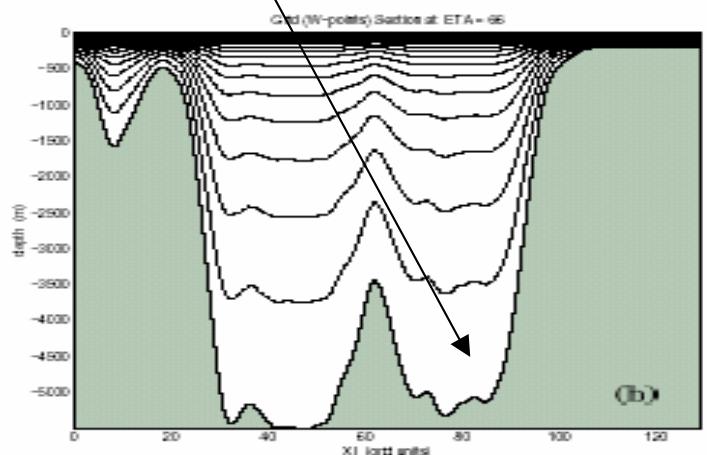
Nous avons utilisé des données COADS de paramètres mensuelles de janvier 1854 à décembre 2004 avec une résolution spatiale de $2^\circ \times 2^\circ$. A ces données s'ajoutent celles de SST déduites de TMI pour une comparaison des structures de surface obtenues par la variation saisonnière de SST du modèle. Ces données de TMI ont commencé à être obtenues à partir de novembre 1997 sur une résolution de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$

Le modèle est forcé en flux par les données climatologiques de COADS.

3.2. Le modèle

Les principales caractéristiques de ROMS sont:

- Modèle hydrostatique aux équations primitives
- Coordonnées verticales de type sigma généralisées
- Coordonnées horizontales curvilignes
- Schémas numériques d'ordre élevés avec une faible dispersion numérique
- Domaines emboîtés (AGRIF)
- Conditions de frontières ouvertes
- Partitionnement du calcul en sous-domaine
- Optimisation pour le calcul vectoriel
- Parallélisation OMP et MPI



Période temporelle : janvier 2000 à décembre 2004

$dx = 15 \text{ km}$: résolution spatiale des simulations

$85 \times 115 \times 30$ points

Résolution temporelle des simulations : moyenne tous les 3 jours

Forçage du vent : vent satellitaire QuikSCAT interannuel à 50 km de résolution

Initialisation et conditions latérales : ECCO interannuel

Flux : COADS climatologie

Le domaine des sorties du modèle est centré sur l’Océan Atlantique Nord tropical, il va de 26°W à 12°W et de 8°N à 24°N .

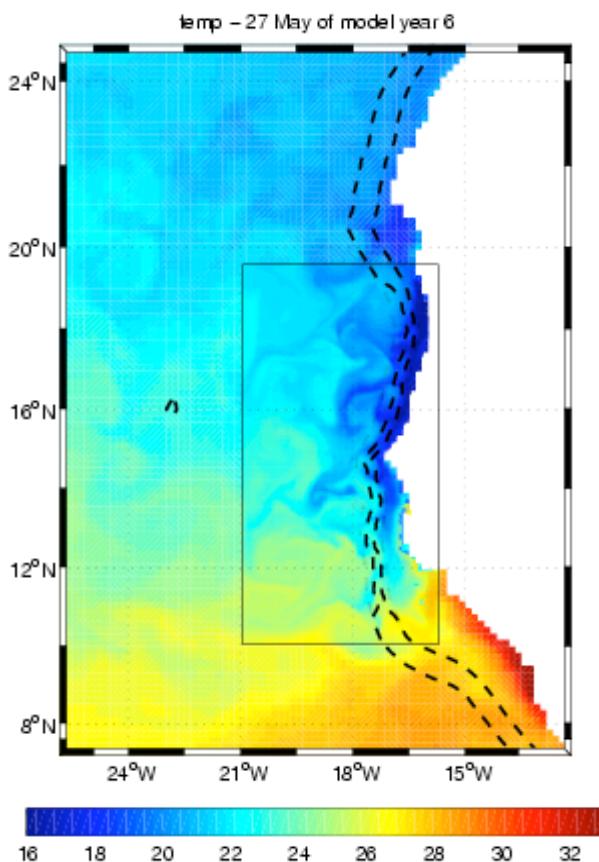


Figure 3.1: exemple de simulation du modèle ROMS sur la zone d’intérêt
(Simulation faite par Bamol Sow dans le cadre de sa thèse)

Il y a 30 niveaux de calcul sur la verticale et la résolution est intensifiée en surface pour paramétriser la couche de mélange et la pénétration du forçage. Les champs décadiques (Vitesse horizontale, température, salinité, hauteur de la mer) du modèle ECCO (Estimating the circulation and Climate of Ocean) sont utilisés pour les conditions initiales et latérales du modèle ROMS, qui est forcé par des vents journaliers satellitaires QuikSCAT entre 2000 et 2004 et des flux climatologiques COADS (Comprehensive Ocean Atmosphere Data System). Les sorties représentent des moyennes tous les 3 jours.

3.3. Validation de la variation de la SST du modèle

Avant de poursuivre l'étude des phénomènes physiques au sein de la couche de mélange, il nous faut valider les sorties du modèle par comparaison avec les observations. Pour cela nous allons comparer la SST du modèle ROMS à différentes SST observées, notamment la SST COADS et la SST TMI.

3.3.1. Comparaison des variations des SST du modèle et de COADS

Nous pouvons comparer la SST moyenne mensuelle du modèle avec celle fournie par COADS. En janvier, on voit qu'à la côte le modèle présente un refroidissement qui est trouvé par les observations (fig.3.2a et fig.3.3a). On note une différence à partir de la côte sénégalaise, un plus fort refroidissement au Nord du Cap-Vert pour le modèle (fig.3.2, a) et au Sud pour les observations (fig.3.3, a). Le mois de mars correspond à la période où on note une dissemblance presque totale entre le modèle et les observations. En effet, c'est à cette période qu'on obtient le maximum des écarts de température positifs assez élevés, de l'ordre de 2° C. Nous constatons aussi une variation de SST observée presque nulle (fig.3.3b).

Pour le reste de la période, c'est-à-dire de mai à novembre, nous constatons que la SST et sa variation fournies par le modèle sont du même ordre de grandeur que celles observées. On remarque pour les mois de mai et de juillet, fin printemps et mi-été, que le modèle comme les observations présentent des réchauffements côtiers qui se maintiennent assez au large (fig.3.2, c, d et fig.3.3, c, d), correspondant à la présence des upwellings côtiers dus aux alizés. Cela est associé au flux de chaleur net dans la couche mélangée assez important (chapitre 4 ; 4.2.2). Ainsi, en juillet on note un refroidissement de la côte Sud qui s'étend au large pour le modèle et pour les observations mais plus accentué à la côte à partir du modèle.

Pour le mois de septembre, nous remarquons un refroidissement vers 12°N montré par le modèle (fig.3.2, e) et qui n'est pas vérifiée par les observations (fig.3.3, e). On constate à cette latitude la SST ROMS est plus froide que celle observée, de l'ordre de 1° C. Cela est en relation avec la présence du dôme de Guinée associé à un fort pompage d'ekman (chapitre 4 ; 4.3.2.2). Malgré tout, on note un accord assez remarquable entre ces grandeurs pour le reste de la zone.

De surcroît, le modèle comme les observations présentent les mêmes distributions spatiales des variations de SST.

En somme, nous pouvons établir que le modèle ROMS fournit des données de température qui sont en assez bon accord avec les observations.

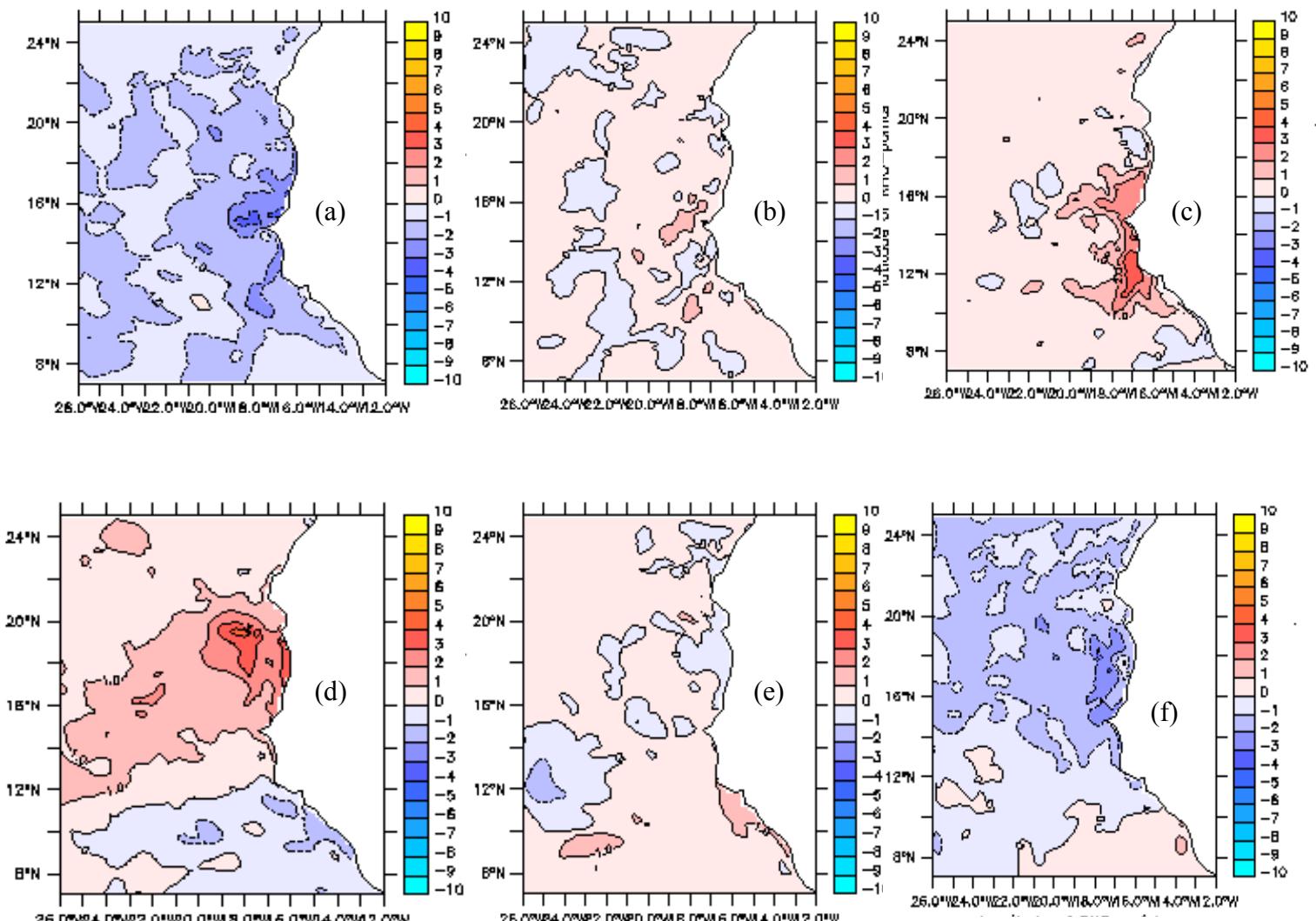


Figure 3.2 : cycle saisonnier de la variation annuelle de la SST ROMS : leur valeur (en couleur, en °C/mois), (a) jan, (b) mars, (c) mai, (d) juillet, (e) septembre, (f) novembre

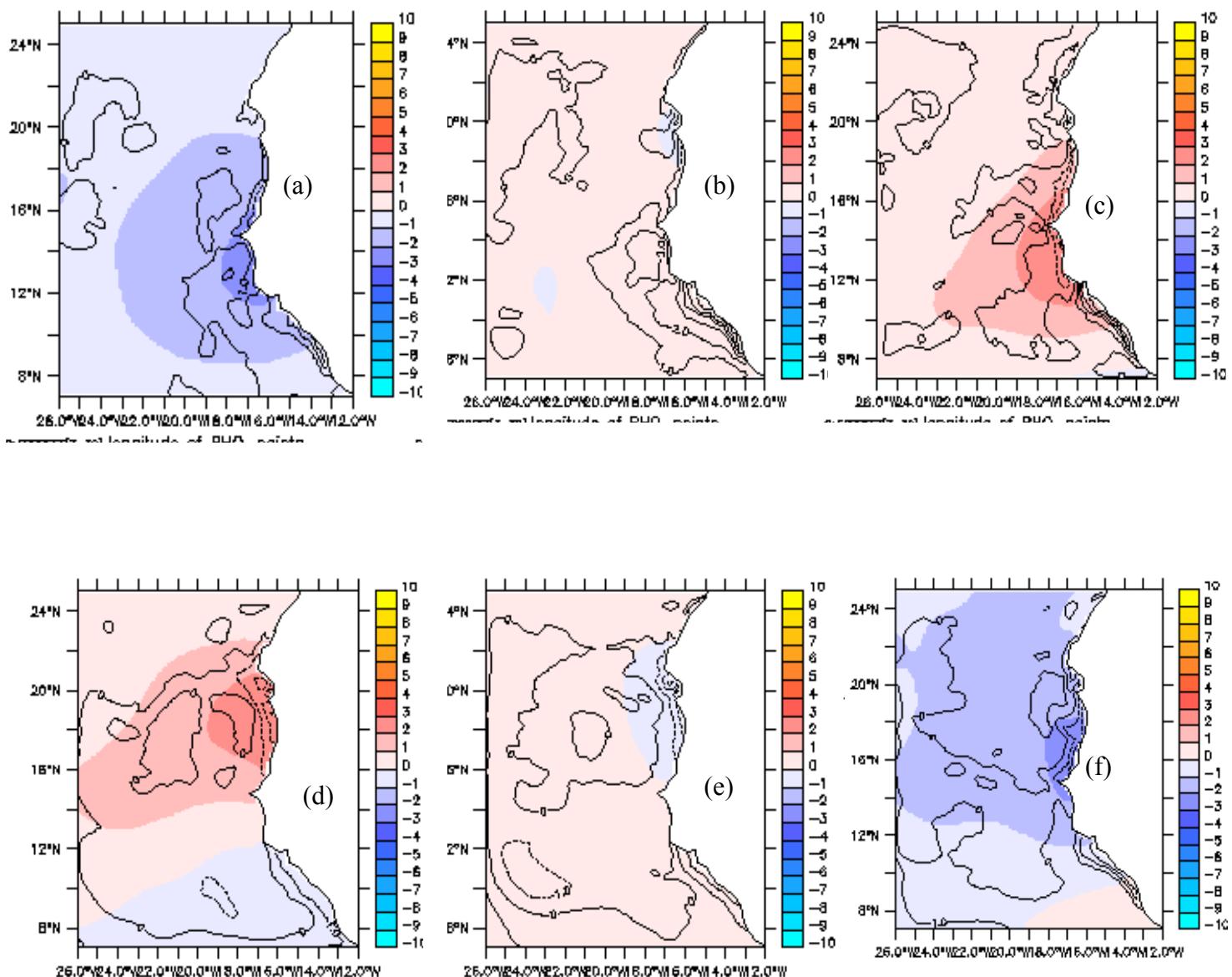


Figure 3.3 : cycle saisonnier de la variation annuelle de la SST observée (COADS) et son écart avec celle de ROMS : variation de COADS (en couleur, en °C/mois), écart SST ROMS-SST COADS (en isoligne). (a) jan, (b) mars, (c) mai, (d) juillet, (e) septembre, (f) novembre

3.3.2. Comparaison des variations des SST du modèle et de TMI

Nous comparons la SST mensuelle du modèle avec celle fournie par TMI. Ce jeu de données est une reconstruction par interpolation optimale de satellites. La SST est fournie sur une grille d'un degré, avec un pas de temps de 5 jours. Nous rappelons que les simulations ont été interpolées géographiquement pour correspondre à la grille des températures observées, de plus basse résolution spatiale

On voit que sur les représentations du modèle et des observations, la répartition de la variabilité saisonnière est assez semblable spatialement (fig.3.2 et fig.3.4). Cependant, certaines périodes de l'année correspondent à des représentations différentes entre le modèle et les observations (fig. 3.3b, fig.3.3e, fig. 3.4b et fig.3.4e). Nous constatons que la différence de ROMS avec TMI réside dans l'extension spatiale des zones de refroidissement et de réchauffement à la côte, qui sont beaucoup plus limités dans les sorties du modèle. En mars et septembre, où les termes de diffusion locale sont importants, la différence est bien marquée. Cela peut être lié aussi à l'une des conséquences de cet ajustement qui est la perte d'une partie de l'information de méso-échelle obtenue à partir du modèle. On note que l'écart entre la SST ROMS et celle observée, de janvier à mai, varie irrégulièrement. Par contre, nous constatons que l'écart est maintenu positif au Nord et négatif pour le reste de la période et garde sa valeur importante à la côte. En effet, les zones d'upwellings côtiers montrent des écarts de température positive assez élevés, de l'ordre de 2° C. La représentation des phénomènes d'upwellings est un problème majeur des modèles globaux de circulations océaniques, qui ont souvent tendance à les minimiser. Ici, l'écart positif en température se maintient assez bien au large, ce qui laisse à penser que les problèmes de représentation de ces phénomènes ne sont pas limités à la côte.

Malgré tout le modèle ROMS réussit à reproduire les variations saisonnières de la température de surface de manière assez fidèle.

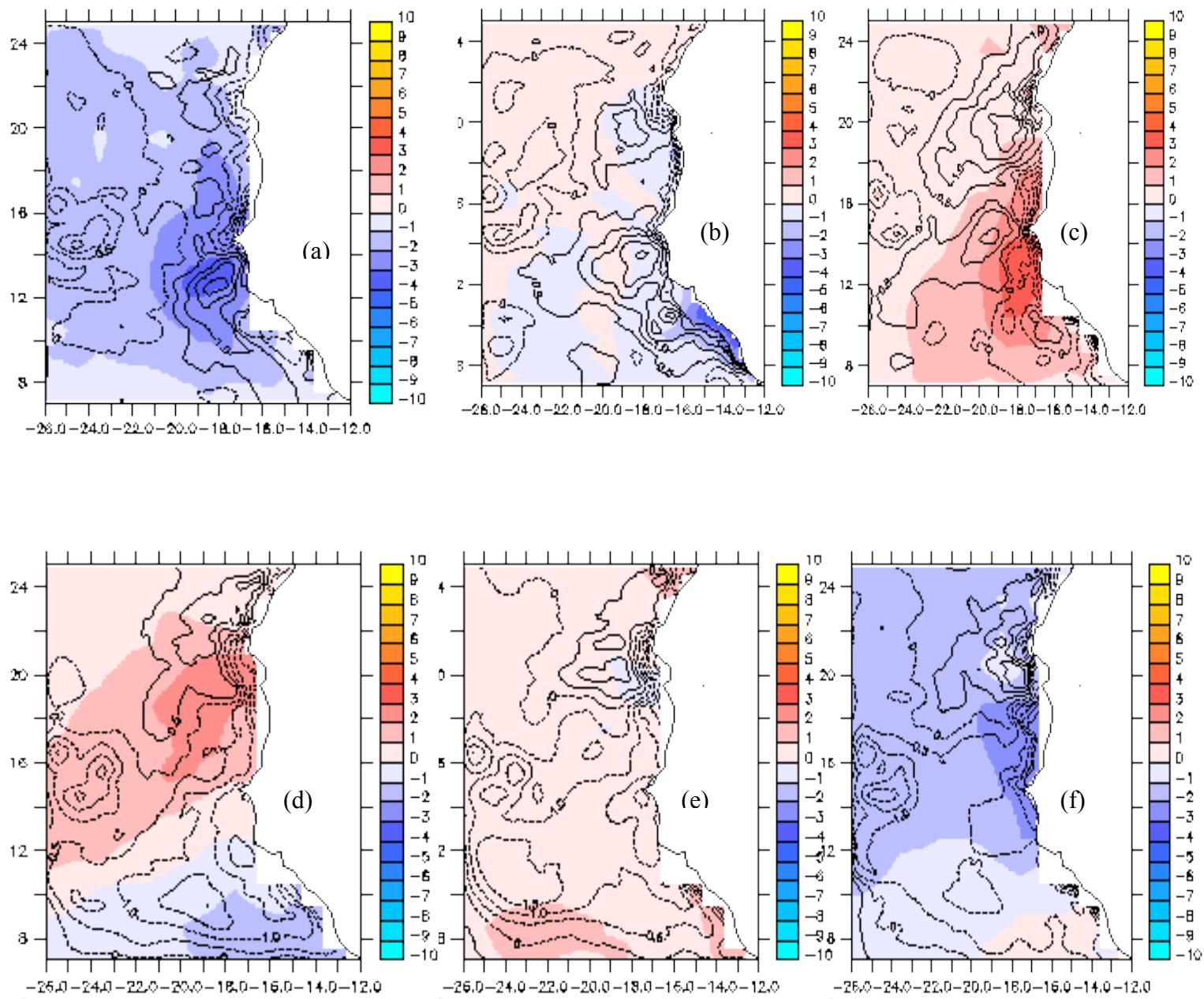


Figure 3.4: cycle saisonnier de la variation annuelle de la SST observée (TMI) et son écart avec celle de ROMS : variation de TMI (en couleur, en °C/mois), écart ROMS-SST TMI (en isoligne). (a) jan, (b) mars, (c) mai, (d) juillet, (e) septembre, (f) novembre

Chapitre 4 : Analyse des sorties du modèle

4.1. Circulation dans la couche d'Ekman

4.1.1. Cycle saisonnier de la circulation horizontale en surface

En janvier -mai :

Le courant nord des canaries apparaît dans la zone et se limite au sud vers la Casamance (12°20 et 13°) dont il atteint son maximum en mai (fig.4.1a, fig.4.1b et fig.4.1c). Les alizés de Nord souffrent sur toute la zone. Leur intensité décroît du Nord vers le sud et maximale en mai. Ces alizés créent une dérive d'Ekman s'opposant au courant géostrophique qui est faible à cause du faible gradient méridien ou zonal de la hauteur de la mer (fig.4.2a, fig.4.2b, fig.4.2c). La présence du courant des Canaries sur cette zone est due au fait de la dominance de la dérive d'Ekman sur le courant géostrophique.

Un jet côtier loge la côte et circule du Nord vers le sud (fig.4.1a, fig.4.1b et fig.4.1c). Il est maximum en mai expliqué par la forte dérive d'Ekman.

Le courant des canaries est faible au Sud de la zone d'intérêt (bas fig.4.1a, fig.4.1b et fig.4.1c). La dérive d'ekman est faible sur cette partie du fait que les alizés de Nord sont faibles. Cette dérive s'oppose au courant géostrophique résultant en un faible courant total.

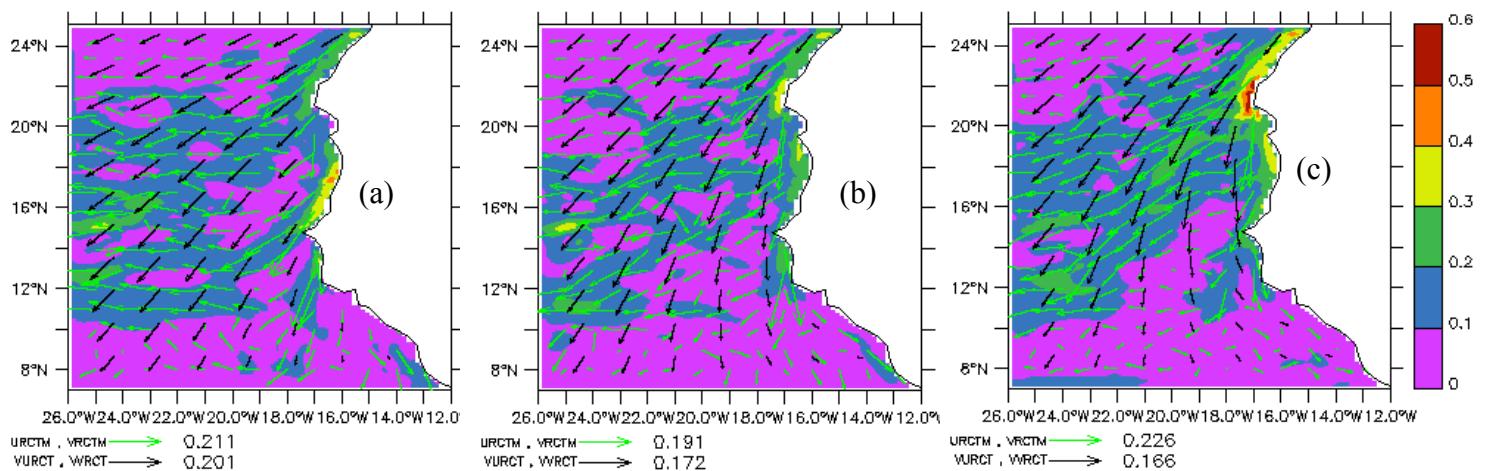


Figure : 4.1 cycle saisonnier de la circulation horizontale : vecteurs vents (noir, en m/s) et courants horizontaux (en vert, en m/s) et leur norme (couleur, m/s), mois de (a) jan, (b) mars, (c) Mai

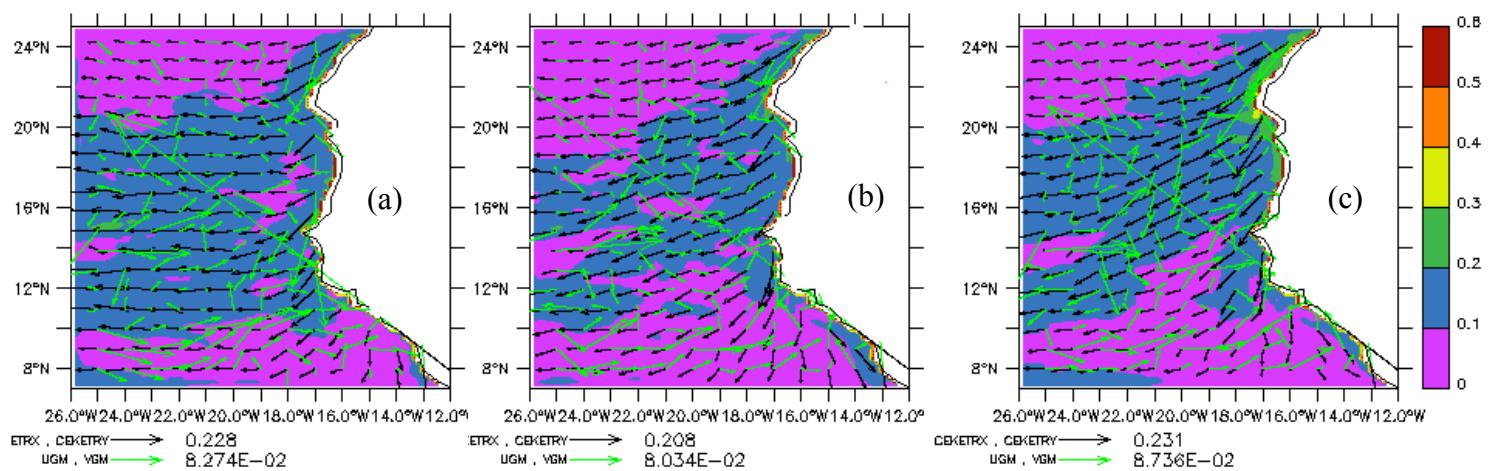


Figure : 4.2 les composantes des courants horizontaux en surface : vecteurs courants géostrophiques (en vert, en m/s), vecteurs courants agéostrophiques (en noir, en m/s) et leur norme (en couleur, en m/s), mois de (a) jan, (b) mars, (c) mai.

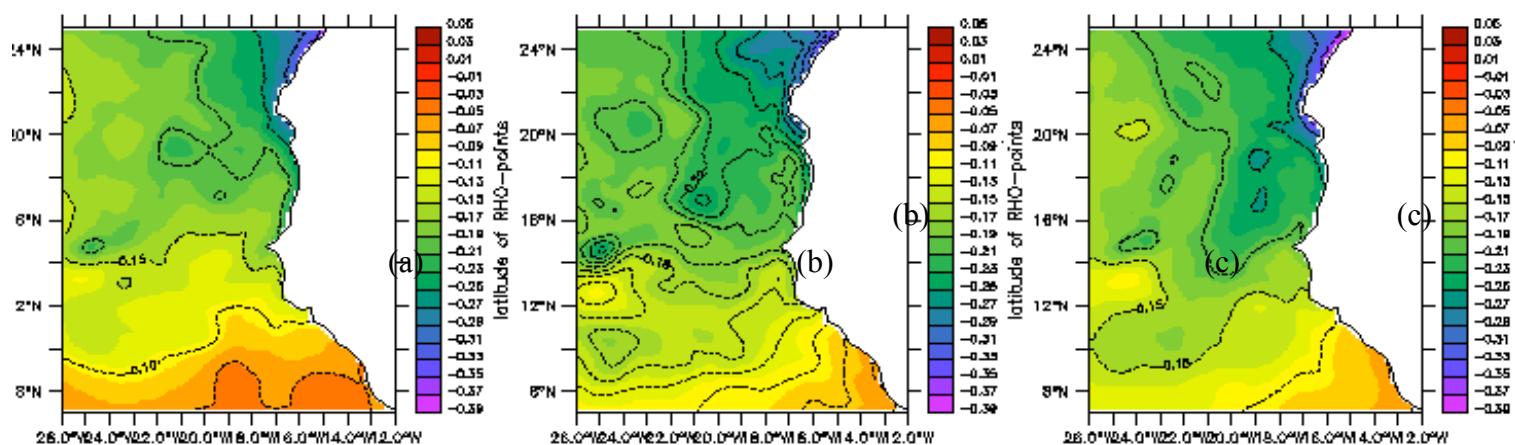


Figure : 4.3 les hauteurs de la mer (en couleur, en m) (a) jan, (b) mars, (c) mai.

La branche du courant Nord des Canaries se détache au niveau du Cap Blanc et dévie vers l'ouest pour former le courant Nord équatorial (haut fig.4.4a et fig.4.4b). Les alizés de Nord suivent la remontée au Nord de la ZCIT, ce qui explique l'affaiblissement en général des courants au sud de la Mauritanie.

Le CCNE apparaît vers 8°N et s'étend à proximité des côtes de Guinée (bas fig.4.4a et fig.4.4b). Il a une composante d'Ekman et une composante géostrophique (fig.4.5a et fig.4.5b). Au Sud de la zone d'intérêt, l'apparition des alizés de Sud, orientés vers le continent, créent des courants d'Ekman vers l'est (fig.4.4 et fig.4.4b). Ils renforcent la composante géostrophique de du CCNE.

Cette composante provient du fort gradient méridien de la hauteur de la mer (fig. 4.6a et fig.4.6b), associée au fort pompage d'Ekman au centre de la zone (voir 4.3.2.2. et Yamagata et al, 1995)

Les courants côtiers hauturiers sont faibles au Sénégal car correspond à la zone de discontinuité de température du vent et de l'humidité, associée au vent faible.

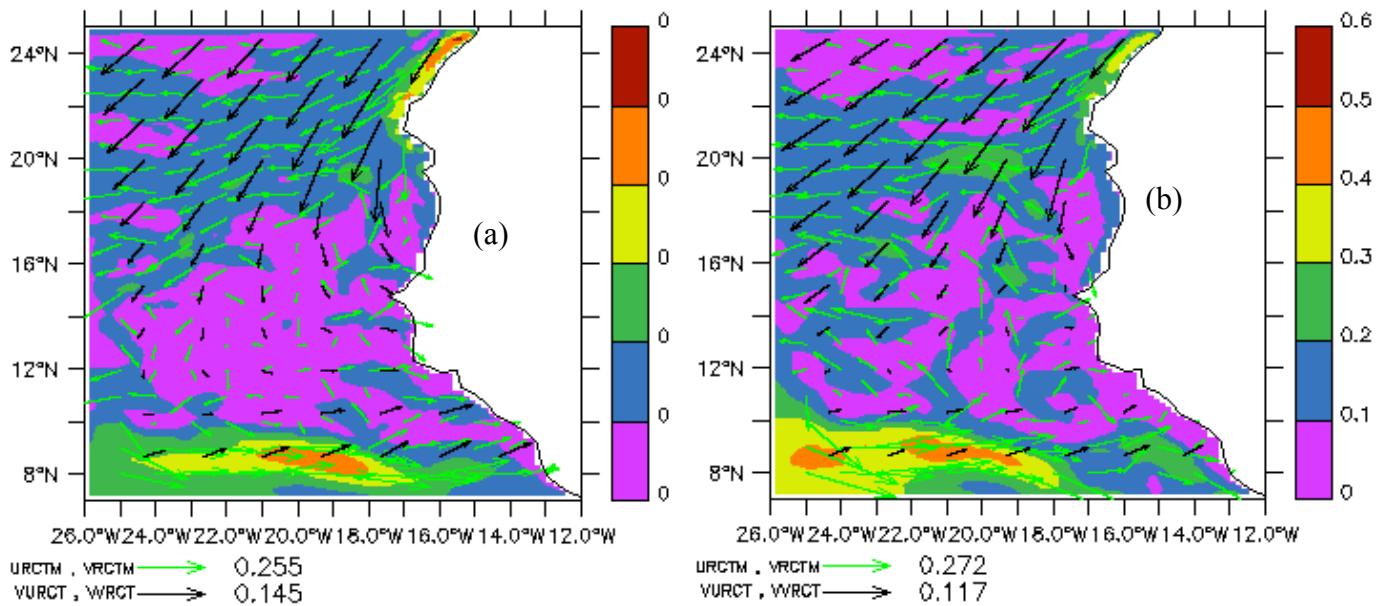


Figure : 4.4 cycle saisonnier de la circulation horizontale : vecteurs vents (noir) vecteurs courants horizontaux (en vert) et leur norme (couleur, m/s), mois de (a) juillet, (b) septembre

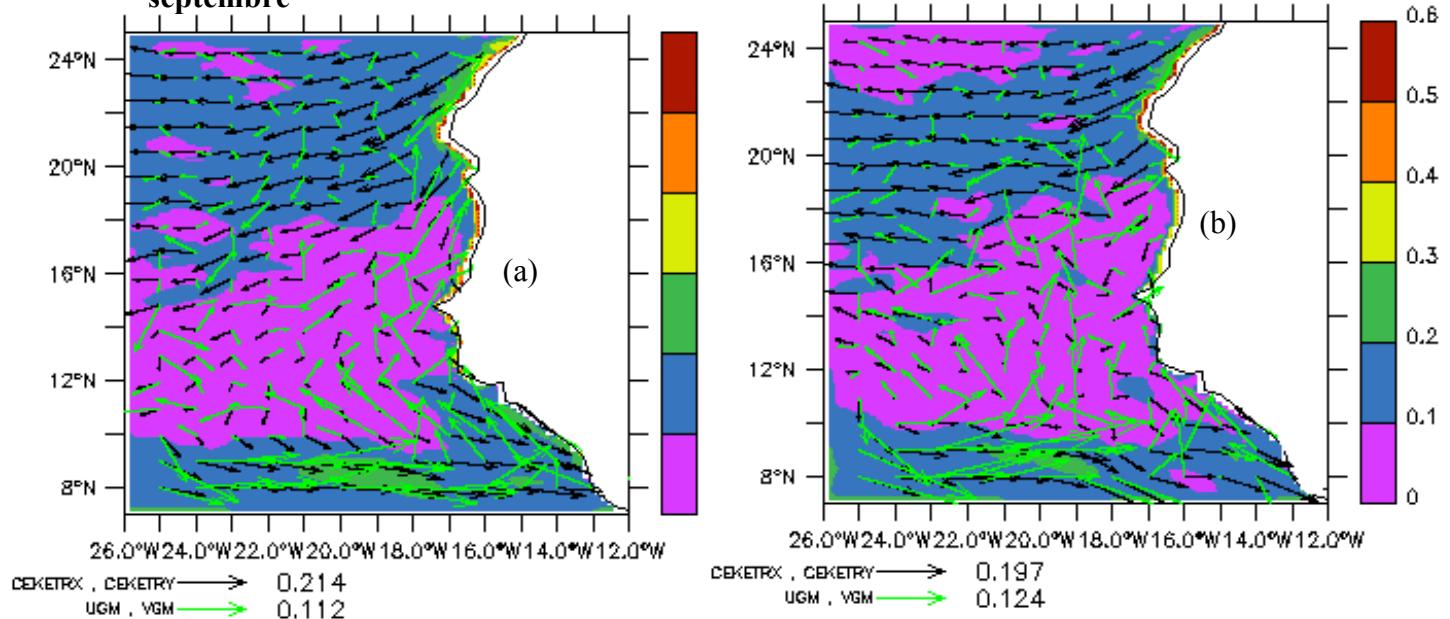


Figure : 4.5 les composantes des courants horizontaux : vecteurs courants géostrophiques (en vert), vecteurs courants agéostrophiques (en noir) et leur norme (en couleur, en m/s), mois de (a) jan, (b) Juil., (c) Sept.

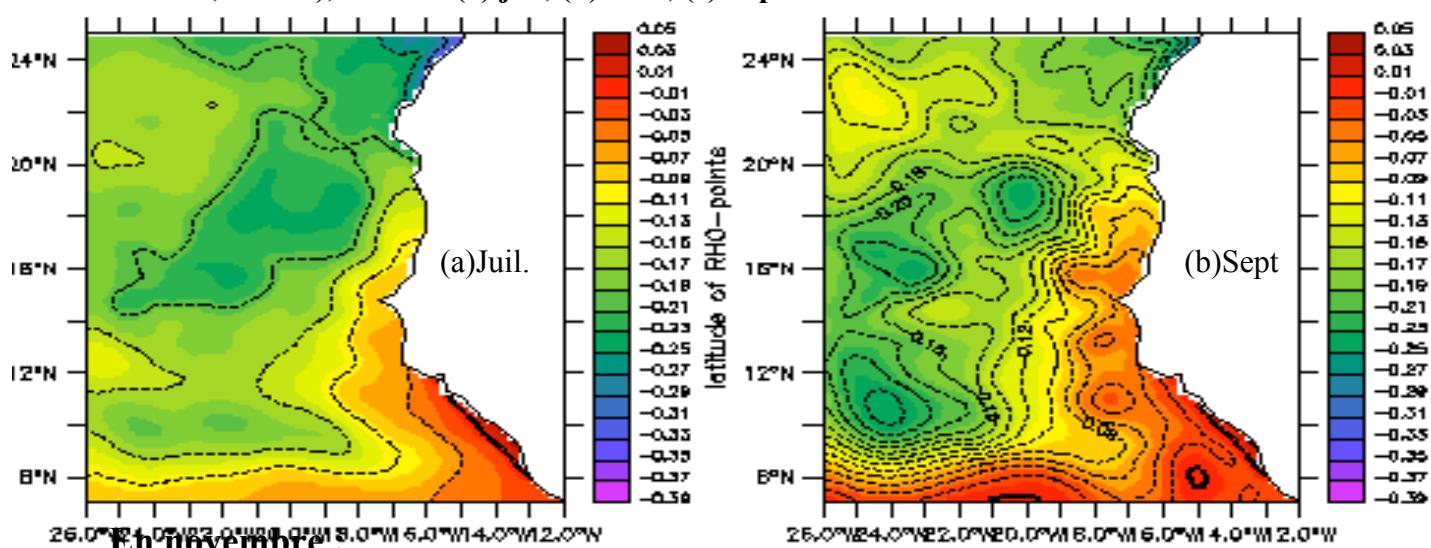


Figure : 4.6 les hauteurs de la mer (en couleur en m), valeur (en isoligne, en m) (a) juil. (b) sept.

En novembre :

Le courant Nord des canaries couvre la zone comprise entre 16°N et 24°N (fig.4.7a). Cependant les alizés de Nord s'installent à nouveau sur la zone d'étude et leur intensité fort au Nord mais faible au Sud. En effet ils créent une dérive d'Ekman forte au Nord mais faible au Sud s'opposant au courant géostrophique excepté vers 11°N où ce dernier renforce la dérive d'Ekman (fig.4.7b). Au Sud de 16°N, le courant s'oriente vers le Nord ouest et atteint son maximum vers 11°N. Cela s'explique au fait que les alizés s'incurvent vers le Sud Ouest (fig.4.7a), crée une dérive d'Ekman vers le Nord Ouest (fig.4.7b) s'associant avec le courant géostrophique causé à ce niveau par un fort gradient zonal de la hauteur de la mer (fig.4.7c).

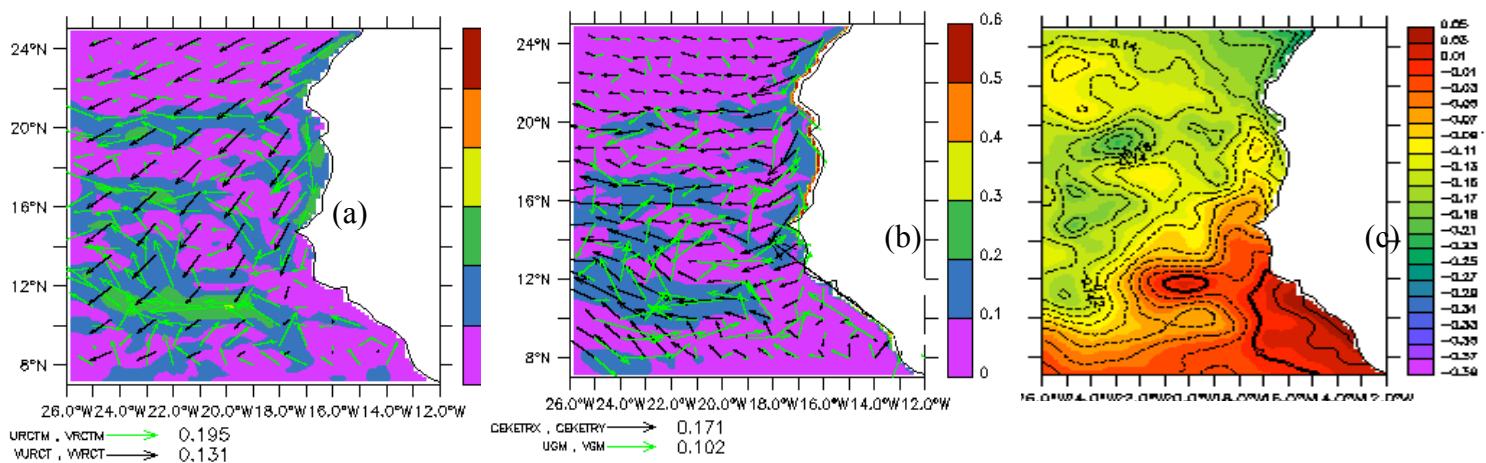


Figure : 4.7 Cycle saisonnier de la circulation horizontaux en surface en novembre : (a) vecteurs courants (en vert) norme (en couleur, en m/s) vecteurs vent (en noir), (b) vecteurs courants géostrophique (en noir) vecteurs courants agéostrophique (en vert, couleur en m/s), (c) des anomalies de la hauteur de la mer (en couleur, en m) isoligne (en noir, en m)

4.1.2. Cycle saisonnier de la circulation verticale

4.1.2.1 Estimation théorique du flux vertical : pompage d'Ekman

Le pompage d'Ekman est le transport vers le haut des eaux de mer sous l'effet des vents de surface d'une dépression. Sous l'effet du vent, l'eau entre la surface et la thermocline est en mouvement et est dévié par la force de Coriolis vers l'extérieur de la dépression par le transport d'Ekman. Cela crée donc une divergence. La couche d'eau au centre de la dépression est donc moins épaisse et pour compenser cette perte de masse, l'eau des profondeurs remonte vers la surface, poussée par la pression des colonnes d'eau externes à la dépression.

Cette description correspond à une circulation générale telle que celle décrite par Sverdrup. Une autre application du pompage d'Ekman, plus locale, est celle de remontée d'eau (Upwelling) le long des côtes alors que le vent souffle parallèlement à ces dernières et que la force de Coriolis est dans la direction qui l'en éloigne. En repoussant l'eau de surface vers le large, on crée un vide que les eaux remontant des profondeurs combinent. On peut donc estimer théoriquement le flux verticale par :

$$W(-h) = \frac{1}{\rho_0} \cdot \vec{\nabla} \cdot \vec{M}$$

Avec ρ_0 la masse volume de l'eau et \vec{M} le transport d'Ekman

Où $\vec{M} = -\frac{1}{f} \cdot \vec{k} \Lambda \vec{\tau}$ avec $\vec{\tau}$ est la tension du vent horizontal et $f = 2\Omega \sin \theta$ est le paramètre de Coriolis

D'où

$$W(-h) = \frac{1}{\rho_0} \cdot \vec{\nabla} \cdot \left(-\frac{1}{f} \vec{k} \Lambda \vec{\tau} \right)$$

$W(-h)$ peut s'écrire de deux manière suivant f

- $f = 2\Omega \sin \theta_0 = \text{constant}$ ou plan f $W(-h) = \frac{1}{\rho_0 f} \cdot \vec{k} \cdot (\vec{\nabla} \Lambda \vec{\tau})$

- $f = 2\Omega \sin \theta_0 + \beta y$ est non constant ou plan β et $\beta = 2\Omega \sin \theta_0 \cdot y$

$$W(-h) = \frac{1}{\rho_0} \cdot \vec{\nabla} \cdot \vec{M}$$

$$W(-h) = \frac{1}{\rho_0} \cdot \vec{k} \cdot (\vec{\nabla} \Lambda \frac{\vec{\tau}}{f})$$

D'où

$$W(-h) = \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial \tau_x}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \tau_x \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{f} \right)$$

Dans notre cas nous estimons W avec l'équation (6) qui prend en compte de la variation de f suivant y (latitude)

4.1.2.2. Analyse saisonnière du pompage d'Ekman et des flux verticaux du modèle.

Dans cette partie nous décrivons d'abord l'évolution temporelle des principales caractéristiques de la vitesse verticale d'Ekman. Ensuite nous passerons à l'étude comparative des deux vitesses verticales (Ekman et modèle). Un des premiers moteurs des phénomènes physiques océaniques de surface est le forçage mécanique du vent. Pendant la période de janvier à mai, l'upwelling côtier est constant malgré la variation de la direction des alizés de nord (fig.4.8a et fig.4.8b), mais la tension du vent reste constante. L'upwelling qui se situe un peu au large des côtes sud de Dakar est plus fort en janvier que celui en mars (fig.4.8a et fig.4.8b). Cela s'explique par la variation zonale du vent méridien qui est plus forte en janvier qu'en mars. Au nord du Sénégal un peu au large, l'upwelling est significatif en mars par rapport à celui de janvier. A ce niveau, en mars, les alizés de nord sont parallèles à la côte ainsi la variation zonale du vent méridien est forte. L'upwelling situe vert 14°N, 25°W au sud ouest des îles du cap-vert, délimité de deux downwellings, est constant. Ces derniers correspondent à l'effet de ralentissement des deux composantes des vents (fig.4.9, c, d). La partie située au large de la Mauritanie est marquée par un downwelling, plus prononcé en janvier, expliqué par une forte variation méridienne du vent zonal.

En mai l'upwelling côtier atteint son maximum, période à laquelle il y a intensification des vents, résultant le maximum de la dérive d'Ekman. La montée bien au nord du Sénégal du maximum de pompage hauturier, qui suit la remontée de l'ZCIT (fig. 4.8, c). Au sud du

domaine par l'apparition d'une bande zonale de downwellings, associée entièrement à l'inversion progressive vers la côte de la composante zonale du vent (bas fig.4.9, c). Pendant la saison humide, entre juillet et septembre, les alizés de nord suivent la remontée au nord de la ZCIT et au sud apparaissent les alizés de sud (fig.4.9, d, e). L'upwelling côtier est toujours présent. Au nord de Dakar, un peu au large, la forte variation zonale du vent méridien et celle méridienne du vent zonal laissent apparaître un upwelling assez fort (voir composante méridienne et zonale d'Ekman en juillet –septembre). L'apparition au sud des alizés de sud, orientés vers le continent, créent une dérive d'Ekman qui renforce la composante du courant géostrophique. Ce courant provient du fort gradient méridien de la hauteur de la mer, associé à un fort pompage d'Ekman vers 10°N (bas fig.4.9, d, e, et Yamagata et al, 1995). Pendant la période du mois de juillet, la rotation progressive vers la côte de la composante zonale du vent de sud s'associe à une bande zonale de downwellings (bas fig.e).

Pendant la période du mois de novembre, l'upwelling est presque côtier (fig.4.9, f), correspondant à la période à laquelle il ya fluctuation du vent (voir composante méridienne et zonale d'Ekman en novembre). L'upwelling est assez présent un peu au large au sud de Dakar et nord vers 20°N , car la côte à ces deux niveaux s'incurve vers le sud-est perpendiculairement aux alizés de Nord. Au sud de la zone vers 8°N une bande zonale de downwellings, présente même à la côte Guinée, apparaît, associée à la ZCIT où les alizés de nord sont presque zonaux.

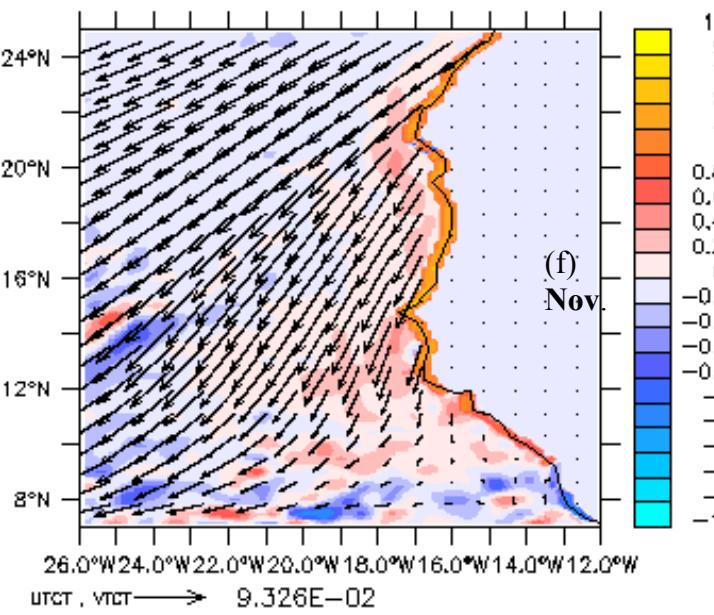
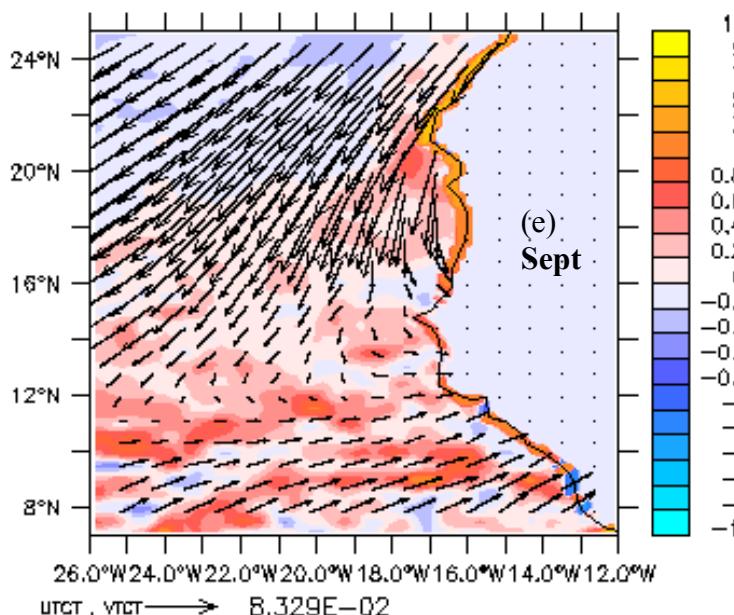
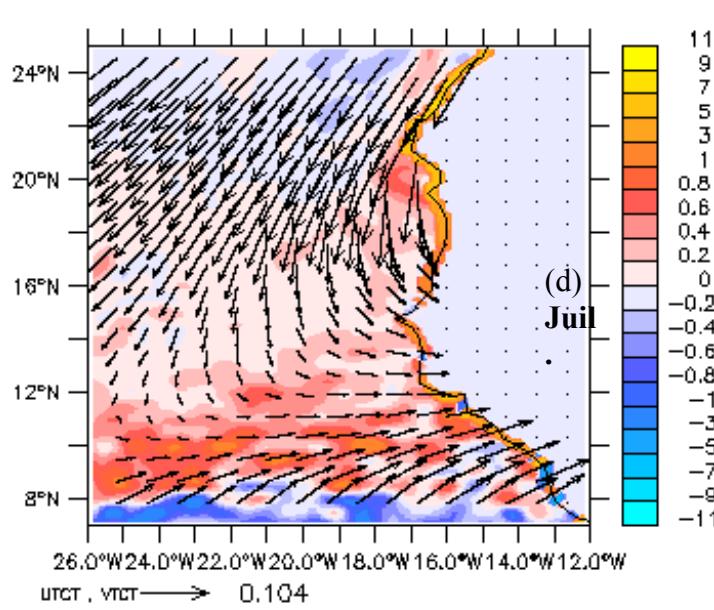
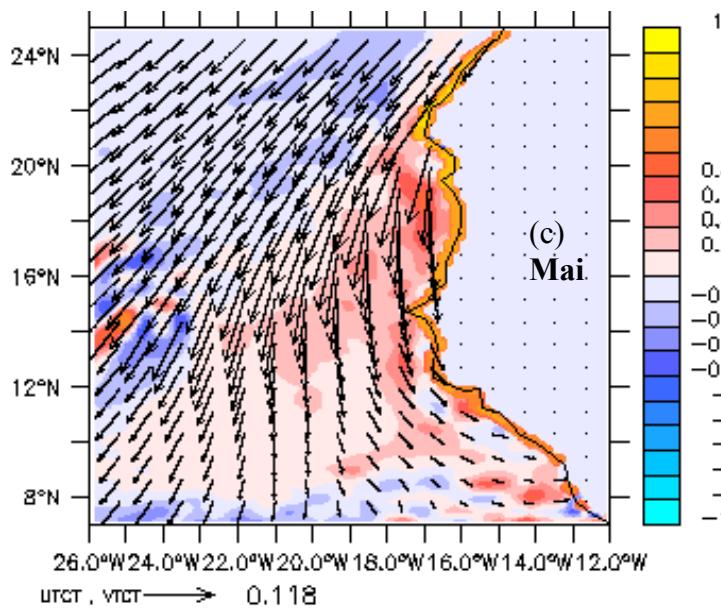
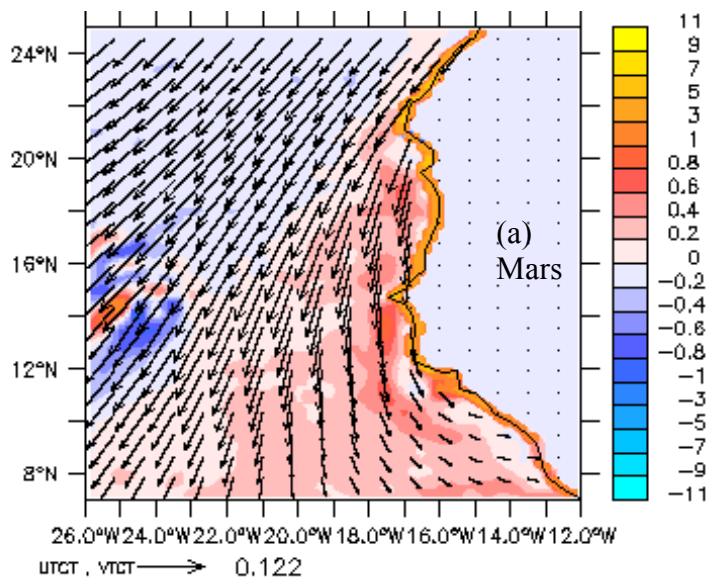
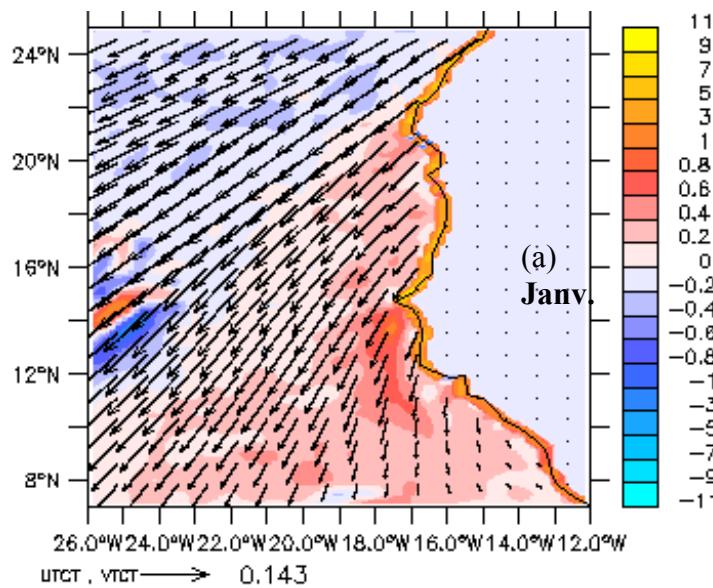


Figure : 4.8 cycle saisonnier des flux verticaux d'Ekman : vecteurs vents (en noir), vitesse verticale (en couleur, en m/jour) mois de (a) jan, (b) mars, (c) mai, (d) juil., (e) sept. , (f) nov.

Notre étude sur cette seconde partie porte sur la comparaison entre les flux verticaux du modèle et Ekman. La figure 4.8 montre que l'upwelling côtier est permanent de janvier à mai par le calcul théorique du pompage d'Ekman, correspondant la période à laquelle les alizés du nord soufflent sur toute la zone d'étude. Le modèle simule des upwellings côtiers très faibles mais présente une zone méridienne d'upwellings forts au long de la bathymétrie. La bande d'upwelling et de downwelling présentée par Ekman vers 14°N , 25°W est décalée vers 15°N par le modèle, vraisemblablement sous l'effet de la topographie des îles du Cap-Vert. Cette différence notée, peut s'expliquer du fait que dans le modèle la vitesse W est déterminée au niveau sigma 27 et celle d'Ekman est déterminée au bas de la couche de mélange. La vitesse verticale estimée par Ekman est déterminée à partir de la direction et de la tension du vent. On note que de janvier à mai le modèle monte, un peu au large de part et d'autre de Dakar, des vitesses W en bon accord qualitatif avec W Ekman (fig.4.9, 4.10, a, b). Les upwellings présentés par le modèle sur le long de la bathymétrie dépendent de la direction et de l'intensité des courants, car, de janvier à mai, la présence du courant des canaries sur toute la zone d'intérêt s'associe avec ces derniers (fig.4.8a et fig.4.9a). Entre juillet et septembre, période à laquelle La branche du courant nord des canaries se détache au niveau du Cap Blanc et dévie vers l'ouest pour former le courant nord équatorial (voir haut fig., a, b), l'upwelling sur le long de la bathymétrie s'en associe. Au sud du CNE, les courants hauturiers côtiers faibles au Sénégal et le CCNE au sud de la zone d'intérêt, nous avons une bande méridienne de succession d'upwellings et de downwellings (fig.4.11a et fig.4.12a). Cette succession peut s'expliquer du fait que les courants dirigeant vers le continent favorisent le downwelling. A la latitude de la Mauritanie, où les alizés de nord sont permanents, les vitesses W du modèle et d'Ekman sont assez comparables à la côte tandis que, de 17°N jusqu'au sud, nous avons un downwelling faible par le modèle et un upwelling fort par Ekman. Les courants sur cette zone au niveau sigma 27 se dirigent vers la côte et y accumulent des masses d'eau. Dans la partie sud, vers 10°N le modèle et Ekman présentent les même résultats en terme d'upwelling et de downwelling (bas des fig.11a et fig.12a).

Pendant la période du mois de novembre les vitesses W du modèle et Ekman sont assez faibles un peu au large de la côte (fig.13a et fig.13b). En outre, l'upwelling côtier reproduit par le modèle est plus faible que celui d'Ekman.

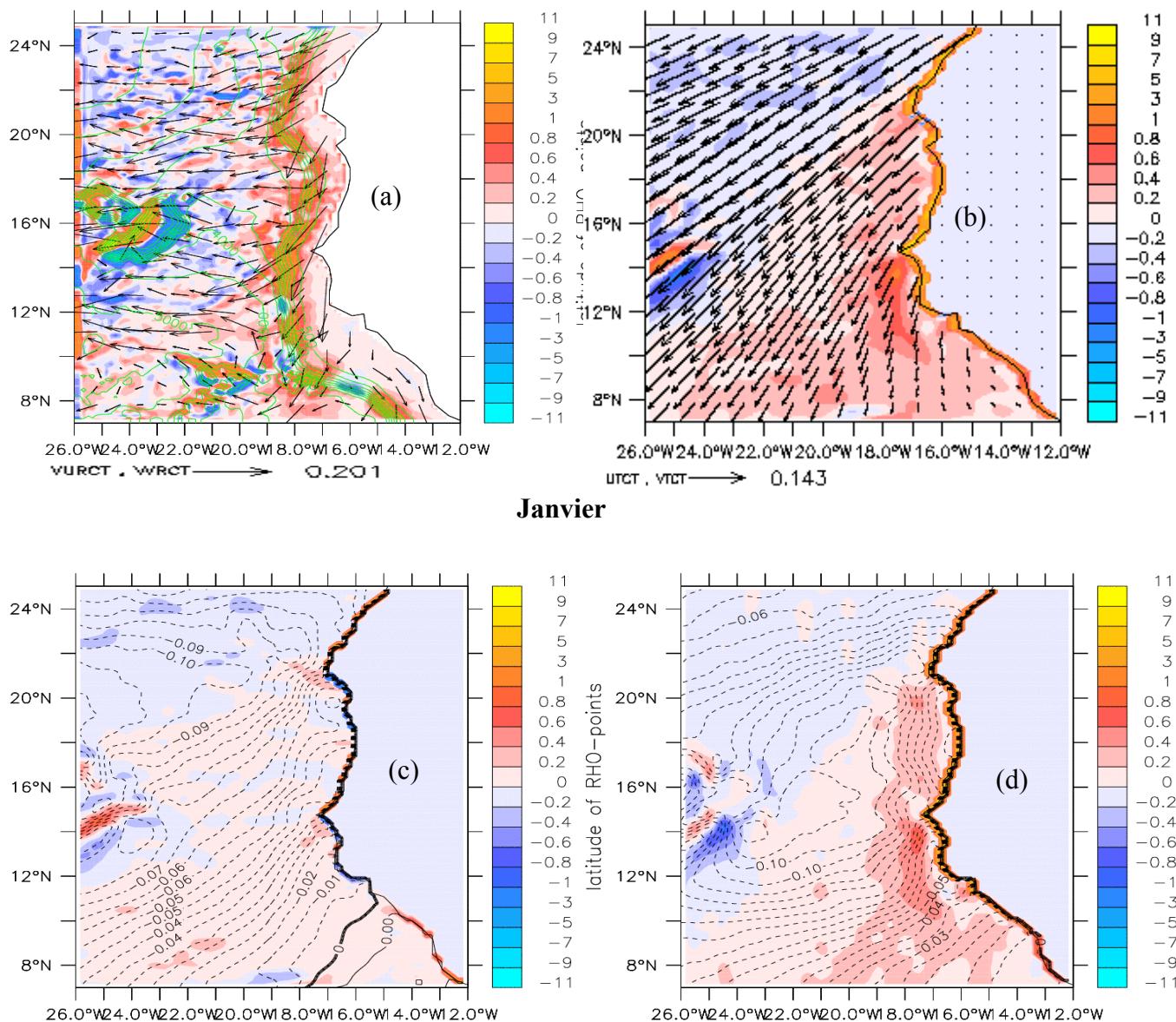


Figure : 4.9 les flux verticaux du modèle et d'Ekman en janvier : (a) vecteurs courants horizontaux de surface(en noir), vitesse verticale au niveau sigma 27 (en couleur, en m/jour), bathymétrie (en vert tous les milles mètres) (b) vecteurs vents(en noir), vitesse verticale au bas de la couche de mélange(en couleur en m/jour) (c) vitesse verticale au bas de la couche de mélange en fonction du vent zonal (en couleur en m/jour),tenson zonale du vent(en isoligne) (d) vitesse verticale au bas de la couche de mélange en fonction du vent méridien (en couleur, en m/jour),tenson méridienne du vent(en isoligne)

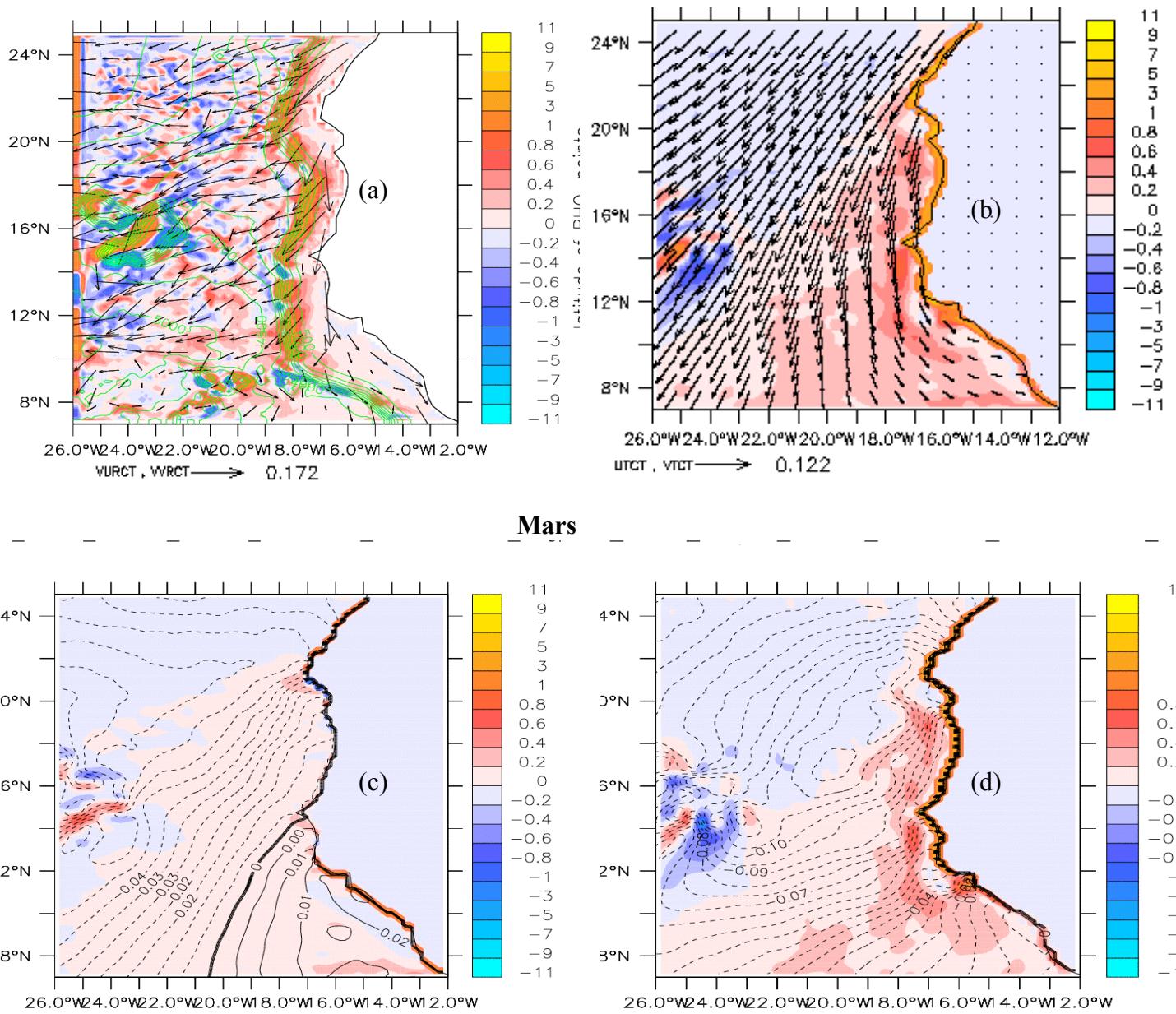


Figure : 4.10 identique à la figure 4.9 mais en Mars

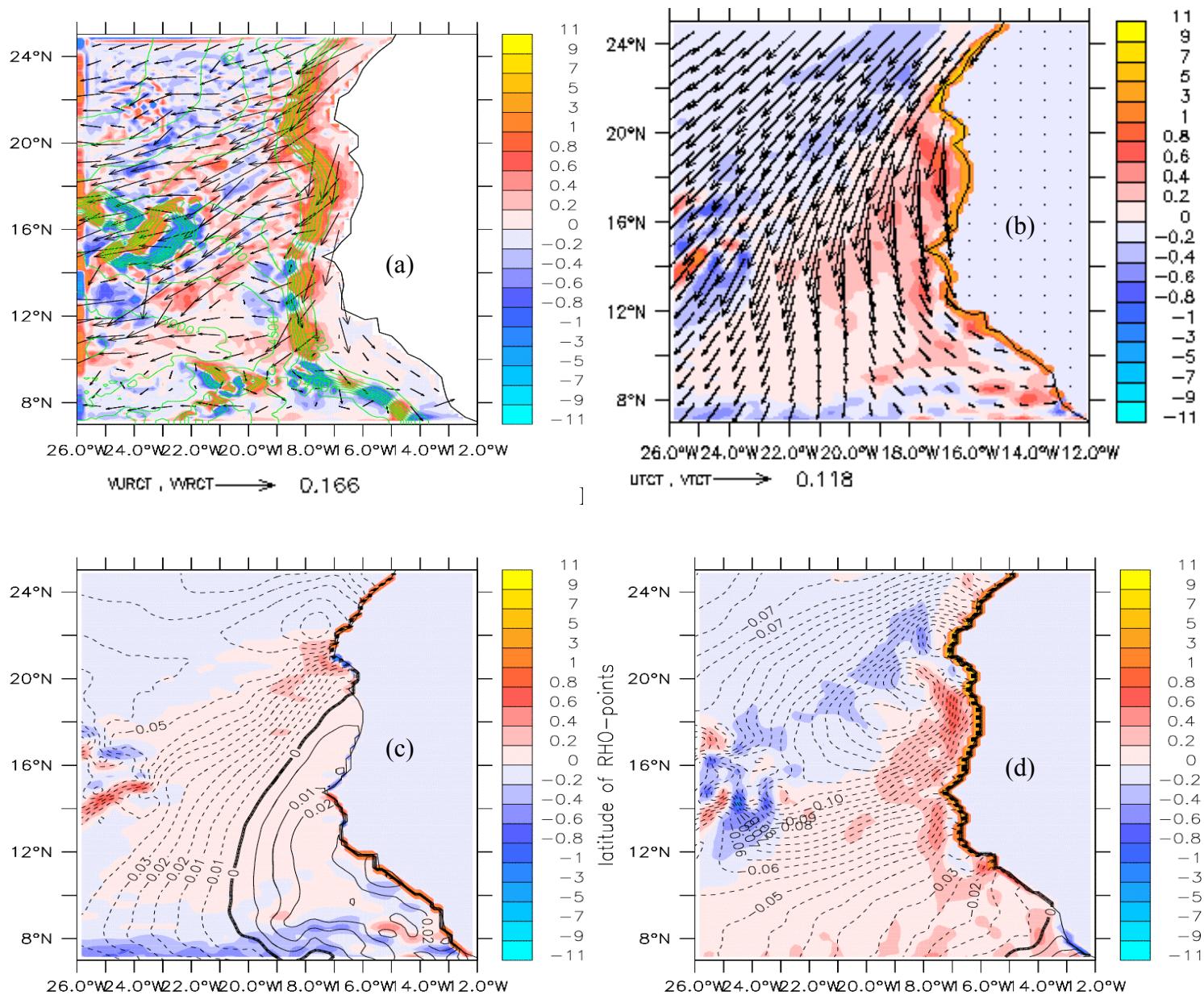


Figure : 4.11 identique à la figure 4.9 mais en Mai.

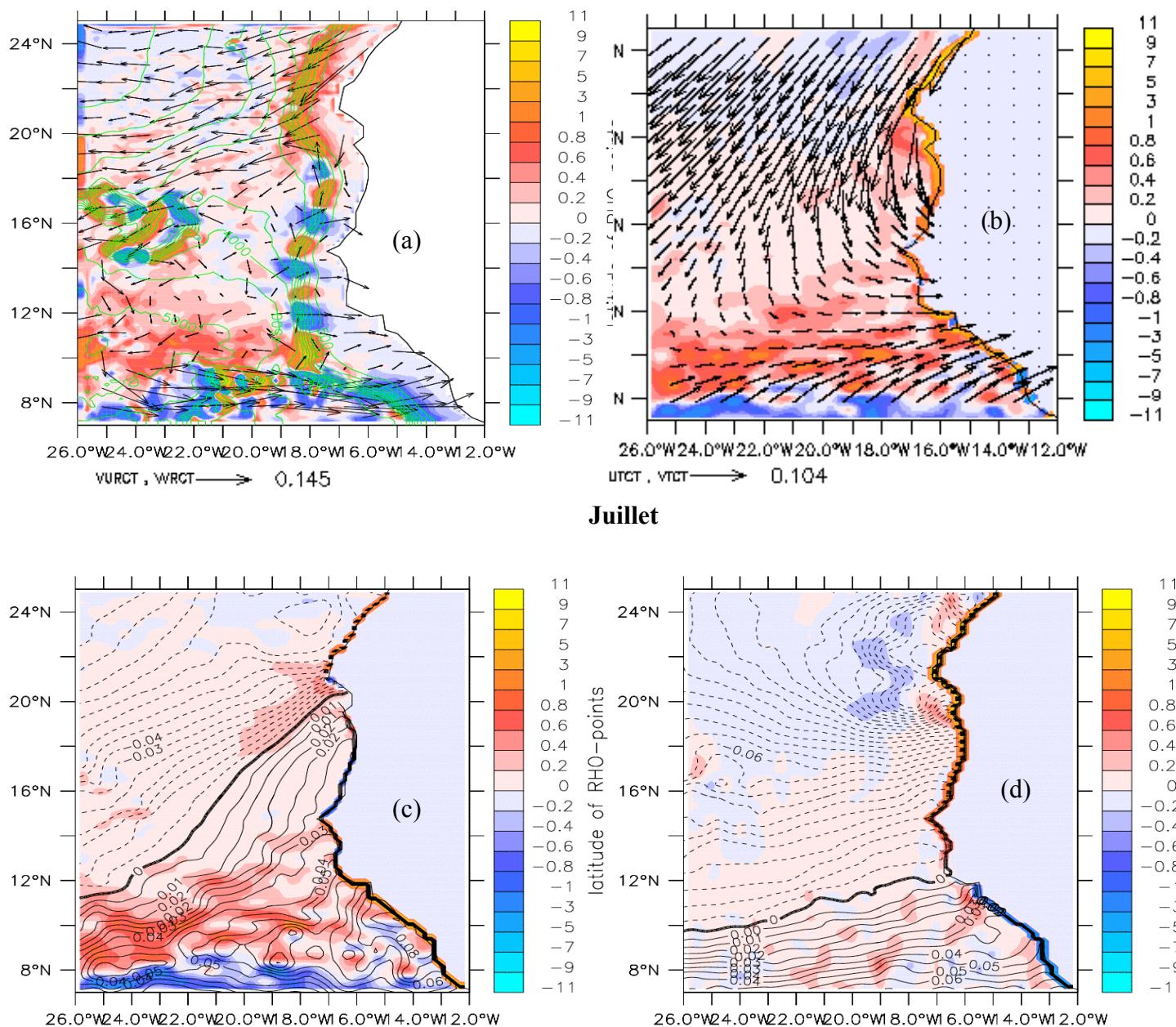


Figure : 4.12 identique à la figure 4.9 mais juillet.

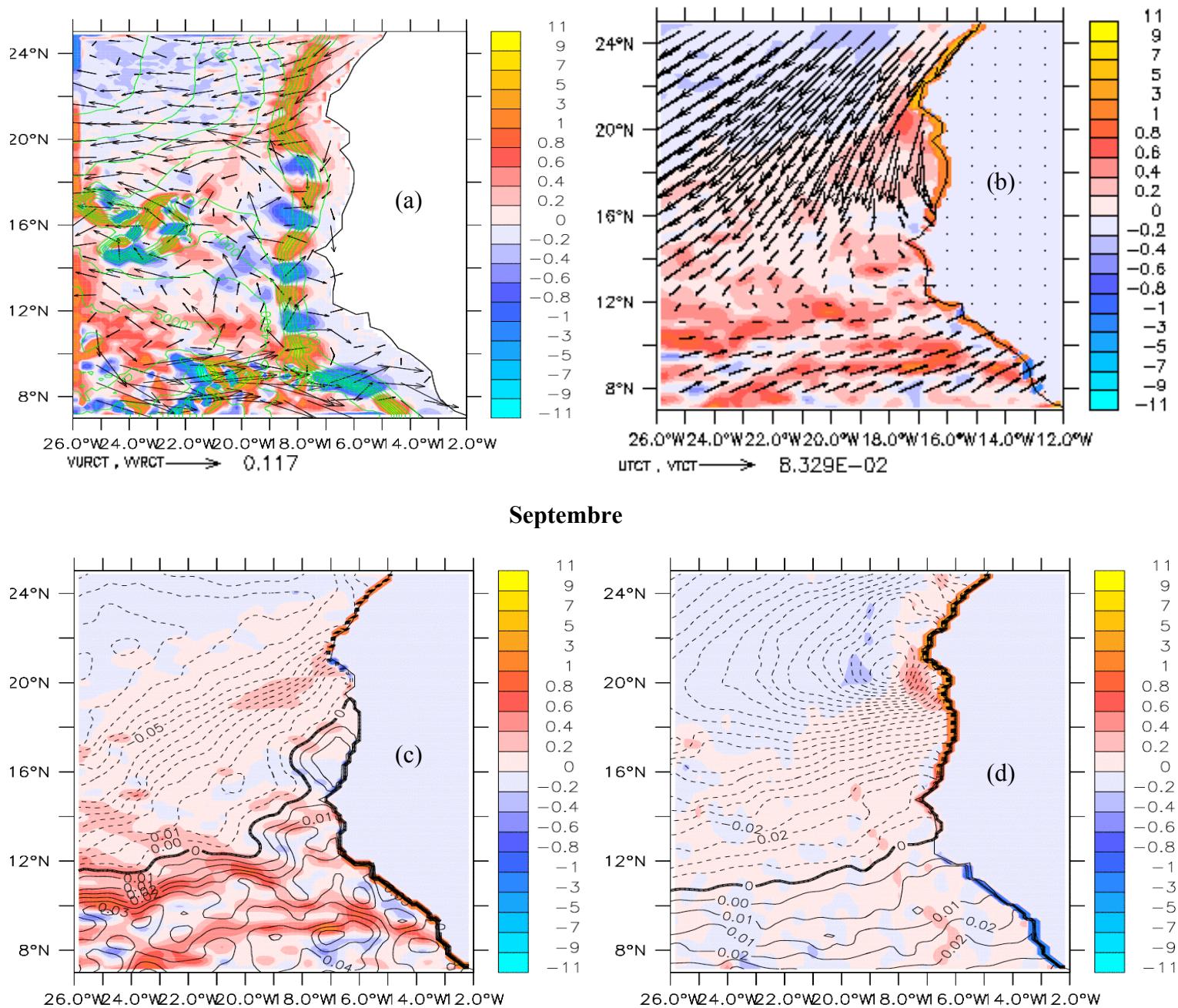


Figure : 4.13 identique à la figure 4.9 mai Septembre.

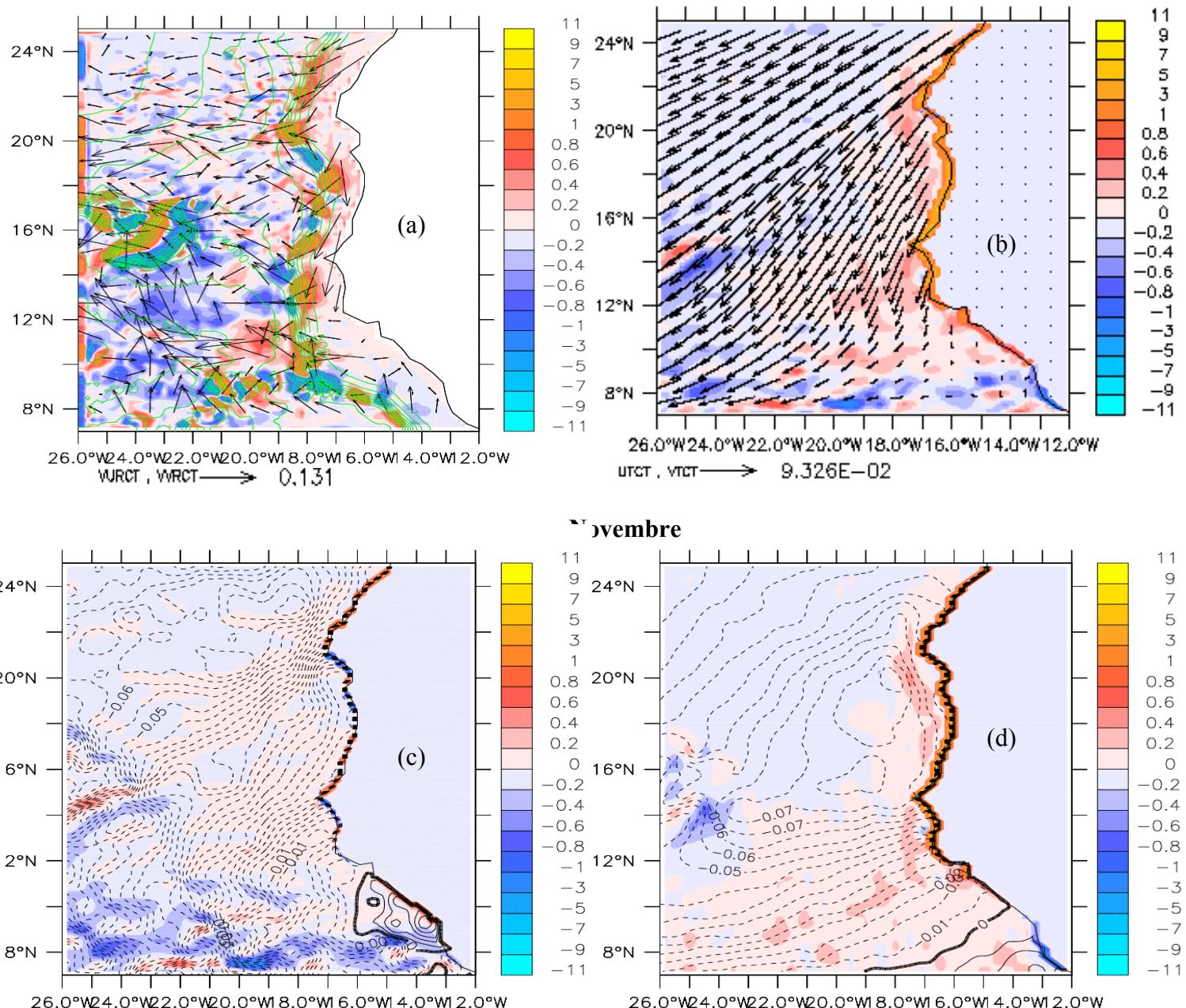


Figure : 4.14 identique à la figure 4.9 mais en novembre.

4.2. Bilan de chaleur dans la couche de Mélange

4.2.1. Cycle saisonnier de l'épaisseur de la couche de mélange

La stratification de la surface de l'océan provient essentiellement de l'énergie solaire, modulée par l'action du vent, tandis que le mélange turbulent a tendance à la détruire. Ces deux processus gouvernent le développement ou la destruction de la couche de mélange. Dans cette section, nous développons les processus physiques qui contrôlent la variabilité de l'épaisseur de la couche de mélange.

Nous remarquons que de **janvier à mai** l'épaisseur décroît du nord vers le sud, correspondant à la période où les alizés de nord soufflent sur la zone d'étude ainsi que leurs tensions diminuent aussi du nord vers le sud (fig.4.14a, fig.4.14b et fig.4.14c). Le flux solaire est plus important au sud qu'au nord.

Comme au nord, la tension du vent est forte et le flux solaire faible, il y aura donc suffisamment d'énergie potentielle pour remonter la masse d'eau froide profonde à la surface. Au sud l'énergie potentielle due à la tension du vent est faible par rapport à celle qu'on aurait dû avoir pour inhiber la stratification causée par ce maximum de flux solaire.

Le maximum de la hauteur de cette couche (72 m) est atteint en janvier au nord, précisément à la Mauritanie (fig.4.14a) correspondant à l'un des minimas du flux solaire de l'année en hiver alors que les alizés de nord sont forts.

En plus du minimum (4 m) situé en Guinée, il excite un autre minimum à la côte (4 m) pendant cette période (janvier- mai). Malgré la forte tension du vent à la côte, cette hauteur de la couche de mélange demeure faible. Dans cette zone, l'upwelling côtier s'associe avec un maximum de flux solaire.

On constate que l'épaisseur de la couche de mélange, au large des côtes de Guinée, augmente de l'est à l'ouest (fig.4.14a, fig.4.14b et fig.4.14c). La tension du vent à ce niveau croît de la côte vers le large tandis que le flux solaire décroît (fig.4.14a, fig.4.14b fig.4.14c)

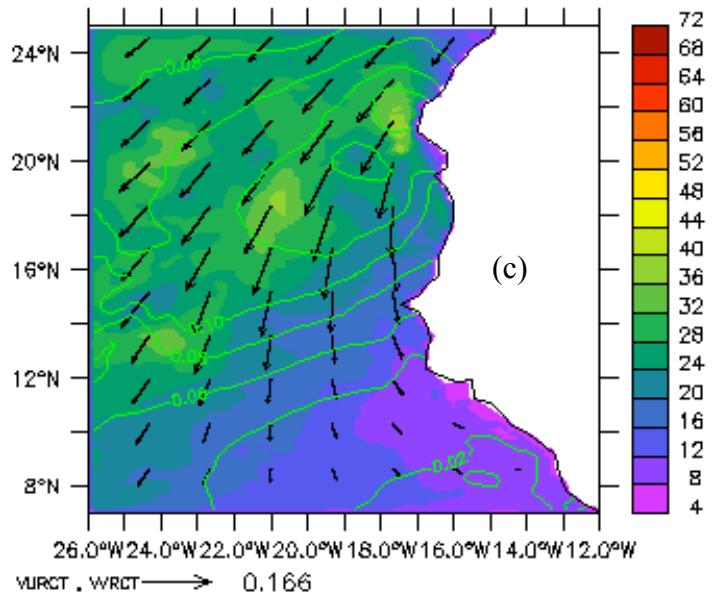
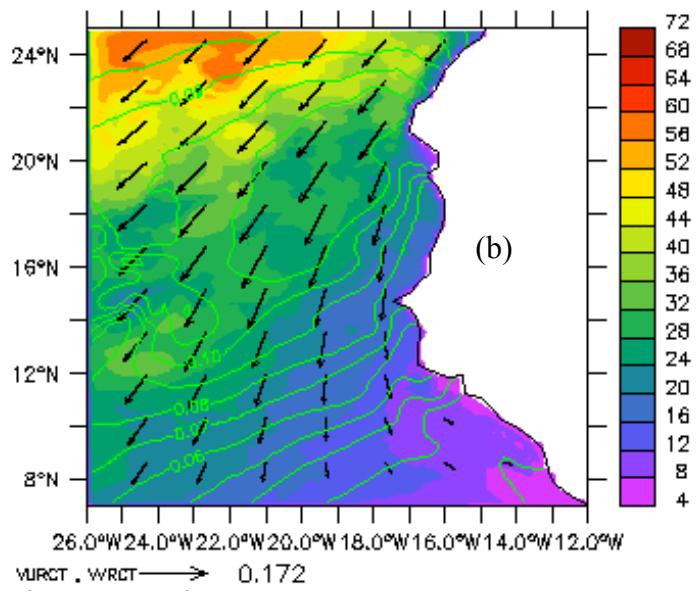
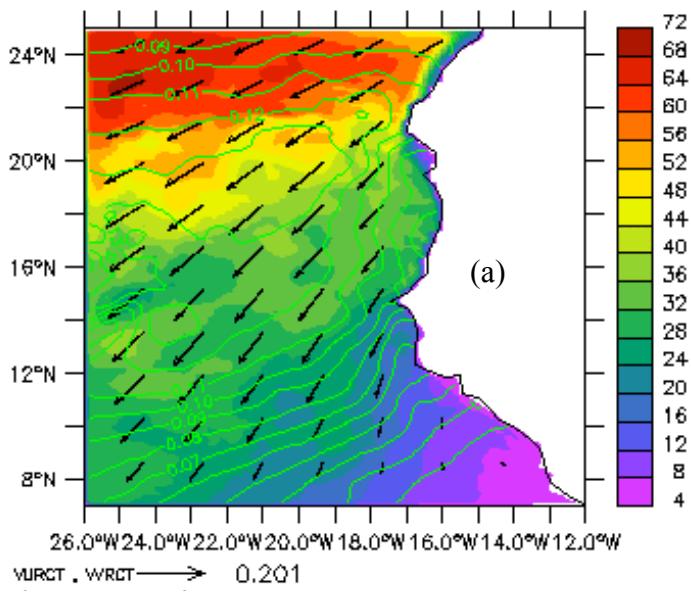


Figure : 4.15 L'épaisseur de la couche de mélange (en couleur, en m) vecteurs vents (en noir, en m/s), tension du vent (vert), mois de (a) jan, (b) Mars, (c) mai

Pendant la saison humide, en **juillet-septembre**, l'épaisseur de la couche de mélange connaît une variation marquée aussi bien dans le temps que dans l'espace. La partie au large des côtes du Sénégal sépare la zone nord et celle du sud, correspondant à la période du minimum des courants côtiers hauturiers du Sénégal. Dans cette partie, le vent est faible ainsi que les flux d'eau douce sont importants. Le minimum (4 m) de cette période apparaît au sud de Dakar (fig.4.15b).

L'épaisseur de la couche de mélange dans la zone Nord décroît du nord vers le sud. Les alizés de Nord suivent la remontée au Nord de la ZCIT de même que leur intensité diminue du nord vers le sud. D'ailleurs le flux solaire suit cette monotonie. Dans cette zone circule le courant Nord équateur dont son énergie cinétique peut être transformée en énergie potentielle pour détruire la stratification.

Au sud, l'épaisseur de la couche de mélange diminue du sud vers le nord (bas fig.4.15a et fig.4.15b). Les alizés de sud apparaissent sur cette zone, s'orientent vers le continent. Leur intensité est plus forte au sud qu'au nord. En revanche, le flux solaire augmente du sud vers le nord. Ce processus explique la croissance de l'épaisseur de la couche de mélange du sud vers le nord.

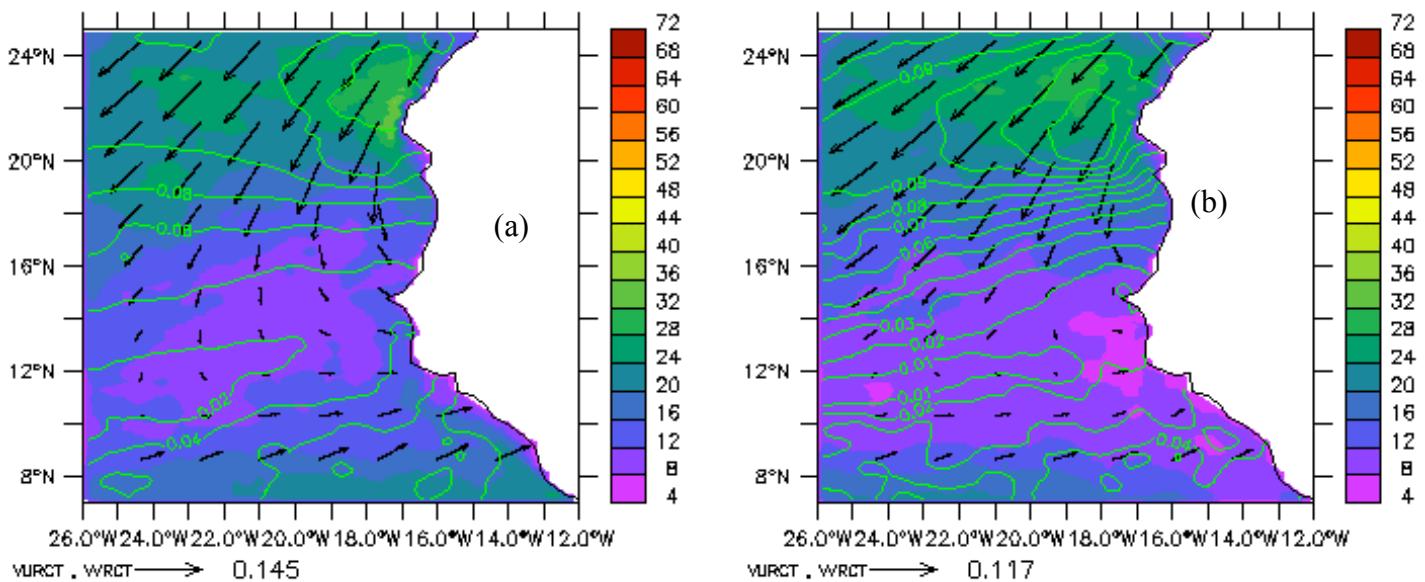


Figure : 4.16 L'épaisseur de la couche de mélange (en couleur, en m), vecteurs vents (en noir, en m/s), tension du vent (vert), mois de (a) juil., (b) sept

Pendant le mois de **novembre**, la structure de la couche de mélange est semblable à celle estimée en hiver et au printemps. La distribution spatiale du minimum (4 m) de l'épaisseur de la couche de mélange pendant cette période est plus significative à ceux des autres mois de l'année (fig.4.16) Les alizés de Nord recouvrent la zone d'étude et deviennent très faible au large de la côte de Guinée. Dans cette dernière, Pendant cette même période, le flux solaire est maximum (fig. 4.16).

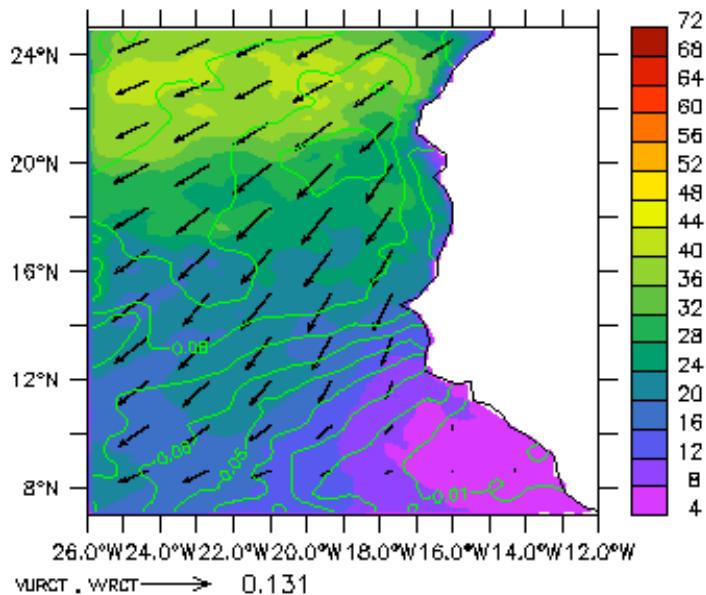


Figure : 4.17 L'épaisseur de la couche de mélange (en couleur, en m): vecteurs vents (en noir, en m/s), tension du vent (vert), mois de novembre

4.2.2. Les éléments du bilan de chaleur

4.2.2.1. Le forçage atmosphérique

Les différents flux de chaleur qui constituent le flux net montrent que l'océan gagne de la chaleur par le flux solaire et en restitue à l'atmosphère par les flux turbulents (flux latente et flux sensible) et radiatifs de grandes longueurs d'onde.

Le flux solaire est maximum (300 w/m^2) à la côte au sud de Dakar en mars. Ce flux solaire est fort au sud et diminue vers le nord. Le maximum côtier correspond à la période des événements des upwellings côtiers. Le minimum (130 w/m^2) est atteint au nord vers 24°N .

De mai à septembre, la tendance est renversée c'est-à- dire les valeurs les plus élevées du flux solaire apparaissent au nord et celles les plus faibles au sud. On constate que le flux solaire est maximum (300 w/m^2) au large des côtes de Mauritanie et du Saint Louis (nord du Sénégal) où l'upwelling est permanent. Le minimum (190 w/m^2) est atteint au sud de la zone d'étude, précisément à la côte, de juillet à septembre, correspondant à la période pluvieuse où la couverture nuageuse est importante.

En novembre, la structure spatiale du flux solaire ressemble à celle de janvier et mars c'est –à- dire fort au sud à la côte mais faible au nord.

En somme le flux solaire présente un cycle saisonnier avec deux minima pendant la saison froide (en hiver) et pendant la saison humide. Il est maximal dans des régions d'upwellings côtiers, vraisemblablement parce que la couche limite atmosphérique, très stratifiée par les SST froides, empêche toute convection de se développer.

Les flux turbulents dépendent de la tension du vent et de la température de surface de la mer et celle de l'air.

De janvier à mai, les flux turbulents sont globalement faible (environ -270 w/m^2) le long des côtes lors de la remontée des eaux froides depuis la subsurface. Le maximum est atteint au large (-270 w/m^2).

En été les flux turbulents sont relativement très faibles (-100 w/m^2) en Mauritanie.

Ainsi, le cycle saisonnier du flux net dépend exclusivement des flux turbulents. Ses structures spatiales sont assez semblables à celles du flux turbulents. Ce bilan est presque positif durant toute l'année. On a donc toute l'année une tendance au réchauffement de l'eau. Il est maximum à la côte en période d'upwelling. Il est bimodal. Le premier minimum a lieu en été en raison de la diminution de la radiation incidente. Le second minimum plus prononcé a lieu en hiver (janvier).

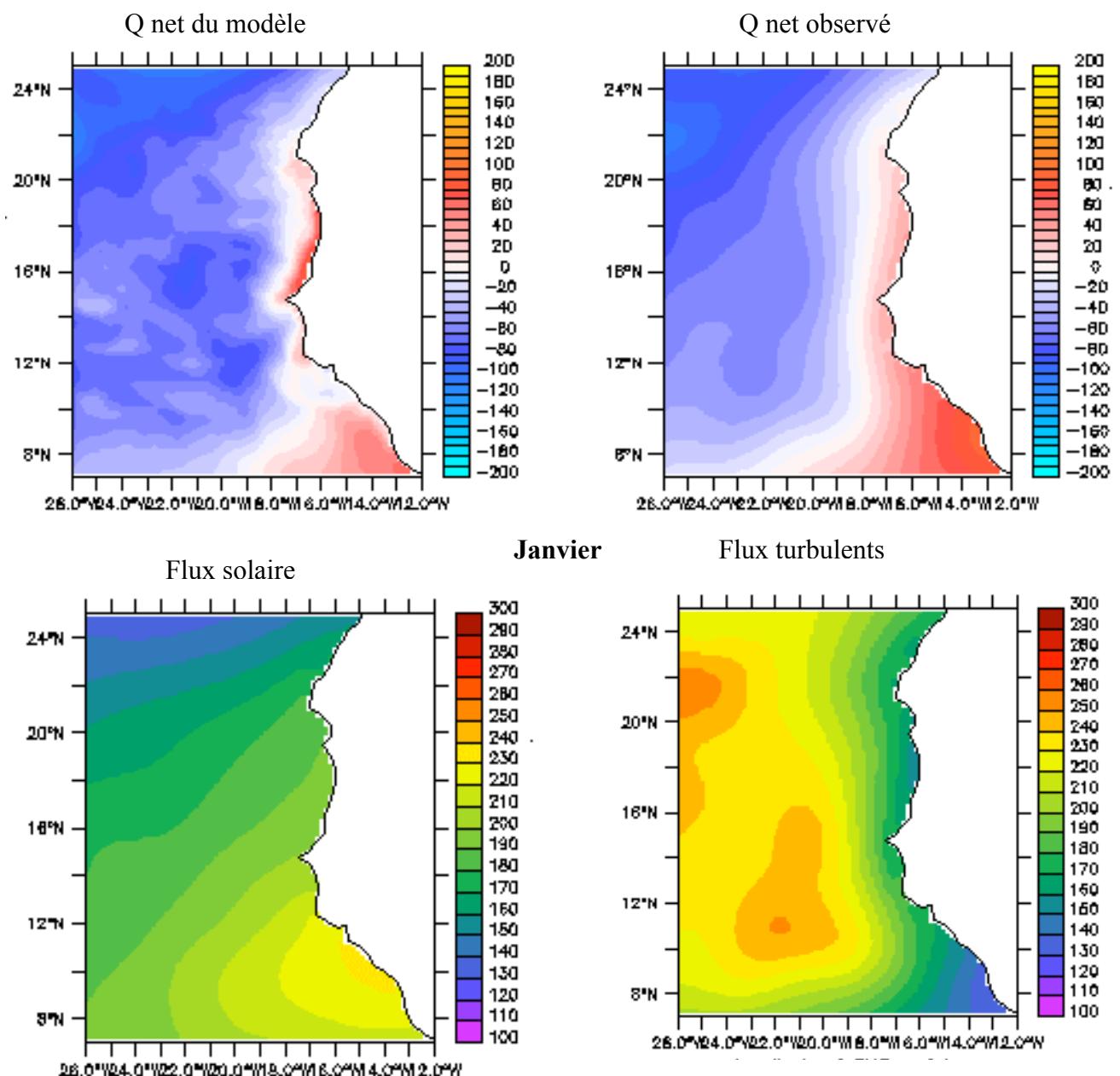


Figure : 4.18 flux de chaleur air-mer en janvier (en W/m^2)

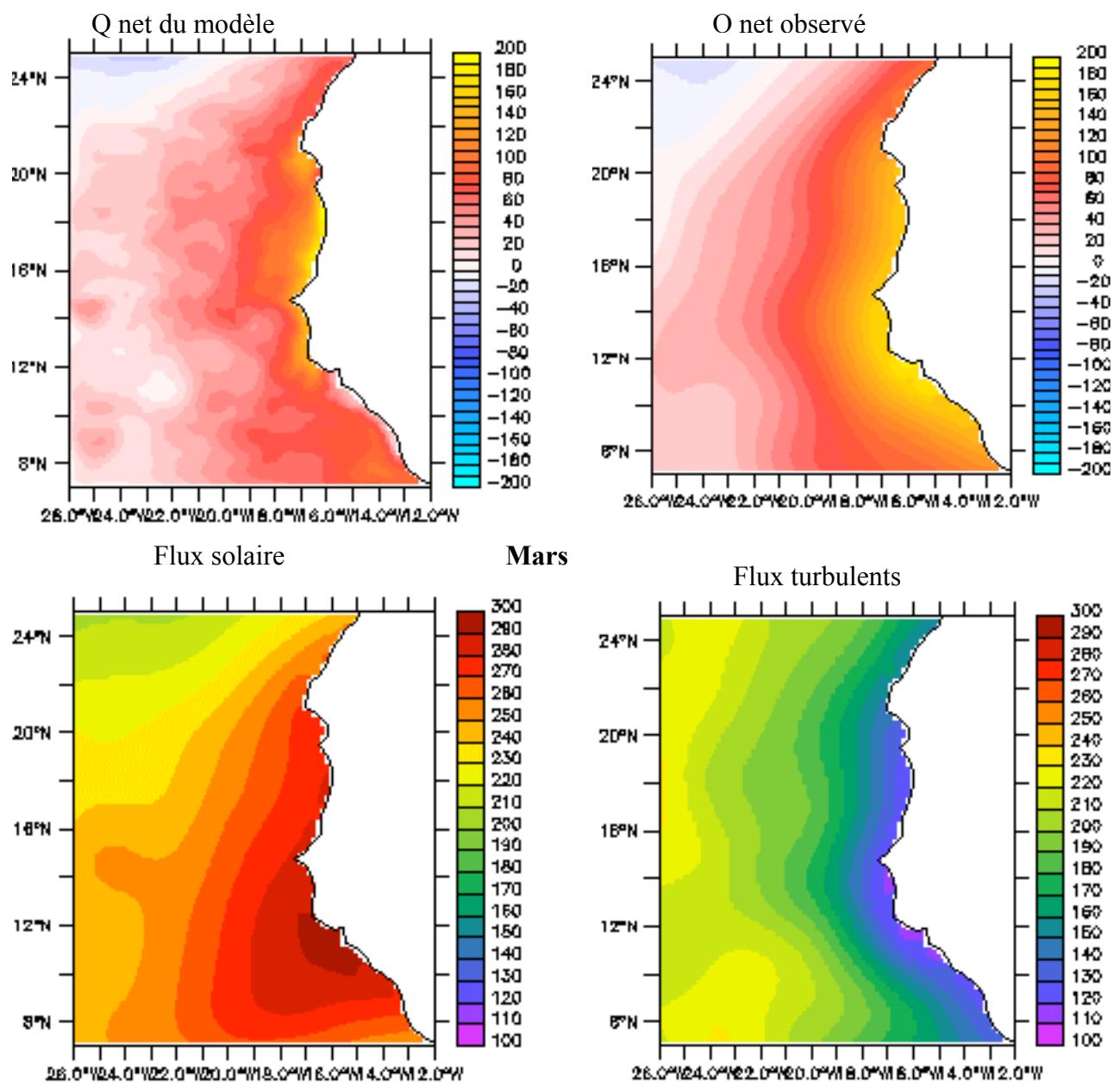


Figure : 4.19 flux de chaleur air-mer en mars (w /m²)

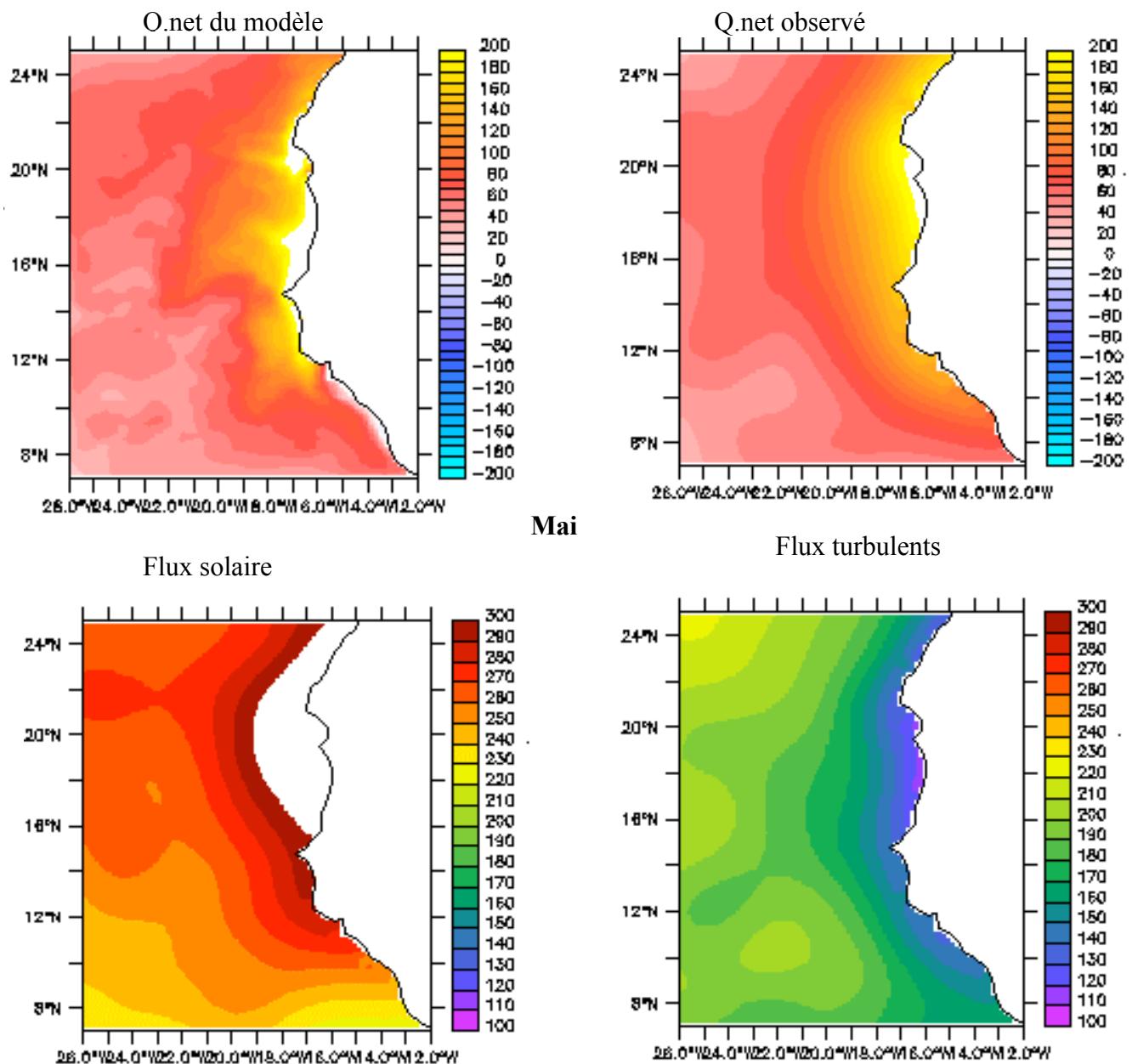


Figure : 4.20 flux de chaleur air-mer en mai (en w/m²)

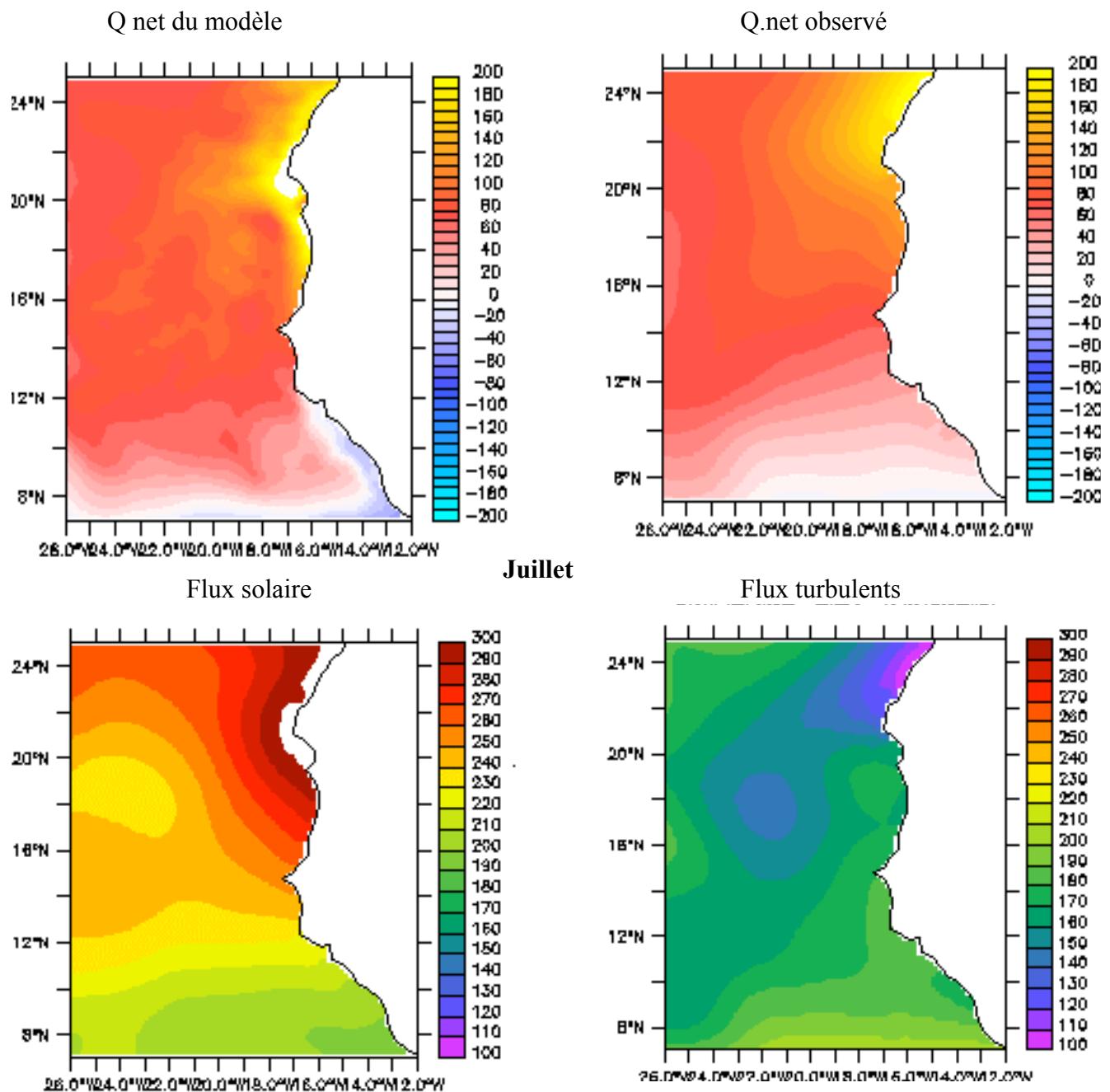


Figure : 4.21 flux de chaleur air-mer en juillet (en w/m²)

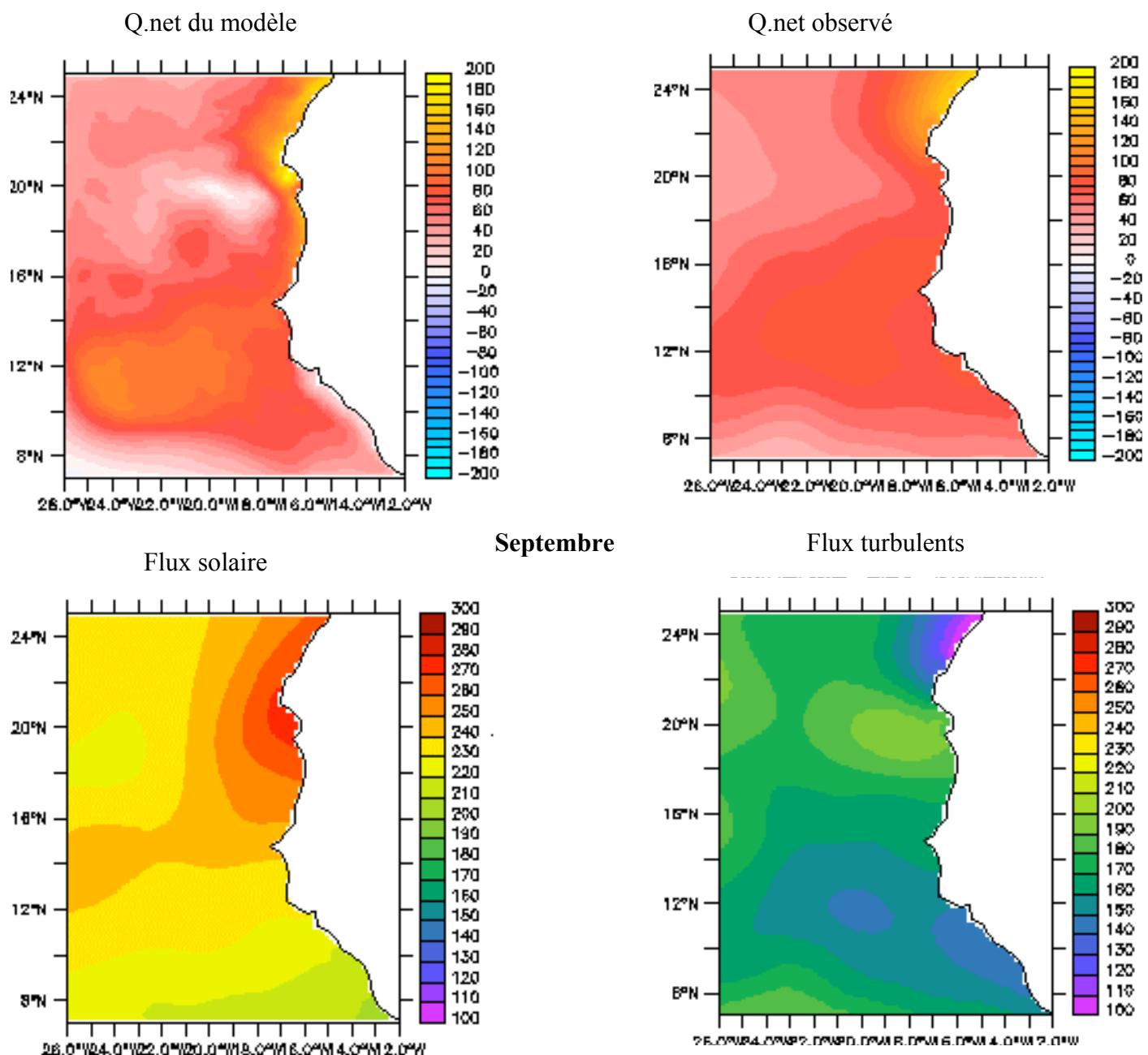


Figure : 4.22 flux de chaleur air-mer en septembre (en W/m^2)

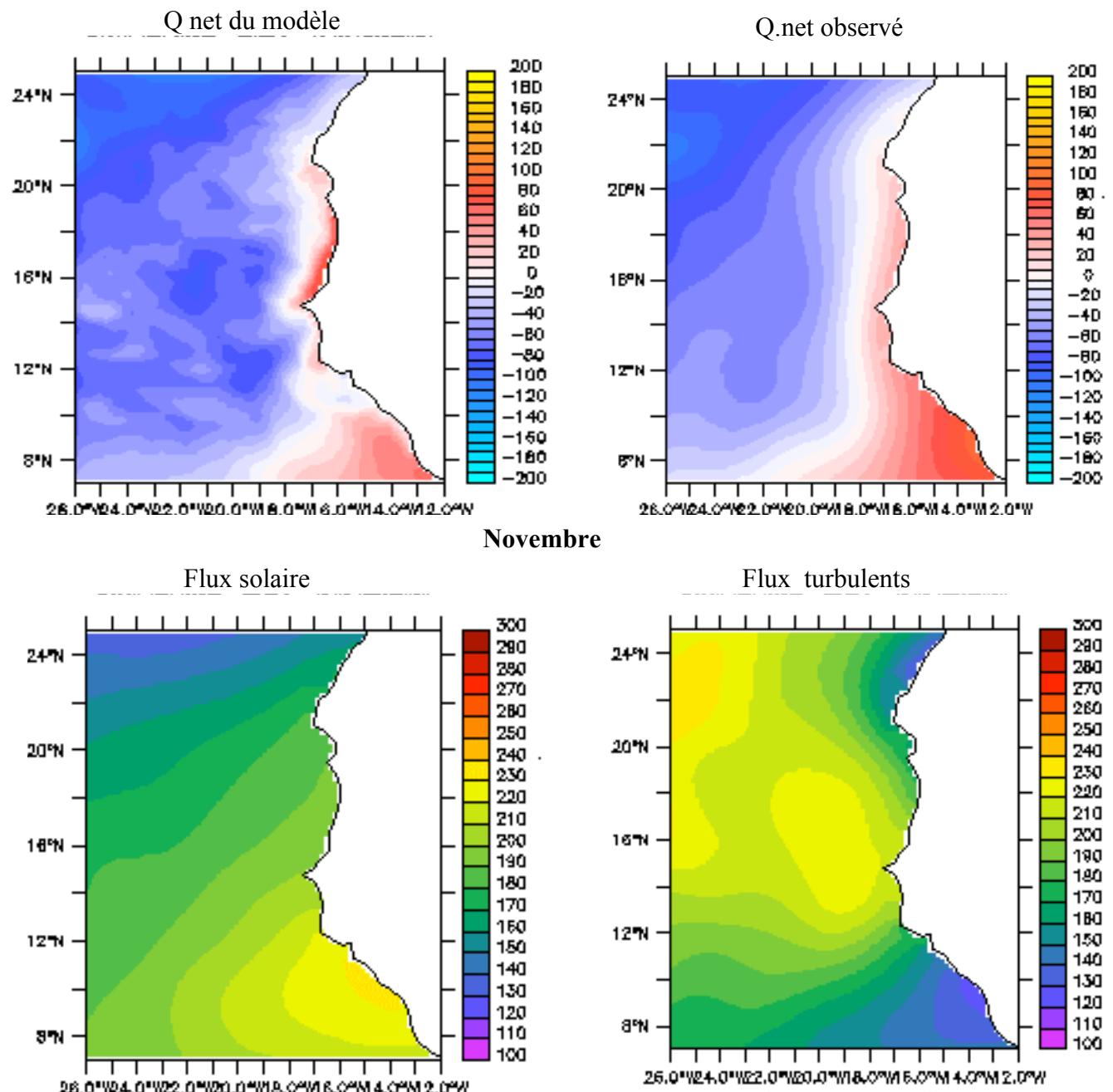


Figure : 4.23 flux de chaleur air-mer en Novembre (W/m^2)

4.2.2.2. Cycle saisonnier du bilan de chaleur dans la couche de mélange

Pendant le mois de **janvier** toute la zone d'étude est marquée par un refroidissement qui est dû à la fois à une advection générale d'eau froide du nord vers le sud, et au refroidissement par les flux air-mer. Ce refroidissement est plus prononcé ($4^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) à la côte et s'étend un peu au large, précisément au nord et au sud de Dakar (fig.4.23a). Cela peut s'expliquer du fait qu'à la côte nord le courant des canaries et la dérive d'Ekman sont quasi perpendiculaires aux isothermes créent une forte advection (fig.4.24a). On remarque un refroidissement faible autour du méridien 22° , avec même un réchauffement local (11°N , 20°W) qui s'explique par la dérive d'Ekman qui est orienté dans le sens des isothermes avec une légère déviation vers le nord associée à la composante zonale des alizés : apport d'eau. Pendant la période du mois mars, on assiste à un réchauffement ($2^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) à Dakar et au sud (10°N , 17°W) qui commençait dès le mois de février, avec un refroidissement local (12°N , 17°W) dû au fait que les courants sont quasi perpendiculaires aux isothermes. Le refroidissement faible autour du méridien 22°W qui était constaté en janvier s'est reproduit en mars. Sur cette bande méridienne les courants et les isothermes sont quasi perpendiculaires ainsi que le flux net air-mer est dominé par l'atmosphère.

En mai, toute la zone est marquée par un réchauffement excepté à quelques lieux (à la côte vers 18°N , au large de Dakar vers 16°N , et au sud des côtes de Guinée) où on remarque un refroidissement. Cela peut s'expliquer par un refroidissement qui dû à une advection générale d'eau froide du nord vers le sud. Le fort réchauffement ($2^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ à $3^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) marqué sur les côtes du Sénégal est dû au réchauffement par les flux air-mer.

En juillet, nous avons un réchauffement fort ($2^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ à $3^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) à partir de la côte nord (de Dakar au cap Blanc), qui forme une bande oblique et s'étend au large. D'ailleurs, la partie allant de 11°N jusqu'au nord, est marqué par un réchauffement. Sur cette partie, l'océan a gagné beaucoup d'énergie sous l'effet des flux air-mer. Au sud, sur les côtes sud du Sénégal (en Casamance) jusqu'aux celles de Guinée, il y a un refroidissement bien prononcé sur la côte (fig.4.23d). Les alizés de sud dévient vers le continent, créent une dérive d'Ekman vers l'est. Cette dérive renforce la composante du courant géostrophique du CCNE, créée par le fort gradient méridien de la hauteur de la mer. Ce courant s'associe avec un fort pompage d'Ekman et apporte à la côte des masses d'eau froides issues de ce dernier. Dans cette zone où l'hivernage est déjà installé, la couverture nuageuse minimise le flux solaire, l'océan perd

de l'énergie sous forme de flux turbulents pour répondre à l'équilibre thermique atmosphérique.

Durant le mois de septembre, on note des refroidissements à plusieurs endroits : au sud vers 12°N où le pompage atteint son maximum, à la côte nord de Dakar (15.5°N) jusqu'au cap blanc, en Mauritanie dont nous avons un refroidissement par l'advection générale et au large des côtes de Dakar fig.4.23e). Un réchauffement est marqué sur les côtes de Guinée et au large vers 9°N , 22°w .

En novembre, nous avons remarqué que la zone d'étude est soumise à un refroidissement excepté, en Guinée où le réchauffement est dû à l'advection générale. On note deux réchauffements locaux (12°N , 22°w) et (11°N , 24°w) qui s'expliquent par la dérive d'Ekman qui est quasi perpendiculaire aux isothermes. Cette dérive circule des eaux chaudes vers des eaux froides.

Le refroidissement est assez fort ($2^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) sur toute la zone d'étude allant de Dakar jusqu'en Mauritanie. Cela est dû à l'effet relatif des flux air-mer. D'ailleurs ce refroidissement est plus prononcé au nord du Sénégal ($3^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) à cause d'un refroidissement qui est dû à la fois à une advection générale d'eau froide du nord vers le sud, et au refroidissement par les flux air-mer qui atteint un maximum relatif. Entre le refroidissement au nord et le réchauffement au sud se produit un faible refroidissement, car l'advection générale d'eau chaude du sud vers le nord est importante (fig.4.23f).

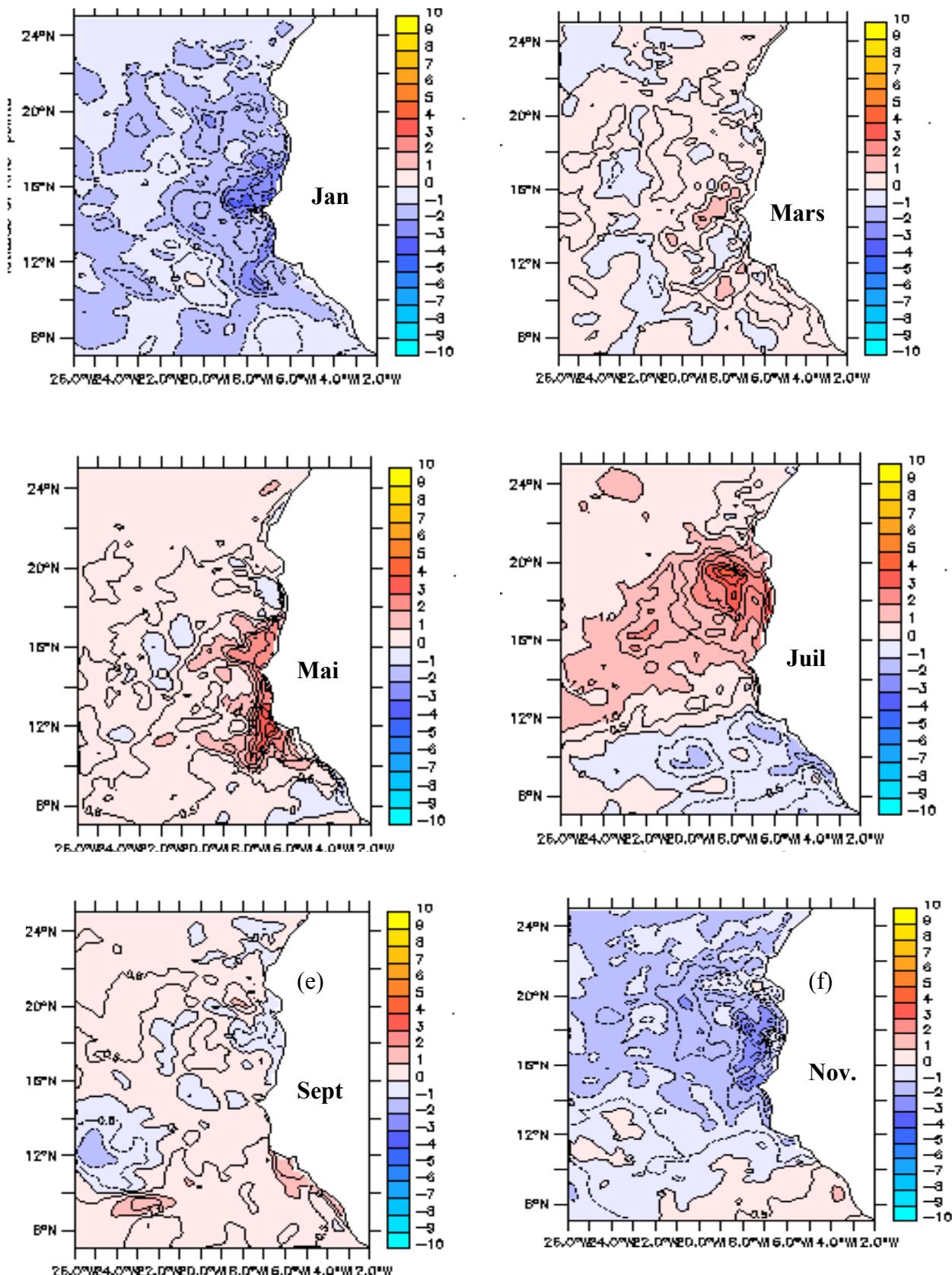


Figure : 4.24 Cycle saisonnier du bilan de chaleur dans la couche de mélange estimé par le modèle ROMS : sa valeur (en couleur, en °C/jour), sa valeur en isoligne (en noir, en °C/mois), mois de (a) jan, (b) Mars, (c) mai, (d) juil., (e) sept, (f) nov.

$$\frac{dSST}{dt} = \frac{Q_{net}}{\rho H C_p} - \vec{U} \overrightarrow{\text{grad}}SST + \text{termes diffusions} + \text{advection verticale}$$

Où ρ est la masse volumique de l'eau de mer (en kg/m^3), H l'épaisseur de la couche de mélange (en m), C_p est la chaleur spécifique de l'eau de la mer ($\text{J/kg.}^{\circ}\text{C}$), \vec{U} vecteur courant horizontal. Dans le cas de notre étude, nous n'avons pas considéré les termes de diffusions et de l'advection verticale.

Pendant la période du mois de janvier la $dSST/dt$ est en bon accord avec sa reconstruction (fig.4.23a et fig.4.25c). Quant au mois de mars la variation de la température de surface de la mer et sa reconstruction sont différentes. Cela est dû au fait que les termes de diffusion et de l'advection verticale sont importants. Le mois de mai présente un bon accord entre la $dSST/dt$ et sa reconstruction. Cette homogénéité est vérifiée pendant la période du mois de juillet. La grande différence est marquée durant le mois de septembre où la diffusion et l'advection verticale sont significatives (Yamagata et al., 1995). En novembre nous avons un bon accord entre la $dSST/dt$ et sa reconstruction.

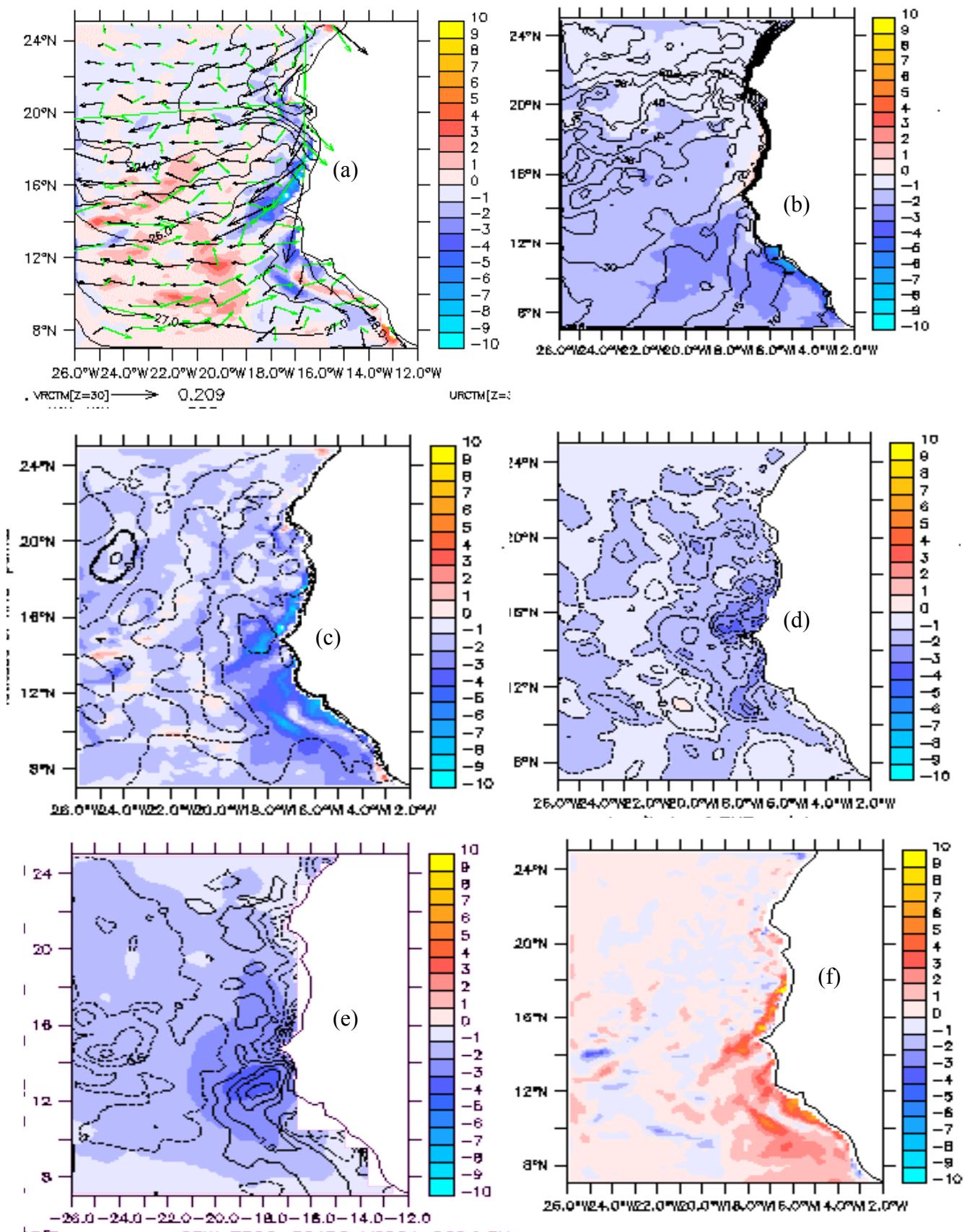


Figure : 4.25 bilan de chaleur en janvier : (a) advection horizontale calculée (en couleur, en °C/mois), vecteurs courants horizontaux (en noir, en m/s), vecteurs courants géostrophiques (en vert, en m/s), température (en isoligne noir, en °C), (b) flux net dans la couche de mélange calculé (en couleur, en °C/mois), couche de mélange (en isoligne, en m), (c) somme de (a) et (b) , (d) bilan de chaleur dans couche de mélange estimé par le modèle (en couleur, en °C/mois) valeur (isoligne noir, en °C/mois), (e) bilan de chaleur observée par TMI (en couleur, en °C/mois), valeur (isoligne noir, en °C/mois), (f) différence entre (d) et (c) égal au résidu du bilan de chaleur (en couleur, en °C/mois)

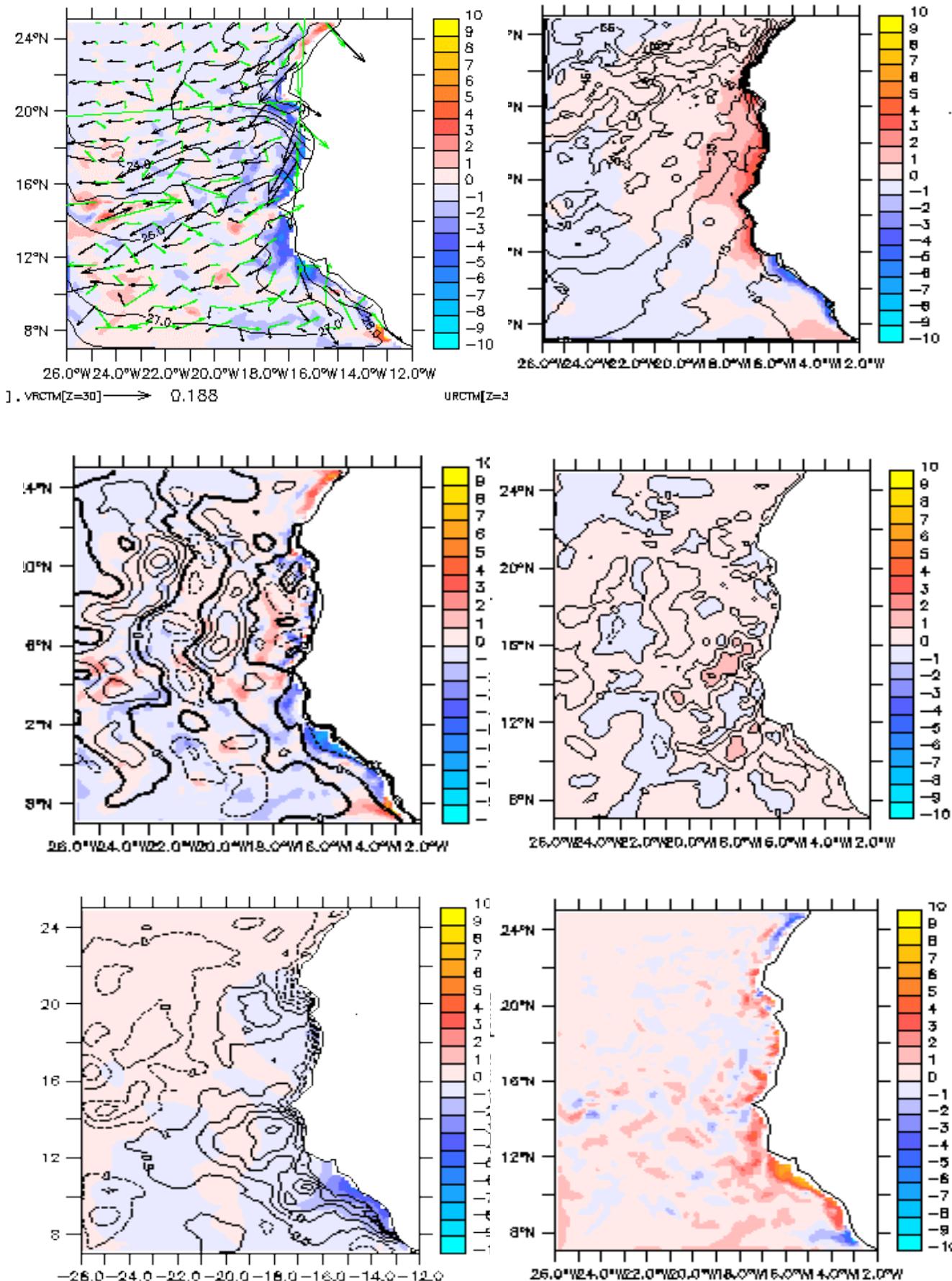


Figure : 4.26 identique à la figure 4.24 mais en Mars

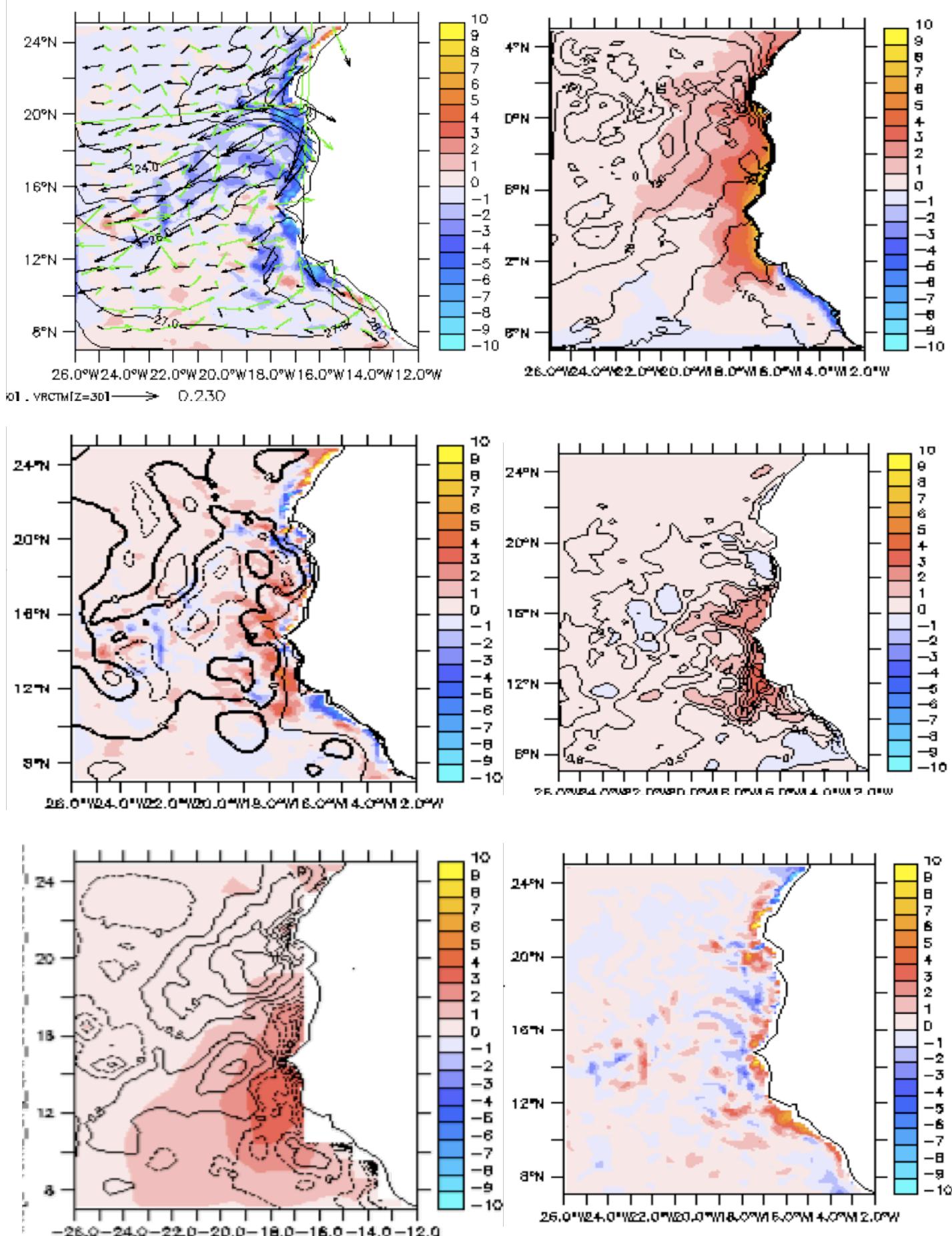


Figure : 4.27 identique à la figure 4.24 mais en mai

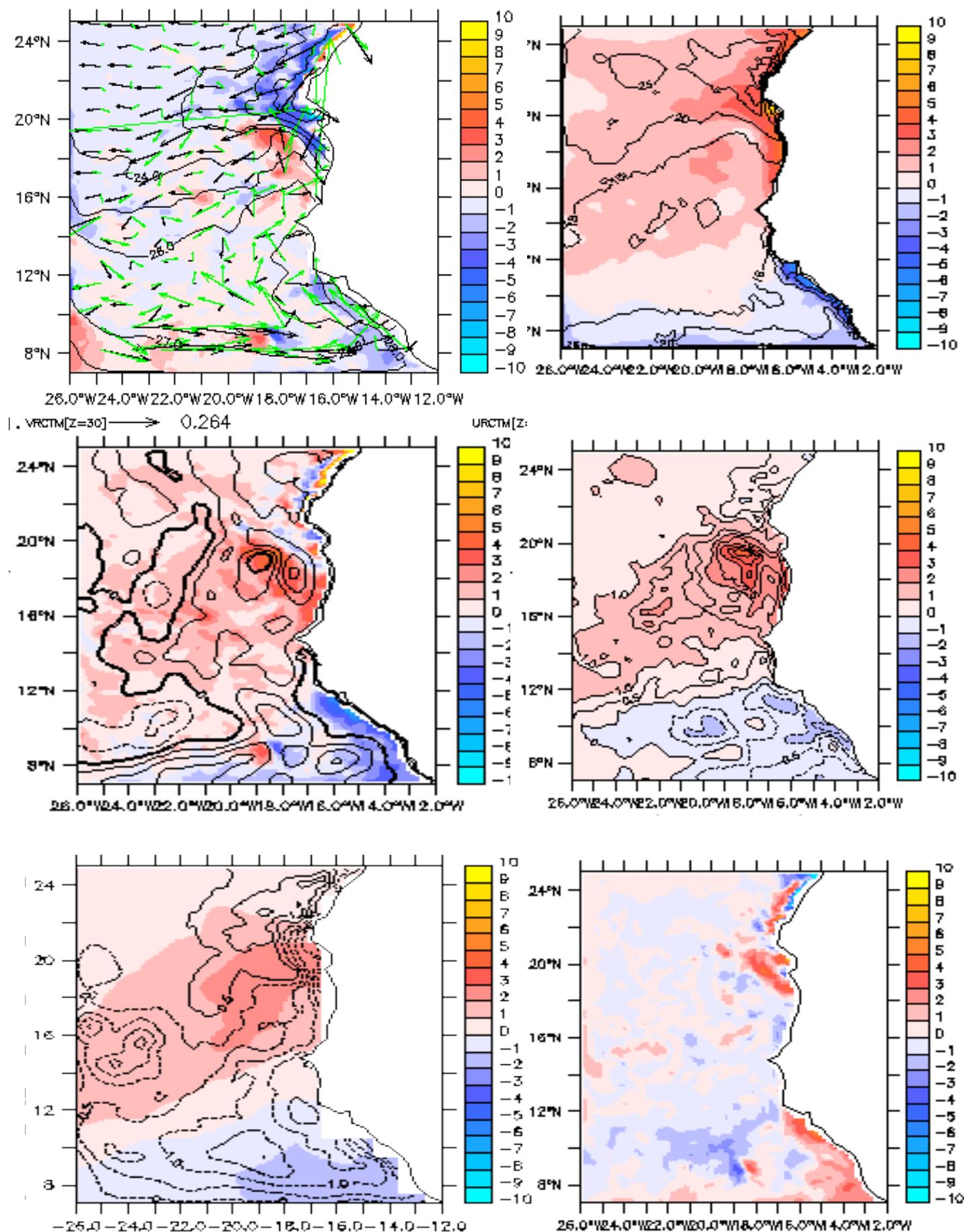


Figure : 4.28 identique à la figure 4.24 mais en juillet

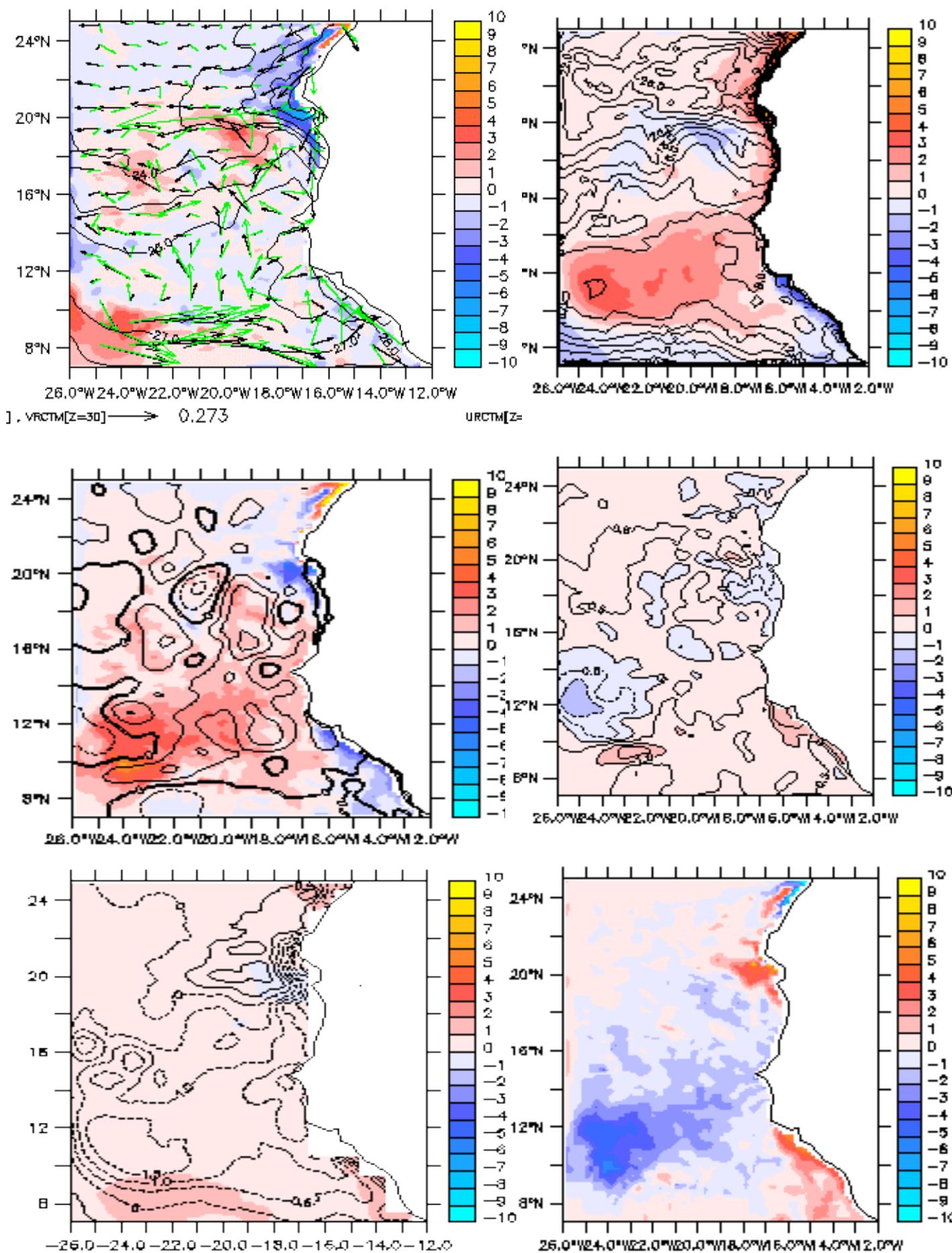


Figure : 4.29 identique à la figure 4.24 mais en septembre

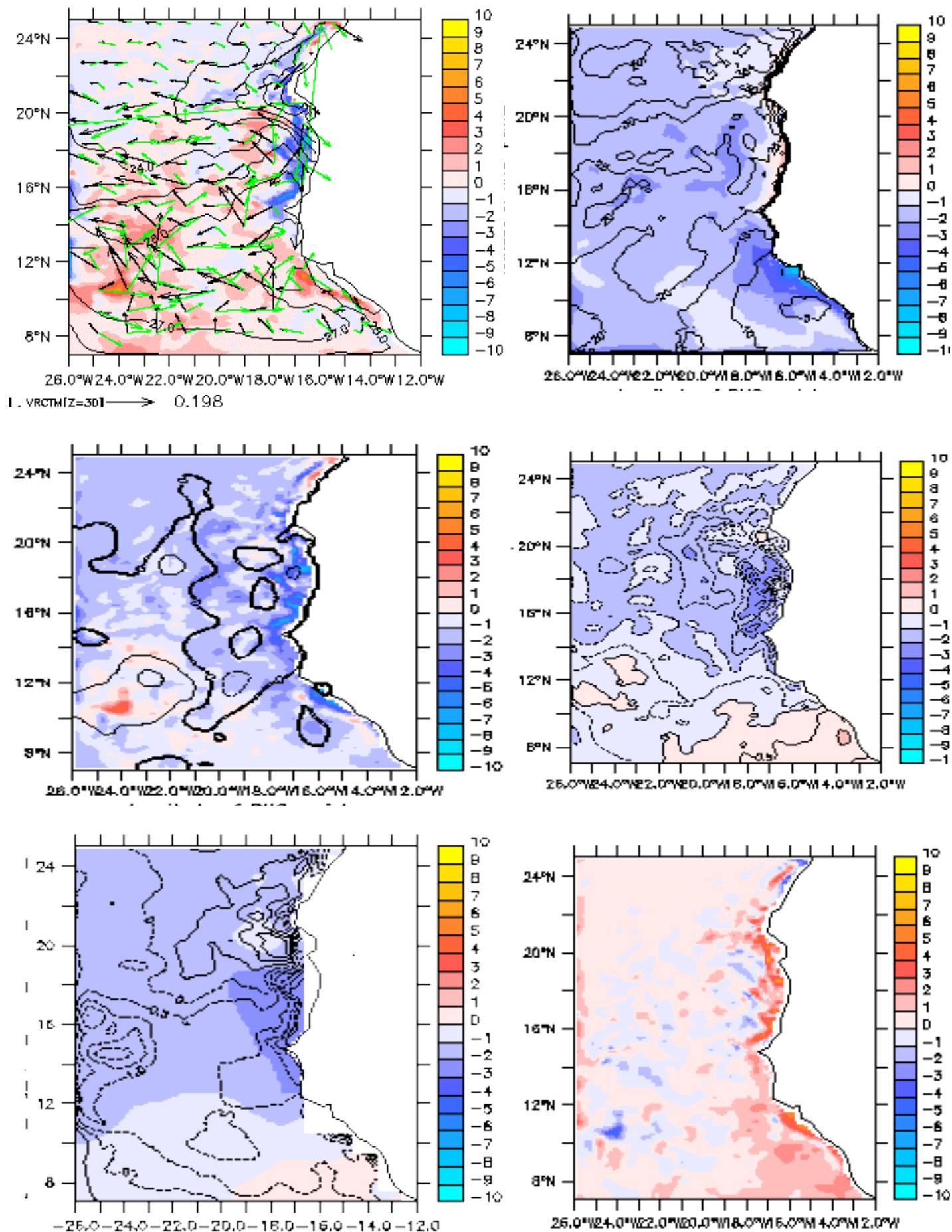


Figure : 4.30 identique à la figure mais 4.24 mais en novembre

Chapitre 5 : Conclusion et perspectives

Ce stage nous a permis de présenter une description de la dynamique et de la thermodynamique dans l'écosystème de la Mauritanie, du Sénégal et de la Guinée. Nous avons centré notre étude sur la circulation annuelle des courants horizontaux en surface de la mer ensuite sur la variation annuelle du budget de chaleur dans la couche de mélange. C'est ainsi que nous avons calculé les moyennes mensuelles des quantités suivantes : la dérive d'Ekman, la tension du vent, l'épaisseur de la couche de mélange et le bilan de la chaleur dans la couche de mélange. La variabilité saisonnière de la tension du vent a montré que la saison de la dérive d'Ekman correspond à des vents de nord forts entre janvier et mai sur toute la zone d'étude et des vents de sud assez forts entre juillet et septembre au sud. En outre cette variabilité saisonnière du vent a aussi montré la variabilité annuelle de l'upwelling au large des côtes Sénégalo-mauritanienes mais aussi celle de l'épaisseur de la couche de mélange.

Le modèle permet aussi de caractérisé le cycle saisonnier des pararamètres physiques étudiés dans la couche de mélange. La comparaison avec les observations de la SST montre un bon accord, certes une différence a été notée qui résulte notamment du fait que le modèle est intégré sur une échelle spatiale que temporelle plus réduites.

Nous avons trouvé que le modèle présente un fort jet côtier sur la côte nord de janvier à mai et atteint son maximum en mai, correspond la période à laquelle les alizés de nord sont maximum.

Au sud de la zone d'intérêt, de juillet à septembre, correspondant à la période des alizés de sud, le CCNE s'installe avec une forte composante géostrophique issue du fort gradient méridien de la hauteur de la mer. La circulation verticale simulée par le modèle dépend en grande partie de la structure de la bathymétrie et de la tension et la direction des courants de subsurface. Sa comparaison à celle estimée théoriquement par le pompage d'Ekman montre une différence significative qui résulte du fait que le modèle détermine cette circulation à des niveaux sigma tandis qu'Ekman la détermine au bas de la couche de mélange.

La variabilité annuelle de l'épaisseur de la couche de mélange dépend strictement de la tension du vent et des flux air- mer. Elle reste toujours importante au nord et faible au sud entre l'hiver et le printemps. Elle connaît une variation importante en été à cause de l'installation de l'hivernage, de la remontée au nord des alizés de nord et de l'apparition au sud des alizés de sud. Le budget de chaleur dans la couche de mélange montre un

refroidissement important à la côte en janvier, en juillet au sud de la zone et en novembre au nord. Un réchauffement bien prononcé marque les côtes du Sénégal en mai et celles au nord du Sénégal et sud de la Mauritanie.

En perspective à ce travail, il serait intéressant de déterminer la circulation horizontale au-dessous de la couche de mélange. Il serait important aussi d'affiner le bilan de chaleur avec un autre modèle. Pour mieux estimer ces paramètres il nous faut d'avantage données d'observations.

Références bibliographiques

- Dubruvin et al., 1991.** La ZZE Mauritanienne et son environnement géographique géomorphologique et hydroclimatique. In chavance, P.M Girardin
- Leroux, M., 1996.** la dynamique du temps et du climat. Collection << Enseignement des sciences de la Terre >> 310p. Édition Maison, paris.
- Maigret, J., 1972.** Campagne expérimentale de pêche des sardinelles et autres espèces pélagiques (juillet, 1970- octobre 19971). Tome I. Observation concernant l'océanographie et la biologie des espèces. Soc. Centr. Equip. Territ. Intern. ; mars 1972, 143
- Postel, E. 1955.** Contribution à l'étude de la biologie de quelques Scambridale de l'Atlantique tropicooriental. Ann. Stn. Océanogr. Salammbô 10 : 167pp.
- Rebert. J. P., 1983.** Hydrographie et dynamique du plateau continental Sénégalais, Doc. Sci. Centr. Rech océanogr. Dakar_ Thiaroye, 89,99p
- Roy, C. & Cury, P. 1988.** Migration saisonnière du thiof (*Epinephnis aeneus*) au Sénégal : influence des upwellings Sénégalais et Mauritiens. Océanologica Acta, 11, 25-36.
- Roy. C., 1991.** Les upwellings : Le cadre physique des pêcheries côtières ouest Africaines. In. Pêcherie ouest Africaine, Variabilité, instabilité et échange. Cury, P. et C. Roy (Eds.) Orstom Editions, 1991 : 38-66
- Roy. C., 1992.** Réponse des stocks de poissons pélagiques à la dynamique des upwellings en Afrique de l'ouest : Analyse et modélisation : Orstom édition, Thèse 146p
- Sanyo, 2002.** Etude pour le plan d'aménagement des ressources halieutique en république Islamique de la Mauritanie Techno Marine, Inc. Sanyo Overseas Agro-Fisheries consultants CO. Ltd. Chapitre 1-9 : pages variables
- Touré D., Dème Gningue I.** variations spatio-temporelles de la biomasse phytoplanctonique sur le plateau continental Sénégalais. In : Cury Philippe (ED.). Pêcheries ouest africaines : variabilité, instabilité et changement. Paris :

ORSTOM, 1991, p. 90-102. Groupes de Travail, Dakar; Casablanca (SEN; MAR), 1988/12/12-17; 1989/06/12-17

Yamagata, T., and S. Lizuka., 1995: Simulation of tropical Thermal Domes in the Atlantic: A seasonal Cycle. *J. Phys. Oceanogr.*, 25 (9), 2129-2140.

Wang, C., S.P Xie. J.A. Carton, 2004: A global survey of ocean-atmosphere and climate variability. In *Earth climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, C. Wang, S.P. Xie, and J.A. Carton (eds.), *Geophys. Monograph*, 147, AGU, Washington D.C., 1-19.