

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR



ECOLE SUPERIEURE POLYTECHNIQUE

GROUPE DE FORMATION DOCTORALE



MASTER 2 DE RECHERCHE

« SCIENCES DE L'INGÉNIEUR »

OPTION : Météorologie, Océanographie et Gestion des Milieux Arides

(MOGMA)

MEMOIRE DE STAGE

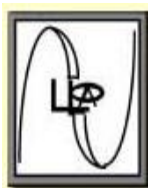
Année universitaire 2009-2010

*Comprendre la variabilité saisonnière des SST de l'atlantique tropical :
approche par bilan de chaleur de la couche de mélange*

Présenté par : Ibrahima CAMARA

Sous la direction de :

Dr Alban LAZAR



Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et

de l'Océan Siméon Fongang (LPAO-SF)



Dédicaces & Remerciements

Je dédie ce travail à ma mère qui m'a toujours soutenu, continue à le faire et continuera. Ainsi qu'à ma tante qui n'a ménagé aucun effort pour que je puisse être dans de bonnes conditions depuis ma venue à Dakar .Ce manuscrit est aussi dédié à mon père et à un ami qui m'est très cher (sans pour autant dire que les autres amis ne me sont pas chers) Mamadou Soukouna .A tous les quatre je leur souhaite longue vie pleine de santé. Allah Ka awe Kissi séyetanéma Ka labanko niouman di awe ma amin.....

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 Diop de Dakar(UCAD). Je remercie Dieu de m'avoir donné la santé et le temps de réaliser ce travail. Mes remerciements vont au Directeur Monsieur Thierno Amadou Gaye ainsi qu'à tous les chercheurs du LPAO-SF. Je remercie particulièrement Monsieur Alban Lazar mon encadreur pour tout ce qu'il m'a appris (science, savoir parlé).Je ne serai terminé sans remercier mes amis de promotion mais aussi Monsieur Abdoulaye Dème pour tous ses conseils.

Résumé

Dans les observations et dans les modèles, les poids respectifs des processus des courants horizontaux et verticaux, de la turbulence, et des flux de chaleur atmosphériques, en fonction des saisons et des régions, est mal connu. Ce travail a pour but de quantifier le rôle de ces différents processus dans le contrôle de la température de surface de la mer. Les SST (Sea Surface Temperature) de TMI sont utilisés pour valider la configuration orca025 du modèle OPA. Cette comparaison montre qu'orca025 arrive à bien représenter la variabilité des tendances en SST.

Cette variabilité est fortement liée au forçage atmosphérique qui est généralement atténué par la contribution océanique. Cet impact océanique est plus important au niveau des côtes ouest africaines où l'océan refroidit. Ce refroidissement est principalement dû aux termes verticaux qui sont renforcés par les phénomènes d'upwellings. Dans d'autres régions ce dernier terme est accentué par l'advection horizontale. L'océan peut induire aussi un réchauffement. Ceci est particulièrement marqué au niveau des côtes nord brésiliennes. Il est à rapprocher à une inversion de température dans cette zone.

Liste des acronymes

BTINBC	Box of Temperature Inversion in the North Brazilian Coastal
BTINOO	Box of Inversion Temperature in the North Open Ocean
BTISOO	Box of Inversion Temperature in the South Open Ocean
CB	Courant du Brésil
CC	Courant des Caraïbes
CG	Courant de Guinée
CCNE	Contre Courant Nord Equatorial
CNB	Courant Nord Brésilien
CNE	Courant Nord Equatorial
CORE	Coordinated Ocean Research Experiments
CSE	Courant Sud Equatorial
ERS	European Remonte Sensing
IBMGoo	Interconnection Box between Mexican Golf and Open Ocean
LPAO-SF	Laboratoire de Physique de L'Atmosphère et de L'Océan Siméon Fongang
LOCEAN	Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NIGB	North Inter Gyre Box
OPA	Océan Parallélisé
ORCA	Open Recordfor Care

SIGB	South Inter Gyre Box
SST	Sea Surface Temperature
TMI	TRMM Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
ZCIT	Zone de Convergence Intertropicale

Liste des figures

Figure 1.1 moyenne annuelle climatologique de la dérivée temporelle de la SST ($^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) d'orca025.....	2
Figure 1.2 . cycle annuel en moyenne saisonnière du flux solaire (W/m^2) (flux solaire , contour) a (mars-mai) ; b (juin-août) ; c (sep-nov) ; d (déc-jan)	5
Figure 1.3 . identique à la fig1.1, pour le flux latent (stress de vent zonal , contour tous les $0.1\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$).....	6
Figure 1.4 . identique à la fig1.1, pour le flux net (MLD, contour tous les 20m).....	7
Figure 1.5 . représentation schématique des principaux courants de surface et subsurface (Bourles et al, 1999). En surface : CC (Caraïbean Current), NEC (North Equatorial Current), NECC (North Equatorial CounterCurrent), GC (Guinea Current), SEC (South Equatorial Current), BC (Brazil Current); en subsurface: WBUC (West Brazil UnderCurrent), NBC (North Brazil Current), NEUC (North Equatorial UnderCurrent), EUC (Equatorial UnderCurrent), SEUC (South Equatorial UnderCurrent). Extrait de la thèse de Anne-Charlotte Peter(2004),p15.....	10
Figure 1.6 : schéma d'upwelling (d'après BAKUN 1977) extrait thèse C.TEISSON, P6.....	11
Figure 2.1 . cycle annuel en moyenne saisonnière(trois mois) des SST climatologiques d'ORCA025 (à gauche) et des SST climatologiques de TMI (à droite).....	14
Figure 2.2 .cycle annuel en moyenne saisonnière de biais de SST en $^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ ($\text{SST}_{\text{mod}} - \text{SST}_{\text{tmi}}$) climatologique d'ORCA025 et TMI en couleur et contour (a :printemps ;b :été ;c :automne ;d :hiver).....	15
Figure2.3 . cycle annuel en moyenne saisonnière des tendances climatologiques en SST ($^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) d'orca025 à gauche et de TMI à droite (contour tous les $0.2^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ (resp $0.1^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) entre -2 et -0.2 ; 0.2 et 2 (resp entre -0.2 et 0.2))	16
Figure3.1 .moyenne saisonnière (mars-mai) des tendances en SST (a) (SST_{mod} en contour), atmosphérique (b) [MLD en contour tous les 10m et vents en flèche], océaniques horizontales (c) [isothermes en contour tous les 0.5°C et courant en flèche] et verticales (d) [MLD en contour tous les 10m].....	19
Figure3.2 . identique à la fig 3.1 ,entre juin-août.....	20

Figure3.3 .identique à la fig3.1 ,entre septembre –novembre.....	21
Fifure3.4 . identique à la fig3.1 , entre décembre-février.....	22
Figure3.5 .Ratio(en %) : moyenne annuelle du rapport, en pourcentage, de la somme des termes océaniques et de la valeur absolue du terme atmosphérique (extrait du rapport de Jacques Servain et Alban Lazar ,2007)	24
Figure3.6 .Variations moyennes des SSTs dans la boîte UpwnA en haut à gauche , à droite dans la partie nord et en bas dans la partie sud de la boîte :en rouge la SST observée(TMI) , en noire la SST du modèle , en bleue la moyenne annuelle des observations et en vert l'écart (SST_mod – SST_TMI) auquel il est ajouté la moyenne annuelle de TMI.....	27
Figure3-7 .Variations moyennes mensuelles des tendances à gauche et des flux à droite dans la boite UpwnA : à gauche en rouge et en bleue respectivement les tendances atmosphériques et océaniques en verte les tendances observées en SST et en noire les tendances des SSTs du modèle ; à droite en noir le flux net , en rouge le flux solaire , en vert le flux sensible , en olive et bleu respectivement le flux réfléchi et le flux sensible.....	28
Figure3-8 .Décomposition des tendances océaniques en haut à gauche, à droite et en bas à gauche :en bleue le bilan océanique en rouge et olive respectivement le term_vertic et le terme sub_suf ,en vert adv_w et en noir le adv_horiz ; en bas à droite term_vertic en Avril (vents horizontaux en flèche , MLD en contour tous les 5m).....	29
Figure3-9 . identique à la fig3-6 dans la boîte UpwsA.....	32
Figure3.10 .identique à la fig3.7,pour la boîte UpwsA.....	32
Figure 3.11 .identique à la fig 3.8 ,pour la boîte UpwsA.....	33
Figure3-12 .Variations moyennes mensuelles dans la bote NIG :en haut à gauche de for_tot(rouge) ,TERM_OCEAN (bleue) , DT_SSTmod (noire) , DT_TMI (verte) ; à droite de la SST du modèle(noire) , de la SST TMI(rouge) , de la moyenne annuelle des TMI (bleue) et du biais des SSTs + moyenne annuelle des TMI (verte) ; à droite des flux : QSOL(rouge) , QLAT (verte) , QSEN (bleue) , QREF (olive) , QNET (noire).....	35
Figure3.13 .Décomposition du bilan océanique en ces composantes pour la boîte NIG à gauche adv_horiz(bleue) ,term_vertic (rouge) , sub_suf (olive) , adv_w (noire)	

term_ocean(bleue) ; à droite term_vertic en aout (vecteurs vents horizontaux en flèche ; MLD en contour tous les 5m).....	36
Figure3.14 . identique à la fig3.12, pour la boîte SIG	37
Figure3.15 . identique à la fig3.13, pour la boîte SIG et la carte est tracée en janvier.....	38
Figure3.16 . identique à la fig3.12, pour la boîte TINOO.....	39
Figure3.17 . décomposition de la contribution océanique à gauche ; à droite carte d'advection horizontale en janvier (isotherme en contour tous les 0.5°C , vecteur courant horizontaux en flèche).....	40
Figure3.18 . identique à la fig3.12, pour la boîte TISOO.....	41
Figure3.19 . identique à la fig3.17, pour la boîte TISOO et la carte est tracée en avril.....	42
Figure3.20 .Variations moyennes mensuelles dans la boite TINBC :en haut à gauche de for_tot(rouge) ,TERM_OCEAN (bleue) , DT_SSTmod (noire) , DT_TMI (verte) ; à droite la SST du modèle(noire) , de la SST TMI(rouge) , de la moyenne annuelle des TMI (bleue) et du biais des SSTs + moyenne annuelle des TMI (verte) ; à droite des flux : QSOL(rouge) , QLAT (verte) , QSEN (bleue) , QREF (olive) , QNET (noire).....	43
Figure3.21 .cycle annuel en moyenne saisonnière d'inversion de température : a (printemps :mars-mai) ; b (été :juin-août) ; c (automne :septembre-novembre) ; d (hiver :décembre-février).....	44
Figure3.22 .Décomposition terme océanique à gauche : adv_horiz(bleue) ,term_vertic (rouge) , sub_suf (olive) , adv_w (noire) ; term_ocean (bleue) ; à droite term_vertic en juin (vecteurs vents horizontaux en flèche et MLD tous les 5m).....	45
Figure3.23 . identique à la fig3.20,pour la boîte UpwsB.....	46
Figure3.24 . identique à la fig3.21,pour la boîte UpwsB ,la carte est tracée en janvier.....	47

Sommaire

Introduction.....	1
Chapitre 1 : Généralité sur l’atlantique tropical.....	2
1.1. Présentation de la zone.....	2
1.2. La couche de mélange océanique.....	2
1.3. Les flux à l’interface air mer.....	3
1.3.1.Flux thermique ou flux de chaleur.....	3
1.3.2.Flux d’eaux douces.....	8
1.3.3.Flux de quantité de mouvement.....	9
1.4. Circulations océaniques	10
1.4.1. Circulation océanique horizontale.....	10
1.4.2. Circulation océanique verticale.....	11
Chapitre2 : Modèle et Validations.....	13
2.1. Modèle.....	13
2.2. Donnée et Validation.....	14
2.2.1. Donnée.....	14
2.2.2. Validations.....	14
2.2.2.1. Validation des SST du modèle.....	14
2.2.2.2. Validation des tendances en SST du modèle.....	16
Chapitre3 : Résultats et Discussions.....	18
3.1. Analyse à l’échelle du bassin.....	18
3.2. Analyse à l’échelle régionale.....	24
3.2.1. Boîtes côtières ouest africaines.....	26
3.2.1.1. Boîte sénégal-mauritanienne : UpwnA.....	26
3.2.1.2. Boîte d’Angola et du Bengala : UpwsA.....	31
3.2.2. Boîtes en océan ouvert.....	35
3.2.2.1. Boîte NIG.....	35
3.2.2.2. Boîte SIG.....	37
3.2.2.3. Boîte TINOO.....	39
3.2.2.4. Boîte TISOO.....	41

3.2.3. Boîtes côtières est américaines	43
3.2.3.1. Boîte TINBC.....	43
3.2.3.2. La Boîte UpwsB.....	46
Conclusion et Perspectives.....	49

Introduction:

Les océans tropicaux couvrent une surface représentant plus d'un tiers de l'océan mondial et jouent un rôle clé dans la redistribution méridienne vers les pôles de la chaleur accumulée à l'équateur. les transferts atmosphériques d'énergie cinétique entre la zone tropicale et la circulation aux latitudes supérieures, s'effectuant par l'intermédiaire du jet-stream subtropical sont conditionnés par la SST (Sea Surface Temperature) .Les mouvements de subsidence et d'ascendance de l'air, la fréquence des tempêtes hivernales, mais aussi la quantité des pluies en Europe, seraient en partie liés à la SST de l'Atlantique tropical (**Shaeffer, 1995**). L'étude de la SST tropicale et de ses variations annuelles et interannuelles est donc particulièrement importante pour la connaissance des phénomènes climatiques à grande échelle (**Bjerknes, 1969**). De même , de nombreuses analyses (**Lamb et Pepler , 1992**) confirmées par des études numériques (**Rowell et al.;1992;Palmer et al.;1992**) montrent que la SST , dans bassin atlantique tropical notamment dans le Golf de Guinée (**Vizy et Look , 2001**) influence la distribution et l'intensité des pluies en Afrique de l'ouest. Cette même SST influence le climat Est-américain notamment au Brésil.

Dans les observations et les modèles le poids respectif des processus du courant horizontal et vertical , de la turbulence , et des flux de chaleur atmosphériques , en fonction des saisons et des régions , est mal connu .Par suite ,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 de l'atlantique tropical. Le but de ce stage est de quantifier le rôle de ces différents processus dans le contrôle de la SST à l'aide d'une approche par bilan de chaleur de la couche de mélange.

Pour cela, la simulation issue du modèle régional de l'océan atlantique de résolution $1/4^\circ$ est utilisée et les données de SST seront validées par des observations TMI. Le chapitre 1 sera consacré à la généralité sur l'atlantique tropical. Le chapitre 2 traitera de modèle et validations. En fin, il y'aura la partie conclusion et perspective qui sera précédée par le chapitre 3 intitulé résultats et discussions.

Chapitre 1 : Généralité sur l'atlantique tropical

1.1 .Présentation de la zone d'étude

Notre étude s'effectue sur l'atlantique tropical. Nous considérons la zone allant de 30°N à 30°S en latitude et de 60°W à 18°E en longitude fig1.1.

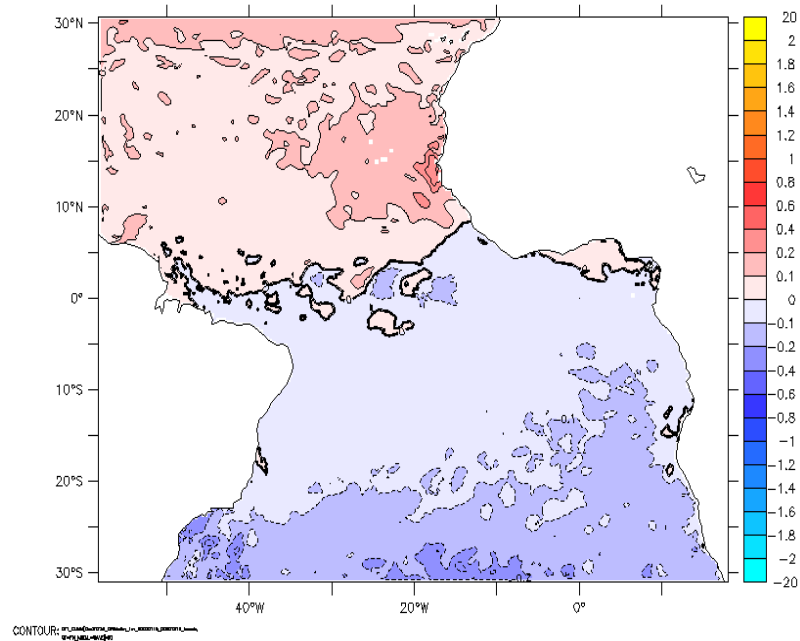


Fig1.1.moyenne annuelle climatologique de la dérivée temporelle de la SST(°C/mois) d'orca025

Cette région influence beaucoup la vie des populations vivant sur ses côtes via sa SST. En moyenne annuelle la dérivée temporelle de cette SST tend vers zéro dans toute la zone. Ceci montre que la température de l'océan atlantique tropical s'équilibre. Comment cet équilibre s'établit au cours des saisons ? Pour répondre à cette question nous allons procéder à l'étude du bilan de chaleur dans la couche de mélange

1.2 .La couche de mélange océanique

La couche de mélange océanique est une couche d'eau dans l'océan superficiel au sein de laquelle la température, la salinité et la densité varient peu avec la profondeur. La variété des critères pour déterminer la profondeur de la couche appelé mixed layer depth (MLD) en anglais atteste du manque de consensus sur ce point .Cette profondeur est définie d'un point de vue dynamique ou thermodynamique et elle diffère selon le critère choisit. Par exemple dans la partie centrale du bassin Atlantique équatorial, la profondeur de la couche de mélange est de 27m avec un critère dynamique où l'on considère la profondeur (turbocline) à laquelle le coefficient de diffusion verticale atteint une certaine valeur minimum (5 cm/s² dans le

modèle CLIPPER), mais de 22m dans le cas d'un critère thermodynamique où la profondeur (MLD) est déterminée par un seuil en densité (0.05 kg/m³ dans le modèle CLIPPER) .Dans ce mémoire ou l'on s'intéresse à la température nous utiliserons le critère de densité selon lequel la MLD(mixed layer depth) est définie comme la profondeur à laquelle la densité de surface à augmenter de 0.05kg/m³ (Peter et al 2006).En pratique , à cause du manque de données de salinité les scientifiques se concentrent sur la stratification en température pour déterminer la profondeur de la ML .La valeur seuil est comprise entre 1°C et 0.2°C , c'est à dire que la MLD est définie comme la profondeur à laquelle la température est égale à la température de surface moins cette valeur seuil. Une valeur seuil optimale ,0.8°C , a été déduite grâce à des comparaisons statistiques entre des observations et la climatologie de **Levitus, (1982)** et récemment **de Boyer Montégut et al (2004)** ont montré que la valeur 0.2°C était la mieux adaptée à l'échelle globale pour suivre la base de la couche de mélange aux échelles de temps saisonnières à interannuelles. La MLD est l'une des principales quantités de l'océan superficiel car elle détermine le volume ou la masse au dessus duquel le flux de chaleur net est distribuée (**Chen et al. 1994**) .

1.3. Les flux à l'interface air mer:

L'océan échange de l'énergie par sa surface, sous forme d'énergie cinétique par l'action du vent, et sous forme de chaleur et d'énergie potentielle grâce à divers processus d'échange avec l'atmosphère (chaleur et eau douce).

1.3.1. Flux thermique ou flux de chaleur

Le flux net de chaleur échangé par l'océan à sa surface provient de la somme des apports radiatifs (flux solaire et flux atmosphérique infrarouge), des échanges turbulents avec l'atmosphère (flux de chaleur latente et sensible) .

Le flux de chaleur net Q_{net} se décompose comme étant la somme d'une contribution radiative Q_{rad} et turbulente Q_{turb} :

$$Q_{net} = Q_{rad} + Q_{turb} \text{ avec}$$

$$Q_{rad} = Q_{sw} + Q_{lw} \text{ et } Q_{turb} = Q_{sen} + Q_{lat}$$

Ces flux de chaleur s'expriment en W / m², ce qui équivaut à une puissance par unité de surface.

Q_{sw} est le flux solaire (short wave radiation) disponible à la surface de l'océan c'est à dire avec l'effet de l'albédo pris en compte. Sa valeur varie de façon général entre 50 et 260W / m². Le minimum de flux solaire est localisé aux extrémités nord et sud alors que les côtes angolaises et sénégalaises abritent des valeurs importantes supérieures à 230W/m² de même qu'à l'équateur avec des valeurs moins importantes (fig1.2).

Q_{lw} est le flux atmosphérique infrarouge appelé aussi radiation de grandes longueurs d'onde. Il représente le flux atmosphérique infrarouge descendant effectivement absorbé noté rad_{LW} (downwelling longwave radiation en anglais) par l'océan auquel on soustrait le flux infrarouge émis par la surface de l'océan. Il dépend de la température de peau de l'océan, de la couverture nuageuse et aussi de l'émissivité de la surface de l'océan. Il s'exprime comme suit:

$$Q_{LW} = (1 - \alpha_{LW}) rad_{LW} - \varepsilon \sigma T_0$$

α_{LW} est l'albédo infrarouge de la surface de l'océan, les résultats de **Clark et al, (1974)** lui confère des valeurs situées entre 0.04 et 0.05, σ la constante de Stefan-Boltzmann, ε l'émissivité et T_0 la température de peau.

Q_{lat} représente le flux latent qui traduit la quantité de chaleur perdue ou gagnée par évaporation ou par condensation. Il joue un rôle non moins important dans la variabilité de la température de surface dite sea surface temperature(SST) en anglais question qui sera débattu dans le chapitre3. Il est faible le long de l'équateur par rapport à ces valeurs dans le reste du bassin (environ 60W/m² contre au moins 130W/m² et au plus 240W/m² selon les saisons au niveau des gyres tropicaux). Il atteint des valeurs très faibles dans les côtes sénégalomauritaniennes et les côtes angolaises lors de la remontée des eaux de subsurface. En été il est plus important à l'est de 20°W qu'à l'ouest dans la bande 0 - 5°N(fig1.3b). Il peut être formulé de la manière suivante:

$Q_{lat} = L_v E$ ou E désigne le taux d'évaporation et $L_v = 2.5 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ la chaleur de vaporisation de l'eau. E est habituellement calculé à partir d'une formulation du type:

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

u , q_a , q_s désignent respectivement la vitesse du vent, l'humidité spécifique de l'air et de la surface de la mer ; ρ_a est la densité de l'air considérée constante et égale à 1.29 kg / m^3 et C_E un coefficient sans dimension.

Q_{sen} représente le flux sensible qui est la quantité de chaleur gagnée ou perdue par échange turbulent entre l'océan et l'atmosphère. Il dépend de la vitesse du vent et de la différence de température air – océan. Il peut être approché par :

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

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

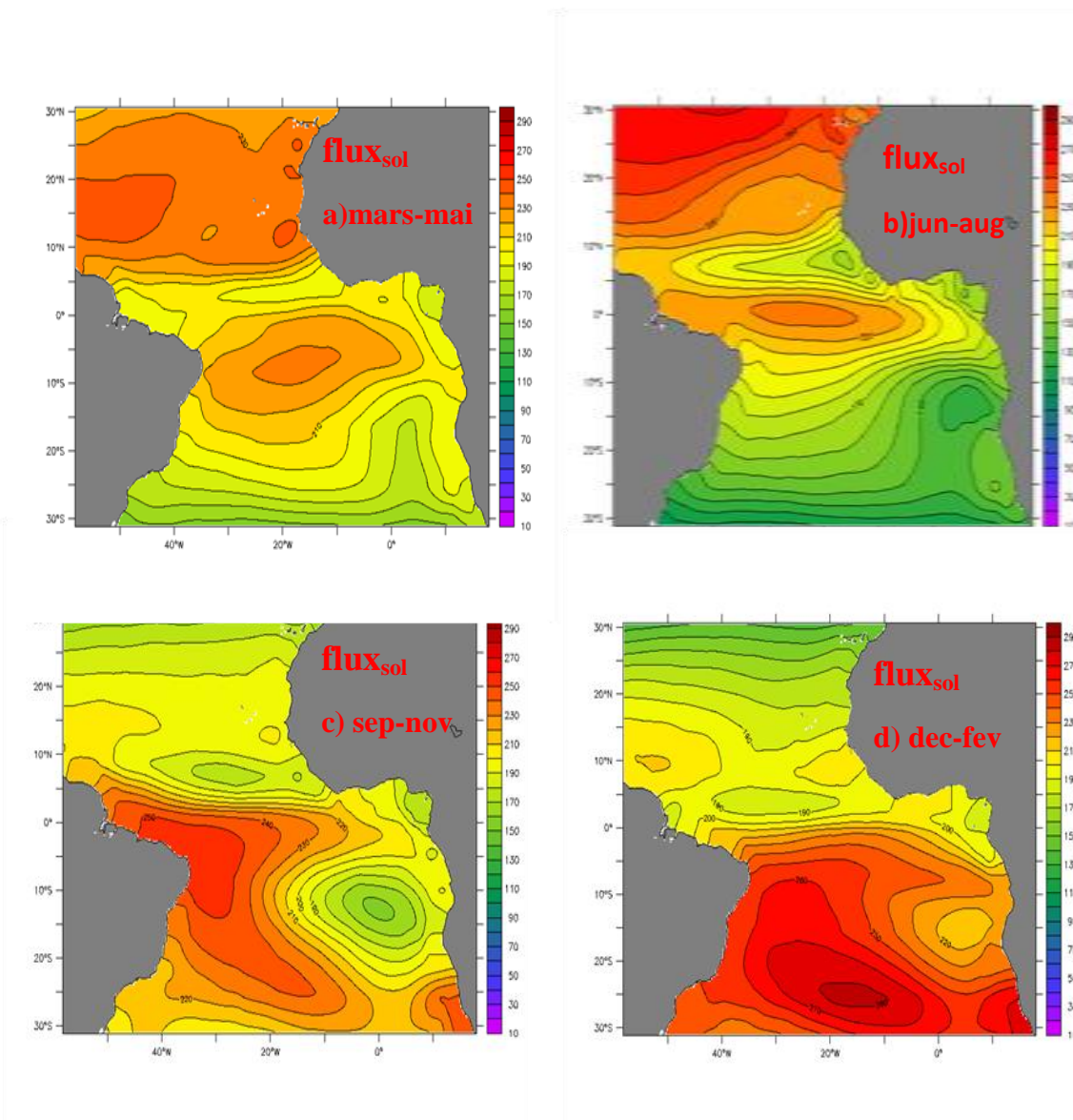


Fig1.2 . cycle annuel en moyenne saisonnière du flux solaire (W /m^2) , issu de ORCA025, (en contour tous les 10W/m^2)

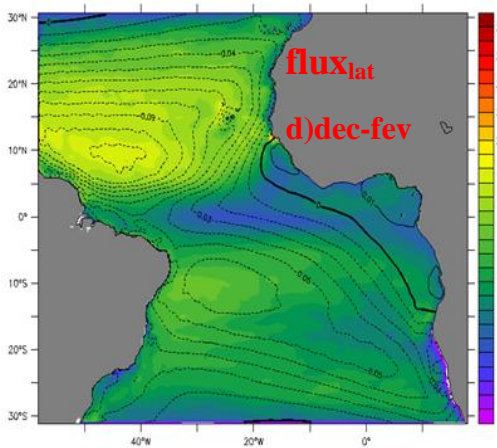
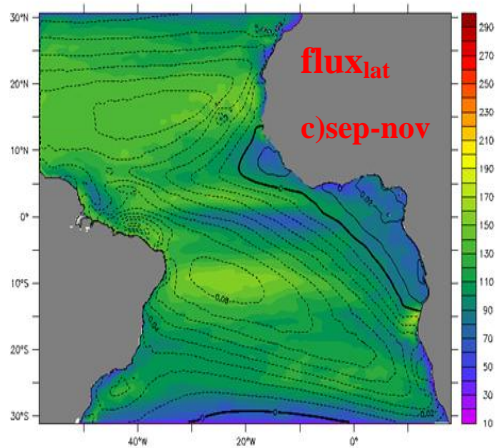
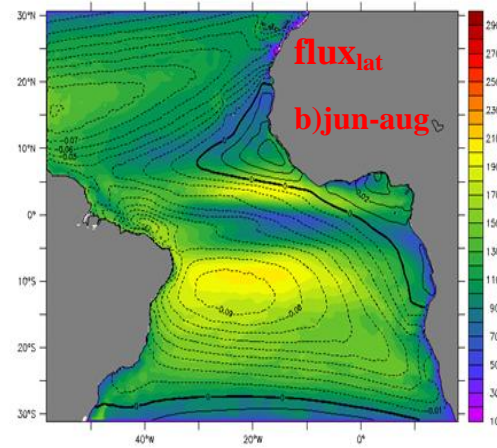
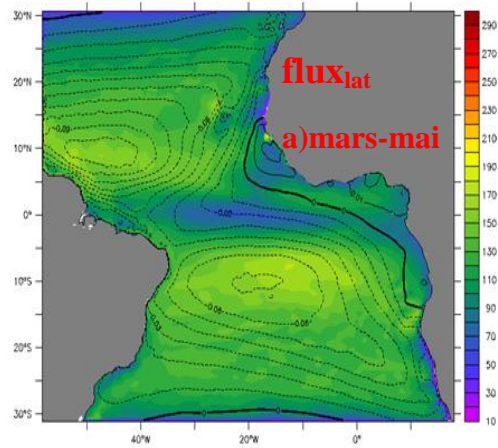


Fig1.3 . identique à la fig1.1, pour le flux latent (tension de vent en contour tous les 0.1N/m^2)

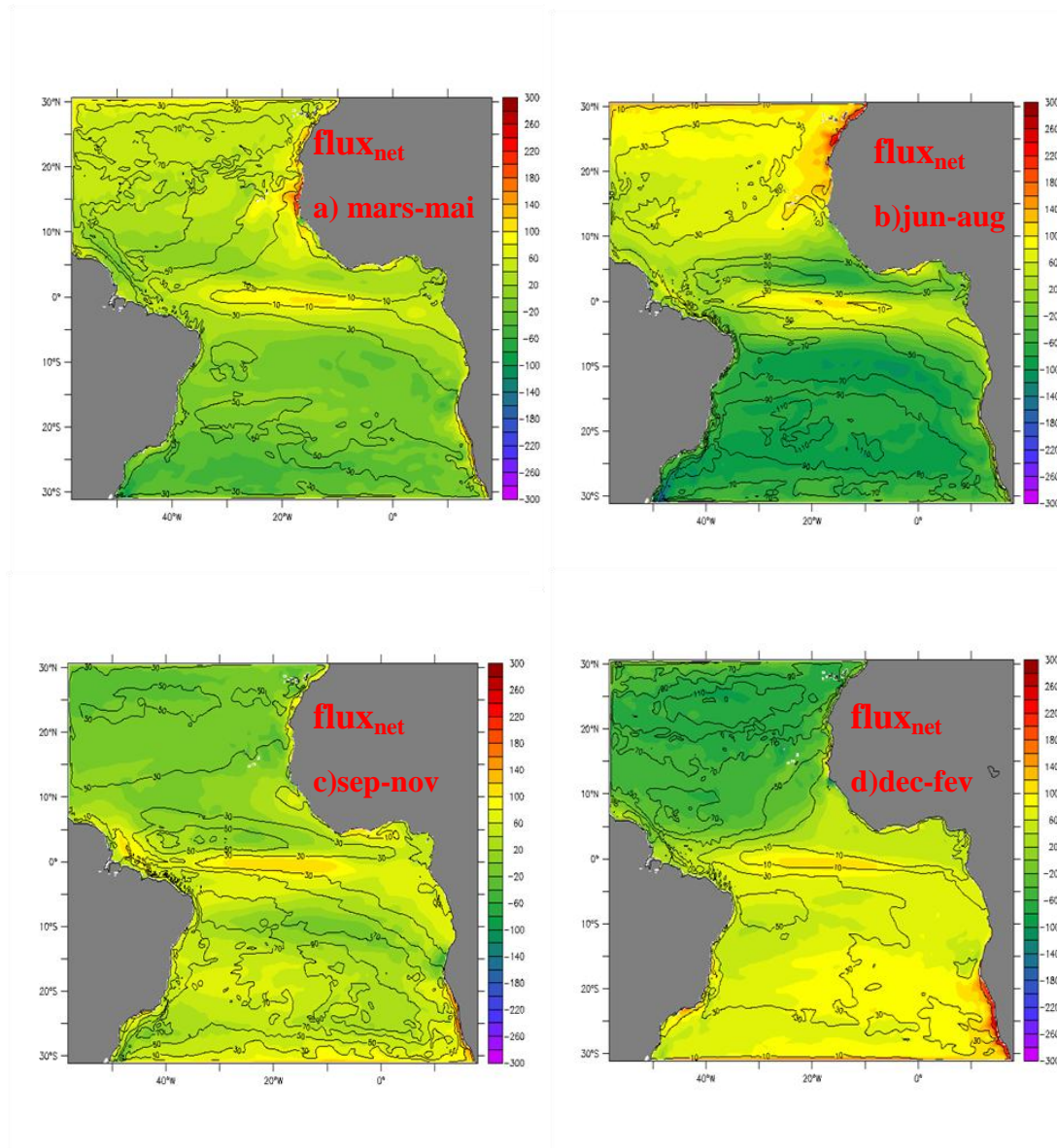


Fig1.4 . identique à la fig1.1, pour le flux net (MLD en contour tous les 20m)

1.3.2 : Flux d'eaux douces:

L'océan atlantique, particulièrement au niveau de l'équateur, reçoit un fort apport d'eau douce par les fleuves Amazone dans la partie ouest et par le Congo et le Niger dans la partie Est .Ces eaux détruisent la stratification de la couche de mélange et donc jouent un rôle non moins important sur le bilan de chaleur de cette couche. Le flux net d'eau douce s'exprime comme la somme de trois termes:

$$F_w = E - P - R$$

E est l'évaporation, P est l'apport d'eau douce par les précipitations et R représente la somme des apports fluviaux et des autres contributions continentales.

1.3.3. Flux de quantité de mouvement:

L'océan échange de la quantité de mouvement avec l'atmosphère. En fait, sous l'action de sa composante horizontale le vent exerce une pression(communément appelée tension de vent) sur la surface de l'océan entraînant ainsi son mouvement. Ces vents, dans l'atlantique, sont dominés par les alizés du nord et ceux du sud. Ils résultent d'une recirculation, vers l'équateur météorologique, des vents venant de l'équateur qui s'élèvent vers le sommet de la troposphère et circulent méridionalement vers le Nord et vers le Sud, avant de redescendre au niveau des anticyclones des Açores dans l'hémisphère nord et de Saint Hélène dans le sud.

La masse d'air 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 notamment par les upwellings côtiers.

La masse australe 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.

Ces deux masses convergent dans une zone appelée Zone de Convergence Intertropical(ZCIT) surface de discontinuité en vent, en température et en humidité (**Leroux, 1996**).

De mars à avril, la ZCIT est dans sa position la plus au sud, elle remonte ensuite d'avril à septembre jusqu'à atteindre une asymétrie équatoriale maximale à la latitude de 12°N environ, puis amorce sa redescente. La remontée vers le nord entraîne un régime de vent d'ouest de juin à octobre. Ces vents (appelés aussi vents de mousson) correspondent à la remontée de l'air austral qui est responsable de la pluviométrie sur le continent africain. Ces régimes de vent coordonnent fortement la dynamique de la couche de surface de l'océan.

1.4 . circulations océaniques :

Les courants sont les mouvements des particules d'eau partiellement générés par les vents .Leurs sens sont ceux vers lesquels ils portent à l'inverse de ce qui se passe pour le vent. Il existe des courants horizontaux et verticaux .Ces courants sont à l'origine de nombreux processus qui conditionnent l'évolution de la SST, comme les advections de température, ou encore la génération d'ondes par les cisaillements horizontaux et verticaux entre les différents courants.

1.4.1.Circulation océanique horizontale :

Elle est directement liée aux forces qui engendrent les principaux courants, c'est-à-dire les migrations des systèmes de Haute et basse pression de l'atlantique centre-Est à savoir : l'anticyclone des Açores et celui de Sainte-Hélène ainsi que la dépression saharienne. Leur 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. Ainsi nous distinguons les courants de surface et de subsurface . Nous nous limiteront à la description de quelques courants de surface :

-Le Courant Nord Equatorial (CNE) constitue la branche sud de la gyre subtropicale nord:il s'écoule vers l'ouest dans une bande de latitude comprise entre 12°N et 18°N à une vitesse de 10-15cm/s (**Bourles et al, 1999**).

-le Contre Courant Nord Equatorial (NECC) se dirige lui vers l'Est contre les vents dominants entre 5°N et 10°N ; sa position est liée à celle de l'ITCZ.

-Le courant Sud Equatorial (SEC) s'écoule vers l'ouest et se compose de deux parties, une qui part vers le sud et l'autre qui se localise le long de l'équateur.

-Le Courant Brésilien (BC) se porte vers le sud le long des côtes de l'Amérique du sud au sud de 10°S et est alimenté par la branche sud du SEC.

-Le Courant Nord Brésilien (NBC) est la prolongation vers le nord du SEC, pour devenir encore plus au nord le Courant des Guyane(GC) et en fin le Courant des Caraïbes (CC) (Peterson and Stramma, 1990).

-le Courant de Guinée (GC) est la prolongation vers l'Est du NECC lorsque ce dernier atteint le bord est, en été et en automne boréal (**Richardson and Walsh, 1986 ; Arnault, 1987**).

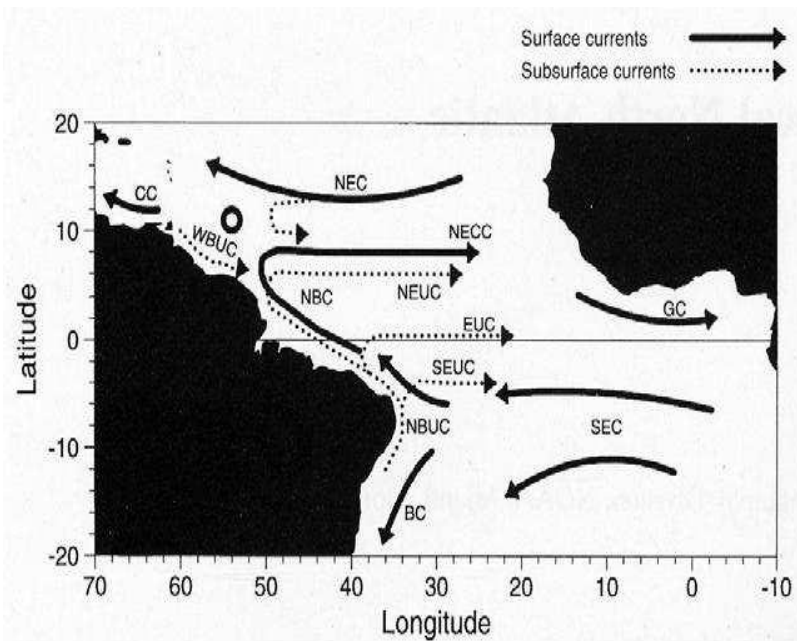


Fig.1.5 : représentation schématique des principaux courants de surface et subsurface (Bourles et al, 1999). En surface : CC (Caraïbean Current), NEC (North Equatorial Current), NECC (North Equatorial CounterCurrent), GC (Guinea Current), SEC (South Equatorial Current), BC (Brazil Current); en subsurface: WBUC (West Brazil UnderCurrent), NBC (North Brazil Current), NEUC (North Equatorial UnderCurrent), EUC (Equatorial UnderCurrent), SEUC (South Equatorial UnderCurrent). Extrait de la thèse de Anne- Charlotte Peter(2004),p15

1.4.2. Circulation océanique verticale

La circulation verticale est caractérisée par l'upwelling. C'est le terme utilisé par les océanographes pour décrire le processus par lequel l'eau de fond (donc froide) est ramenée en surface. Ce phénomène agit donc sur la variation de la température de surface. Les upwellings apparaissent là où l'écoulement est divergent en surface.

Selon la théorie d'Ekman le vent parallèle à la côte a pour effet de pousser les eaux sur sa droite (respectivement sur sa gauche) dans l'hémisphère nord (respectivement dans l'hémisphère sud) .Il y a divergence à la côte et donc l'eau profonde est pompée pour combler le déficit d'eau en surface: c'est l'upwelling côtier (fig.1.6 , exemple: l'upwelling sénégalomauritanienne).

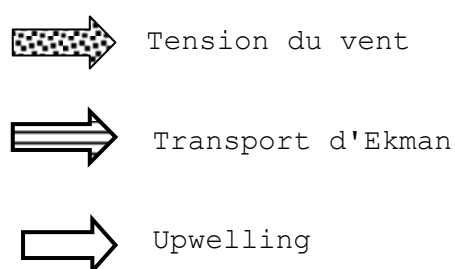
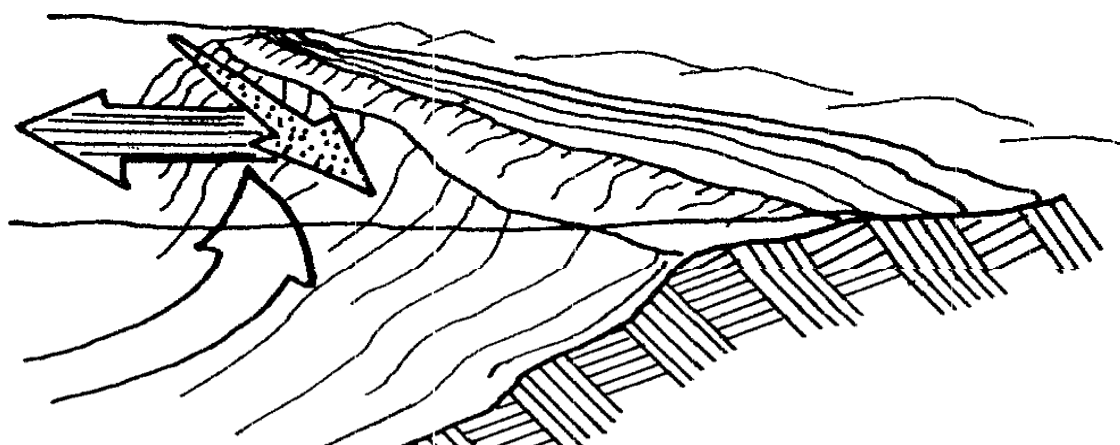


Fig.1.6.- Schéma d'upwelling (d'après BAKUN 1977) extrait thèse

C.TEISSON, P6

On peut observer un autre type d'upwelling le long de l'équateur où les alizés du nord- est sont à l'origine d'une dérive d'Ekman vers le nord dans l'hémisphère nord, alors que les alizés du sud-est poussent les eaux dans l'hémisphère sud. Le maintien de cet upwelling dépend non seulement du régime des alizés mais aussi de l'advection verticale et horizontale, du mélange vertical et des flux associés aux ondes d'instabilités (**Gouriou et Reverdrer, 1992**).

Chapitre 2 : Modèle et Validations

2.1. modèle :

NEMO (Nucleus for European Modeling Ocean) est le nom générique du modèle OPA (Océan Parallélisé) qui est un modèle aux équations primitives de la circulation générale océanique développé au LOCEAN (**Madec et al , 1998**) .Nous utilisons la simulation orca025 de ce modèle. Elle a une résolution spatiale de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, une grille verticale à 46 niveaux avec une résolution variant de 5m à la surface à 250m au fond. Son domaine d'extension est de $30^\circ\text{S} - 30^\circ\text{N}$ en latitude. Le modèle a été tourné sur une période de 46ans allant de 1958 à 2004 et est forcé par les variables atmosphériques de CORE. Ce dernier contient les variables modifiées d'ERA-40 (humidité de l'air, température de l'air..) ainsi que les données de NCEP parmi lesquelles les radiations solaires et les précipitations. Les flux de chaleur solaire , infrarouge et turbulents sont calculés à partir d'une formulation semi-empirique , ou bulk (**Timmermann et al, 2005**) qui relie les flux à la SST du modèle et aux paramètres météorologiques (vitesse du vent à 10m, température de surface de l'air, humidité relative et couverture nuageuse). Les sorties de la simulation quart-degré sont moyennées par pentane (séries de 5 jours).

L'équation régissant l'évolution de la SST au sein du modèle s'écrit comme suit :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t} = & \underbrace{\langle -\bar{u} \cdot \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \rangle}_{a} + \underbrace{\langle -\bar{v} \cdot \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \rangle}_{b} - \underbrace{\langle \bar{u}' \cdot \frac{\partial \bar{T}'}{\partial x} \rangle - \langle \bar{v}' \cdot \frac{\partial \bar{T}'}{\partial y} \rangle}_{c} + \langle D_l \rangle \\ & - \underbrace{\frac{(K_z \frac{\partial T}{\partial z})_{(z=-h)}}{h} - \frac{1}{h} \left(\frac{\partial h}{\partial t} + W_{(z=-h)} \right) (\langle T \rangle - T_{(z=-h)})}_{d} \\ & + \underbrace{\frac{Q^* + Q_s(1 - f_{(z=-h)})}{\rho_0 c_p h}}_e + \underbrace{\langle (T - \langle T \rangle) \frac{\partial W}{\partial z} \rangle}_{res} \end{aligned}$$

$$\langle \cdot \rangle = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \cdot dz \quad ; \quad \bar{X} = \int_0^{35d} X dt \quad X' = X - \bar{X} \quad \text{où } X = u; v; T$$

T est la SST ; u,v et w sont respectivement les composantes zonale ,méridienne et verticale du courant ; D_l est la diffusion latérale ; K_z est le coefficient de diffusion vertical; h est la profondeur de la couche de mélange ; Q^* et Q_s sont respectivement les flux non solaire et solaire et $f_{(z=-h)}$ est la fraction de flux solaire qui va au-delà de h.

a et b représentent respectivement les advections zonale et méridienne (dont leur somme constituent l'advection horizontale) dues aux courants basses fréquences ; les deux premiers termes de c représentent l'advection horizontale due aux courants hautes fréquences ; d l'effet du aux processus verticaux (diffusion verticale, l'advection verticale et l'entraînement) ; e est la contribution du flux atmosphérique et res est le résidu.

2.2-Donnée et Validations

2.2.1 : Donnée

Pour valider notre modèle dans l'étude de la variabilité des SST, une donnée d'observation satellitale a été utilisée. Il s'agit de la SST TMI (TRMM Microwave Imager). C'est la SST obtenue à l'aide de radiomètre à micro-onde embarqué à bord du satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission). Ces mesures de SST ne sont ni influencées par les nuages ni par les aérosols mais restent sensibles à la rugosité de la surface de la mer. Elles permettent depuis novembre 1997 d'obtenir des cartes hebdomadaires et mensuelles entre 40°S - 40°N, à une résolution de 0.25°.

2.2.2 : Validations

2.2.2.1 : Validation des SST du modèle

Un seul coup d'œil à l'échelle du bassin permet de constater que la structure globale de la température est correctement représentée par le modèle. Une seconde analyse montre que les zones de maximum et minimum de températures sont bien repérées par le modèle au cours de l'année (Fig.2.1 et 2.2). Les latitudes du front thermique caractérisées par un fort gradient méridien de SST et les gradients zonaux de SST dans les upwellings côtiers (Sénégal-mauritanien et Angola-Bengala), sont tout à fait bien représentées par le modèle. En effet, les maximums de température (>30°C) sont apparues dans la bande équatoriale, notamment dans le GG et les côtes brésiliennes au printemps. En automne, les températures maximales atteignent leur position extrême nord-est (15°N) et nord-ouest (20°N) alors qu'en hiver ils retournent dans la bande équatoriale et sur les côtes sud du Brésil. Les minimums de températures sont positionnés sur les zones côtières Nord-ouest et Sud-ouest africaines et à l'extrémité Sud de notre zone d'étude en été et en automne. A l'échelle du bassin, les températures sont plus basses (16°C) sur le système d'upwelling Angola-Bengala aussi bien dans le modèle que les observations, en été et en automne. La langue d'eau froide au sud de l'équateur dans le Golf de Guinée apparaît, en été, au niveau du modèle avec une légère surestimation (fig2.1 c). Une analyse beaucoup plus fine met en évidence des biais dans le modèle. Le modèle surestime de l'ordre de 2°C la SST dans les latitudes aux limites nord et

sud de notre zone d'étude.les côtes d'Angola et du Bengala voient leurs températures minimisées d'environ 1.5°C au printemps de même que les côtes sénégal-mauritaniennes en hiver (fig2.2 a et d) .En cette dernière saison, le modèle est plus froid que les observations (biais de -1°C) sur toute la bande comprise entre 10°N et 25°N. En été le modèle est plus froid que les observations le long des côtes brésiliennes.

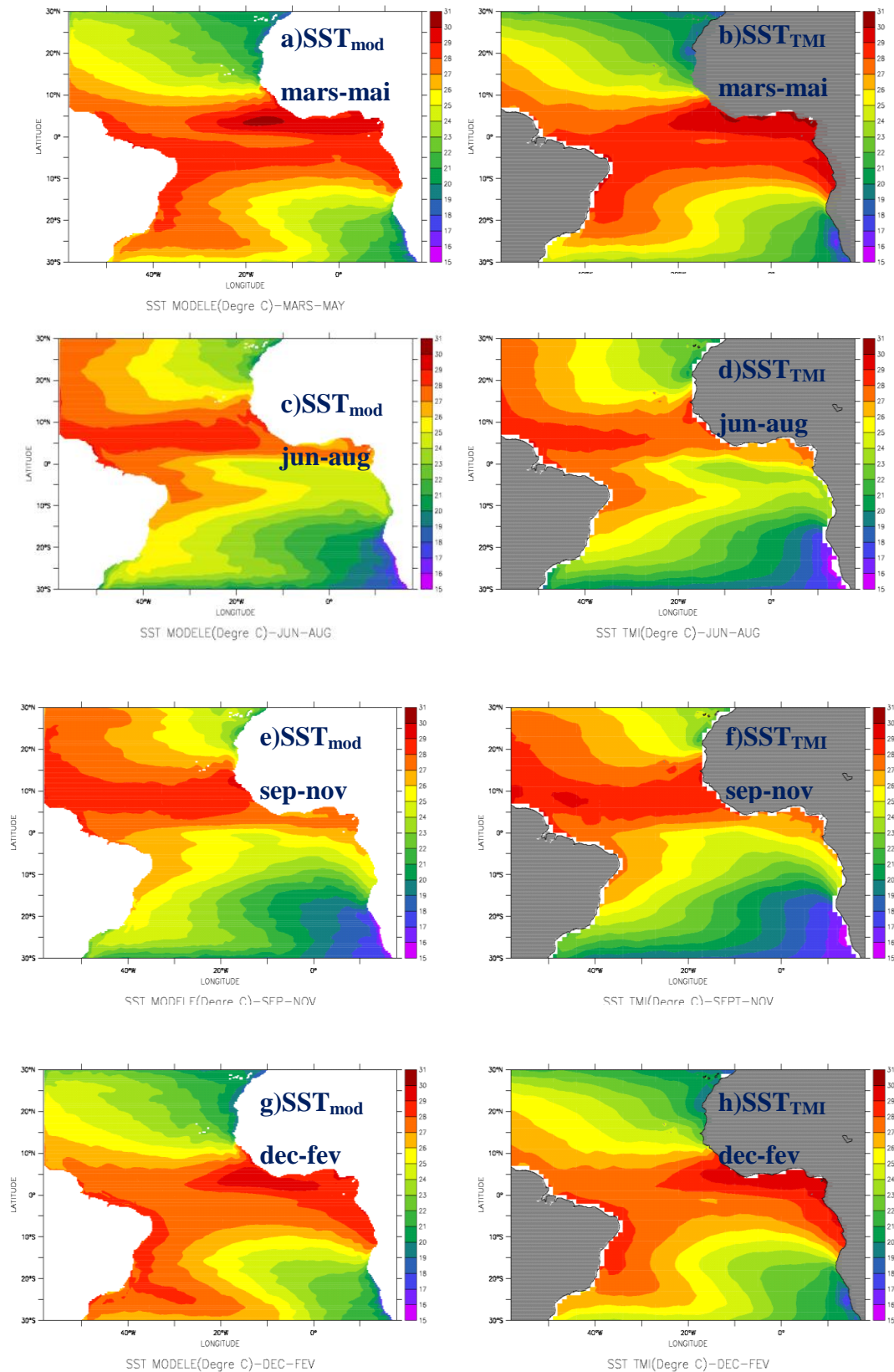


fig2.1 .cycle annuel en moyenne saisonnière(trois mois) des SSTs climatologiques d'ORCA025 (à gauche) et des SSTs climatologiques de TMI (à droite)

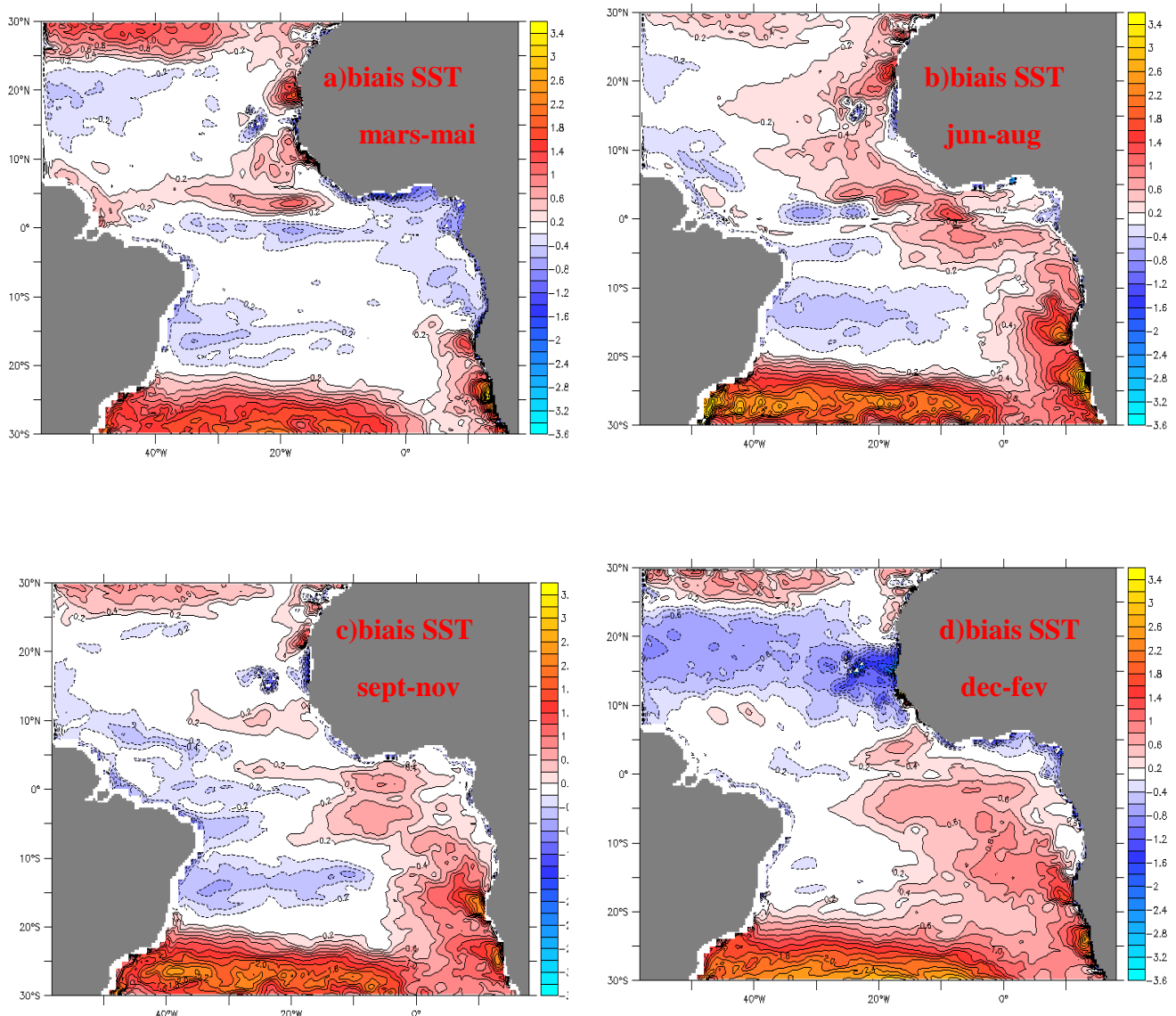


fig2.2.cycle annuel en moyenne saisonnière de biais de SST en °C ($SST_{mod} - SST_{tmi}$) climatologique d'ORCA025 et TMI en couleur et contour(a :printemps ;b :été ;c :automne ;d :hiver)

2.2.2.2 : Validation des tendances en SST du modèle

Les tendances d'une variable représentent les variations entre ses valeurs successives. Elles s'expriment en degré Celsius par mois (°C/MOIS) dans notre cas.

Une analyse grossière nous montre que le modèle arrive à bien reproduire les tendances en SST_s observées dans l'ensemble du bassin. Il arrive à mettre en évidence les saisons chaudes et froides de chaque hémisphère. La langue d'eau froide beaucoup plus marquée ici au printemps (fig2.4 a et b) apparaît sur le modèle. Cependant, dans certains endroits, des disparités sont à noter sur la distribution spatiale de la chaleur de même que sur la valeur. En automne et été, au niveau des côtes d'Angola, le refroidissement est sous-estimé de 1°C/mois par le modèle et diminue très rapidement vers le large et il en est de même pour les côtes sud-brésiliennes (fig2.3c et fig2.4a). Sur les côtes sénégal-mauritaniennes cette

minimisation est très marquée en hiver (fig2.6 c et d). Contrairement à la température, les tendances sont ici bien représentées au niveau des gyres tropicaux.

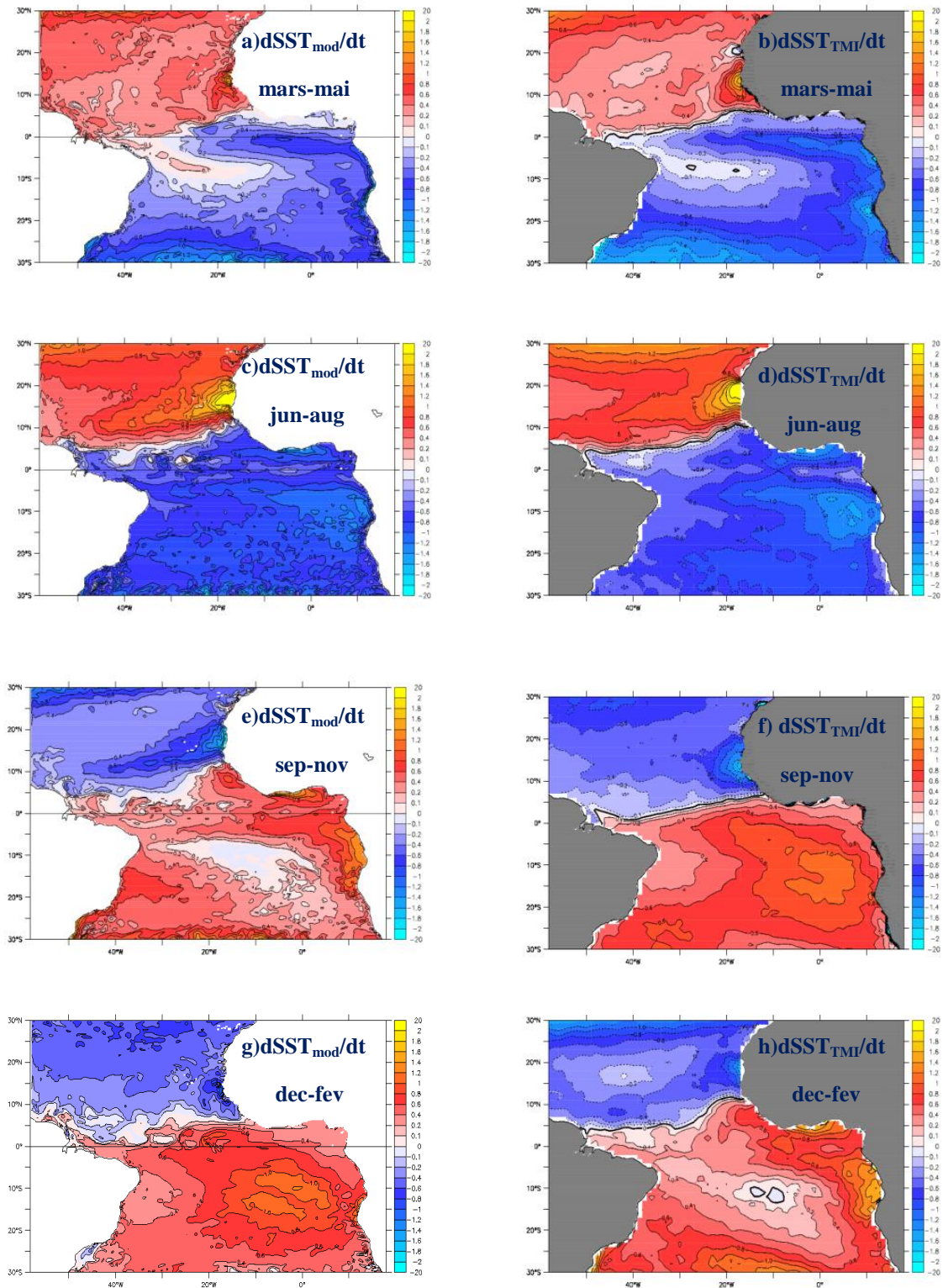


Fig2.3. cycle annuel en moyenne saisonnière des tendances climatologiques en SST (°C/mois) d'orca025 à gauche et de TMI à droite (contours tous les 0.2°C/mois(resp 0.1°C/mois) entre -2 et -0.2 ; 0.2 et 2(resp entre

Chapitre 3 : Résultats et Discussions

Dans ce chapitre il sera question d'analyser et de discuter nos résultats afin de comprendre comment l'atmosphère et l'océan agissent sur la variation saisonnière des SSTs de l'atlantique tropical.

3.1 : Analyse à l'échelle du bassin

Dans cette partie la distribution spatiale en moyenne saisonnière (trois mois) des tendances en SST du modèle, des tendances atmosphériques et des tendances océaniques qui sont divisées en deux composantes dont une horizontale et l'autre verticale sera étudiée. Ces variables sont notées comme suit :

-tendances en SST= $dSST_{mod}/dt$

-tendances atmosphériques= $Term_{atm_total}$: elles représentent les variations de la SST dues au flux net(Q_{net}) énoncé au chapitre1.

-tendances océaniques horizontales= $Term_{horiz_ocean}$

Elles sont obtenues avec les courants méridionaux et zonaux à basses fréquences

-tendances océaniques verticales= $Term_{vertic_ocean}$

Elles représentent la somme de l'advection verticale (notées adv_w dans la partie suivante) et des termes de subsurfaces (notées sub_suf).

Ainsi au printemps et été boréal il y a un refroidissement et un réchauffement respectivement dans l'hémisphère nord et sud. Cette distribution est inégalement répartie dans l'espace. Les régions nord - est et extrême nord - ouest sont le lieu d'un maximum de réchauffement allant de 1.4°C/mois au printemps (fig3.1.a) pour dépasser 2°C/mois en été (fig3.2.a) avec une forte extension vers le large. Ces zones se refroidissent avec un même ordre de grandeur d'automne en hiver boréal. Par ailleurs, juste au nord de l'équateur, dans la bande zonale de largeur 3-7° la dérivée temporelle atteint son minimum (-0.1°C /mois) en hiver (fig3.4.a). Cette période hivernale enregistre aussi dans le fond du Golf de Guinée et les côtes sud-brésiliennes un faible réchauffement tandis qu'un maximum (1.4°C/mois) est noté dans l'océan ouvert sud tropical est. Un seul clin d'œil montre que le terme atmosphérique (fig3.1,fig3.2,fig3.3 ,fig3.4 b) contrôle la variabilité de la SST. Ceci se confirme par la présence de plusieurs régions mises en évidence par la tendance de la SST sur les cartes du forcing atmosphérique. Néanmoins de nouvelles zones sont mises en évidence notamment par le terme atmosphérique et les termes océaniques. C'est le cas de la bande équatoriale où le terme atmosphérique (respectivement d'advection horizontale) induit un réchauffement supérieur à 2°C/mois (respectivement secondaire d'environ 0.6°C/ mois) durant toute l'année.

Ce terme de forçage refroidit avec le même ordre de grandeur la côte nord brésilienne. Quand aux termes océaniques leur impact est faible au sud , au large des côtes du Brésil et au nord ouest de 10°N à 25°N . Un coup d'œil sur les termes verticaux montrent qu'ils s'opposent au permanent réchauffement atmosphérique en refroidissant continuellement la bande équatoriale toute l'année (ceci est conforme avec les résultats de Peter et al., 2006) alors que l'advection horizontale est négative de part et d'autre de l'équateur aux limites 5°N - 5°S ,du printemps à l'automne , dû à un transport des eaux upwellées. Au niveau des côtes nord – brésiennes les termes de subsurface induisent un réchauffement durant toute l'année. Cet effet se propage vers l'est tout en s'amenuisant.

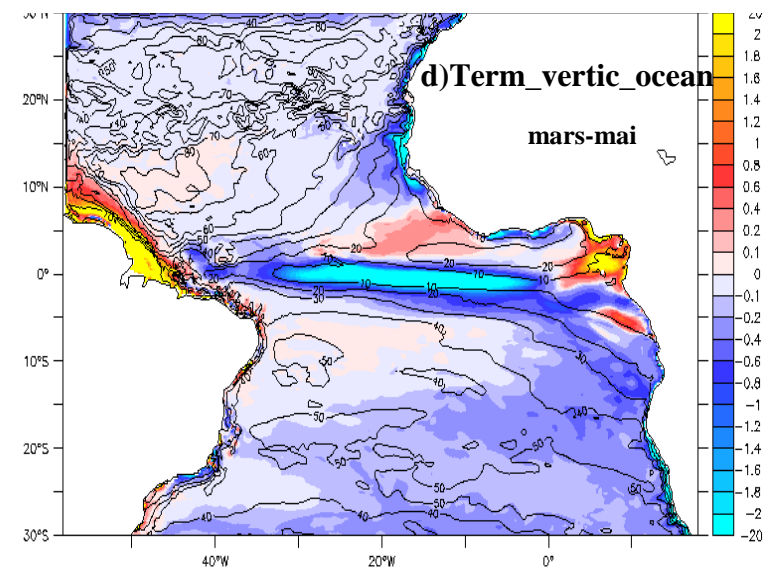
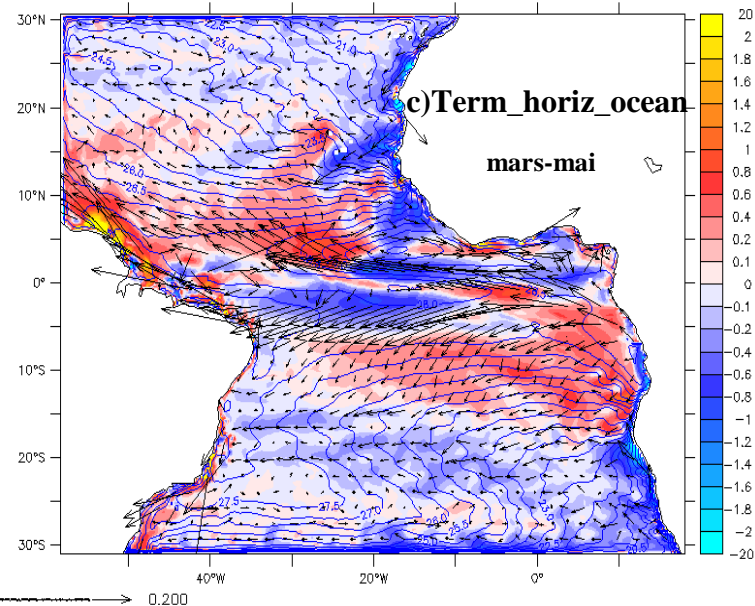
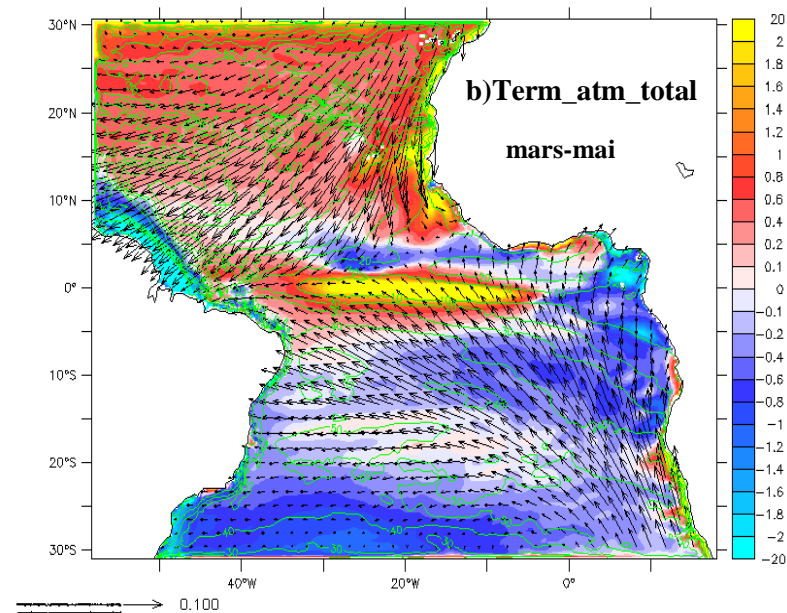
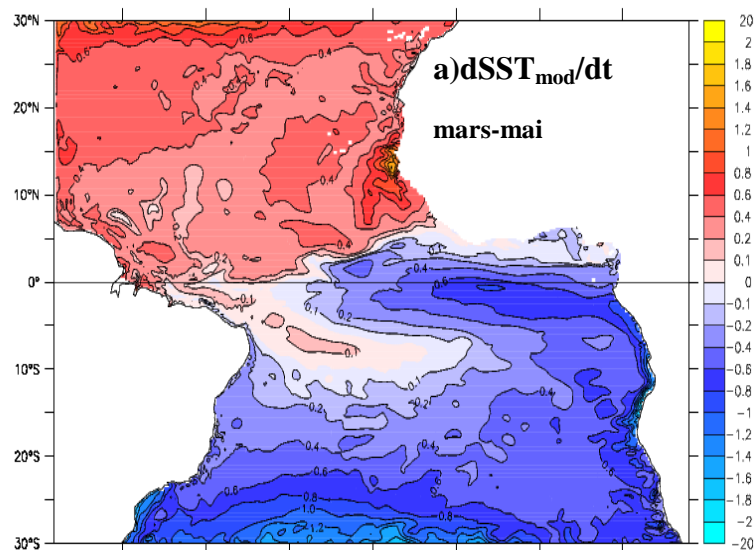


Fig3.1. Moyenne saisonnière (mars-mai) des tendances en SST(a) (SSTmod , contour), atmosphériques (b) [MLD , contour tous les 10m et vents en flèche], océaniques horizontales(c) [isothermes en contour tous les 0.5°C et courants en flèche] et verticales(d) [MLD en contour tous les 10m].unités : °C/Mois

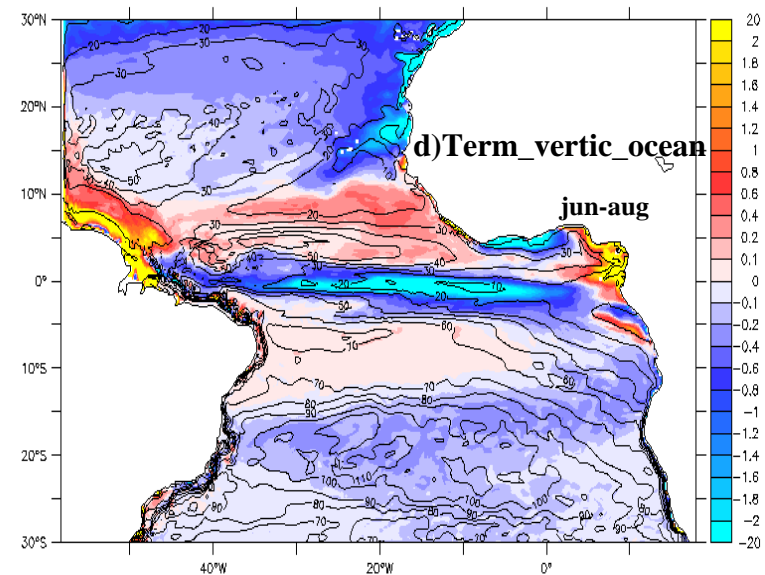
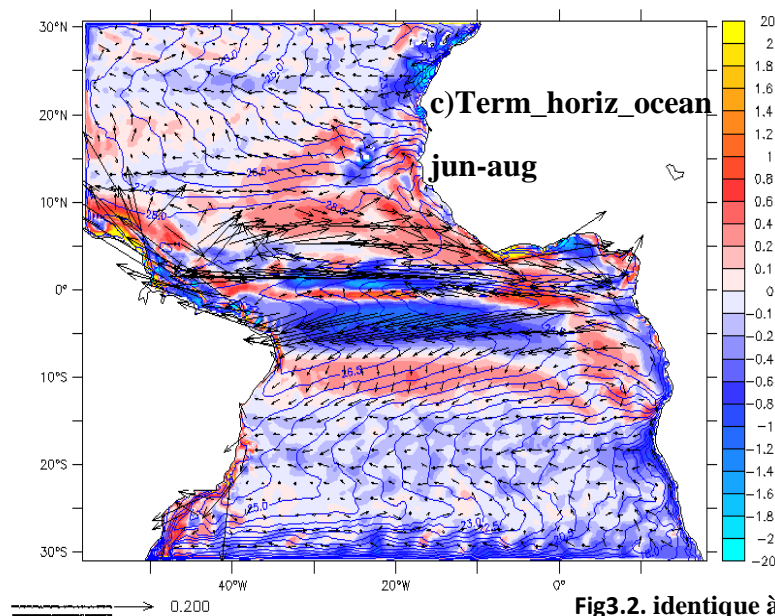
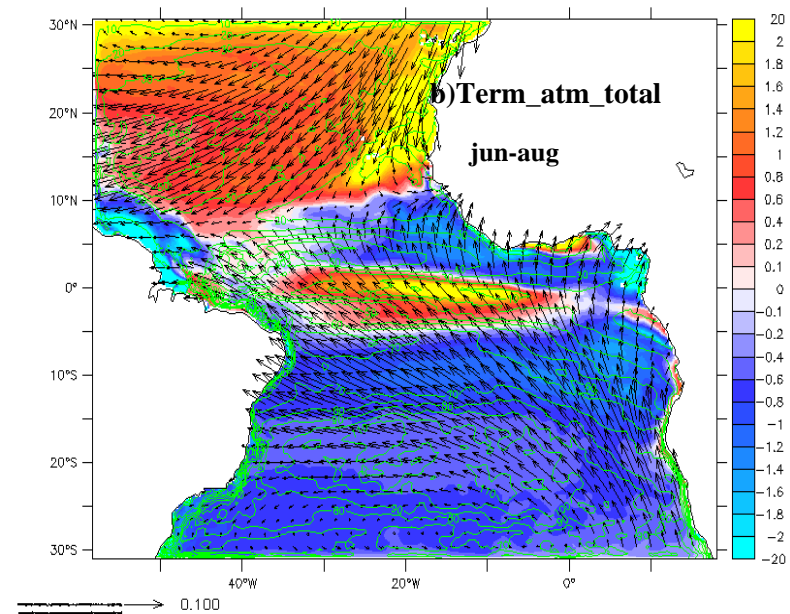
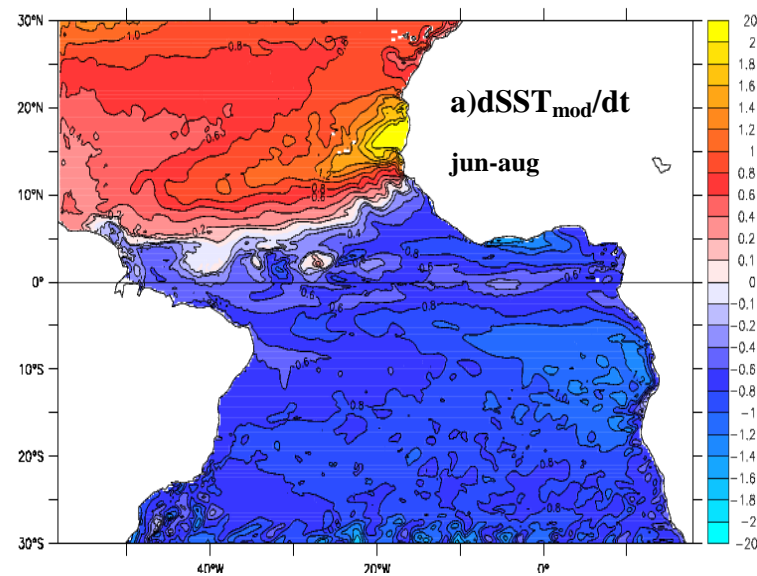


Fig3.2. identique à la fig3.1 , entre juin-août

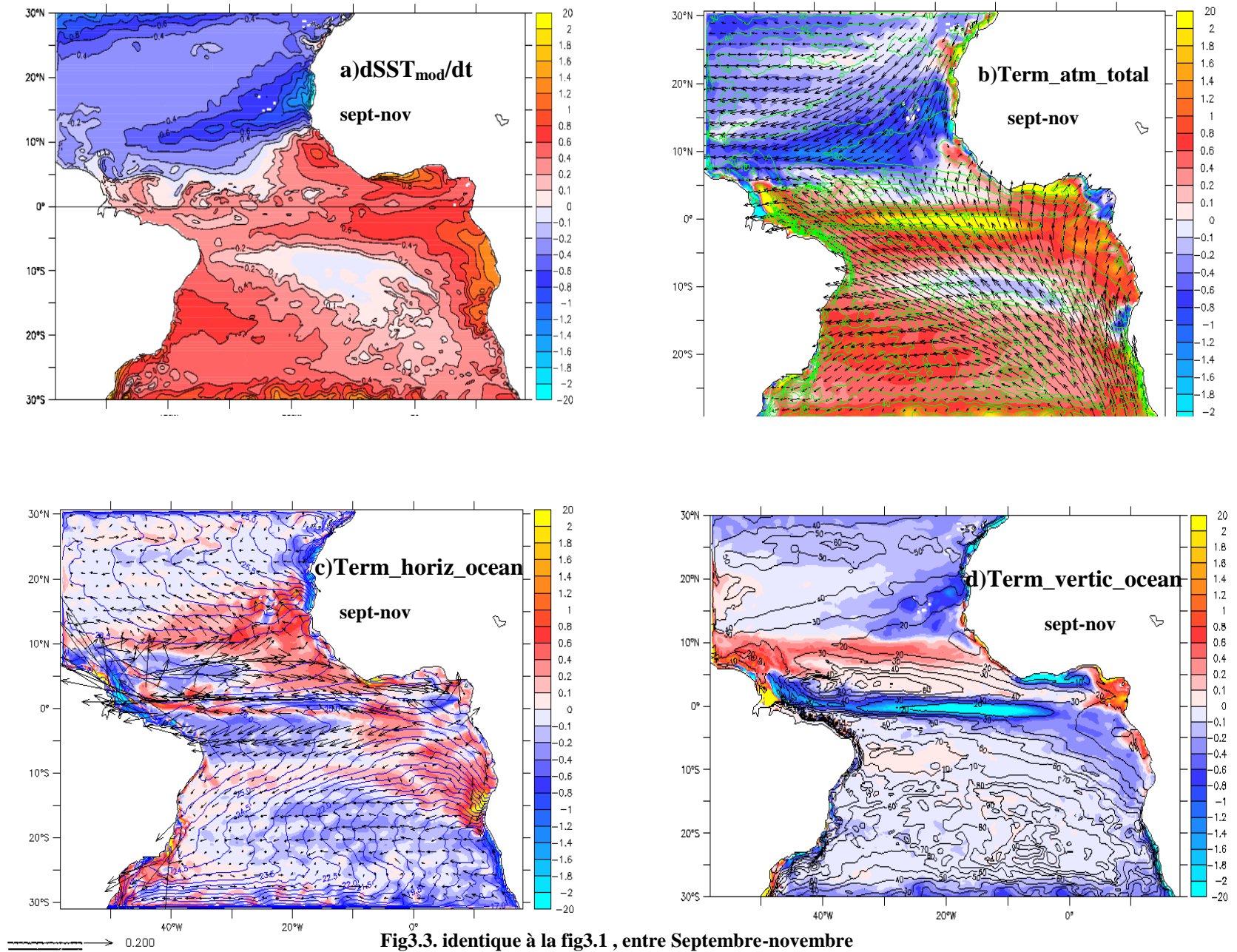


Fig3.3. identique à la fig3.1 , entre Septembre-novembre

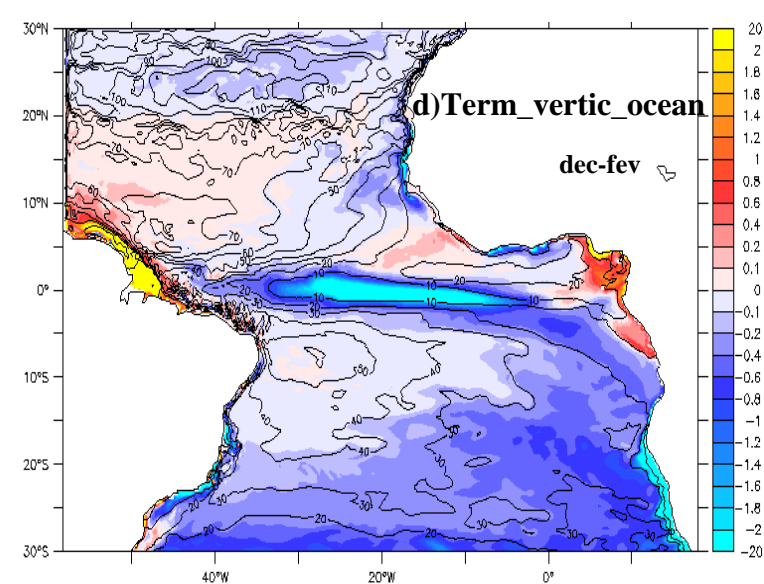
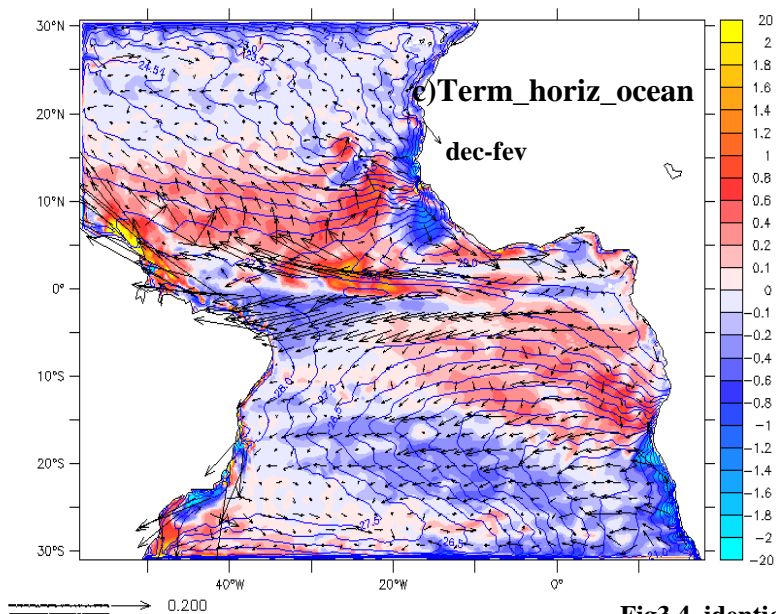
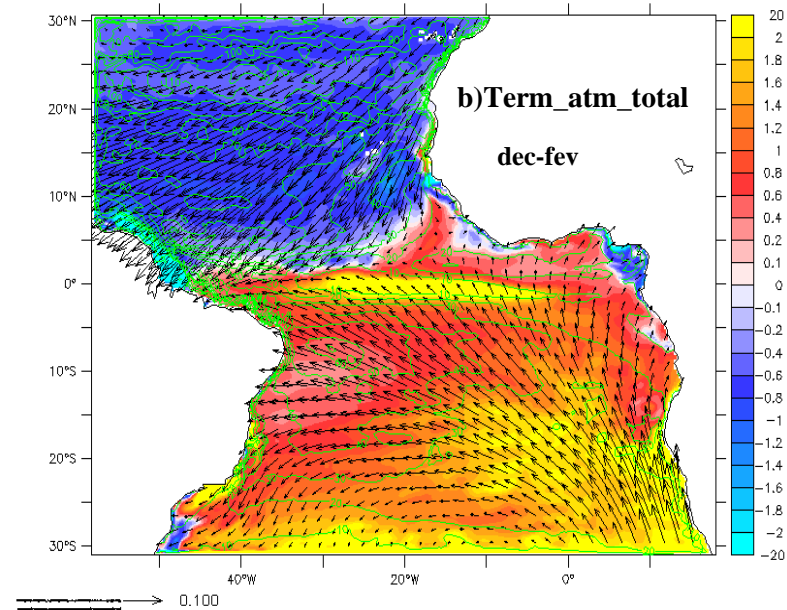
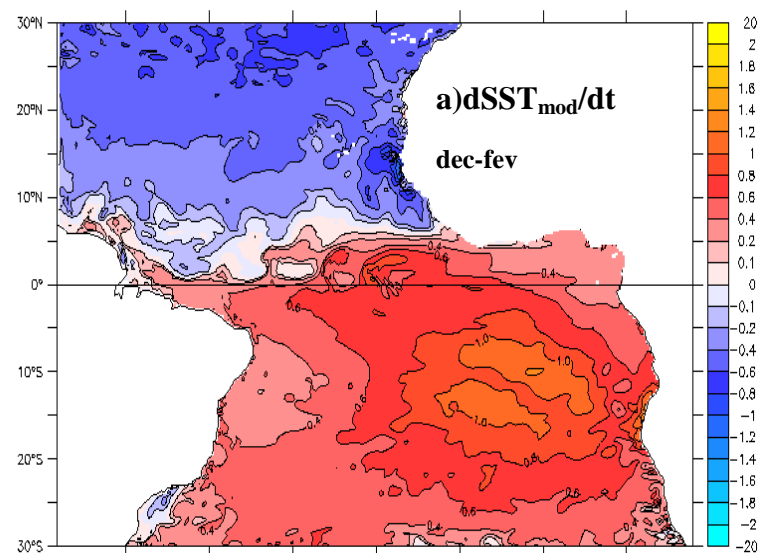


Fig3.4. identique à la fig3.1, entre Décembre-fevrier

3.2 : Analyse à l'échelle régionale

Dans cette partie il s'agira d'étudier les variations mensuelles des variables ci-dessus pour en déduire le rôle de l'atmosphère et de l'océan dans la variation moyenne des SSTs.

L'analyse à l'échelle du bassin nous a permis de déterminer plusieurs régions où l'atmosphère et l'océan participent à des proportions variables au bilan de chaleur de la couche de mélange. Pour déterminer des régions ayant la même dynamique océanique nous avons calculé la moyenne annuelle du rapport, en pourcentage, de la somme des termes océaniques et de la valeur absolue de la somme du terme atmosphérique. Ce rapport est communément appelé ratio (en %). Notons que le signe de ce rapport est celui de la somme des termes océaniques. Un ratio inférieur à $|20|$ % indique une influence faible des processus océaniques alors qu'un ratio supérieur à $|80|$ % leurs affectent un impact aussi équivalent que celui de l'atmosphère. De cette étude, dix zones sont distinguées (fig3.5). Les termes océaniques refroidissement à l'équateur et sur les côtes angolaises avec les mêmes ordres de grandeurs que l'atmosphère ce qui se traduit par un ratio de -90 % . Ils refroidissent aussi dans les boîtes extrême nord et sud. Quand à la boîte NW2 et les boîtes d'inversion de température nord et sud (OO2 et OO3) le bilan annuel de l'océan est positif et est assez proche du bilan atmosphérique. La région sud brésilienne (SW) est complexe car présentant des réchauffements au nord et sur la côte alors que le ratio au large est négatif.

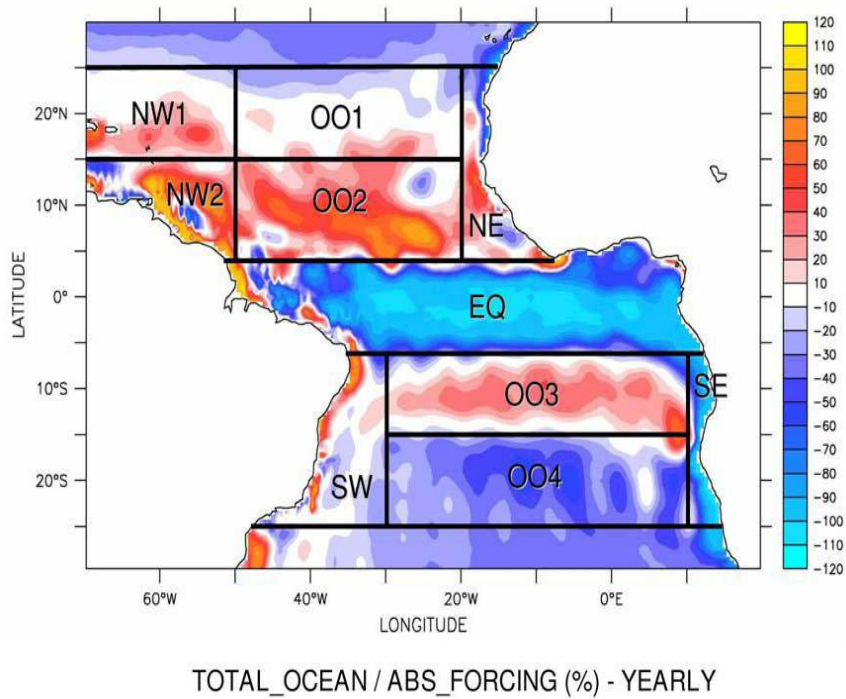


Fig3.5.Ratio(en %) : moyenne annuelle du rapport, en pourcentage, de la somme des termes océaniques et de la valeur absolue du terme atmosphérique (extrait du livre de Servain et al .,2009 ;vol :392,p46)

Nous avons renommé les boîtes en fonction de certaines caractéristiques qui leurs sont propres.

la boîte équatoriale = EQ :coast to coast / 5°S – 5°N

la boîte d'upwelling côtier africain nord =UpwnA :20°W – coast / 5°N – 25°N

la boîte d'upwelling côtier africain sud=UpwsA :10°E – coast / 5°S – 25°S

la boîte d'upwelling côtier sud brésilien=UpwsB :50°W – coast / 5°S – 25°S

la boîte entre gyre nord = NIGB (North Inter-gyre Box) :50°W – 20°W / 15°N – 25°N

la boîte entre gyre sud =SIGB (South Inter-gyre Box) :30°W-10°E / 15°S – 25°S

la boîte d'inversion de température en océan ouvert nord=BTINOO :50°W-20°W / 5°N-15°N

la boîte d'inversion de température sud plein ocean=BTISOO:30°W-10°E / 5°S-15°S

la boîte d'inversion de température côtier=BTINBC:50°W-60°W / 5°N-15°N

la boîte à l'entrée des entilles = IBMGOO :50°W-60°W / 15°N-25°N

Notre étude se portera sur toutes les boîtes à l'exception de la boîte équatoriale car elle a été étudiée notamment par Anne-Charlotte Peter en 2006.

Le modèle OPA nous permet d'étudier les phénomènes d'échange de chaleur au sein de la couche de mélange par les termes de tendances jouant un rôle dans la variation de la SST.

3.2.1 .Les boîtes côtières ouest africaines :

3.2.1.1. Boîte sénégal-mauritanienne :UpwnA

La boîte nord-est atlantique s'étend en latitude de 5°N (Libéria) à 25°N(Mauritanie) et en longitude de 20°W à la côte .Elle intègre la totalité de la zone d'upwelling saisonnier(hiver boréal) au large du Sénégal de même que le Dôme de Guinée (centré sur 7°N/15°W) qui est une zone de résurgence entre juin et septembre(**Yamagata and Lizuka,1995**).Une étude comparative entre les SSTs observées et composées montre un parfait accord en terme de phase. L'écart, positif durant les sept premiers mois de l'année et négatif pour le reste, varie entre $\pm 0.25^{\circ}\text{C}$ à environ 1°C . Le cycle saisonnier de la ZCIT qui est de 5°N (respectivement 15°N) à l'est du bassin atlantique en mars-avril (respectivement août-septembre) nous incite, pour une meilleur compréhension, à séparer cette zone en une partie sud (5°N -15°N) et nord (15°N - 25°N).Cette séparation ne sera appliquée que sur la SST et la décomposition du bilan océanique. L'analyse compartimentale montre que c'est la partie boréale qui contrôle la variabilité de la SST du moins en terme de phase .Pour ce qui est des valeurs, elles résultent d'un équilibre entre les eaux chaudes du sud et celle froide du nord. Les minimums de température (observation et modèle) apparaissent entre février et avril résultat conforme avec celui de **Picaut et al,(1985)**.Les extrémums du modèle sont 24.5°C et 27.25°C . L'obtention de la température minimale entre février et mars s'explique par une baisse du forçage de chaleur atmosphérique à cause d'une diminution du flux solaire et une hausse du flux latent mais aussi au renforcement du refroidissement par les termes de subsurface. La partie australe est principalement à l'origine du biais maximal observé en avril (fig3-6) et ce fort écart hivernal montre, malheureusement, que le modèle surestime les phénomènes d'upwelling. Dans cette boîte les deux termes de tendance se valent presque durant toute l'année .La tendance reconstruite refroidit d'octobre à février et réchauffe le reste de l'année .D'octobre à novembre la partie sud est sous l'action des vents du sud ouest ce qui diminue l'apport océanique à cause d'un réchauffement induit au sud compensé partiellement par le refroidissement au nord(fig3-8) en terme de subsurface à ceci vient s'ajouter un faible flux solaire dû à la position de la ZCIT alors que le flux latent est fort à cause de la présence de vent intense en moyenne dans toute la zone. Ainsi la dérivée temporelle suit le refroidissement du flux net pour atteindre sa plus petite valeur négative en décembre au même titre que le forçage atmosphérique. A partir de février le flux solaire prend le dessus sur l'évaporation provoquant ainsi un réchauffement

progressif par le terme atmosphérique qui atteint un premier maximum ($2^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) en mai et un secondaire ($0.75^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) en septembre. Le bilan de chaleur évolue dans le même sens et atteint son premier maximum (respectivement maximum secondaire) compris entre $0.75^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ et $1^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ (respectivement $0.25^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ et $0.50^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) durant les mêmes que précédemment. Ces valeurs résultent d'une atténuation du forçage total par la contribution océanique. Une décomposition de cette dernière montre qu'elle est contrôlée par le terme vertical qui, dépend du terme de subsurface. Durant la période d'atténuation cette dernière composante refroidit considérablement et ceci durant toute l'année dans la partie nord, ce qui nous fait dire que c'est cette partie qui est principalement responsable du refroidissement. La zone sud refroidit pendant les cinq premiers mois et réchauffe le reste de l'année. Le maximum de refroidissement ($-0.75^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) est atteint en avril. En ce mois, d'intenses vents du nord parallèles à la côte (fig3-8) dominent la zone ce qui entraîne un resserrement des isothermes et une diminution de la profondeur de la couche de mélange donc aboutit à un apport plus important de la subsurface. De plus, il faut noter l'advection d'eaux froides, plus importante entre février – avril, due au courant du Canari (**Servain and Legler, 1986**).

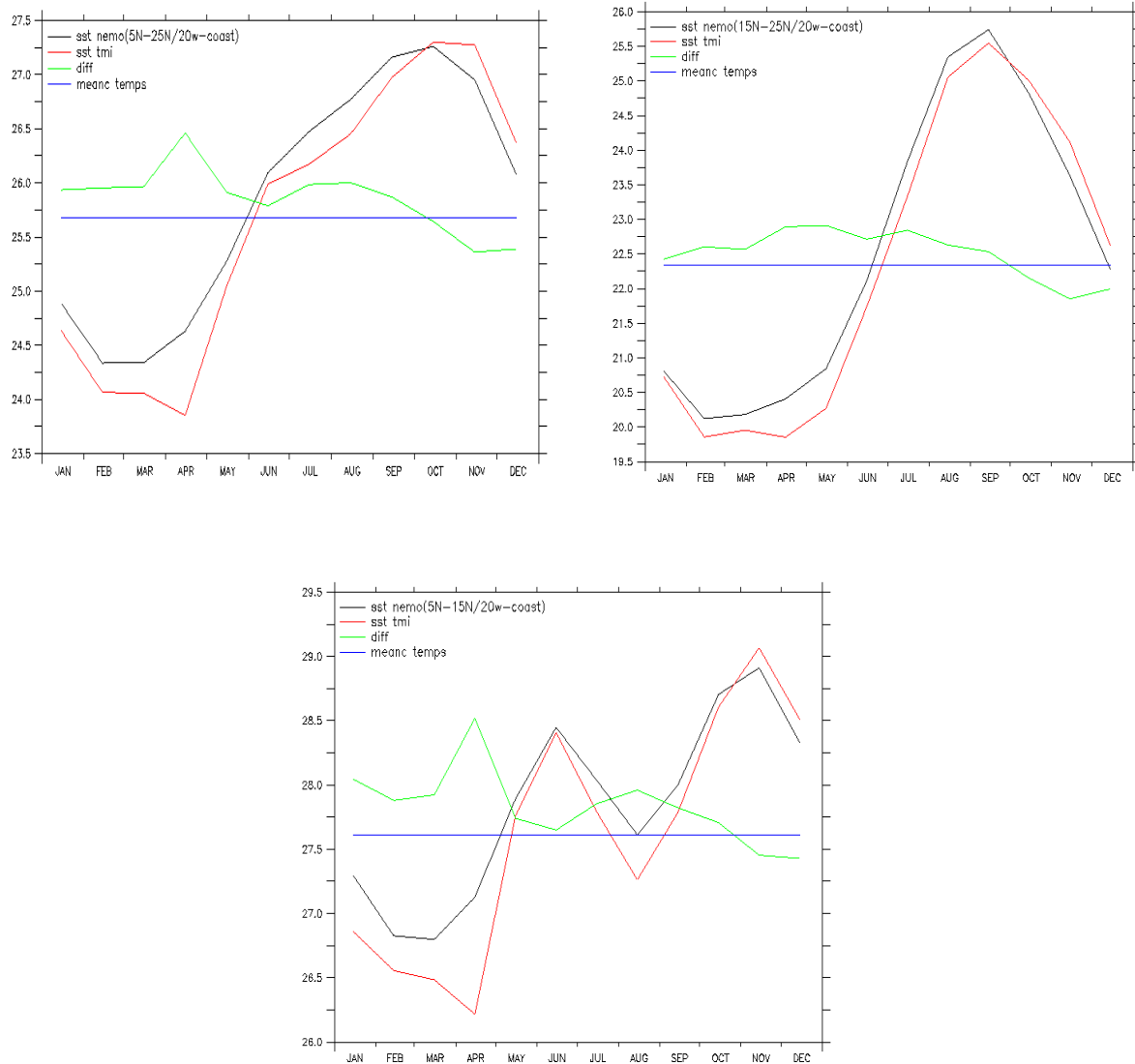


Fig3.6 Variations moyennes mensuelle des SST_s dans la boîte UpwnA en haut à gauche, à droite dans la partie nord et en bas dans la partie sud de la boîte : en rouge la SST observée(TMI) , en noire la SST du modèle , en bleu la moyenne annuelle des observations et en vert l'écart(SST_{mod} – SST_{TMI}) auquel il est ajouté la moyenne annuelle de TMI

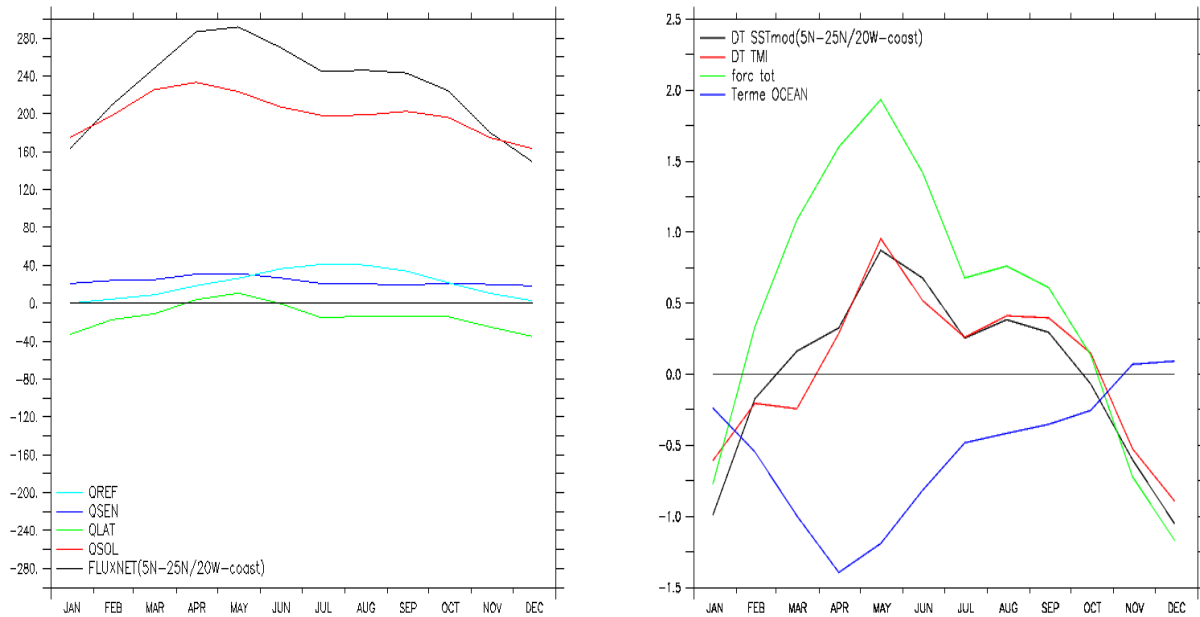


Fig3.7. Variations moyennes mensuelles des tendances à gauche et des flux à droite dans la boîte UpwnA : à gauche en rouge et en bleu respectivement les tendances atmosphériques et océaniques en vert les tendances observées en SST et en noire les tendances des SSTs du modèle ; à droite en noir le flux net , en rouge le flux solaire , en vert le flux sensible , en olive et bleue respectivement le flux réfléchi et le flux sensible.

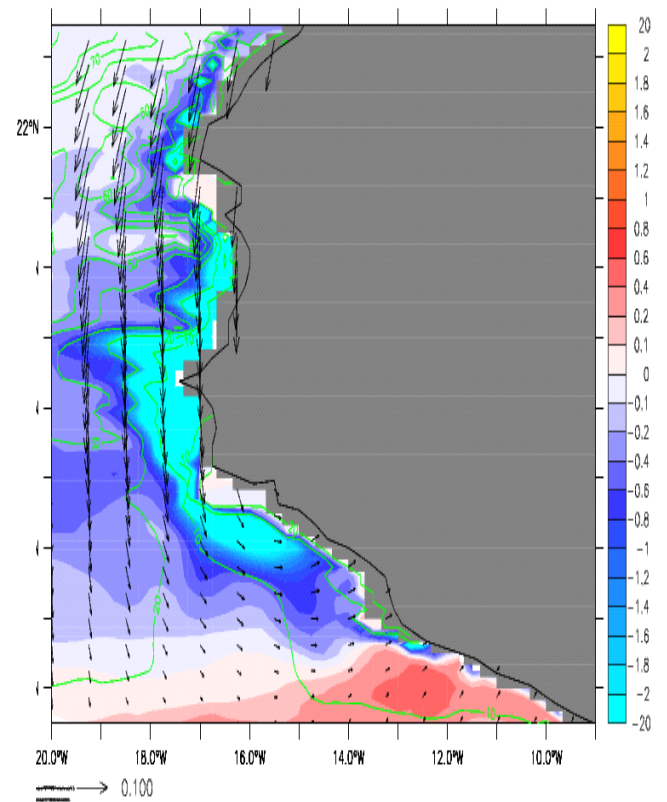
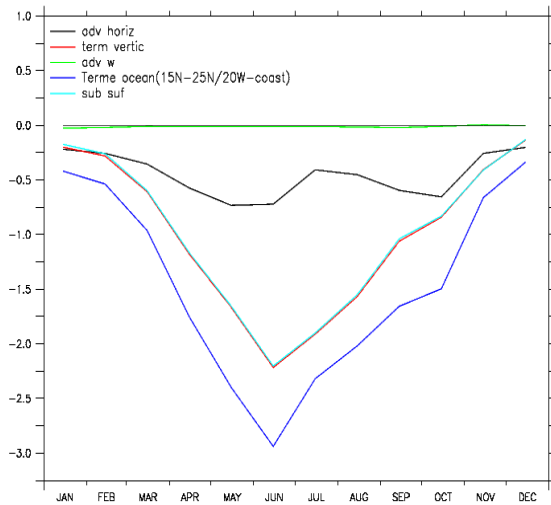
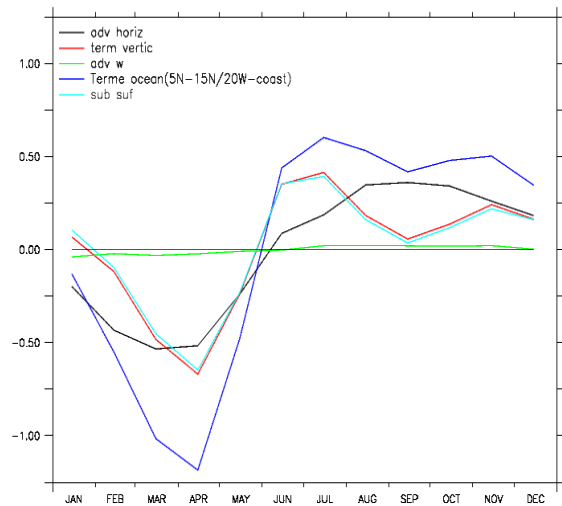
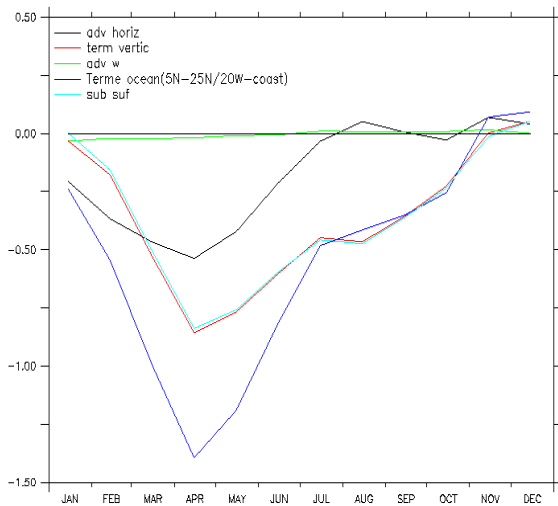


Fig3-8 .Décomposition des tendances océaniques en haut à gauche, à droite et en bas à gauche :en bleue le bilan océanique en rouge et olive respectivement le term_vertic et le terme sub_suf ,en vert adv_w et en noir le adv_horiz ; en bas à droite term_vertic en Avril (vents horizontaux en flèche , MLD en contour tous les 5m)

3.2.1.2. Boîte d'Angola et du Bengala : notée UpwsA

La boîte sud-est atlantique est située sur les côtes africaines entre 5°S -25°S/10°E - Côte .Elle est représentative de la zone d'upwelling saisonnier angolais .Cette boîte inclue aussi (du moins partiellement) la région du Dôme d'Angola centré sur 10°S – 10°E ,qui est une zone de résurgence particulièrement efficace entre mars et août(**Yamagata and Lizuka,1995**).Comme au nord la boîte sera divisée en une partie nord(5°S-15°S) et une partie sud (15°S-25°S).Ici aussi le problème de la représentativité des phénomènes d'upwelling persiste avec un biais de 1°C atteint en août. Cet écart est principalement dû à la partie sud qui présente un biais positif pendant toute l'année (fig3-10) .Les valeurs des SST résultent du mélange des eaux des deux compartiments. La plus faible SST du modèle (20.25°C) apparaît en août ce qui est conforme, mais plus précis, avec les résultats de Picault et al(1985) qui la situe entre juillet – octobre. Ce minimum résulte du courant du Bengala et des upwellings (**Servain And LEGLER, 1985**).L'écart important ne se manifeste pas au niveau des tendances en SST. La $\partial_t \langle T \rangle$ du modèle et dépend fortement du terme atmosphérique modulé par le bilan océanique qui ont, tous deux, des ordres de grandeurs plus importantes au sud qu'au nord. Le bilan de chaleur se caractérise par deux périodes de réchauffement séparées par un refroidissement allant de mars à juillet avec un maximum atteint en mai de -1.75°C/mois. Ce refroidissement est dû à l'impact négatif entre avril et juillet du terme atmosphérique .Cet impact négatif n'est pas noté dans le travail de **Jacques Servain (2007)** et s'étend beaucoup plus dans le temps que celui noté dans le résultat de **Mathieu LE HENNAFF (2004)** qui ne dure qu'un mois. De mars à juin le terme atmosphérique diminue à cause d'une diminution du flux solaire qui atteint sa valeur minimale (190W/m²) en été (fig3-10) et un flux latent variant peu toute l'année. Le refroidissement par le terme vertical s'intensifie d'avril à mai et est lié à la partie nord (fig3-11).Cette intensification à laquelle s'ajoute le refroidissement par le terme atmosphérique entraine un refroidissement de la couche homogène qui atteint son maximum (-1.75°C/mois) en mai. D'automne en hiver le flux solaire augmente pour atteindre sa valeur limite moyenne(240W/m²) (fig 3-10).Au même moment le flux latent reste constant ce qui aboutit à un flux net réchauffant durant toute cette période d'ou un terme atmosphérique positif qui atteint un maximum de 3°C/mois en janvier. L'écart important entre la tendance atmosphérique et le bilan de chaleur atteste du rôle important que joue le bilan océanique. En fait ce dernier par l'intermédiaire, essentiellement, du terme vertical atténue le réchauffement de la couche avec un maximum plat d'ordre 1°C/mois entre les deux premiers mois de l'année. Ce terme est principalement piloté par la partie sud où les vents sont plus intenses

(fig3-11). Ceci se vérifie avec le mois de janvier où le refroidissement subsurfasique est plus intense dans la partie méridionale et, de la côte vers le large à cause de la différence de profondeur de la couche de mélange. L'advection horizontale n'est pas en reste car elle accentue le refroidissement et est le principal facteur du réchauffement induit par le bilan océanique beaucoup plus marqué dans la partie nord.

En somme, dans les deux boîtes côtières africaines, bien que la contribution océanique soit importante, le bilan de chaleur dans la couche homogène est contrôlé par la tendance atmosphérique. Ceci contraste avec les résultats de **Carton et Zhou(1997)**, pour qui des phénomènes océaniques induits par un fort stress de vent dominant le cycle saisonnier de la SST le long des côtes nord et sud, hors de la bande équatoriale.

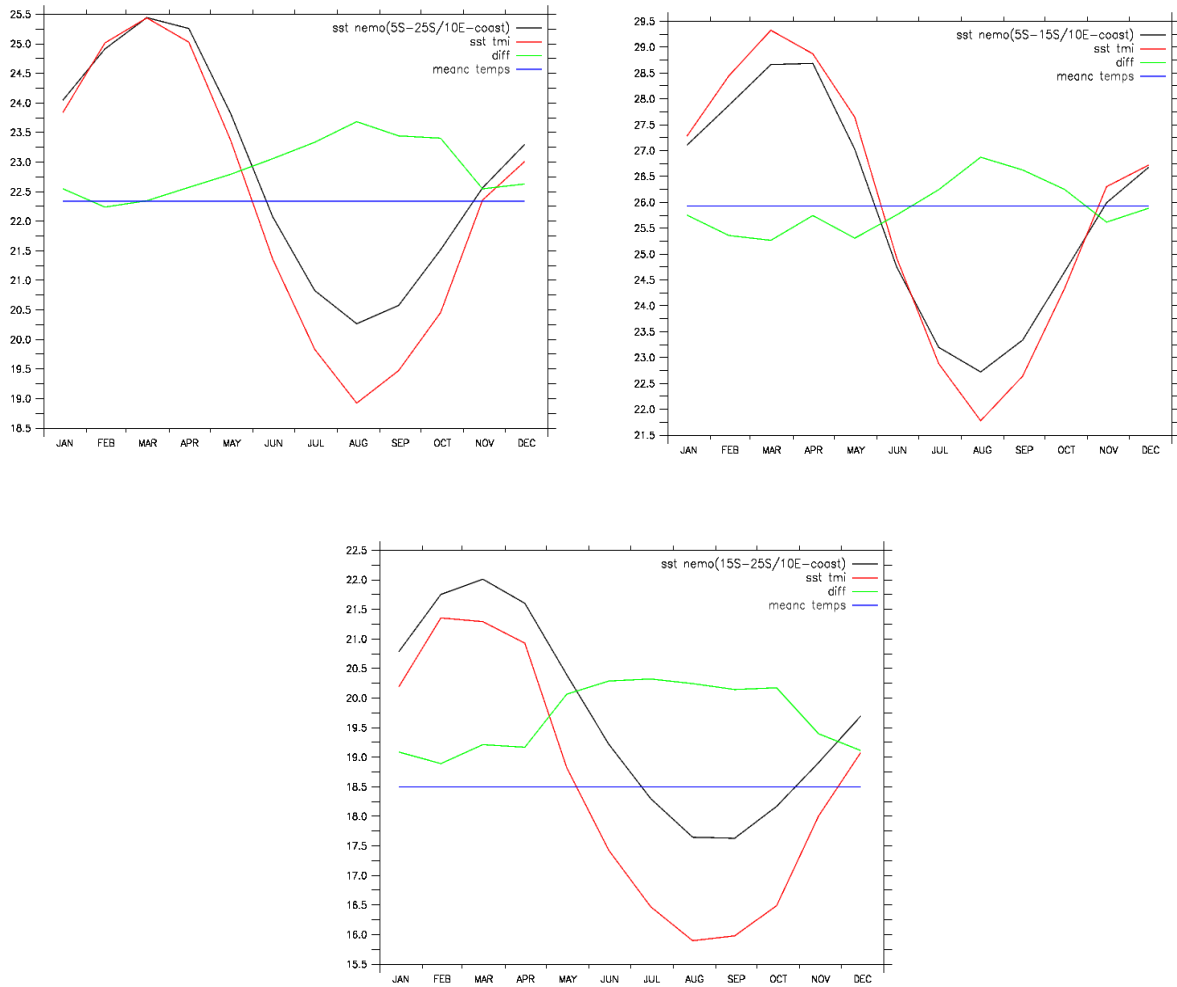


Fig3.9 . identique à la fig3.6,pour la boîte UpwsA

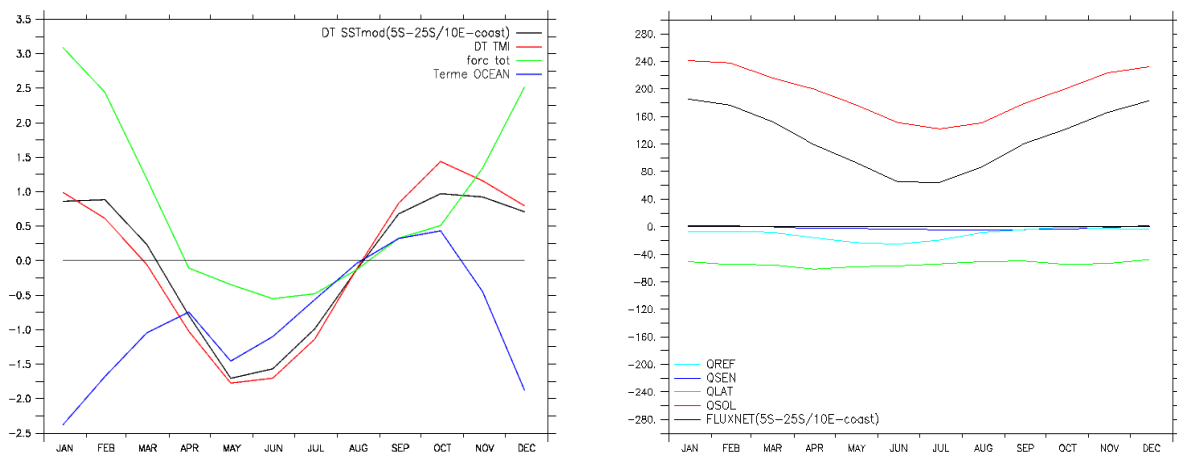


Fig3.10 . identique à la fig3.7 , pour la boîte UpwsA

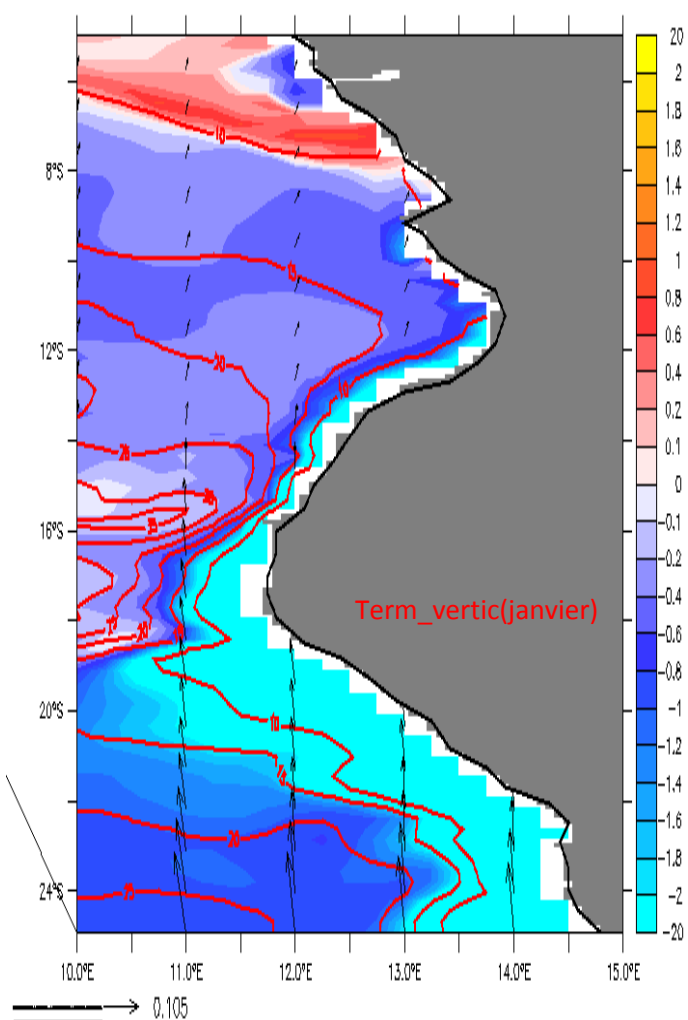
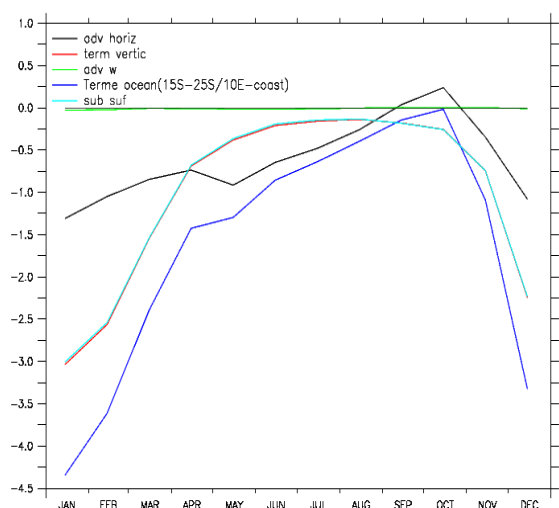
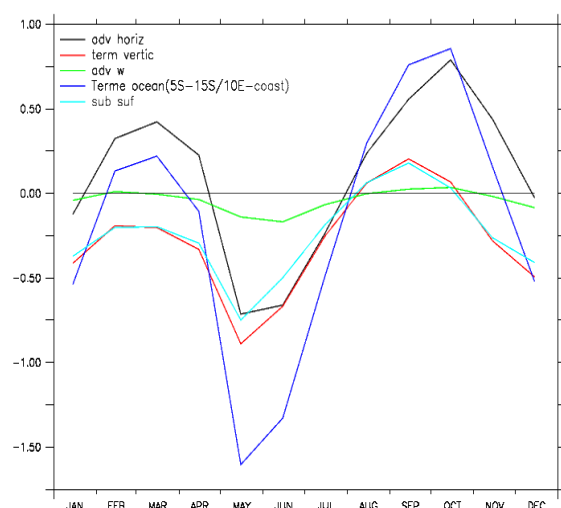
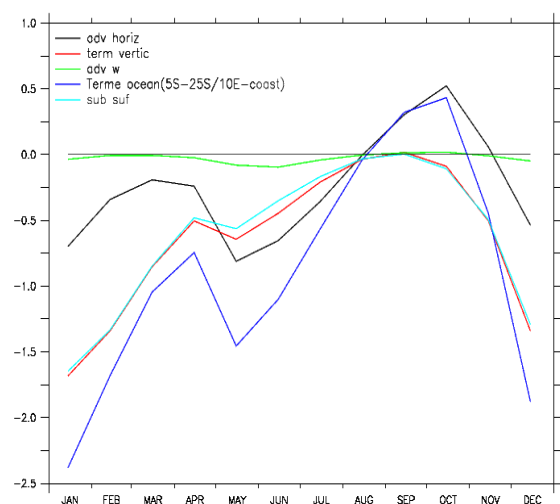


Fig3.11. identique à la fig 3.8, pour la boîte UpwsA

3.2.2. Boîtes en océan ouvert

3.2.2.1. Boîte NIG

Elle s'étend de 15°N à 25°N en latitude et de 50°W à 20°W en longitude. Dans cette boîte l'apport des termes océaniques a diminué de moitié par rapport aux boîtes côtières africaines. Le modèle donne une bonne représentation de la tendance en SST. Il en est de même pour les SST qui atteignent des amplitudes de 4°C. Le bilan de chaleur dans la couche de mélange est contrôlé par le terme de forçage atmosphérique et se compose de trois phases : un refroidissement allant de janvier à mars suivi d'un réchauffement allant de cette date à septembre et enfin un refroidissement pour le reste de l'année. De janvier à mars le flux solaire est faible dans la région et ceci est à rapprocher à la position sud du soleil. Au même moment le flux latent est fort à cause des vents forts ce qui conduit à une valeur négative forte du flux net (fig3.12) et une couche de mélange plus profonde. Cette couche assez importante est à la base du faible refroidissement du terme océanique. Ce sont tous ces processus combinés qui refroidissent la couche avec un maximum de -1°C/mois atteint en janvier et décembre. A partir de mars les vents diminuent rendant ainsi peu profonde la MLD (fig3.2d). Ceci accentuera l'effet de réchauffement du soleil le flux latent restant constant durant la saison chaude (avril – septembre). Ainsi la dérivée temporelle augmente positivement jusqu'à atteindre un maximum (0.75°C/mois) en juin et août. Notons tout de même l'écart supérieur à 0.25°C/mois entre la $\partial_t \langle T \rangle$ et le forçage durant cette période. Cet écart est compensé par une valeur plus importante de l'océan par rapport aux mois précédents dû au rétrécissement de la couche de mélange. D'octobre à décembre le forçage diminue progressivement à cause de la migration du soleil vers le sud associée à une augmentation de l'intensité des vents qui aboutissent à un renforcement du flux latent.

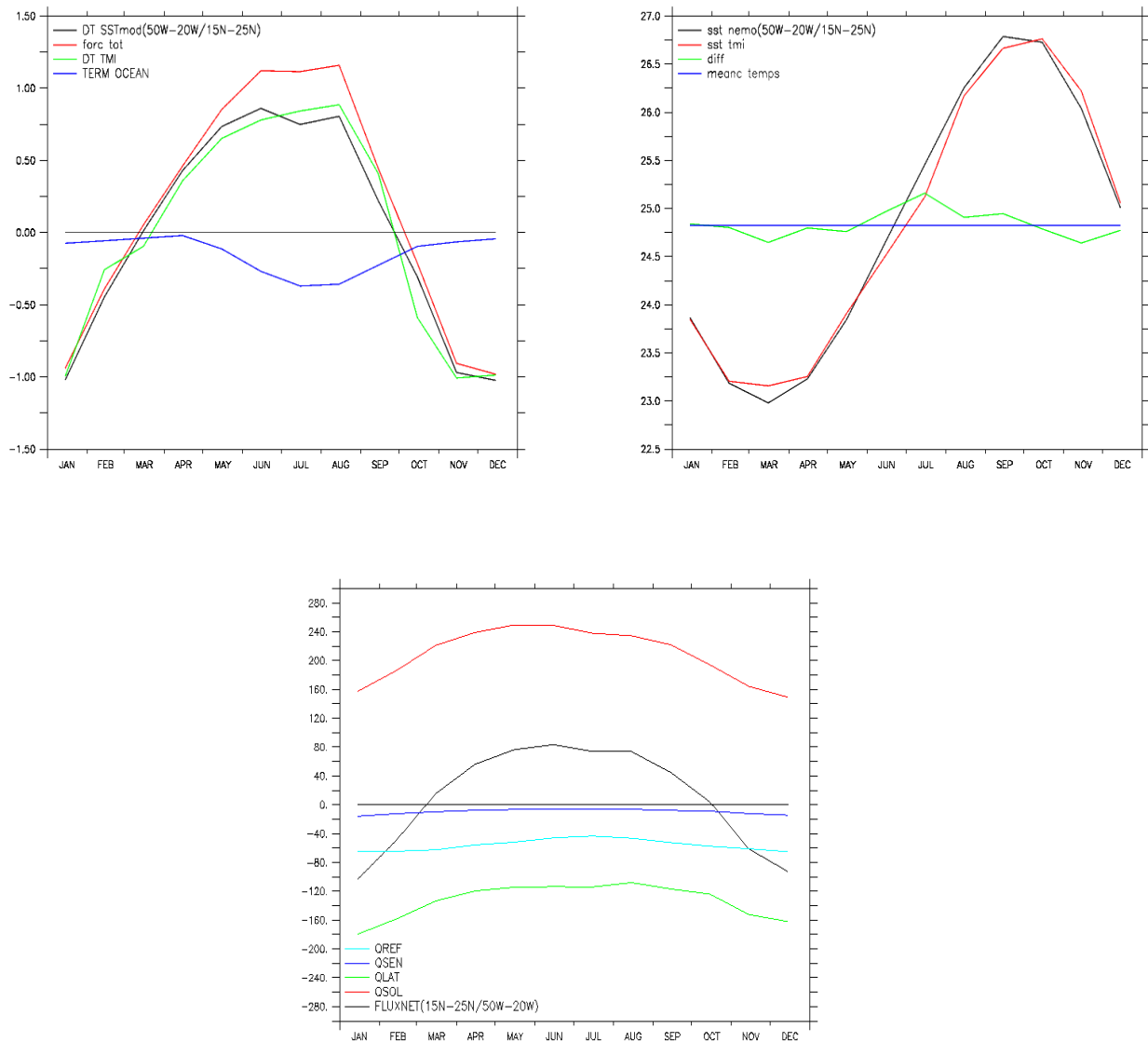


Fig3.12. Variations moyennes mensuelles dans la bote NIG : en haut à gauche de *for_tot* (rouge), *TERM_OCEAN* (bleue), *DT_SSTmod* (noire), *DT_TMI* (verte) ; à droite de la SST du modèle (noire), de la SST TMI (rouge), de la moyenne annuelle des TMI (bleue) et du biais des SSTs + moyenne annuelle des TMI (verte) ; à droite des flux : *QSOL* (rouge), *QLAT* (verte), *QSEN* (bleue), *QREF* (olive), *QNET* (noire).

Une décomposition du bilan océanique, qui est négatif toute l'année, montre qu'il est dominé par le terme vertical. Le maximum de subsurface, principal acteur du refroidissement par les processus verticaux, est noté en été boréal et est situé entre -0.25°C et $-0.5^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ en août. En ce mois, la région est dominée par d'intenses vents et une couche de mélange faible ne dépassant pas 40m (fig3.2d) d'où un fort apport de subsurface.

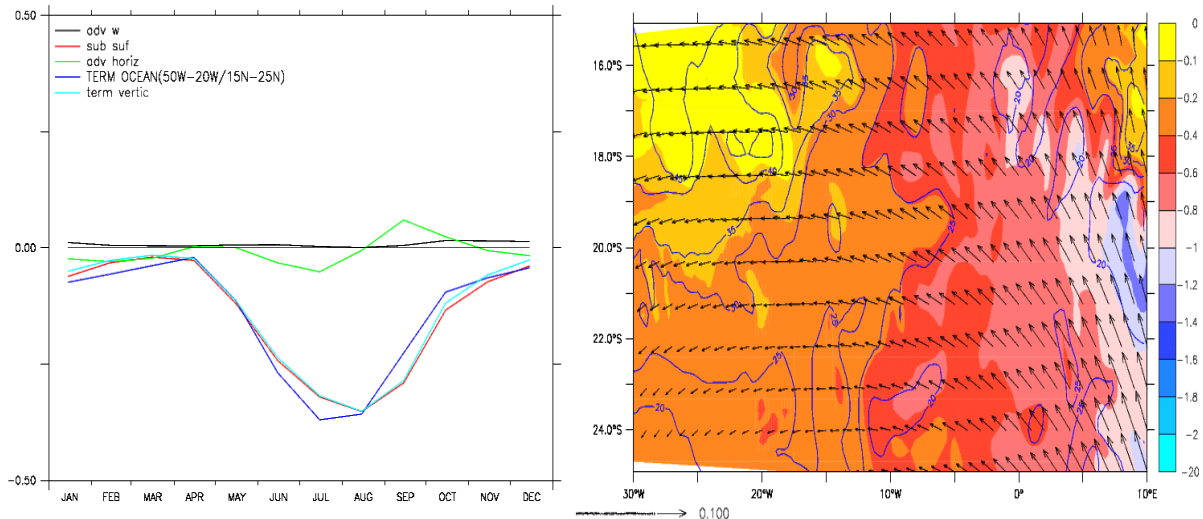


Fig 3.13 .Décomposition du bilan océanique en ces composantes à gauche adv_horiz(bleue) ,term_vertic (rouge) , sub_suf (olive) , adv_w (noire) term_ocean(bleue) ; à droite term_vertic en aout (vecteurs vents horizontaux en flèche ; MLD en contour tous les 5m).

3.2.2.2. Boîte SIG

Elle s'étend de 30°W à 10°E en longitude et de 15°S à 25°S en latitude. Elle est la symétrie de la boîte NIG par rapport à l'équateur. Comme son homologue, la SST et la tendance du modèle sont bien reproduites .Notons que le biais en SST est ici dissymétrique avec une surestimation du modèle les dix derniers mois de l'année.

Pour cette boîte méridionale de janvier à mi – mars il y' a un réchauffement, de mi- mars à septembre un refroidissement et un second réchauffement pour le reste de l'année de la couche homogène. Durant les trois premiers mois de l'année le flux solaire est maximal dans la boîte car le soleil se trouve vers 25°S .Au même moment les vents sont faibles d'ou un flux latent faible ce qui conduit à un flux net fort positivement d'ou le forçage maximal obtenu en janvier. Ce dernier est atténué par l'océan pour donner naissance au maximum de la dérivée temporelle qui est de 1.5°C/mois. Le refroidissement en hiver austral trouve justification dans l'intensification des vents donc de la perte de chaleur par évaporation et une baisse du flux solaire auxquels effets s'ajoute un approfondissement de la couche homogène cause d'un faible apport subsurfasique .Ainsi , le refroidissement augmente jusqu'à atteindre sa valeur maximale d'environ -1.25°C/mois en juin mois où le flux latent est maximal et le flux solaire minimal(voir fig3.13).A partir de ce mois la tendance en SST augmente et commence à réchauffer à partir de fin septembre car le flux solaire domine de nouveau le flux latent.

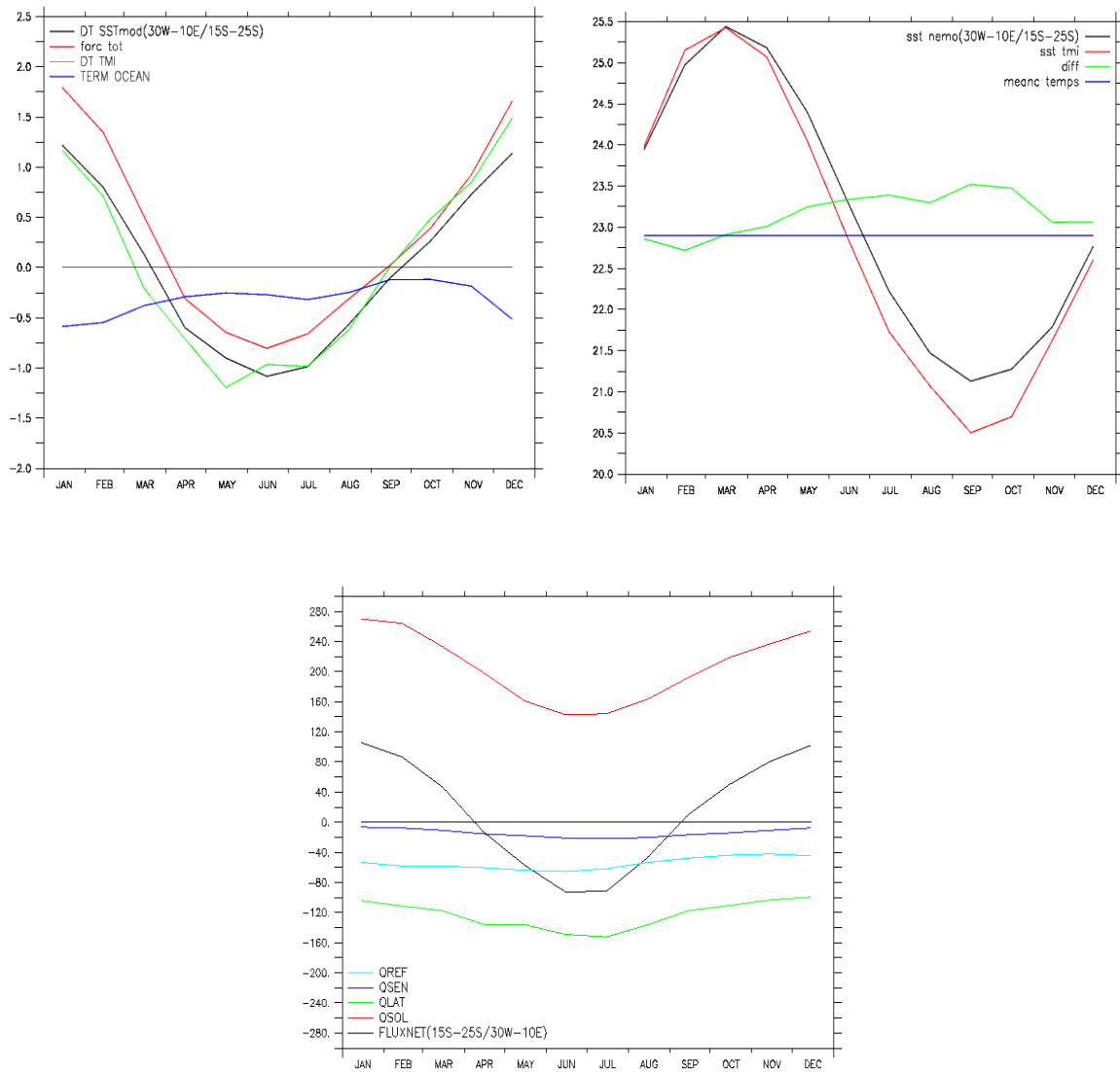
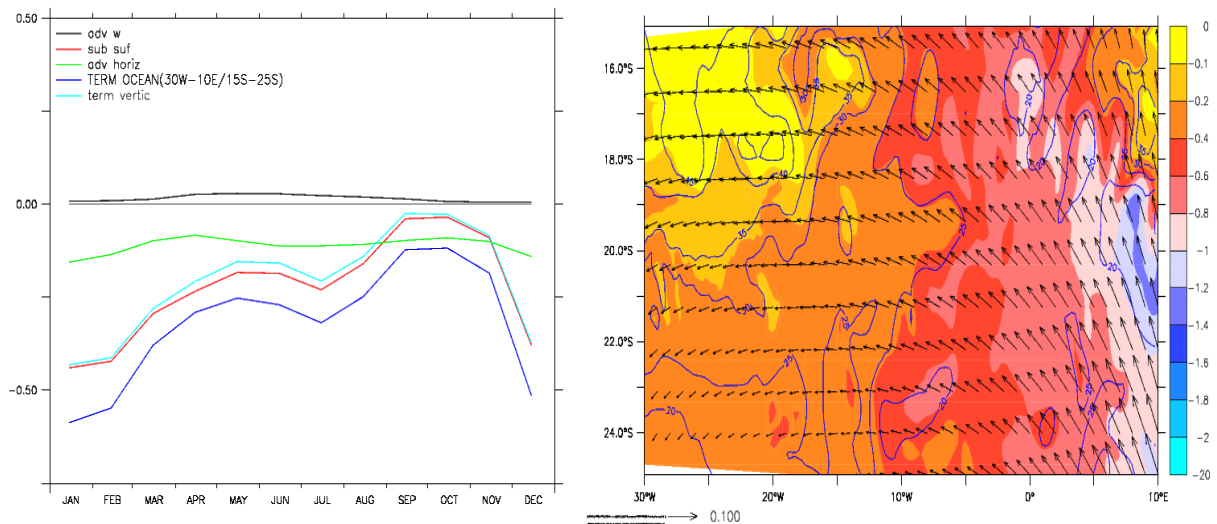


Fig3.14. identique à la fig3.12, mais dans la boîte SIG

La décomposition du bilan montre encore un pilotage par les processus verticaux .Ces termes verticaux, principalement le terme de subsurface, sont accentués par l’advection horizontale négatif durant toute l’année .En janvier la zone est sous l’action des vents forts du sud – ouest et ceci est plus marqué à l’est de 10°W avec un refroidissement plus intense qu’à l’ouest de la même longitude.



**Fig3.15 . identique à la fig 3.13, mais dans la boîte SIG et en janvier
(pour la carte)**

3.2.2.3. Boîte TINOO

C'est une région qui va de 50°W à 20°W en longitude et 5°N à 15°N en latitude. Les températures sont ici plus élevées par rapport aux boîtes précédentes. Un autre fait marquant est que le bilan océanique réchauffe toute l'année.

Une comparaison entre les jeux de données en SST et en dérivées temporelles montre une bonne représentativité faite par le modèle avec un écart en SST constant inférieur à 0.25 °C de janvier à septembre mois après lequel le modèle sous estime faiblement(biais inférieur à - 0.25°C) la SST .Il y' a un accord quasi-parfait entre les tendances en SST et atmosphériques. Dans cette boîte le bilan de chaleur refroidit de janvier à février, réchauffe de fin février à septembre et refroidit à nouveau d'octobre à décembre. De janvier à février les flux de chaleur latents et sensibles sont à leur maximum de refroidissement dû aux vents forts dans le domaine alors que le flux solaire est à sa valeur la plus faible d'ou un flux de chaleur net négatif durant cette période (fig3.16). Le bilan de chaleur résulte de ce refroidissement atténué par la contribution océanique qui est positif toute l'année. A partir de mars jusqu'en septembre l'océan reçoit de la chaleur avec un maximum de gain atteint en juin-juillet. En fait, les vents du nord et ceux du sud se rencontrent en saison chaude boréal dans cette zone .Ceci affaiblie les vents donc les flux turbulents alors que le flux solaire augmente .Ces processus entraînent un réchauffement par le terme atmosphérique qui sera accentué par le terme océanique. Le refroidissement d'octobre à décembre s'explique par un retrait progressif des vents du sud

laissant place à de fort vent du nord entrainant ainsi une intensification des flux turbulents. De plus, il y a une diminution du flux solaire à cause de la position plus au sud du soleil. Il résulte de tout ceci un flux net négatif donc une tendance atmosphérique négative qui sera atténuée par l'océan.

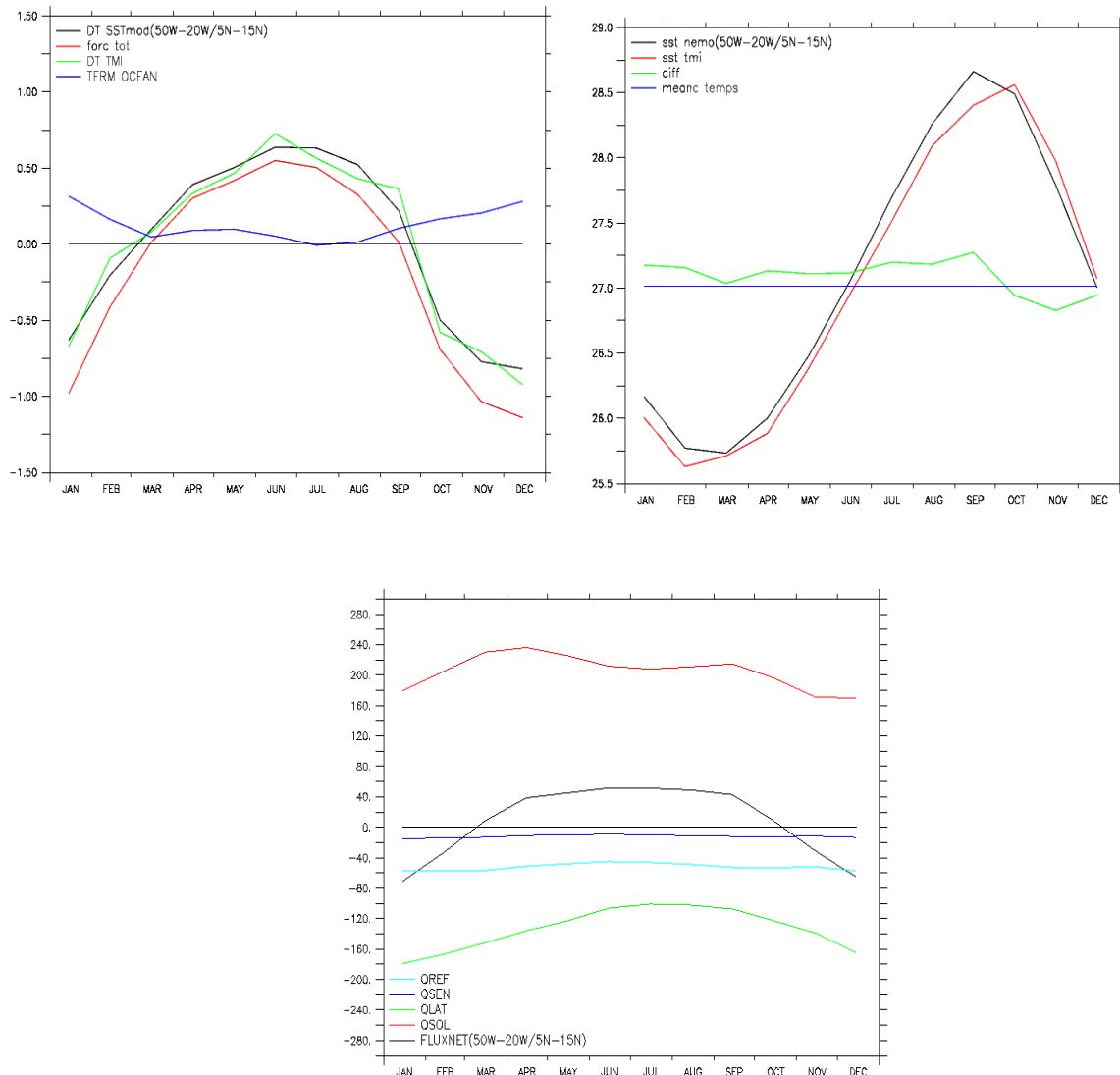


Fig3.16 . identique à la fig3.12 pour la boîte TINO

L'action de l'océan est essentielle due à sa composante horizontale .Cette dernière réchauffe la couche homogène toute l'année .Ce réchauffement est dû à une advection d'eau chaude de l'équateur vers la boîte par le courant équatorial sud (SEC) et atteint son maximum en janvier. En fait durant ce mois les courants sont forts et perpendiculaires aux isothermes qui sont très proches les uns des autres induisant ainsi un fort gradient positif de température. La faible

valeur de ce réchauffement observée en été boréal s'explique par le renforcement du contre courant nord équatorial (CCNE) qui est faiblement froid (**Jacques Servain**). Durant cette période le terme vertical accentue la faible valeur du terme horizontal et s'oppose à lui les six premiers mois de l'année.

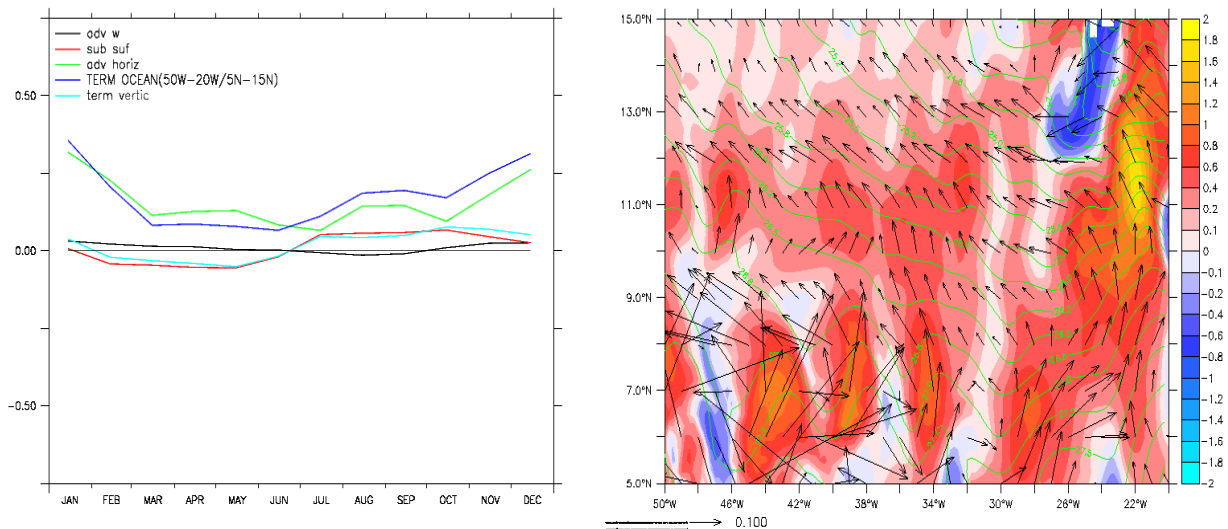


Fig3.17. décomposition de la contribution océanique à gauche ; à droite carte d'advection horizontale en janvier (isotherme en contour tous les 0.5°C, vecteur courant horizontaux en flèche noire)

3.2.2.4. Boîte TISOO

C'est le pendant de la boîte TINOP .Elle va de 30°W à 10°E en longitude et de 5°S à 15°S en latitude. La SST y est bien représentée par le modèle, avec un écart oscillant autour de $|0.25|^\circ\text{C}$, de même que la dérivée temporelle de la SST. Les valeurs de cette dernière sont liées principalement au terme atmosphérique qui est tantôt atténué et tantôt renforcé par le bilan océanique. De janvier à mars le flux net diminue, tout en restant positif, à cause d'une diminution du flux solaire et une augmentation du flux latent. De janvier à février le flux solaire varie entre 230 et 240W/m² alors que le flux latent est compris entre -130 et -120 W/m² ce qui donne un flux net positif (fig3.18) donc entrainera un réchauffement de la couche d'autant plus qu'à ce moment l'océan participe faiblement. Durant la période froide australe (APR-SEPT) la perte par évaporation s'intensifie et le flux solaire diminue .A ceci vient s'ajouter un approfondissement de la couche de mélange qui atténue l'action du soleil pour donner à la tendance en SST des valeurs négatives avec un minimum de $-1.25^\circ\text{C}/\text{mois}$ atteint en juin. A partir d'octobre le flux net devient positif entrainant un réchauffement de la couche de mélange qui est maximal ($0.75^\circ\text{C}/\text{mois}$).

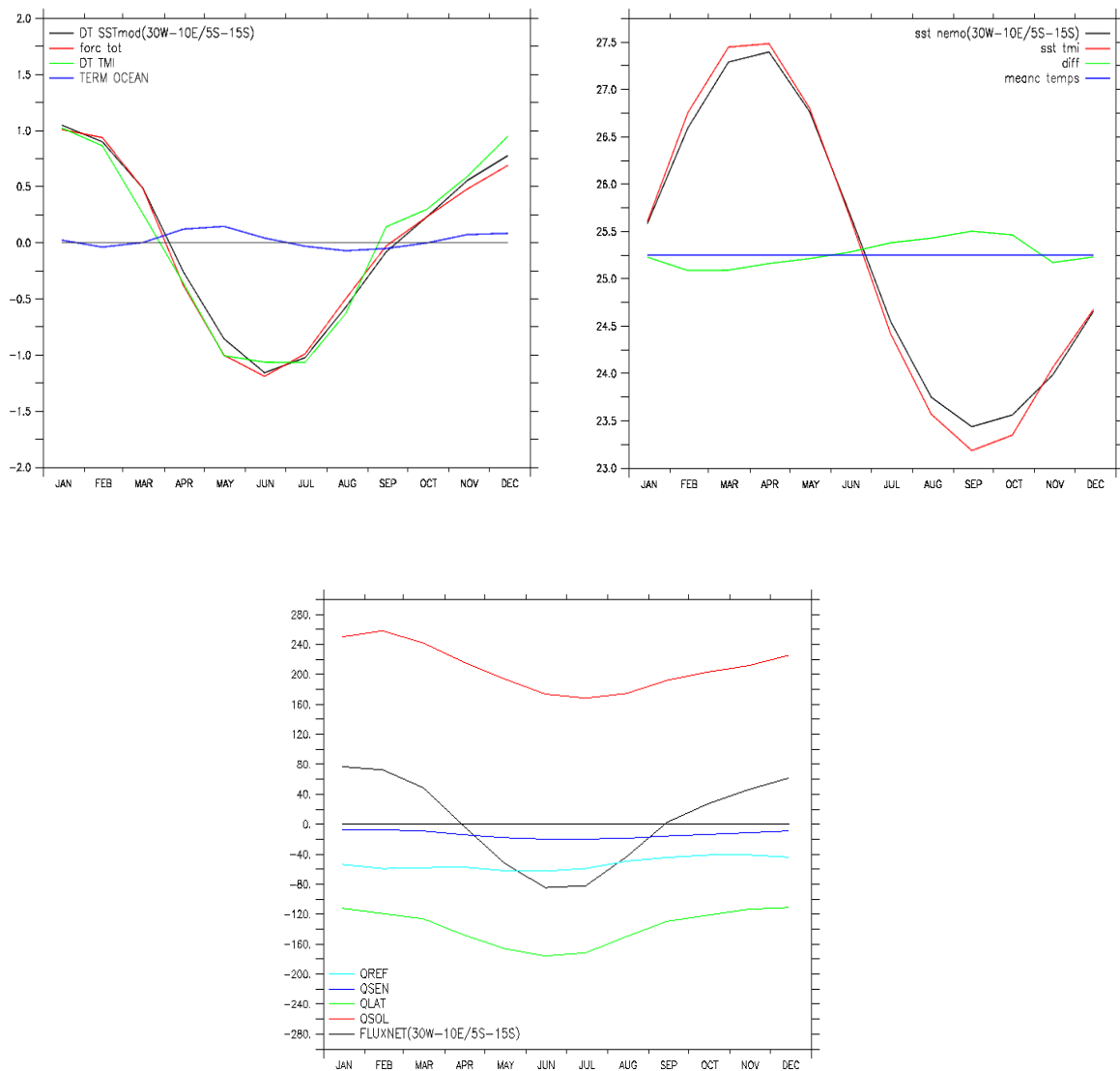


Fig3.18. identique à la fig3.12 pour la boîte TISOO

Le bilan océanique a une forme sinusoïdale. L'alternance en valeurs négatives et positives montre que ce dernier n'est contrôlé par aucun de ses composantes. Les valeurs négatives sont principalement dues au terme vertical qui est négatif toute l'année avec un maximum de l'ordre de $0.25^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ tandis que la composante horizontale réchauffe toute l'année avec un maximum de l'ordre de $0.25^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ atteint en avril et une valeur faible voir même très faiblement négative entre juillet-septembre. En avril la zone est arrosée par des courants portant vers l'ouest. Ces derniers traversent des gradients de température positifs et réchauffent ainsi la majeure partie de la zone (fig3.19).

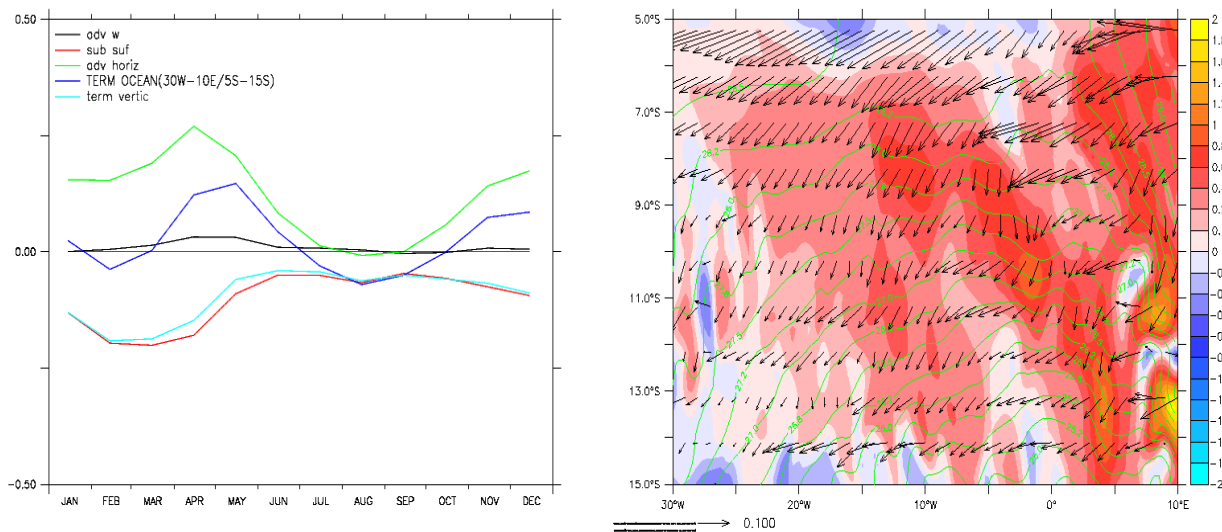


Fig3.19. identique à la fig3.17 pour la boîte TISOO et la carte est tracée en avril

Dans ces boîtes le terme atmosphérique contrôle la variabilité de la SST. Quand à l'océan son effet est faible mais très différent selon les zones. Dans certaines parties il est contrôlé par l'advection horizontale.

3.2.3 :Les boîtes côtières est américaines

3.2.3.1 : La boîte TINBC

Cette boîte s'étend de 5°N à 15°N en latitude et de 50°W à la côte. Elle est la continuité de la boîte TINOO sur les côtes américaines. Comme cette dernière son bilan océanique réchauffe, avec un maximum huit fois plus important, la couche homogène. La SST est bien représentée durant les six premiers mois de l'année. A partir de juillet le modèle sous-estime la SST avec un biais variant de 0 à -0.5°C/mois. Cet écart est retrouvé à 50%, de juin à juillet, entre les tendances en SST alors que pour le reste de l'année il y'a une plus bonne représentativité. Le terme atmosphérique induit un réchauffement faible (inférieur à 0.25°C/mois) d'août à septembre et refroidit le reste de l'année. Ce fort refroidissement s'explique par un flux net faible (inférieur à 50W/m² fig3.20) associé à une couche de mélange ne dépassant pas 40m. De janvier à février le flux latent est maximal alors que le flux solaire est minimal d'où un flux net minimal. Ceci, avec l'atténuation par l'océan, conduit à un refroidissement de la couche. De mars à août les processus océaniques réchauffent plus que ne refroidissent les processus atmosphériques. Ainsi ces derniers jouent un rôle d'atténuateur permettant à la dérivée temporelle d'atteindre son premier maximum (0.5°C/mois) en avril.

D'août à septembre l'atmosphère renforce l'effet océanique et la dérivée temporelle atteint son second maximum en août. Quand au refroidissement pour le reste de l'année il résulte d'une atténuation par l'océan des valeurs négatives atmosphériques. La dérivée temporelle atteint son minimum de $-0.75^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ en décembre.

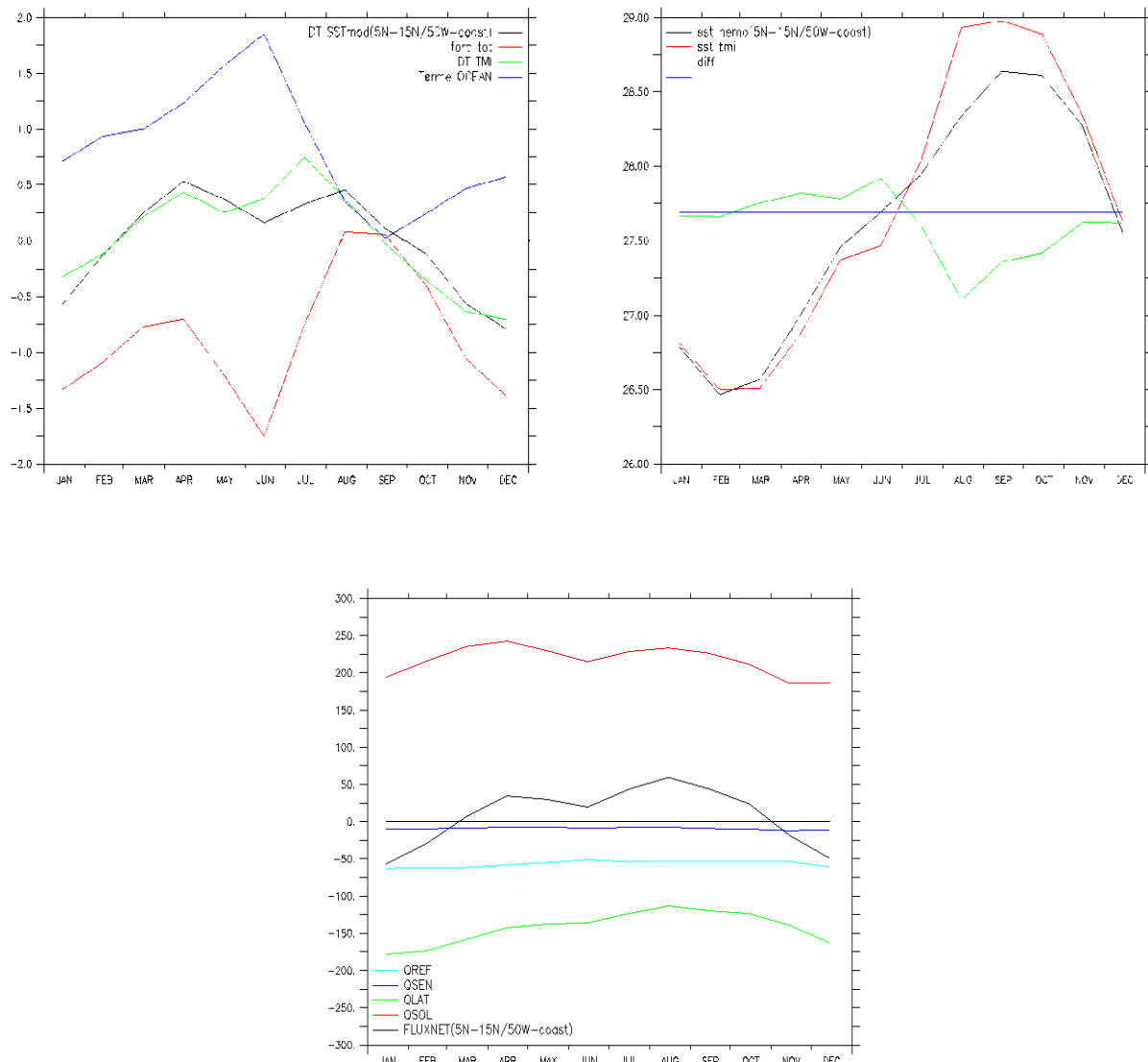


Fig3.20 .Variations moyennes mensuelles dans la boîte TINBC :en haut à gauche de for_tot(rouge) ,TERM_OCEAN (bleue) , DT_SSTmod (noire) , DT_TMI (verte) ; à droite la SST du modèle(noire) , de la SST TMI(rouge) , de la moyenne annuelle des TMI (bleue) et du biais des SSTs + moyenne annuelle des TMI (verte) ; à droite des flux : QOSOL(rouge) , QLAT (verte) , QSEN (bleue) , QREF (olive) , QNET

L'océan induit dans cette zone un réchauffement durant toute l'année. Ceci est dû au terme vertical qui atteint un maximum de réchauffement de $1.5^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ en juin. En fait dans cette région il y a une inversion de température (fig3.21) c'est à dire les eaux les plus chaudes sont en dessous de celles les plus froides. Elle (la région) constitue une barrière entre les eaux

chaudes et froides du plateau continental (**wright and Parker , 1976 , Linder and Gawarkiewicz , 1998**) qui résulte de l'interaction complexe du Gulf Stream avec les eaux locales (e.g . , **Pickard et al. , 1999**). Cette superposition des différentes masses d'eaux est à l'origine de l'inversion de température (**De Boyer Montegut et al , 2007**). Ces processus verticaux sont dominés ici, contrairement à ce qu'on a vu dans les boîtes précédentes, par l'advection vertical.

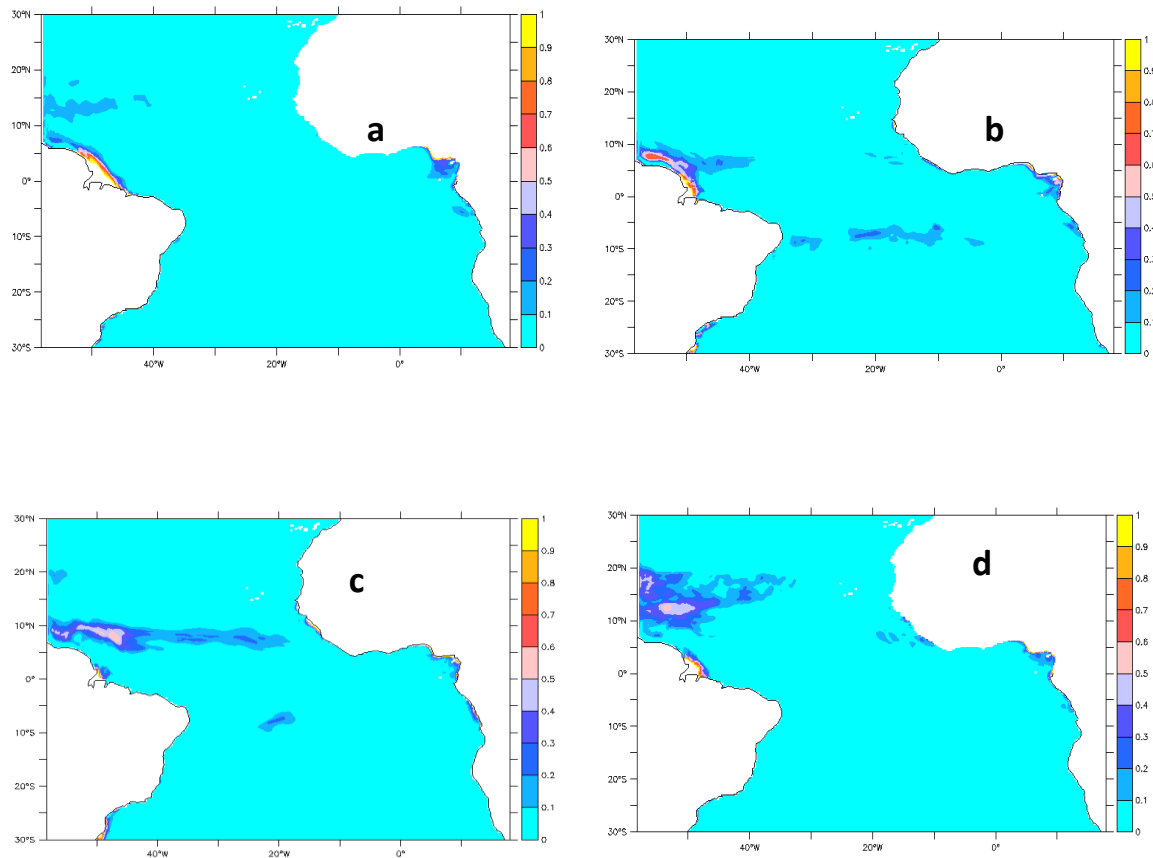


Fig3.21 –cycle annuel en moyenne saisonnière d’inversion de température : a (printemps :mars-mai) ; b (été :juin-août) ; c (automne :septembre-novembre) ; d (hiver :décembre-février)

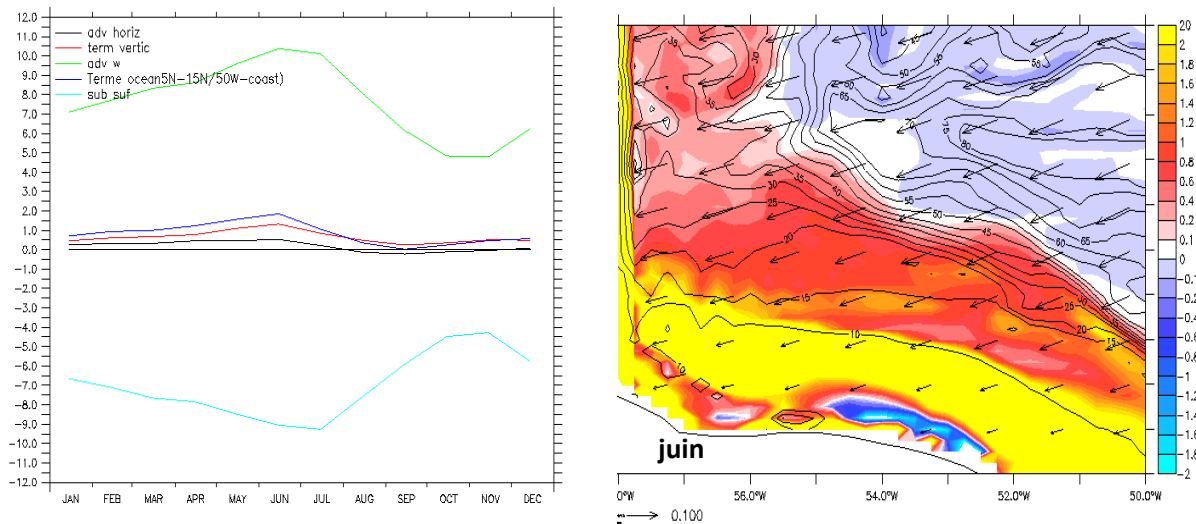


Fig3.22.Décomposition terme océanique à gauche : adv_horiz(bleue) ,term_vertic (rouge) , sub_suf (olive) , adv_w (noire) ; term_ocean (bleue) ; à droite term_vertic en juin (vecteurs vents horizontaux en flèche et MLD tous les 5m).

3.2.3.2 . La boîte UpwsB

Elle va de 5°S à 25°S en latitude et de 30°W à la côte est-américaine .Elle est le siège du BC (Courant du Brésil) qui est alimenté par la partie sud du SEC. Le CCES (Contre Courant Sud Equatorial) se trouve aussi dans cette zone.

Aussi bien en terme de tendance en SST qu'en SST le modèle donne une bonne représentation de la réalité avec des écarts inférieurs à $0.25^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ ($^{\circ}\text{C}$ pour les SST). D'avril en octobre le bilan océanique est quasi- nul. C'est à cette période qu'il est noté un accord parfait entre les tendances atmosphériques et celles en SST qui prennent des valeurs négatives jusqu'en août. A partir de cette date ces deux termes réchauffent la couche homogène, avec des écarts qui commencent à apparaître à compter de novembre, jusqu'en mars. Le flux latent est presque constant ($-125\text{W}/\text{m}^2$) toute l'année alors que le flux solaire ne cesse de diminuer de janvier à juin. Ceci conduit à un flux net négatif d'avril à août d'autant plus que la couche est peu profonde dans cette région. Ainsi la couche mélangée se refroidit et atteint son maximum ($-1^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) en juin. De septembre à mars le bilan de chaleur est positif. Pendant cette période le flux net réchauffe et le terme atmosphérique en fait de même, mais ce dernier est atténué par des apports océaniques plus importants par rapport au reste de l'année.

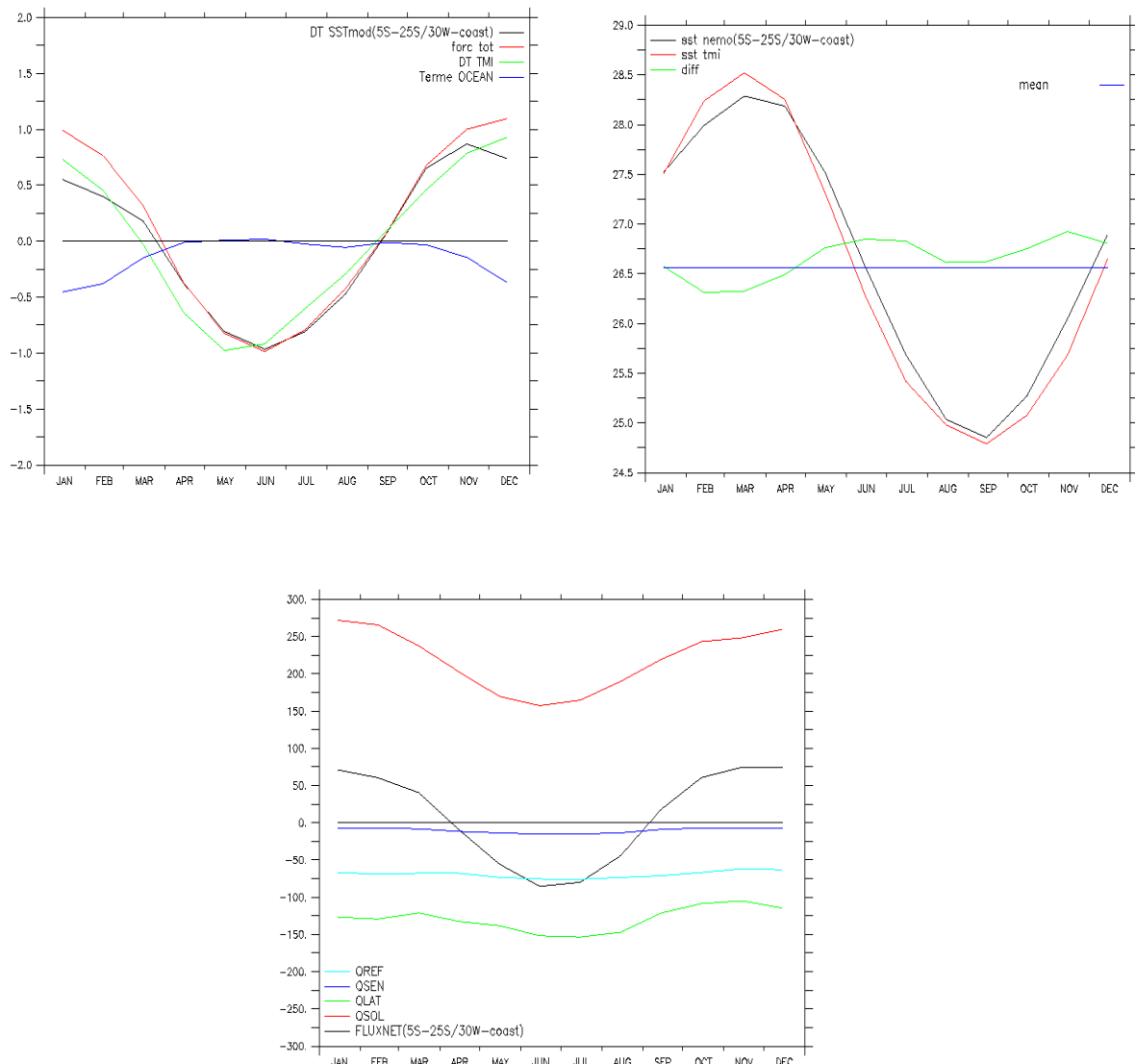


Fig3.23.identique à la fig3.20 ,dans la boîte UpwsB

Une dissociation de la contribution océanique en ses différentes composantes montre que la quasi inactivité de ce dernier durant la saison chaude boréale(avril - septembre) s'explique par une compensation, du refroidissement dû aux processus verticaux , par le réchauffement qui est dû à l' advection horizontale .Cet apport d'eaux chaudes par advection correspond à l'arrivée de la branche sud de la divergence du SEC , après s'être réchauffée dans son circuit est – ouest à proximité de l'équateur(**Jacques Servain, 2007**).La faible valeur du terme de subsurface , principal facteur du refroidissement du terme vertical , est à rapprocher à de faibles vents et à une couche plus profonde. Par contre les valeurs assez importantes en saison chaude australe sont dues à des vents forts qui tendent à être parallèles à la côte et aussi à une

couche de mélange faible. C'est ainsi que la plus petite valeur du terme vertical ($0.4^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) est atteint en décembre et janvier.

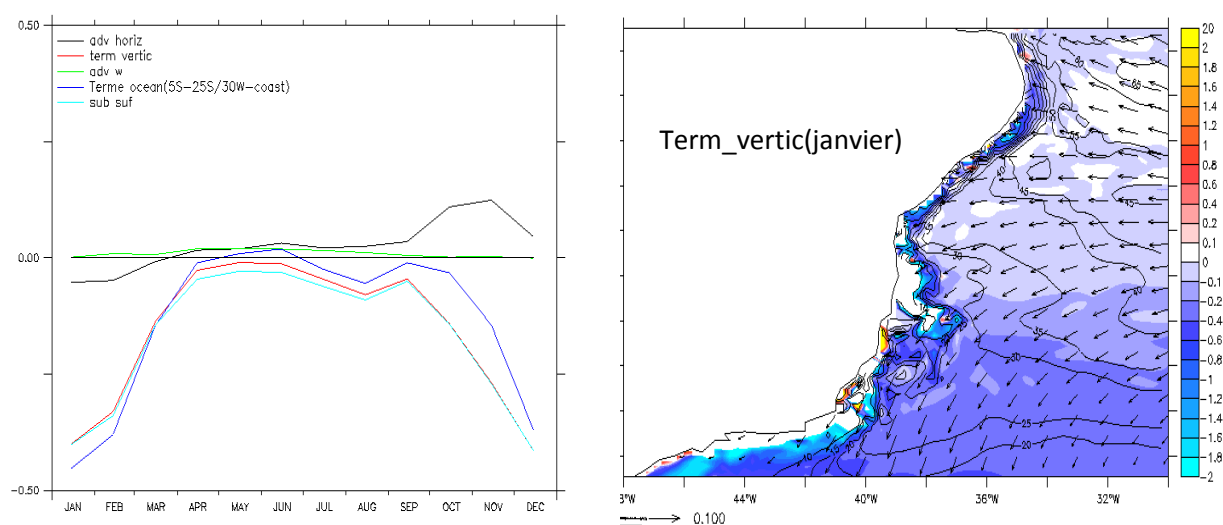


Fig3.24. identique à la fig3.22, mais la carte est tracée en janvier

Contrairement aux côtes ouest africaines ces deux régions brésiliennes présentent des caractéristiques océaniques différentes. Toute fois le bilan de chaleur reste dominé par le terme atmosphérique.

Conclusion et Perspectives

Ce stage qui a pour objectif de comprendre comment les processus atmosphériques et océaniques influent sur la variabilité de la SST nous a permis de valider notre modèle par les observations TMI. La configuration ORCA025 représente bien la variabilité saisonnière de la température de surface de la mer. En revanche les zones côtières présentent des écarts de SST assez conséquent par rapport aux observations.

Dans toute l'atlantique tropical la variabilité saisonnière de la SST est dominée par le forçage atmosphérique qui est principalement dû au flux solaire et latent. Quant à la contribution de l'océan elle diffère selon les zones. Sur les côtes ouest africaines l'océan refroidit avec le même ordre de grandeur que l'atmosphère. Il en est de même sur les côtes sud brésiliennes et au niveau de certaines régions situées en plein océan mais avec une contribution moins importante (30 à 50% de la part océanique). Sur les côtes nord brésiliennes et au large l'océan réchauffe.

La décomposition de la contribution océanique en ses différentes composantes montre qu'elle est généralement dominée par le terme vertical. Cependant, il arrive des fois où l'advection horizontale pilote l'effet océanique ou que les deux termes participent sans domination de l'un sur l'autre. Ce terme vertical est fortement dominé par le terme de subsurface au détriment de l'advection verticale.

L'étude faite sur des mois donnés a mis en évidence l'importance des vents, des courants et aussi de la couche de mélange. Elle a montré aussi que l'effet de la composante verticale océanique est plus important en Angola qu'au Sénégal par exemple. Donc il serait intéressant d'étudier la téléconnexion entre les boîtes. De plus, comprendre la variabilité interannuelle de la SST nous aidera à bien comprendre l'évolution du climat.

Références bibliographiques

Anne-Charlotte Peter, Matthieu Le Hénaff , Yves du Penhoat, Christophe E. Menkes,Frédéric Marin, Jérôme Vialard, Guy Caniaux, and Alban Lazar.,2006:A model study of the seasonal mixed layer heat budget in the equatorial Atlantic *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, **VOL. 111**, C06014, doi:10.1029/2005JC003157, 2006

Bourlès, B., M. D'Orgeville, G. Eldin, Y. Gouriou, R. Chucla, Y. Du Penhoat, and S. Arnault, 2002 : On the evolution of the thermocline and subthermocline eastward currents in the Equatorial Atlantic. *Geophys. Res. Letters*, **vol.29**, no.16.

C.Teison:Le phénomène d'upwelling le long des cotes du Sénégal caractéristiques physiques et modélisation, *thèse* 74p , 6

Chen,D.,A.J.Basalacchi,and L.M.Roothstein,1994 :The roles of vertical mixing,solar radiation,and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical Pacific ocean. *J.Geophys.Res* **99**.20.345-20.359

De Boyer Montégut, Juliette Mignot, Alban Lazar, and Sophie Cravatte , 2007: Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: *Journal of Geophysical research*, **vol. 112 C06011**, doi:10.1029/2006JC003953, 2007

De Boyer Montégut, C., G. Madec, A.S. Fischer, A. Lazar, D. Iudicone, 2004: A global mixed layer depth climatology based on individual profiles, *J. Geophys. Res.*, **vol.109**, C12003, doi: 10.1029/2004JC002378

Guillaume Dencausse ,2005:Etude de la variabilité des fronts et du transport total de l'ACC dans le modèle global au $\frac{1}{4}$ degré , *mémoire de master2*

Lamb, P.J. and R.A. Peppler, (1992): Further case studies of tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with sub-Saharan drought. *J. Climate*, **5**, 476-488

Leroux, M., 1996. la dynamique du temps et du climat. *Collection << Enseignement des sciences de la Terre >>* 310p. Édition Maison, paris.

Levitus, S., 1982: Climatological atlas of the world ocean, *NOAA Prof. Pap. 13*, 173 pp., U.S. Govt. Printing Off., Washington, D. C.

M. LE Hénaff , 2004: Variabilité interannuelle de l'Océan Atlantique Tropical
Stage de recherche 59p

Menkes, C. E., J. Vialard, S. C. Kennan, J. P. Boulanger, G. Madec, and
Metcalf, W.G. and M.C. Stalcup, 1967: Origin of the Atlantic Equatorial
Undercurrent, *Journal of Geophysical Research* 72, 4959-4975.

Palmer, T.N., C. Brankovic, P. Viterbo, and M.J. Miller: Modeling
interannual variations of summer monsoons. *J. Climate*, 5, 399-417, **1992**.

Peterson, R.G. and L. Stramma, 1990: On the formation and transport of the
South Atlantic Current, *XV General Assembly of the European Geophysical
Society*, **April 23-27, 1990**, Copenhagen, Denmark. Ann. Met., Special issue,
122.

Picaut, J., J. Servain, P. Lecomte, M. Seva, S.Lukas, and G. Rougier,
Climatic Atlas of the Tropical Atlantic Wind Stress and Sea Surface
Temperature 1964-1979, 467 pp., University of Hawaii, Honolulu, **1985**.

Pickart, R. S., T. K. McKee, D. J. Torres, and S. A. Harrington (1999),
Mean structure and variability of the slopewater system south of New-
foundland, *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 2541 – 2558.

Rodgers.K (2006), A modelling study of the three-dimensional heat budget of
tropical instability waves in the equatorial Pacific, *J. Phys.Oceanogr.*, in press

Rowell, D.P., C.K. Folland, K. Maskell, J.A. Owen, and M.N. Ward:
Modeling the influence of global sea surface temperature on the variability and
predictability of seasonal Sahel rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 905-908, **1992**.

Servain , J . , A.Lazar , 2007: Ocean Dynamics Contribution to Seasonal
Mixed Layer Heat Budget in the Tropical Atlantic , *rapport* 25p

**Servain , J. , José Nilson B.Campos,Eduardo Savio P.R.Martins , Dirceu
Silveira Reis Junior,2009:**Climat de l'atlantique tropical et Impacts sur le
Nordest(CATIN) ,392p , 46-72

Servain and Legler , Empirical Orthogonal Function Analyses of Tropical
Atlantic Sea Surface Temperature and Wind Stress: 1964-1979 *J of
Geophysical research* , vol. 91,NO.C12,Pages 11,**December, 15, 1986**, 14.182
Shaeffer, J.D., 1995: Tropical cyclone activity as a diagnostic climate indicator,
20th Annual Climate Diagnostics Workshop Seattle, pp. 113-116.

Timmermann, R., H. Goosse, G. Madec, T. Fichefet, C. Ethé, V. Dulière, 2005: On the representation of high latitude processes in the ORCA-LIM global coupled sea ice-ocean model, *Ocean Modelling*, **8**, 175-201.

Vizy, E.K., and K.H. Cook, (2001): Mechanisms by which Gulf of Guinea and eastern North Atlantic sea surface temperature anomalies can influence African rainfall . *J. Climate*, **14**, 795-821.

Wacongne, S., et B. Piton, 1992 : The near-surface circulation in the northeastern corner of the South Atlantic ocean, *Deep-Sea Res.*, **39**, 7/8, 1273-1298.

Wright, W. R., and C. E. Parker (1976), A volumetric temperature/salinity census for the Middle Atlantic Bight, *Limnol. Oceanogr.*, **21**, 563 – 571.

Xie, P., and P.A. Arkin, 1996: Analysis of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates and numerical model predictions, *J. Clim.*, **9**, 840- 858.

Yamagata, T., and S. Lizuka, 1995: Simulation of the tropical thermal domes in the Atlantic: A seasonal cycle. *J. Phys. Oceanogr.*, **Vol. 25**, 2129-2140.