UNE APPROCHE GLOBALE POUR AMÉLIORER LES DONNÉES DE FLUX TURBULENTS ESTIMÉES À L'AIDE DE CAPTEURS SATELLITAIRES

Ludos-Hervé AYINA et Abderrahim BENTAMY

Institut français pour la recherche et l'exploitation de la mer (IFREMER), Laboratoire d'océanographie spatiale (DOPS/LOS), B.P. 70, 29280 Plouzané, France
Courriel : lhayina@ifremer.fr

Soumis le 6 avril 2006 ; révisé le 24 août 2006 ; accepté le 9 avril 2007- © *Revue Télédétection*, 2007, vol. 7, n° 1-2-3-4, p. 91-110

Résumé

*Dans cet article, on compare des données de tension du vent et du flux chaleur latente provenant des capteurs satellitaires (ERS1/2, QuikScat, SSM/I) avec celles provenant de l'analyse et de la réanalyse (ERA40) du Centre européen de la prévision météorologique à moyen terme (CEPMMT), durant la période de 1996 à 1998. Cette comparaison montre que les données satellitaires de flux turbulents et les coefficients d'échange correspondants sont considérablement sous-estimés (20 % à 40 %) par rapport à celles du CEPMMT. Ces écarts s'expliquent essentiellement à cause de l'algorithme utilisé pour estimer les données satellitaires de flux, qui est une tabulation des coefficients d'échange en fonction de la gamme de vitesse du vent et qui néglige les effets de la stratification air-mer. Deux méthodes permettant d'améliorer l'estimation des flux turbulents satellitaires sont présentées. La première permet de déterminer la température de l'air satellitaire, seule variable manquante pour estimer les flux turbulents provenant exclusivement des satellites et prendre correctement en compte des effets de la stratification air-mer dans l'estimation de ces flux. La seconde est une approche aérodynamique de masse (*bulk*), itérative, qui permet d'estimer les flux turbulents en tenant en compte des effets de la stabilité air-mer et en respectant la cohérence dans la façon d'estimer ces flux. L'analyse des données de flux turbulents, qui sont estimés à l'aide de ce second algorithme en utilisant les variables d'ERA40, constitue une première validation de cette approche. Les résultats illustrent une bonne correspondance entre ces flux et ceux qui proviennent d'ERA40, avec des corrélations supérieures à 95 %, et indiquent clairement l'importance de prendre en compte la stratification air-mer dans le calcul des flux turbulents. La comparaison de la température de l'air satellitaire, estimée à l'aide de la première méthode, avec celle provenant des mesures issues de réseaux de bouées indique des scores statistiques encourageants : l'erreur quadratique moyenne (RMS) est de 1,5 °C et les corrélations supérieures à 65 %. Ces résultats indiquent qu'il est désormais possible de déterminer les flux turbulents exclusivement satellitaires et d'améliorer leur estimation en tenant en compte les effets de la stabilité air-mer.*

A GLOBAL APPROACH FOR IMPROVING REMOTELY SENSED TURBULENT FLUXES

Abstract

In this study, wind stress and latent heat flux data derived from satellite sensors (ERS1/2, NSCAT, SSM/I) and from ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast) analysis and reanalysis (ERA40), are compared during the period 1996 - 1998. These comparisons show that satellite turbulent fluxes and the corresponding exchange coefficients are considerably underestimated (20% to 40%) compared to numerical model estimates. These differences are primarily due to the bulk algorithm used to estimate satellite turbulent fluxes, which is a simple function of exchange coefficients according to the wind speed range, neglecting the air-sea stratification effect. Two approaches for improving the estimation of satellite turbulent fluxes are presented. The first one consists in the use of a method for determining the air temperature from satellite data. The latter leads to consider the effects of air-sea stratification in flux estimations. The validation of the retrieved satellite air temperature is performed through comparisons with buoy measurements at various geographical locations. For instance, the rms difference (buoy – satellite air temperature) is about 1,5 °C and correlation coefficients are higher than 65%. The second improvement is an iterative aerodynamic

approach (bulk), which estimates turbulent fluxes by taking into account the effect of air-sea stability and by respecting the coherence in the estimation of these three fluxes. Using ERA40 basic variables, turbulent fluxes are calculated from the new algorithm and compared to the re-analysis flux estimates. The two fluxes exhibit good agreement with correlation coefficients higher than 95%. Such results confirm the importance of including air-sea stratification effect in the computation of turbulent fluxes. These results indicate that it is now possible to determine satellite turbulent fluxes using only satellite observations and even to improve their estimates by including air-sea stability effects.

1. INTRODUCTION

Les flux turbulents échangés entre l'océan et l'atmosphère, que ce soit la tension du vent ou le flux des chaleurs latente (évaporation) et sensible, contribuent activement à la dynamique et à la thermodynamique de ces deux médias. Par exemple, la tension du vent contrôle tant les courants de surface que le mélange vertical des eaux. Ce contrôle, combiné aux effets des flux turbulents de chaleur, lui permet d'influencer l'évolution de la température et de la salinité de la surface de la mer. À leur tour, la température de l'eau et, dans une certaine mesure, la salinité de surface contrôlent les flux turbulents à l'interface air-mer. Par conséquent, la modélisation et la prévision de la circulation générale océanique requièrent une meilleure connaissance des flux turbulents à l'échelle spatio-temporelle très fine et sur une période temporelle suffisamment longue. Les capteurs embarqués sur divers satellites (ERS1/2, Topex/Poseidon, Jason, Envisat, SSM/I, Quikscat, TRMM, SeaWifs, AVHRR de NOAA, MSG, GOES et d'autres) permettent désormais à la communauté océanographique, scientifique et opérationnelle, d'accéder à une large gamme de flux de forçage. Ces flux répondent aux différentes exigences des modèles de circulation océanique, notamment sur leur couverture globale des océans, qui reste encore inaccessible par les moyens traditionnels d'observation, soit in situ ou au moyen de campagnes en mer ou de réseaux de bouées.

Depuis une dizaine d'années, plusieurs laboratoires travaillent à l'amélioration des estimations des flux turbulents déduits à partir de mesures des capteurs satellitaires. Le site Internet (http://www.gfdi.fsu.edu/SEAFLUX/) fournit des informations utiles concernant les données satellitaires de ces flux, en termes de bibliographie, de documentation et de banques de données. À l'Institut français pour la recherche et l'exploitation de la mer (IFREMER), une première analyse globale des données satellitaires de flux turbulents a été effectuée sur la base de l'utilisation conjointe de plusieurs capteurs. Ces flux ont été déterminés dans les conditions neutres (Bentamy *et al*., 2003), en utilisant la paramétrisation de Smith (1988). Dans la version utilisée, les coefficients d'échange sont exprimés uniquement comme des fonctions empiriques de la vitesse du vent.

Deux raisons expliquent ce choix : d'une part, même si les analyses ont montré le rôle significatif de la stabilité de la colonne air-mer dans l'estimation des flux turbulents, celle-ci ne peut être prise en compte que si des données de température de l'air sont disponibles. Or, les données de température de l'air ne sont pas directement fournies par les capteurs satellitaires, à l'instar de la vitesse du vent ou de l'humidité spécifique de l'air. D'autre part, le but de l'étude étant de fournir des données de flux turbulents provenant exclusivement de capteurs satellitaires, la température de l'air provenant de l'analyse/réanalyse à l'aide des modèles météorologiques opérationnels n'a donc pas été intégrée dans les estimations de ces flux. Ce fait explique par ailleurs l'absence de données de flux de chaleur sensible satellitaire.

Dans cette étude, nous proposons d'analyser les effets de la stratification air-mer dans l'estimation des flux turbulents, de manière générale, et d'exposer deux méthodes simples qui permettent, d'une part, d'estimer les flux turbulents satellitaires indépendants et, d'autre part, d'améliorer leur estimation en tenant en compte des effets de la stratification air-mer. La première méthode est une approche aérodynamique de masse (*bulk*) classique et itérative d'estimation de la tension du vent ainsi que des flux de chaleurs latente (évaporation) et sensible. La seconde méthode est une approche d'estimation de la température de l'air satellitaire à partir des données satellitaires de la vitesse du vent et de l'humidité de l'air ainsi que de la température de la surface de mer (SST – *Sea surface temperature*).

Nous exposerons d'abord les deux méthodes, puis nous rappellerons les différentes sources de données satellitaires et les observations qui ont permis de valider ces méthodes. Nous décrirons aussi brièvement les caractéristiques statistiques moyennes de la tension du vent et du flux de chaleur latente, estimés dans des conditions neutres. Nous discuterons ensuite de leur comparaison avec les flux provenant de l'analyse/réanalyse (ERA40) du modèle du Centre européen de la prévision météorologique à moyen terme (CEPMMT ou ECMWF en anglais), des effets des variables d'entrée et de la paramétrisation. À la lumière des défauts soulignés dans la section précédente, nous analyserons les améliorations apportées en utilisant les deux approches décrites. La température de l'air déduite des données satellitaires sera également comparée avec celle qui provient de la réanalyse (ERA40) du CEPMMT. Enfin, nous conclurons en revenant sur les principaux résultats de cette analyse.

2. APPROCHE POUR L'ESTIMATION DES FLUX TURBULENTS

Les trois flux turbulents quantifiant les échanges d'énergie entre la mer et l'atmosphère sont la tension du vent (τ), avec ses deux composantes zonale et méridionale (τ_x, τ_y), le flux de chaleur latente (Q_{lat}) et le flux de chaleur

sensible (Q_{sen}). Ces paramètres sont habituellement estimés en utilisant des formules aérodynamiques de masse, dites *bulk*. Celles-ci sont basées sur l'application de la théorie de la similarité de Monin-Obukhov (Monin and Obukhov, 1954) à la couche limite air-mer. En supposant les effets des courants de surface négligeables par rapport à ceux de la vitesse du vent, on peut les exprimer de la façon suivante :

$$\frac{\tau}{\rho_a} = u_*^2 = C_D W^2$$

$$\frac{Q_{lat}}{\rho L_v} = -u_* q_* = -C_E W (q_a - q_s) \qquad (1)$$

$$\frac{Q_{sen}}{\rho C_p} = -u_* \theta_* = -C_H (\theta_a - \theta_s)$$

où *W*, q_a et q_s désignent, respectivement, la vitesse du vent, l'humidité spécifique de l'air et de la surface de mer ; θ_a et θ_s sont la température potentielle de l'air et de la surface de la mer ; ρ_a est la densité de l'air considérée consistante et égale à 1,29kg/m^3 ; L_v est la chaleur de vaporisation de l'eau ; C_p est la chaleur spécifique de l'air à pression constante ; u_*, q_* et θ_* représentent respectivement les grandeurs caractéristiques de vitesse, d'humidité et de température potentielle dans la couche limite air-mer ; C_d, C_e et C_h sont les coefficients de traînée aérodynamique, de chaleurs latente et sensible. Ils sont définis sous les formes suivantes :

$$C_D = \frac{k^2}{\left[\ln(\frac{z}{z_{uo}}) - \varphi_u(\zeta)\right]^2}$$

$$C_E = \frac{k^2}{\left[\ln(\frac{z}{z_{uo}}) - \varphi_u(\zeta)\right]\left[\ln(\frac{z}{z_{qo}}) - \varphi_q(\zeta)\right]} \qquad (2)$$

$$C_H = \frac{k^2}{\left[\ln(\frac{z}{z_{uo}}) - \varphi_u(\zeta)\right]\left[\ln(\frac{z}{z_{\theta o}}) - \varphi_\theta(\zeta)\right]}$$

$\varphi_u, \varphi_q, \varphi_\theta$ étant les fonctions représentant l'influence du paramètre de stabilité ($\zeta = \frac{z}{L}$), avec $L = \frac{u_*^3}{k \frac{g}{\theta_v} \overline{\theta_v' w'}}$ la longueur de Monin-Oboukhov et $\theta_v = \theta(1 + 0{,}61q)$ - la température potentielle virtuelle ; *K* est la constante de Von-Karman prise égale à 0,4 ; z_{uo}, z_{qo} et $z_{\theta o}$ sont les longueurs de rugosité dynamique, d'humidité et de température.

L'estimation de ces trois flux turbulents exige de connaître a priori la vitesse du vent, la température de l'air, l'humidité de l'air, la SST et les coefficients C_d, C_e et C_h. Ces coefficients dépendent des fonctions de stabilité air-mer (fonction de la vitesse du vent et des gradients air-mer de température et d'humidité) et de la forme des différentes longueurs de rugosité dynamique (z_{uo}, z_{qo} et $z_{\theta o}$). Par conséquent, ce système n'a pas de solution analytique. Par exemple, la vitesse caractéristique (u_*) dépend de ζ, qui dépend lui-même de u_*.

Afin de tenir compte de cette interdépendance, le calcul de ces flux se fait donc en trois étapes : l'initialisation, l'itération et l'estimation.

Dans la première étape, à partir des données de la vitesse du vent, de la SST, de la température de l'air et de l'humidité de l'air, on initialise les coefficients d'échange dans des conditions neutres, en fonction de la vitesse du vent, à l'aide de la paramétrisation de Smith (1988). Puis z_o, ζ sont estimés. On considère ensuite que $z_{qo} = z_{\theta o} = z_{uo} = z_o$. Puis, en fonction de la stabilité, φ_u, φ_q et φ_θ sont déterminées et les nouveaux coefficients d'échange enfin estimés.

Dans la deuxième étape, ce système est résolu par itération, ce qui signifie qu'à chaque pas de temps, pour les coefficients d'échange ainsi estimés, les paramètres ζ , z_{qo} , $z_{\theta o}$ et z_{uo} sont calculés, puis on déduit u_*, q_* , θ_* . Ensuite, on compare simultanément les gradients standardisés ($\frac{\delta F}{F_*}$, avec $F = u, q, \theta$) de vitesse du vent, de température et d'humidité avec leurs profils logarithmes respectifs ($\frac{1}{k}\left[\ln(\frac{z}{z_{oF}}) - \varphi_F(\zeta)\right]$). On considère que l'algorithme a convergé quand les différences ($\frac{\delta F}{F_*}$ et $\frac{1}{k}\left[\ln(\frac{z}{z_{oF}}) - \varphi_F(\zeta)\right]$) des trois variables ($u, q, \theta$) sont simultanément inférieures à un seuil (ε). Ce seuil représente en fait l'écart de deux valeurs, toutes deux supérieures à 10. Dans notre cas, nous l'avons pris (ε) égal à 10^{-3}. Si la convergence n'est pas atteinte pour les trois variables, on réitère cette procédure en estimant des nouveaux C_D , C_E et C_H .

Lorsque cette convergence est atteinte, on arrête la procédure. À partir des caractéristiques moyennes (u_* , q_* , θ_*) correspondantes et des équations (1), la troisième étape consiste à estimer les trois flux turbulents ainsi que les coefficients associés.

Précisons au passage qu'il existe également dans la littérature plusieurs algorithmes de ce type qui permettent d'estimer des coefficients échanges et des trois flux turbulents (Liu *et al*., 1979 ; Smith *et al*., 1996 ; Fairall *et al*., 1996, 2003).

3. APPROCHE POUR L'ESTIMATION DE LA TEMPÉRATURE DE L'AIR À PARTIR DE DONNÉES SATELLITAIRES

La température de l'air (θ_a) est la seule variable manquante permettant d'estimer les flux turbulents à partir uniquement de données satellitaires. Afin de pallier ce problème, l'algorithme développé par Konda *et al*. (1996) a été adapté pour estimer la température de l'air à partir de données satellitaires, dans les conditions neutres. Cette approche est basée sur le rapport dit de « Bowen » qui correspond au ratio du flux de chaleur sensible sur le flux de chaleur latente :

$$\beta = \frac{Q_{sen}}{Q_{lat}} = \frac{C_p}{L_v}\frac{\partial\theta}{\partial q} \qquad (3)$$

La similarité avec l'équation 1, dans les conditions neutres, donne :

$$\frac{1}{C_p}\frac{\partial q}{\partial\theta}\bigg|_{\theta=\theta_a} = \frac{L_v C_{En}(q_s - q_a)}{C_p C_{Hn}(\theta_s - \theta_a)} \qquad (4)$$

L'humidité spécifique s'exprime comme le produit de l'humidité relative (*Rh*) et de la pression de vapeur saturante (*Ew*), toutes deux fonctions de la température :

$$Ew(\theta) = \frac{\varepsilon e_s}{(P_s - (1-\varepsilon)e_s)}$$
$$e_s = f(\theta) \qquad (5)$$

où P_s est la pression atmosphérique et ε = 0,622. D'après l'équation 4, pour $\theta = \theta_a$, on obtient :

$$\frac{1}{Cp}\left(\left(\frac{q_a}{Ew(\theta_a)}\frac{\partial Ew(\theta)}{\partial\theta}\bigg|_{\theta=\theta_a}\right) + \left(Ew(\theta_a)\frac{\partial Rh(\theta)}{\partial\theta}\bigg|_{\theta=\theta_a}\right)\right) = \frac{L_v C_{En}(q_s - q_a)}{C_p C_{Hn}(\theta_s - \theta_a)} \qquad (6)$$

L'analyse à partir de l'équation 6, en utilisant les mesures du réseau de bouées TAO (*Tropical Atmosphere Ocean*), dans la région tropicale du Pacifique, a démontré que le deuxième terme de la somme de gauche (équation 6) est relativement faible par rapport au premier (Konda *et al*., 1996).

On peut donc raisonnablement négliger ce terme pour une première approximation. Dans ces conditions, l'estimation de la température de l'air correspondant à l'humidité spécifique q_a est obtenue comme solution au problème de minimisation de la fonction de coût :

$$F(\theta_a) = ((\frac{C_{En}}{C_{Hn}}(q_s - q_a)) - ((\theta_s - \theta_a)\frac{q_a}{Ew(\theta_a)}\frac{\partial Ew(\theta)}{\partial \theta}\Big|_{\theta=\theta_a}))^2 \qquad (7)$$

4. SOURCES DE DONNÉES UTILISÉES

4.1. Données provenant de capteurs satellitaires

Les vents de surface estimés à partir de données satellitaires sont déduits de mesures diffusiométriques (capteurs d'ERS-1/2 et NSCAT) et radiométriques (capteur SSM/I) grâce à l'utilisation de modèles directs et inverses (Bentamy *et al.*, 1996), calibrés pour des vents à 10 m de la surface de l'eau, en conditions neutres. L'humidité spécifique de l'air est estimée à partir des mesures de température de brillance effectuées à l'aide des radiomètres en hyperfréquences SSM/I (Bentamy *et al*., 2003). La température potentielle de surface de la mer (θ_s) est estimée à partir des observations journalières du capteur AVHRR de NOAA (http://podaac.jpl.nasa.gov/sst) ou des analyses de Reynolds et Smith (1994). La température de l'air est estimée à l'aide de l'équation 4 en utilisant la vitesse du vent, pour l'estimation des coefficients d'échange, et l'humidité spécifique satellitaires.

Par ailleurs, l'utilisation des flux de surface, dérivés des données satellitaires, pour le forçage des modèles de circulation océaniques climatiques et opérationnels ainsi que pour des études de processus, exige des champs réguliers en espace et en temps. Une procédure d'analyse des observations individuelles de chacune des variables a été réalisée pour produire ces champs synoptiques. Cette analyse est difficile à faire à cause du schéma d'échantillonnage des radars et des radiomètres embarqués sur les satellites polaires (zones sur ou sous échantillonnées). Plusieurs auteurs (Bentamy *et al*., 1996, 2002 ; Liu *et al*., 1998 ; Millif *et al*., 1999 ; Pegion *et al*., 2000) ont proposé diverses méthodes numériques ou géostatistiques afin de déterminer ces champs grillés. En particulier, on a proposé le krigeage qui est une méthode d'analyse objective géostatistique basée sur la détermination d'une fonction de structure spatio-temporelle de la variable analysée. Cette méthode a ainsi été mise en œuvre pour produire de façon routinière des champs grillés de flux turbulents à l'échelle planétaire.

Dans cet article, nous nous intéressons uniquement aux champs hebdomadaires, dont la résolution spatiale est de 1° en longitude et en latitude, pour la période de 1996 à 1998. En revanche, les produits grillés des différents flux turbulents et des variables d'entrée sont disponibles et accessibles sur le site (www.ifremer.fr/cersat).

4.2. Données provenant de réseaux de bouées

Pour les besoins de la validation, deux réseaux de bouées sont utilisés : le réseau TAO, constitué de bouées mouillées dans la région intertropicale du Pacifique, et le réseau européen ODAS (*Oceanographic Data Acquisition System*), constitué des bouées mouillées au large de la façade ouest du continent européen. En général, les deux systèmes fournissent des mesures horaires de la vitesse et de la direction (ou des composantes zonale et méridionale) du vent, des températures de l'air et de surface de l'eau, de la pression atmosphérique et de l'humidité relative. Ces différentes variables sont utilisées pour estimer la tension du vent, les flux de chaleurs latente et sensible in situ, en utilisant le modèle de couche limite de Fairall *et al.* (2003).

4.3. Données provenant de modèles atmosphériques

Deux catégories de produits atmosphériques sont aussi utilisées pour valider les mesures de flux turbulents à partir de données satellitaires.

La première catégorie correspond aux résultats des analyses opérationnelles du CEPMMT. Le modèle couvre toute la planète, avec une résolution spatiale de 1,125° en longitude et en latitude, et une résolution temporelle de 6 h (0 h, 6 h, 12 h, 18 h). Ces résultats sont largement documentés et utilisés dans de nombreuses études (voir aussi, Zeng *et al*., 1998).

La seconde catégorie correspond à la réanalyse effectuée par le CEPMMT durant la période de janvier 1958 au 31 août 2002 (ERA40). Les résolutions spatiale et temporelle considérées ici sont les mêmes que celle du modèle opérationnel (1,125° et 6 h). Les champs atmosphériques considérés dans cette étude sont les composantes zonale et méridionale du vent prélevées à 10 m au-dessus de la surface de l'eau, la pression atmosphérique prélevée à la surface de l'eau, la température et l'humidité de l'air prélevées à 2 m de la surface de l'eau, la température de surface de l'eau, les composantes de la tension du vent ainsi que les flux de chaleurs latente et sensible.

5. CARACTÉRISTIQUES GLOBALES DES FLUX TURBULENTS SATELLITAIRES

Sur les figures 1A et B sont illustrés respectivement les moyennes des trois années (1996-1998) du module de la tension du vent et du flux de chaleur latente provenant des capteurs satellitaires entre les latitudes 55° S et 60° N. Ce sont les flux turbulents estimés, en utilisant les variables (voir 4.1) provenant des capteurs ERS1/2, NSCAT et SSM/I, dans des conditions neutres à l'aide de la paramétrisation de Smith (1988), dans laquelle les coefficients d'échange dépendent essentiellement de la vitesse de vent prise à 10 m au-dessus de la surface de l'eau. Malgré cette faiblesse, on remarque que les caractéristiques moyennes de ces flux sont bien évaluées. Les régions de forte tension du vent sont situées au sud du 45° S, avec des valeurs dépassant $12,10^{-2}$ N/m^2, et elles sont associées aux vents circumpolaires de l'Antarctique. Leurs pendants, situés dans l'hémisphère Nord (vers 40° N), n'affichent qu'une tension du vent d'environ $8,10^{-2}$ N/m^2. Les zones des Alizés, situées de part et d'autre de l'Équateur, sont caractérisées par une tension du vent supérieure à $6,10^{-2}$ N/m^2. Ces vents sont beaucoup plus forts dans le sud de l'océan Indien, où ils peuvent afficher des valeurs jusqu'à $12,10^{-2}$ N/m^2. La zone des vents somaliens, au nord, affiche une tension de même intensité. Ces régions affichent par ailleurs une forte variabilité, avec des écarts types supérieurs à $4,10^{-2}$ N/m^2 (figure 1C), à l'exception de la zone des Alizés du sud-est, dans le Pacifique et dans l'Atlantique, qui affiche un écart type relativement faible.

Ces régions de vent intense sont cependant séparées par des bandes quasi horizontales de faible vent. Ces dernières correspondent tant aux bandes de subsidence atmosphérique (situées vers ± 30°) qu'aux zones de convergence intertropicale (ITCZ) bien marquées dans l'ouest des bassins tropicaux et aussi dans les zones de résurgences d'eau froide côtières (upwellings) situées sur le bord est des océans tropicaux.

Les données satellitaires de flux de chaleur latente montrent un fort refroidissement océanique par évaporation dans les régions situées entre 40° S et 40° N (figure 1B). Leur maximum est localisé le long des courants de bord ouest des océans (Kuroshio dans le Pacifique et Gulf Stream dans l'Atlantique), où le flux de chaleur latente atteint en moyenne 160W/m^2. Les zones des Alizés affichent également une forte évaporation, particulièrement dans la région des Caraïbes, avec des valeurs de plus de 180 W/m^2. De son côté, tout le bassin de l'océan Indien est caractérisé par une évaporation presque uniforme de 120 W/m^2. La zone des vents circumpolaires de l'Antarctique ne correspond pas à une forte évaporation. Contrairement à la tension du vent, seuls les courants de bord ouest des océans affichent une forte variabilité. Enfin, l'écart type du flux de chaleur latente dans les Tropiques est relativement faible (figure 1D).

Sur la figure 1E, on présente la corrélation entre ces deux flux turbulents et on y constate l'interdépendance moyenne de l'évolution de chacun pour la période de 1996 à 1998. La variabilité de ces deux flux montre une forte cohérence sur une grande partie du globe, avec une corrélation variant entre 60 % et 80 %. On constate néanmoins que, dans certaines régions, cette interdépendance demeure faible, voire inexistante. En effet, dans la région de faible vent, correspondant aux subsidences atmosphériques et des résurgences d'eau froide équatoriales et côtières, la corrélation est inférieure à 30 %. Dans le golfe de Guinée, elle est même négative (-40 %). Cela implique que, dans des conditions neutres, les épisodes de forte évaporation (donc de refroidissement océanique) dans le golfe de Guinée sont associés à une faible tension du vent et vice-versa.

Comme le montre l'équation 1, le vent est une variable de premier ordre, aussi bien en termes de tension du vent que de flux de chaleur latente. Cette corrélation négative pourrait laisser croire que le vent ne contribue pas de façon significative à la variabilité du flux de chaleur latente dans ces régions. Comme nous verrons par la suite, dans l'analyse du CEPMMT (voir figure 2E), le golfe de Guinée affiche une corrélation positive et supérieure à 40 %. Plusieurs causes peuvent être à l'origine de ces résultats. Une d'elles pourrait être liée à la paramétrisation des coefficients d'échange utilisés pour le calcul de la tension du vent. Dans cette région, dominée par des vents relativement faibles (inférieurs à 6 m/s), les vents satellitaires sont surestimés (Bentamy *et al*., 2003). Ceci entraîne une surestimation du flux de chaleur latente et une sous-estimation de la tension du vent. L'autre pourrait être associée au fait que les données satellitaires de flux turbulents sont estimées de façon indépendante et à partir de variables provenant de plusieurs capteurs calibrés de façon différente.

6. COMPARAISON DES DONNÉES DE FLUX TURBULENT PROVENANT DES CAPTEURS SATELLITAIRES ET DE L'ANALYSE/RÉANALYSE DU CEPMMT

Sur la figure 2, on illustre l'écart entre les données de la tension du vent et du flux de chaleur latente provenant de l'analyse/réanalyse du CEPMMT avec celui provenant des données satellitaires, pour la période 1996 à 1998. On constate que, pendant cette période, les données satellitaires de la tension du vent sont en moyenne faibles par rapport à celles provenant de l'analyse du CEPMMT. L'écart le plus significatif (supérieur à $2,10^{-2}$ N/m^2) est localisé dans les principales régions de forte tension du vent (figure 2A). L'écart de tension du vent pour les vents d'ouest dans le nord de l'Atlantique ($3,10^{-2}$ N/m^2) et les vents circumpolaires de l'Antarctique ($4,10^{-2}$ N/m^2) représente près de 50 % de la valeur moyenne des données satellitaires. L'écart de tension du vent pour les zones des Alizés du sud-est ($2,10^{-2}$ N/m^2) dans l'Atlantique et dans le Pacifique représente près de 40 % de cette valeur.

Dans la réanalyse (ERA40), cet écart présente les mêmes structures spatiales que celles dérivées pour l'analyse (figure 2C). En revanche, il est moins important que dans l'analyse. Dans le nord de l'Atlantique, il ne représente maintenant que 30 % de la valeur provenant des données satellitaires ; dans l'océan Indien, ce biais est presque éliminé. On peut par ailleurs remarquer une légère intensification dans les zones des Alizés du nord-est et du sud-est, dans la région de l'Atlantique tropicale, ainsi que dans la zone des Alizés du sud-est, le long des côtes péruviennes.

Comme c'est le cas pour la tension du vent, le flux de chaleur latente provenant de l'analyse du CEPMMT est généralement plus fort que celui provenant des données satellitaires durant la même période (figure 2B). Un important écart est observé dans les régions de subsidence situées de part et d'autre de l'Équateur. Elles sont caractérisées par une faible tension du vent. La différence la plus significative survient le long des courants de bord ouest des océans, notamment le long du Kuroshio et du Gulf Stream (+70 W/m^2), ainsi que le long du courant des Aiguilles (40 W/m^2). On remarque aussi deux noyaux d'écart maximal le long des côtes péruviennes (40 W/m^2, ce qui représente plus de 60 % de la valeur moyenne des données satellitaires) et vers 8° S dans le sud de l'Atlantique (50 W/m^2, ce qui représente 50 %).

L'écart entre les données satellitaires et celles d'ERA40 est aussi beaucoup plus faible qu'avec celui des données provenant de l'analyse du CEPMMT (figure 2D). Le long des courants de bord ouest des océans, cet écart ne représente maintenant que + 40 W/m^2 pour les données satellitaires contre + 70 W/m^2 pour l'analyse du CEPMMT. Aussi, en moyenne, on note que l'analyse du CEPMMT a tendance à produire des données refroidissant la surface de plus 20 W/m^2 par rapport aux données de la réanalyse d'ERA40, dans les régions de subsidence. Cependant, dans les régions de forte évaporation (±10°) (figure 1B), la réanalyse d'ERA40 donne un faible écart, voire même parfois un écart négatif, par rapport aux flux de chaleur latente provenant des données satellitaires.

Par ailleurs, on a remarqué que la variabilité de ces deux flux turbulents est beaucoup plus importante à partir de l'analyse (CEPMMT) et de la réanalyse (ERA40) qu'à partir des données satellitaires.

Lorsqu'on examine, par exemple, les interdépendances entre ces deux flux dans l'analyse du CEPMMT (figure 2E), on constate que la structure des corrélations est la même que celle observée avec les données satellitaires. La différence significative entre ces deux sources est principalement marquée dans la région équatoriale, notamment dans le golfe de Guinée. Le modèle atmosphérique du CEPMMT y montre une forte interdépendance, avec une corrélation dépassant 40 % contre -20 % pour les données satellitaires. Les flux turbulents modèles y sont donc beaucoup plus cohérents entre eux qu'avec les données satellitaires.

La figure 3 représente l'évolution dans le temps de l'écart mensuel de ces deux flux turbulents entre les données de l'analyse/réanalyse (trait plein/trait discontinu) et les données satellitaires, dans trois des principales régions des océans Pacifique et Atlantique.

6.1. Océan Pacifique

L'écart de la tension de vent provenant de l'analyse du CEPMMT au nord du Pacifique (trait noir) montre des valeurs dépassant $7{,}10^{-2}$ N/m^2 en hiver (figure 3A). Cet écart montre aussi une légère variabilité interannuelle, avec un pic de $11{,}10^{-2}$ N/m^2 à l'hiver 1997-1998. La différence maximale entre la zone des Alizés de sud-est (trait bleu) et celle des vents circumpolaires de l'Antarctique (trait rouge) est moins importante qu'avec celle de la zone des vents du nord et ne présente pas de fortes variations saisonnières.

L'écart entre les flux de chaleur latente dans la région du Kuroshio (trait noir) et le long des côtes australiennes (trait rouge) montre également une forte saisonnalité (figure 3B). Les maxima apparaissent pendant les pics annuels : en hiver pour le Kuroshio et en été pour les côtes australiennes. Dans la région de forte d'évaporation, située vers 15° N et 180° W (trait bleu), le flux de chaleur provenant des données satellitaires est plus proche de celui provenant de l'analyse/réanalyse du CEPMMT.

6.2. Océan Atlantique

Les données de tension du vent dans le nord de l'Atlantique montrent la même tendance que dans le Pacifique. L'écart le plus significatif se produit également en hiver.

La zone des Alizés du nord-est (trait noir) dans Atlantique (figure 3C) montre clairement une tension du vent plus importante à partir des données d'ERA40 (trait discontinu). Cette différence semble apparaître de façon nette dans la période hiver-printemps, où elle dépasse $1{,}10^{-2}$ N/m^2, alors qu'elle est inférieure à $0{,}510^{-2}$ N/m^2 pour les données de l'analyse du CEPMMT.

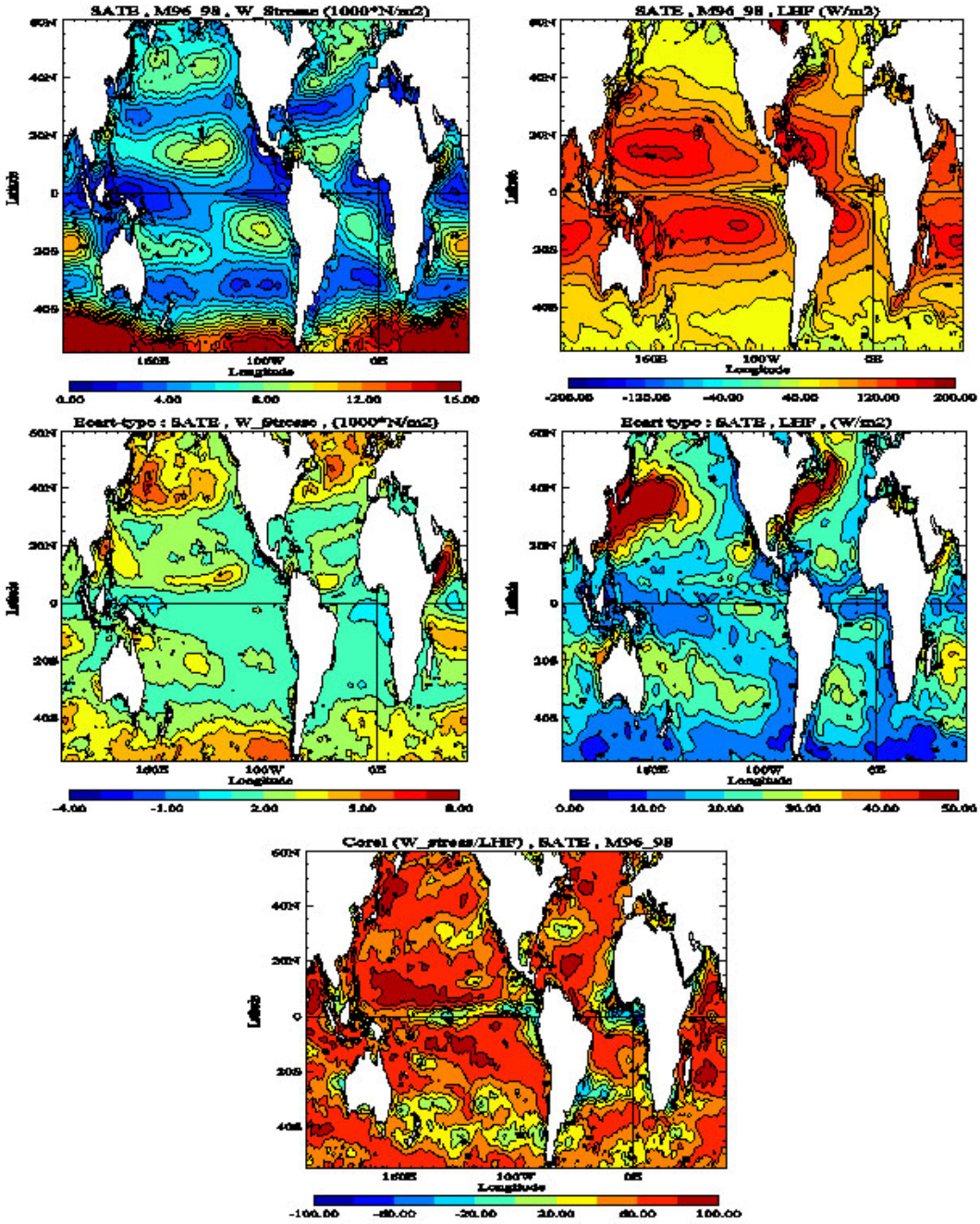


Figure 1 : Valeurs moyennes de flux turbulents estimés à partir des données des capteurs satellitaires (ERS1/2, SSM/I), pour 1996-1998, dans les conditions neutres à l'aide de la paramétrisation de Smith (1988) : A) Module de la tension du vent (10^2 N/m²) ; B) Flux de chaleur latente (W /m²) ; C) Écart type du module de la tension du vent ; D) Écart type de la chaleur latente ; E) Corrélation entre le module de la tension du vent et le flux de chaleur latente. *The 1996-1998 averaged values for turbulent fluxes estimated from satellite sensor data (ERS1/2, SSM/I), under neutral conditions with Smith (1988) parameterization: A) Wind stress (10^2 N/m²); B) Latent heat flux (W/m²); C) Standard deviation of the wind stress; D) Standard deviation of the latent heat flux; E) Correlation coefficients between wind stress and latent heat flux.*

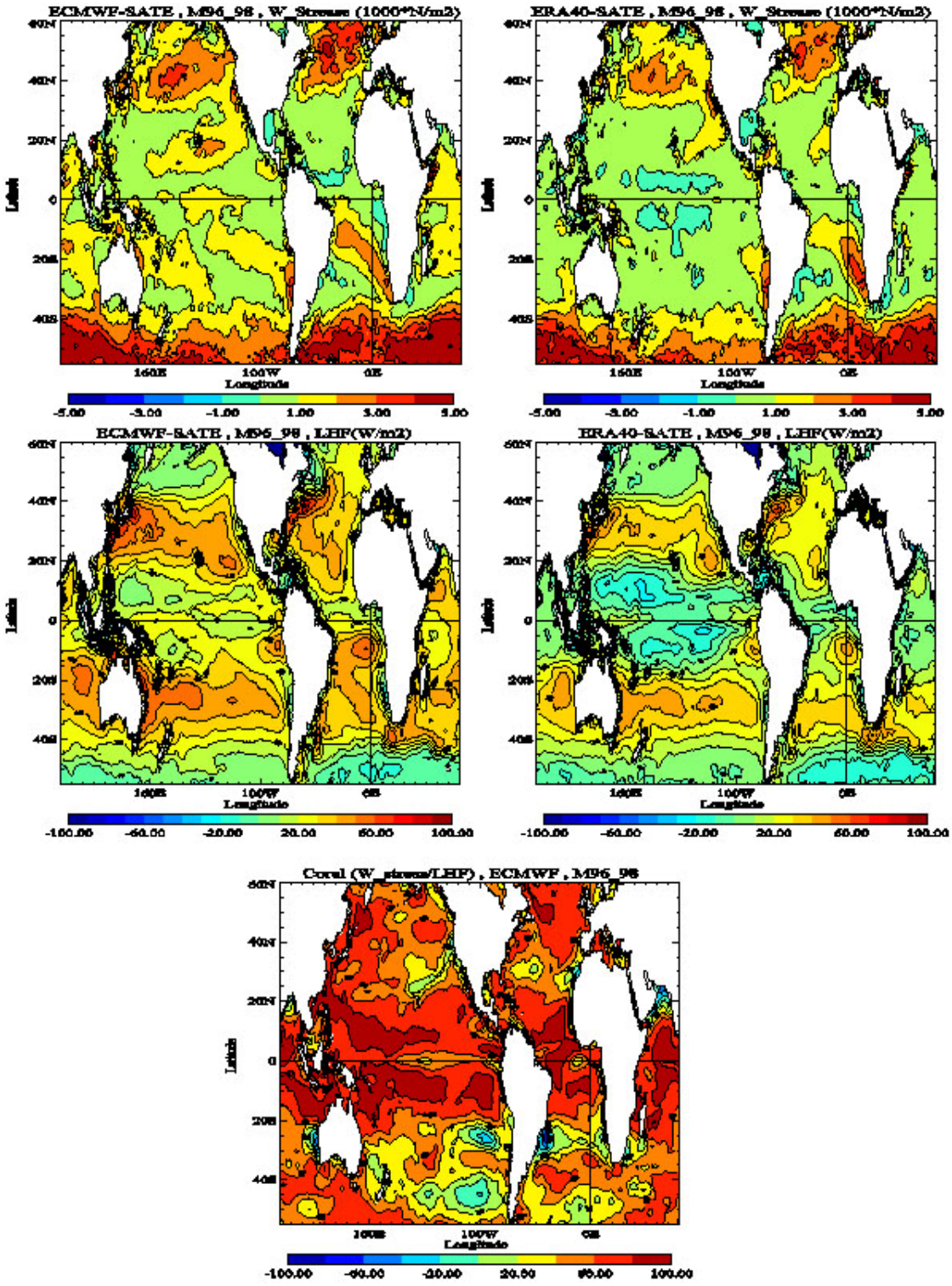


Figure 2 : Écart moyen entre les données de flux turbulents estimées à partir des données d'analyse du CEPMMT et celles des données satellitaires: A) Module de la tension du vent (10^2 N/m²) ; B) Flux de chaleur latente (W /m²) ; C) et D) représentent respectivement l'écart de la tension de vent et de flux de chaleur latent entre la réanalyse d'ERA40 et les données satellitaires ; E) Corrélation entre le module de la tension du vent et le flux de chaleur latente provenant de l'analyse du CEPMMT. *The mean difference between ECMWF analysis and satellite turbulent fluxes: A) Wind stress (10^2 N/m²); B) Latent heat flux (W/m²); C) and D) represent respectively the mean difference of the wind stress and latent heat flux between the ECMWF reanalysis (ERA40) and satellite data; E) Correlation coefficients between the wind stress and the latent heat flux derived from ECMWF analysis.*

6.2. Océan Atlantique

Les données de tension du vent dans le nord de l'Atlantique montrent la même tendance que dans le Pacifique. L'écart le plus significatif se produit également en hiver.

La zone des Alizés du nord-est (trait noir) dans Atlantique (figure 3C) montre clairement une tension du vent plus importante à partir des données d'ERA40 (trait discontinu). Cette différence semble apparaître de façon nette dans la période hiver-printemps, où elle dépasse $1,10^{-2}$ N/m^2, alors qu'elle est inférieure à $0,510^{-2}$ N/m^2 pour les données de l'analyse du CEPMMT.

La zone des Alizés du sud-est (trait bleu) semble aussi montrer un écart de tension du vent plus important, mais épisodique, pour les données d'ERA40 par rapport à celui pour les données de l'analyse du CEPMMT. Enfin, l'écart dans le golfe de Guinée (trait rouge) indique que la tension du vent provenant de l'analyse du CEPMMT est plus intense que celle qui est dérivée des données satellitaires. Les maxima apparaissent pendant la période printemps-été.

L'écart de flux de chaleur dans l'Atlantique est faible par rapport à celui observé dans le Pacifique. L'écart observé dans les régions du Gulf Stream et du sud de l'Atlantique indiquent aussi un caractère saisonnier. Ce biais est sensiblement moindre à partir des données d'ERA40. Dans la région des Caraïbes, on constate que l'analyse du CEPMMT comme la réanalyse d'ERA40 indiquent moins d'évaporation que ne l'indiquent les données satellitaires (avec des écarts négatifs).

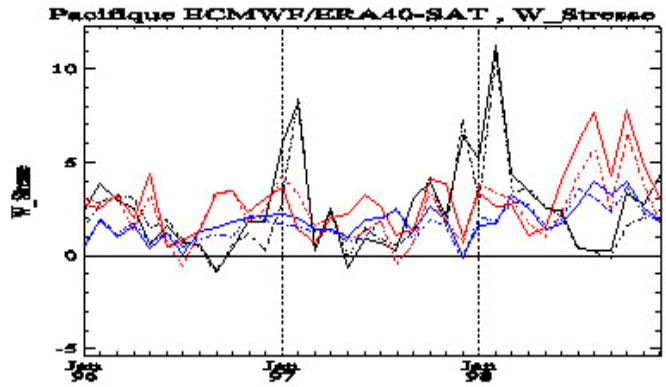
Cette première analyse met en évidence un important écart entre les données satellitaires de flux turbulents et celles de l'analyse et de la réanalyse du CEPMMT. Même si les écarts de l'analyse et de la réanalyse montrent les mêmes structures spatiales, la réanalyse montre en revanche un écart relativement faible par rapport à l'analyse. Ceci pourrait s'expliquer par le fait qu'une grande partie des données satellitaires utilisées pour générer les flux turbulents est également utilisée dans la réanalyse, à travers le processus d'assimilation. L'écart de tension du vent est plus significatif dans les régions de forts vents, alors que celui du flux de chaleur latente l'est le long des courants de bord ouest des océans. Ces écarts montrent en général un caractère annuel. En effet, les maxima apparaissent pendant le pic saisonnier, et ce aussi bien pour la tension du vent que pour le flux de chaleur latente. Cette analyse montre aussi des différences dans l'évolution de la tension du vent et du flux de chaleur latente dans les régions de faible vent, surtout dans golfe de Guinée où les données satellitaires affichent une corrélation négative, alors que le modèle atmosphérique affiche des valeurs de près de 60 %.

Comme nous l'avons rappelé auparavant, les écarts peuvent provenir de plusieurs sources. Par exemple, les modèles inverses ou directs utilisés pour restituer les mesures radiométriques ou radar sont souvent calibrés sur des régions océaniques pourvues de données in situ. Par conséquent, ces modèles peuvent ne pas rendre compte de la spécificité de certaines régions océaniques, où les observations in situ sont rares. Une autre source pourrait provenir des algorithmes de calcul différents utilisés pour les données satellitaires et pour les données des modèles atmosphériques. Les analyses qui suivent concernent particulièrement l'analyse de l'impact des variables d'entrée et de la paramétrisation dans l'estimation des flux turbulents.

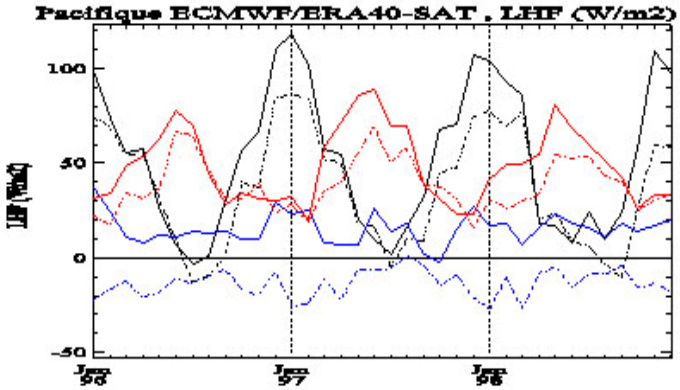
7. IMPACT DES VARIABLES D'ENTRÉE ET DE L'ALGORITHME DE CALCUL

7.1. Variable d'entrée

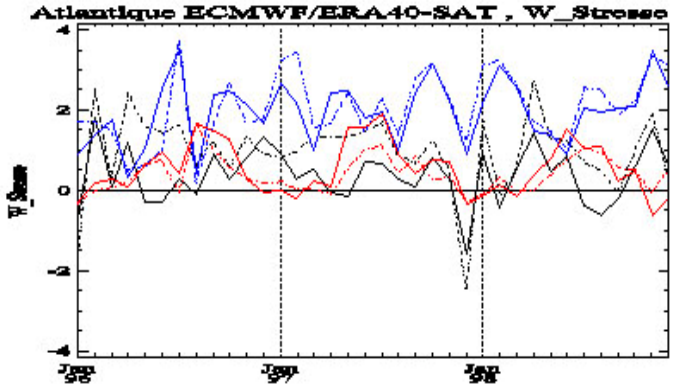
Afin de comprendre l'apport relatif de l'écart dû aux variables d'entrée dans l'écart des flux turbulents, d'autres flux turbulents ont été estimés avec les variables d'ERA40 (vitesse du vent, température de l'air, humidité d'air, SST) en utilisant la même paramétrisation que celle utilisée pour les données satellitaires de flux turbulents (Smith, 1988), dans les conditions neutres. Par soucis de clarté du texte, nous désignons ces nouveaux flux par le sigle SERA (S - pour l'algorithme de Smith,1988, et ERA pour les variables provenant d'ERA40). Sur la figure 4A, on montre l'écart moyen pour la même période (1996-1998) entre les données de tension du vent de SERA et les données satellitaires. Il indique, qu'en dehors des régions de faible vent (région équatoriale) où la tension du vent provenant de SERA est légèrement supérieure à celle qui provient des données satellitaires, cette dernière est supérieure partout. Ceci confirme que les vents à 10 m au-dessus de la surface des océans provenant des données satellitaires sont, dans ces régions, supérieurs à ceux provenant de la réanalyse d'ERA40 (Bentamy *et al*., 2003). L'écart de flux de chaleur latente correspondant indique que les données satellitaires présentent un taux d'évaporation supérieur à celui provenant de SERA (figure 4B). Ce constat s'explique en grande partie à cause des données satellitaires de vitesse du vent qui sont plus élevées. Les données satellitaires d'humidité pourraient également être à l'origine d'une partie de cet écart : si l'on considère que les données de SST sont les mêmes dans les deux sources (capteur et CEPMMT) et que l'écart de tension du vent n'est pas suffisamment important pour expliquer cet écart de flux, alors l'atmosphère vue par le capteur satellitaire devrait être beaucoup moins humide (donc plus à même de recevoir d'humidité évaporée) que celle modélisée par le CEPMMT.



- Vent d'ouest du nord
- Vent du sud-est (Pérou)
- Vent antarctique



- Kuroshio
- 180°W-10°N
- Côtes Est Australie



- Alizés nord-est
- Benguela
- Golfe de Guinée

Figure 3 : Séries temporelles des écarts, par rapport aux données satellitaires, des résultats de l'analyse par le CEPMMT (trait continu) et de la réanalyse d'ERA40 (trait discontinu) dans différentes régions océaniques : A) Tension du vent (10^2 N/m²) dans le Pacifique : (noir : au Nord), (bleu : Alizés du sud-est), (rouge : vent dans l'Antarctique) ; B) Flux de chaleur latente (W /m²) : (noir : Kuroshio), (bleu : vers le 180° W/10° N), (rouge : côtes australiennes) ; C) Tension du vent dans l'Atlantique (10^{-3} N/m²) : (noir : Alizés du nord-est), (bleu : courant de Benguela) et (rouge : golfe de Guinée). *Time series of the differences between satellite data and ECMWF analysis (solid lines) and ECMWF reanalysis (ERA40) (dashed lines) over various oceanic areas: A) Wind stress (10^2 N/m ²) over the Pacific ocean: (black : in North area), (blue : south-eastern area), (red : in the Antarctic area); B) Latent heat flux (W /m ²): (black: Kuroshio), (blue: over 180° W/10° N), (red: Australian coast); C) Wind stress over Atlantic ocean (N/m2): (black: in North-East area), (blue: Benguela Current) and (red: Gulf of Guinea).*

7.2. Paramétrisation

L'écart entre les données de SERA et les données satellitaires laisse penser que la sous-estimation des données satellitaires de flux par rapport à celles de l'analyse/réanalyse, constatée dans la section 6, ne peut pas s'expliquer par les variables satellitaires, qui affichent des valeurs de beaucoup supérieures à celles de l'analyse/réanalyse. Afin d'évaluer l'apport des différences des coefficients d'échange dans l'écart entre les données satellitaires de flux et celles du modèle atmosphérique, il faut maintenant examiner l'écart entre les données de flux d'ERA40 et celles de SERA. Les variables étant les mêmes, les différences entre ces deux ensembles de données sont essentiellement associées à la différence de paramétrisation. Sur la figure 4C, on montre que l'écart entre les deux ensembles de données est partout positif, aussi bien pour la tension de vent que pour le flux de chaleur latent. Cela signifie que les coefficients d'échange utilisés pour les données satellitaires (SERA) sont relativement faibles par rapport à ceux utilisés par ERA40 et compensent significativement l'apport de la surestimation des variables satellitaires. En effet, il a été démontré que les coefficients d'échange utilisés par le CEPMMT sont supérieurs à ceux de Smith *et al.* (1996), de l'ordre de 15 % à 30 % (Renfrew *et al.*, 2002). Dans notre cas, les flux de chaleur latente d'ERA40 sont de 20% à 40% supérieurs à ceux de SERA (figure 4D). Ce rapport est du même ordre que celui observé par Renfrew *et al.* (2002).

L'écart de flux est essentiellement dû à la prise en compte de la stabilité dans les coefficients d'échange d'ERA40. En effet, contrairement aux flux turbulents satellitaires qui sont déduits à partir de simples approches analytiques (Smith, 1988), les flux provenant des modèles atmosphériques sont souvent estimés à partir des algorithmes très complexes résolvant, par exemple, les équations d'ordre deux (énergie) ou trois (dissipation) pour en tenir compte dans l'estimation de la longueur de Monin-Obukhov (voir l'équation 2).

7.3. Stabilité

Afin d'évaluer exactement la part des écarts des flux associés à la stratification, nous avons estimé de nouveaux flux turbulents avec les variables d'ERA40, en utilisant cette fois-ci le nouvel algorithme décrit dans la section 2. Nous désignons ces nouveaux flux où les effets de la stratification ont été inclus par NERA (N - pour nouvel algorithme et ERA pour les variables d'ERA40). Le seuil de convergence pour les trois paramètres est le même et il est égal à 10^{-3}. Le nombre d'itérations dépend beaucoup de la valeur de ce seuil. Sur la figure 5A, on illustre la moyenne des trois années du nombre d'itérations de l'expérience NERA. On peut remarquer que, dans l'ensemble, ce nombre n'est pas uniforme puisqu'il varie de 4 dans la région intertropicale à 6 dans les régions tempérées.

Le coefficient d'échange associé, par exemple à la tension du vent, montre des valeurs oscillant entre $1{,}2 10^{-3}$ et $1{,}7 10^{-3}$ (figure 5B). Leurs structures spatiales sont similaires à celles exhibées par la tension de vent. Le coefficient neutre initial estimé avec Smith (1988) montre aussi les mêmes structures. L'écart entre les données de flux provenant de NERA (stratifié) et de SERA (neutre) indique également que la stabilité peut représenter jusqu'à plus 40 % de la valeur du coefficient estimé dans les conditions neutres. La différence la plus significative provient des régions des courants de bord ouest des océans et de vents forts (figure 5C).

La corrélation entre les données des nouveaux flux (NERA) et celles des flux provenant d'ERA40 présente partout des valeurs dépassant 98 %, aussi bien pour la tension du vent que pour le flux de chaleur latente. L'écart entre les flux de NERA et ceux des données satellitaires est présenté sur la figure 6. On peut remarquer que cet écart est similaire, aussi bien en amplitude qu'en structures spatiales, à l'écart entre les flux d'ERA40 et les flux satellitaires (figures 2D et E). On peut toutefois noter que, dans les régions tropicales, les nouveaux flux de chaleur latente (NERA) sont relativement faibles par rapport à ceux provenant des données satellitaires et d'ERA40. Dans la région du courant des Aiguilles, les flux de NERA semblent être plus importants que ceux que montrent les données d'ERA40 et les données satellitaires. La corrélation (figure 6C) entre les deux flux de NERA montre qu'on est en présence de la même structure spatiale que celle qui est observée dans l'analyse du CEPMMT (figure 2E). La cohérence entre les données de tension du vent et du flux de chaleur latente est également bien respectée dans le golfe de Guinée.

Sur la figure 7A, on illustre l'écart moyen sur les trois années de la tension du vent entre les données d'ERA40 et celles de NERA. On peut remarquer que, par rapport au SERA (figure 4C), le nouvel algorithme améliore l'estimation des coefficients d'échange. Dans les régions de maximum d'écart, la différence entre les flux est maintenant de $1{,}10^{-2}$ N/m^2 (10 W/m^2) pour ceux provenant d'ERA40, contre plus de $3{,}10^{-2}$ N/m^2 (50 W/m^2) pour ceux provenant de SERA (figure 4C), dans les conditions neutres.

Sur les figures 7B à D, on illustre l'évolution mensuelle de la tension du vent et de flux de chaleur latente provenant d'ERA40 (trait), de NERA (trait discontinu) et de SERA (trait pointillé), durant les trois années d'observation (1996-1998) et dans les mêmes régions que celles figurant sur la figure 3. Dans l'ensemble, les nouveaux flux (NERA) montrent une évolution très similaire à ceux d'ERA40. On peut également remarquer que l'écart entre les données satellitaires et celles de NERA évolue de la même façon que celles d'ERA40 observées dans ces régions (figure 3).

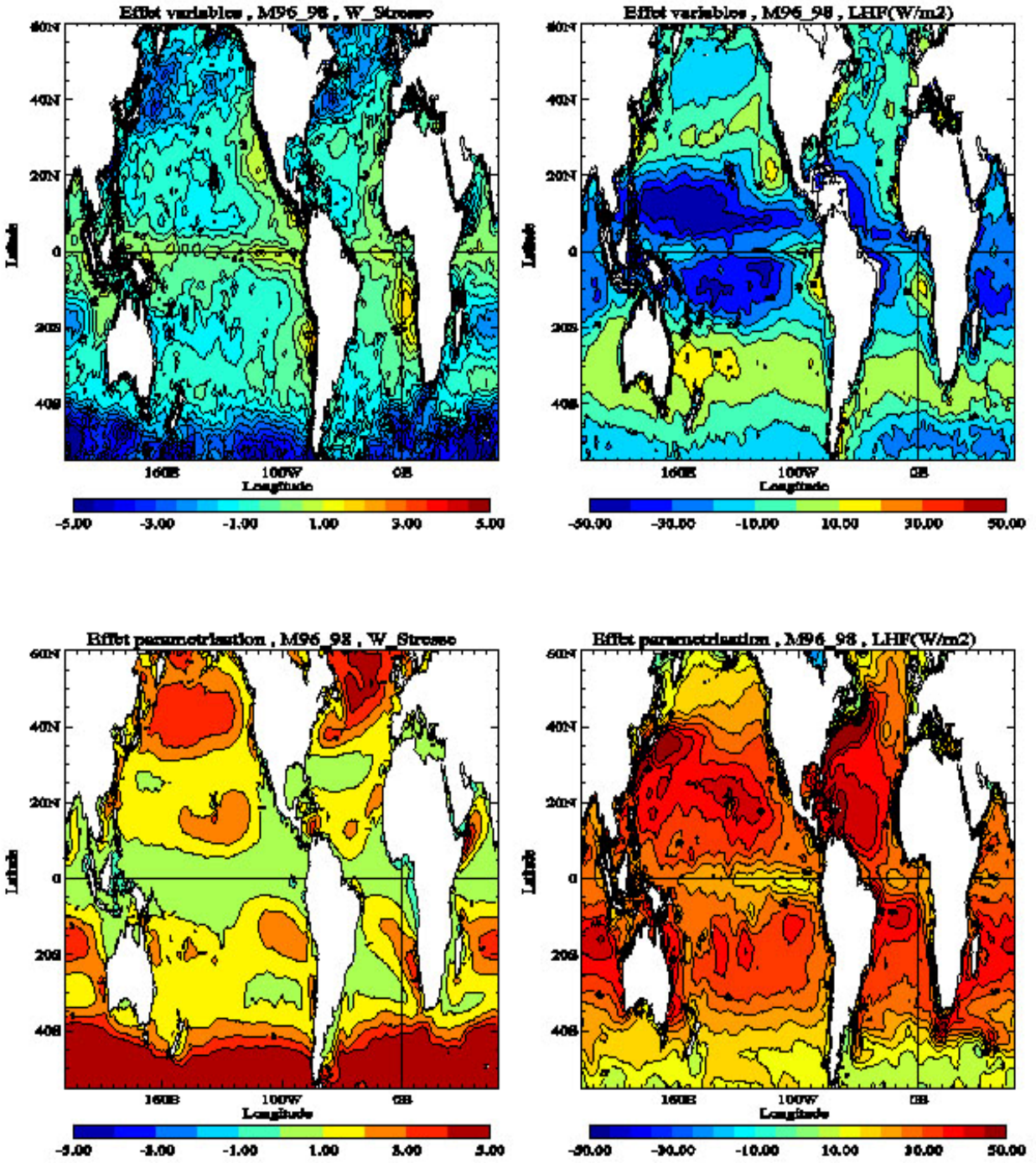


Figure 4 : Différence entre les flux turbulents provenant des données satellitaires et ceux estimés avec les variables d'ERA40, en utilisant la même paramétrisation (Smith, 1998) que celle des données satellitaires (SERA) : A) Tension du vent (10^2 N/m²) ; B) Flux de chaleur latente (W /m²) ; C) et D) Respectivement, écart entre les données de la tension du vent et du flux de chaleur latente provenant d'ERA40 et de SERA (S – pour Smith (1988) et ERA pour les variables ERA40). *Difference between turbulent fluxes derived from the satellite data and those estimated with variables of ERA40 by using the same parameterization (Smith, 1998) than the satellite data (SERA): A) Wind stress (10 ² N/m ²); B) Latent heat flux (W /m ²); C) and D) illustrate respectively the difference of the wind stress and latent heat flux data derived from ERA40 and those from SERA (S - for Smith (1988) and ERA for variables from ERA40).*

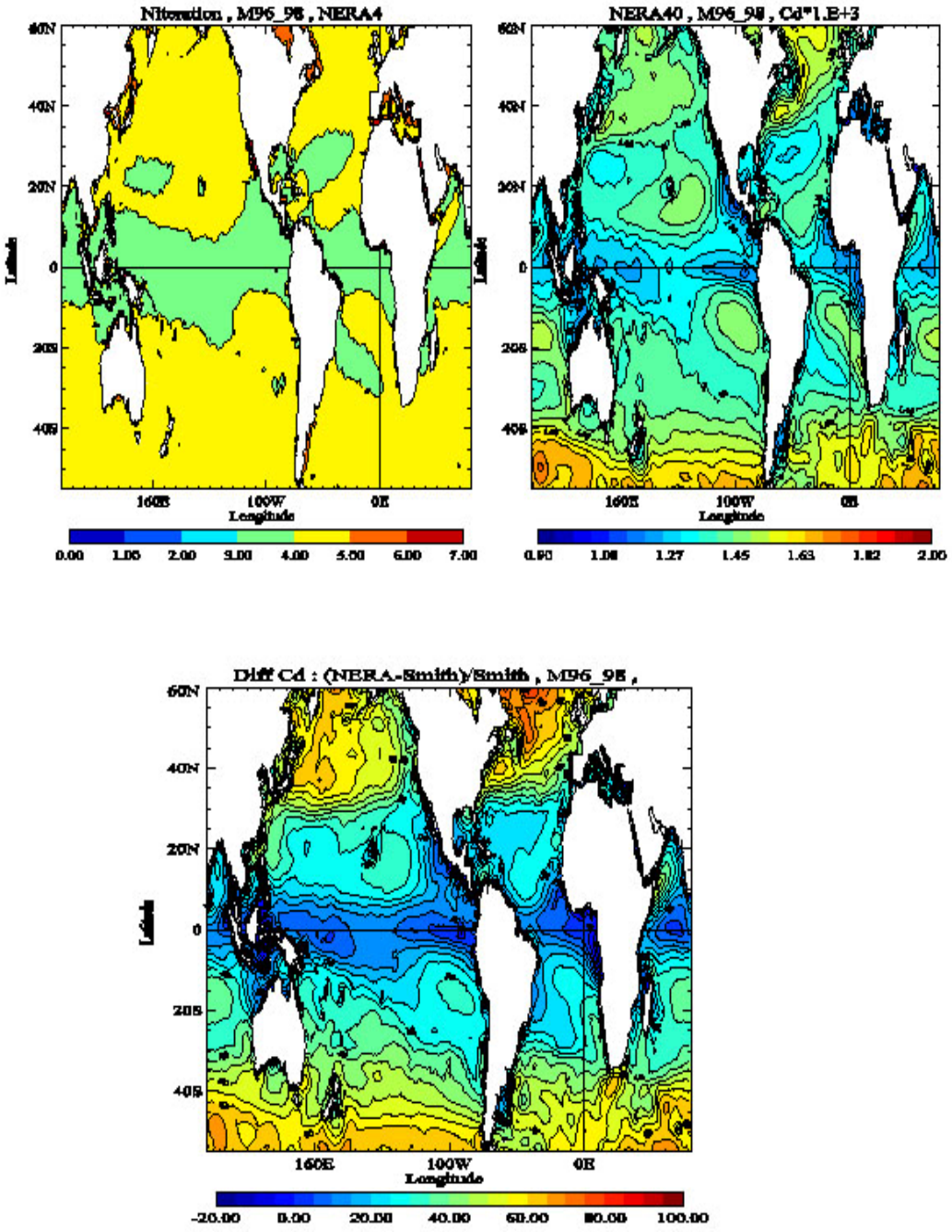


Figure 5 : Les caractéristiques moyennes des trois années (1996-1998) de l'expérience NERA, avec laquelle on estime les flux turbulents à partir des variables dérivées d'ERA40 en utilisant l'algorithme qui tient compte de la stabilité de la couche limite air-mer : A) Nombre d'itérations ; B) Coefficient de transfert associé à la tension du vent ; C) Écart relatif du coefficient d'échange (Cd) associé à la tension de vent entre NERA et SERA (Smith, 1988). NERA – N pour le nouveau modèle Bulk et ERA pour les variables ERA40. *The 3-year (1996-1998) mean characteristics of the NERA experiment, with which turbulent fluxes were estimated using variables derived from ERA40 with the new algorithm taking into account the stability of the air-sea boundary layer: A) Iteration number; B) Exchange coefficient for wind stress (momentum); C) Relative difference of the exchange coefficient (Cd) for wind stress between NERA and SERA (Smith, 1988). NERA – N for the new Bulk model and ERA for ERA40's variables.*

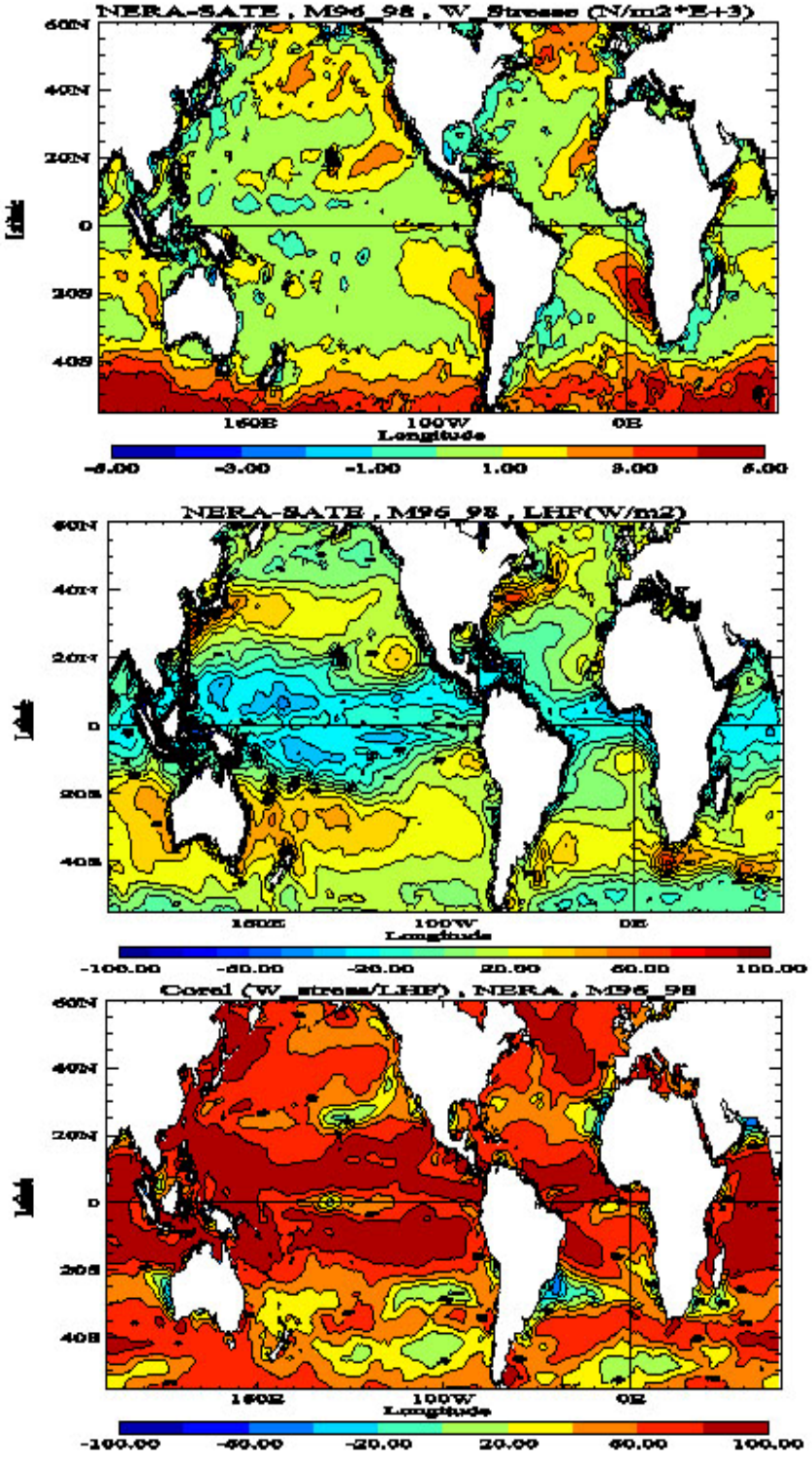


Figure 6 : Différence moyenne des trois années (1996-1998) entre les données de flux turbulents satellitaires données et ceux de NERA (estimés à l'aide du nouveau modèle en utilisant les variables de la réanalyse ERA40) : A) Module de la tension du vent (10^2 N/m²) ; B) Flux de chaleur latente (W /m²) ; C) Corrélation entre la tension du vent et le flux de chaleur latente de NERA. *The 3-year (1996-1998) averaged difference between satellite turbulent fluxes and those from NERA (estimated with the new model using the variables from ERA40): A) Wind stress (10^2 N/m²); B) Latent heat flux (W/m ²); C) Correlation coefficients between wind stress and the latent heat flux produced from NERA.*

En revanche, l'écart est considérablement plus faible entre les données satellitaires et celles de SERA. D'autre part, la différence la plus importante entre les données d'ERA40 et celles de SERA est celle qui se présente en hiver dans des régions telles celles du nord (vents d'ouest) et du sud (vents circumpolaires de l'Antarctique). Cette différence n'existe plus avec les données de NERA. En revanche, la tension du vent du sud-est (courant de Benguela) est relativement plus intense si on tient compte des données de NERA plutôt que de celles d'ERA40.

Les flux de chaleur latente montrent également la même tendance (figure 7C), car les deux algorithmes (ERA40 et NERA) affichent une corrélation d'environ 99 %. Dans les régions des courants de bord ouest des océans, les données de flux de NERA sont cependant légèrement supérieures à celles d'ERA40, particulièrement pendant les pics annuels. Dans les régions du Kuroshio et du Gulf Stream, l'écart de flux de chaleur latente entre ERA40 et les données satellitaires (figure 3b) ou entre ERA40 et SERA (figure 7C) est d'environ 80 W/m^2. Il est cependant seulement de 20 W/m^2 entre ERA40 et NERA. Au niveau du courant des Aiguilles, les données de NERA affichent une évaporation légèrement supérieure à celle qui est déduite des données d'ERA40. Dans les régions de maximum d'évaporation, situées au sud de l'Atlantique et du Pacifique, les données de NERA affichent en revanche une évaporation beaucoup moins importante que celle qui est déduite des données d'ERA40, avec des écarts atteignant 15 W/m^2 dans le sud de l'Atlantique (à l'automne 1997 et 1998).

Ces résultats mettent en lumière que les flux turbulents estimés à partir de ce nouvel algorithme (NERA) sont significativement plus près de ceux qui sont estimés à partir de la réanalyse d'ERA40 que de ceux qui sont estimés dans les conditions neutres (SERA). Ils indiquent par ailleurs que la stratification de la colonne air-mer est importante et ne devrait pas être négligée dans l'estimation des flux turbulents. Rappelons que ce type de validation est habituellement délicat, en ce sens que les flux des modèles atmosphériques sont très souvent estimés à partir d'algorithmes complexes qui, d'une part, sont basés sur les hypothèses de flux non constants et, d'autre part, résolvent les équations d'énergie cinétique turbulente pour mieux estimer les paramètres de rugosité. Par conséquent, approcher les résultats de la réanalyse du CEPMMT est encourageant et laisse présager qu'il pourrait être possible de tenir compte de la stabilité dans l'estimation des données satellitaires de flux turbulents, à condition d'estimer de façon significative la température de l'air à partir des données satellitaires.

8. ANALYSE DE LA TEMPÉRATURE DE L'AIR DÉDUITE À PARTIR DE DONNÉES SATELLITAIRES

Pour terminer, nous présentons l'analyse que nous avons faite de la température de l'air déduite à l'aide de l'algorithme développé dans cet article et exposé dans la section 2.

Il faut se rappeler que la température de l'air est la seule variable permettant d'estimer les flux turbulents qui ne soit pas directement disponible à partir des données satellitaires. En utilisant l'algorithme de la section 2, la température de l'air a été estimée à partir des données satellitaires de la vitesse du vent, de l'humidité spécifique de l'air et de la SST. La température de l'air est estimée en supposant que la colonne air-mer est en équilibre neutre. Il est évident que la qualité des flux turbulents satellitaires dépend non seulement de la qualité des variables directement restituées (vitesse de vent, humidité spécifique de l'air, la SST), mais surtout de la justesse des suppositions qui ont été faites pour aboutir à l'équation 7. Afin d'illustrer la qualité des variables satellitaires d'entrée, sur la figure 8, on présente une comparaison entre les données satellitaires de la vitesse du vent (W) et de l'humidité spécifique de l'air (Qa), les données de la température de l'air (Ta) dérivées des données satellitaires, ainsi que les données des réseaux de bouées TAO et ODAS.

Dans la zone du réseau de bouées TAO, on constate que les données de température de l'air (Ta), dérivées de données satellitaires, montrent la même tendance que celles de la vitesse de vent (W) et l'humidité spécifique d'air (Qa). Le RMS d'écart entre les données provenant des bouées et les données satellitaires est, respectivement, de l'ordre de 1,09 m/s, 1,06g/kg et 1,57 °C pour W, Qa et Ta. Cependant, les données satellitaires de la température de l'air semblent montrer une dispersion relativement importante, expliquant une corrélation de 70 % avec la température provenant du réseau de bouées, contre 80 % pour la vitesse du vent et 83 % pour de l'humidité spécifique de l'air. Dans le nord-ouest de l'Atlantique (ODAS), le RMS est de l'ordre de 1,82 m/s pour la vitesse du vent, 0,6 g/kg pour l'humidité spécifique de l'air et 1,41 °C pour la température de l'air. Les coefficients de corrélation sont respectivement de 78 %, 95 % et 84 %.

Ces résultats préliminaires indiquent que les données de la température de l'air, dérivées de données satellitaires, peuvent être estimées de façon significative avec des coefficients de corrélation (avec les observations) pouvant dépasser 80 %. Ce qui laisse présager une amélioration des estimations des flux turbulents satellitaires en tenant compte des effets de la stabilité.

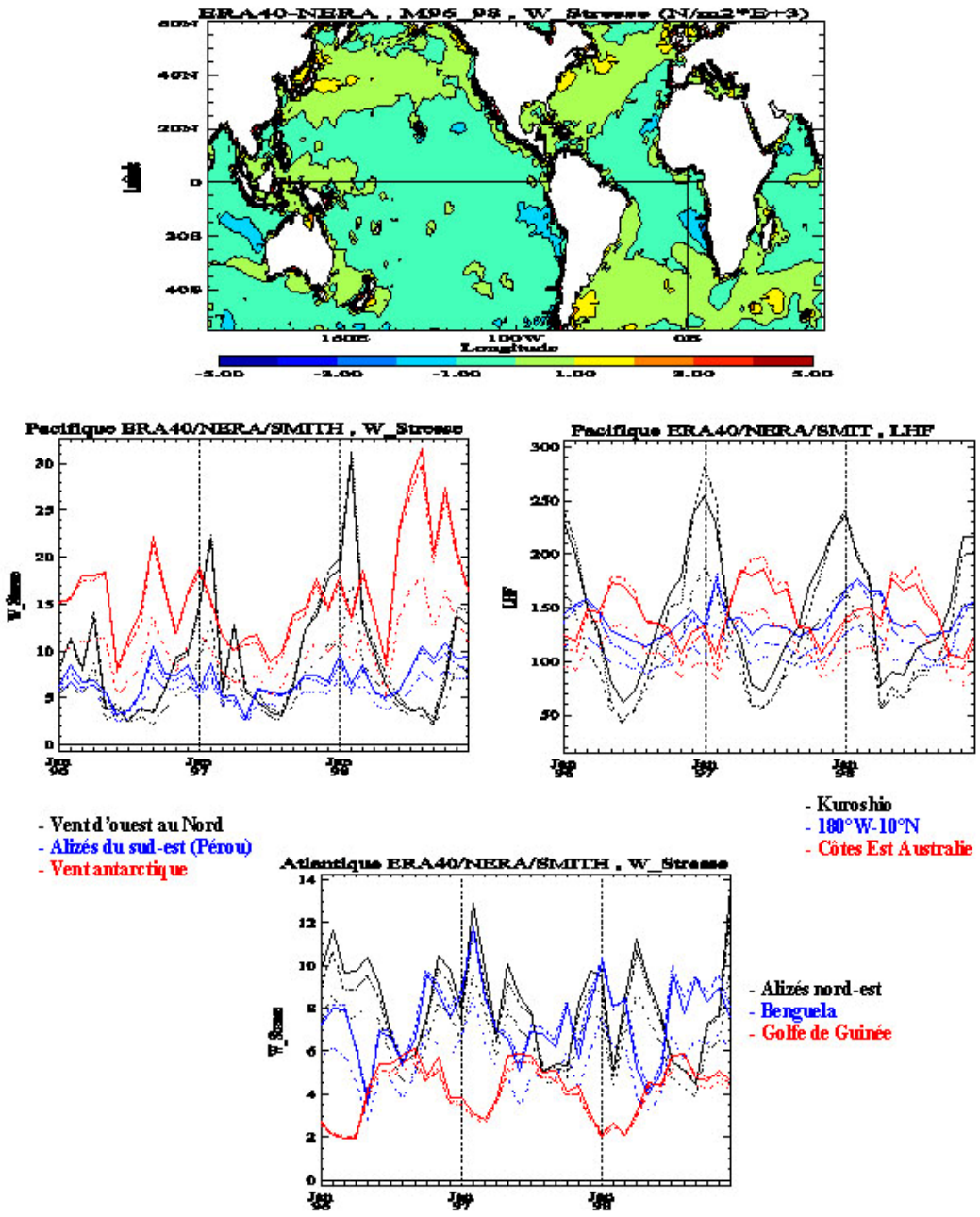


Figure 7 : Écarts de flux de chaleur latente entre les données provenant d'ERA40 et celles provenant de NERA (A). Les séries temporelles d'ERA40 (trait continu), de NERA (tiret-point-tiret) et de SERA (tireté) dans les mêmes régions océaniques que dans celles de la figure 3 ; B) Tension du vent (10^2 N/m²) dans le Pacifique : (noir : au Nord), (bleu : Alizés du sud-est), (rouge : vent de l'Antarctique) ; C) Flux de chaleur latente : (noir : Kuroshio), (bleu : vers le 180° W/10° N), (rouge : côtes australiennes) ; D) Tension du vent dans l'Atlantique (10^2 N/m²) : (noir : Alizés du nord-est), (bleu : courant de Benguela) et (rouge : golfe de Guinée). *Difference of the latent heat flux between ERA40 and NERA (A). The turbulent fluxes time series from ERA40 (solid lines), NERA (dashed-dotted line) and SERA (dashed line) over various oceanic areas: B) Wind stress (10^2 N/m ²) over the Pacific ocean: (black : in North area), (blue : south-eastern area), (red : in the Antarctic area); C) Latent heat flux (W /m ²): (black: Kuroshio), (blue: over 180° W/10° N), (red: Australian coast); D) Wind stress over the Atlantic ocean (N/m2): (black: in North-East area), (blue: Benguela Current) and (red: Gulf of Guinea).*

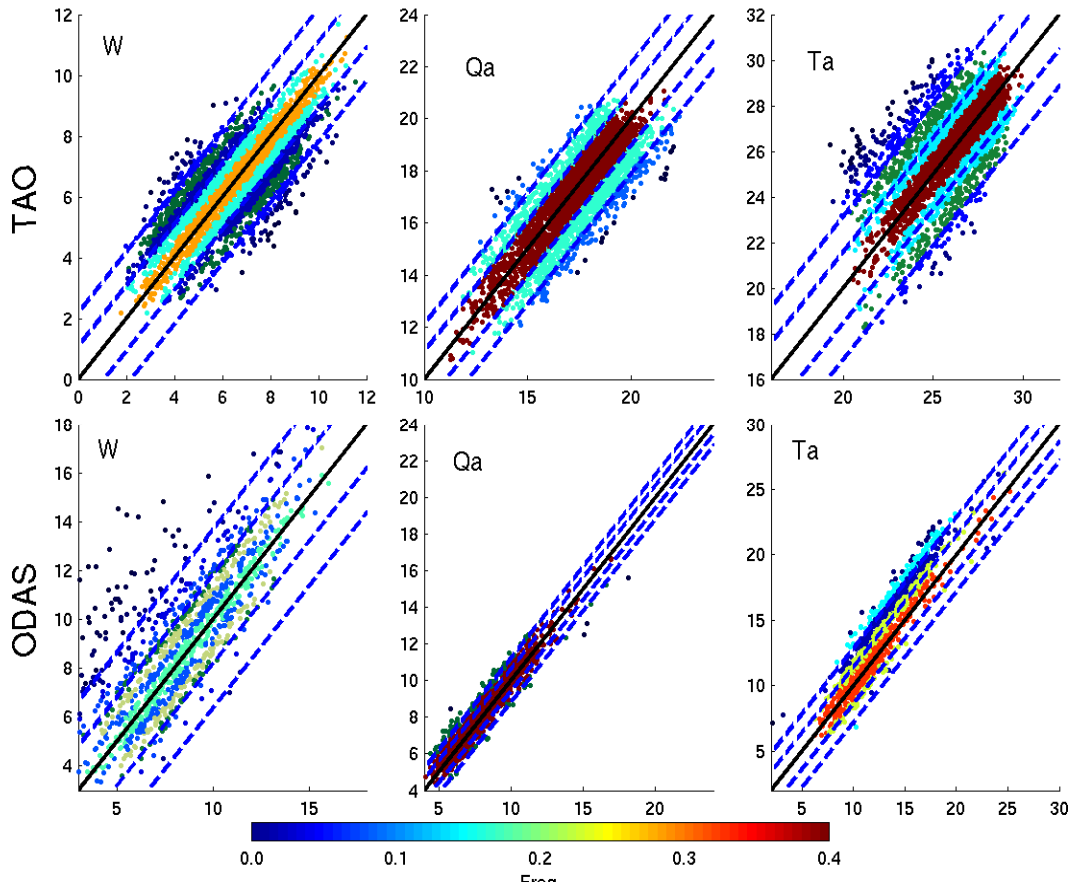


Figure 8 : Comparaison entre la vitesse du vent (W), l'humidité spécifique de l'air (Qa) et la température de l'air (Ta) à partir des données provenant du réseau de bouées ODAS (en abscisse) et des données satellitaires (en ordonnée). La première ligne correspond à la comparaison avec les données du réseau de bouées TAO, alors que la deuxième correspond à la comparaison avec les données provenant du réseau de bouées ODAS. La couleur indique la densité des points en pourcentage. Les droites hachurées correspondent, respectivement, à un écart type et à deux écarts types. *Comparison between wind speed (W), air specific humidity (Qa) and air temperature (TA) from moored buoys data (horizontal axis) and those from the satellite data (vertical axis). The top figure corresponds to the comparison with the data derived from TAO buoy network, whereas the bottom line corresponds to the comparison with the data from the ODAS buoys. The colour indicates the density of points expressed in percentage. The hatched lines correspond respectively to one standard deviation and two standard deviations.*

9. CONCLUSION

Dans cette étude, nous avons analysé la tension du vent et le flux de chaleur latente déduits de données satellitaires. Ces flux turbulents ont été estimés dans des conditions neutres en utilisant l'algorithme de Smith (1988), qui exprime les coefficients d'échange en fonction des gammes de vitesse du vent. Cette analyse a montré que les capteurs satellitaires évaluent correctement les structures majeures des flux turbulents et leur variabilité.

La comparaison entre les données satellitaires de flux turbulents et les flux provenant des l'analyse (CEPMMT) et réanalyse (ERA40) ont mis en lumière une importante sous-estimation des données satellitaires de flux turbulents de l'ordre de 20 % à 40 %. L'écart le plus significatif de tension du vent est bien marqué dans les régions de forts vents alors que celui du flux de chaleur latente l'est dans les régions des courants de la bordure ouest des océans. Ces biais ont montré un caractère annuel, affichant leur maximum pendant la période du pic saisonnier. Ces différences persistent tant dans l'analyse du CEPMMT que dans la réanalyse d'ERA40. En revanche, la réanalyse a montré un écart sensiblement moins important que celui de l'analyse. Cette analyse a indiqué également une différence dans l'évolution simultanée (corrélation) entre la tension du vent et le flux de chaleur latente dans les régions de faibles vents, surtout dans les bassins tropicaux notamment dans golfe de Guinée où les données satellitaires affichent des corrélations inférieures à zéro lors que le modèle atmosphérique en affiche de près de 60 %.

Par ailleurs, cette étude a montré que ces différences de comportement, aussi bien dans leur intensité (moyenne des écarts) que dans leur variabilité (corrélation), pouvaient être associées aux variables air-mer (SST, température de l'air, l'humidité spécifique de l'air, module de vent à 10 m, etc.) qui sont différentes, si elles proviennent des capteurs

satellitaires ou de l'analyse du CEPMMT ou d'ERA40, pour estimer ces flux turbulents, mais aussi aux différents algorithmes utilisés dans ces trois sources pour déterminer les flux turbulents et les coefficients d'échange correspondants.

En utilisant les variables air-mer provenant d'ERA40, cette analyse a démontré que la sous-estimation des flux turbulents satellitaires est en grande partie expliquée par les coefficients d'échange de Smith (1988), qui sont de 20 à 40 % inférieurs à ceux utilisés dans le modèle du CEPMMT. Ces résultats sont en accord avec les conclusions des analyses de Renfrew *et al.* (2002) et de Bentamy *et al.* (2003). En effet, même si l'algorithme utilisé pour les flux turbulents satellitaires est la version modifiée de Smith (1988), Renfrew *et al.* (2002) et Bentamy *et al.* (2003) ont démontré, dans le cadre de flux déduits des mesures provenant du réseau de bouées, une sous-estimation des flux turbulents (donc des coefficients d'échange) estimés avec Smith *et al.* (1996).

Afin d'améliorer l'estimation des flux turbulents à partir de données satellitaires, deux algorithmes sont ensuite développés. Le premier est une méthode d'inversion de la température de l'air satellitaire, qui est la seule variable manquante pour estimer les flux turbulents satellitaires indépendants (issus exclusivement des variables satellitaires). Le second est un algorithme *bulk* itératif qui permet d'estimer les trois flux turbulents dans différentes conditions de stabilité.

L'algorithme itératif a été validé en utilisant les variables d'ERA40 et les flux ont été comparés avec ceux provenant de la réanalyse d'ERA40. Cette comparaison a démontré que les flux turbulents provenant des deux sources sont très proches, avec un coefficient de corrélation supérieur à 98 %. Ces résultats indiquent que cet algorithme est capable d'estimer correctement les flux turbulents en tenant en compte des effets de la stabilité air-mer.

La température de l'air (dérivée de données satellitaires de flux turbulents) a été enfin inversée à partir des données satellitaires de la vitesse du vent et l'humidité de l'air ainsi que de la SST. Cette température a été comparée avec la température provenant des réseaux de bouées. Ces résultats ont montré que l'algorithme utilisé évalue de façon significative la température de l'air dérivée de données satellitaires. Le coefficient de corrélation avec les températures dérivées des réseaux de bouées peut, dans certaines régions, dépasser 80 %.

Ces deux derniers résultats indiquent enfin qu'il est désormais possible, à partir des données satellitaires, d'estimer les flux turbulents satellitaires indépendants. La suite de cette analyse sera consacrée à la génération de nouveaux flux turbulents à partir de données satellitaires, à la validation de ceux-ci à travers des comparaisons avec des données in situ et l'analyse de leur impact dans des simulations océaniques.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier les deux examinateurs pour la qualité de leurs remarques, ce qui nous a permis d'améliorer la clarté de cet article. Aussi, nous remercions particulièrement le professeur Jean-Marie Dubois pour les nombreuses améliorations qui ont été rendues possibles à la suite de ses corrections et suggestions. Nous n'oublions pas nos collègues avec lesquels nous avons eu des discussions très fructueuses au début de ce travail ainsi que l'Institut de Recherche pour l'Exploitation de la MER (IFREMER) pour l'environnement de travail très constructif. Bien évidemment, nous remercions le Gip MERCATOR Océan pour leur soutien financier à cette analyse.

RÉFÉRENCES

Bentamy, A., Quilfen, Y., Gohin, F., Grima, N., Lenaour, M. and Servain, J. (1996) Determination and validation of average field from ERS-1 scatterometer measurements. Global Atmospherical and Oceanic System, vol. 4, p. 1-29.

Bentamy, A., Katsaros, K.B., Alberto, M., Drennan, W.M., Forde, E.B. and Roquet, H. (2003) Satellite estimates of wind speed and latent heat flux over the global oceans. Journal of Climate, vol. 16, p. 637-656.

Bentamy, A., Quilfen, Y. and Flament, P. (2002) Scatterometer wind fields : a new release over the decade 1991-2001. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 28, n° 3, p. 424-430

Fairall, C.W., Bradley, E.F., Hare, J.E. Grachev, A. and Edson, J.B. (2003) Bulk parameterization of air-sea fluxes : Updates and verification for the COARE algorithm. Journal of Climate, vol. 16, p. 571-591.

Konda, M., Imasato, N. and Shibata, A. (1996) A new method to determine near-sea surface air temperature by using satellite data. Journal of Geophysical Research, vol. 101 (C6), p. 14 349-14 360.

Liu, W.T., Katsaros, K.B. and Businger, J.A. (1979) Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. Journal of Atmospherical Science, vol. 36, p. 1722-1735.

Liu, W.T., Tang, T.W. and Polito, P.S. (1998) NASA scatterometer provides global ocean-surface wind fields with more structures than numerical weather prediction. Geophysical Research Letters, vol. 25, p. 761-764.

Millif, R. F., Large, W.G., Morzel, J., Danabasoglu, G. and Chin, T.M. (1999) Oceanic general circulation model sensitivity to forcing from scatterometer winds. Journal of Geophysical Research, vol. 104, p. 11337-11358.

Pegion, P.J., Bourassa, M.A., Legler, D.M. and O'Brien, J.J. (2000) Objectively derived daily "wind" from satellite scatterometer data. Monthly Weather Review, vol. 128, p. 3150-3168.

Renfrew, I.A., Moore, G.W.K., Guest, P.S. and K. Bumke, K. (2002) A comparison of surface-layer and surface turbulent-flux observations over the Labrador Sea with ECMWF analyses and NCEP reanalyses. Journal of Physical Oceanography, vol. 32, p. 383-400

Reynolds, R.W. and Smith, T.M. (1994) Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. Journal of Climate, vol. 7, p. 929-948.

Smith, S.D. (1988) Coefficients for sea surface wind stress, heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature. Journal of Geophysical Research, vol. 93, p. 15 467-15 472.

Smith, S. D., C. W. Fairall, G. L. Geernaert, and L. Hasse, 1996 : Air-Sea fluxes : 25 years of progress. Boundary-Layer Meteorological, vol. 78, p. 247-290.

Zeng, X., Zhao, M. and Dickinson, R.E. (1998) Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of Sea Surface Fluxes using TOGA COARE and TAO Data. Journal of Climate, vol. 11, p. 2628-2644.