

UBO

université de bretagne
occidentale



THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Océanographie Physique

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Fabien Desbiolles

Préparée au :

Laboratoire de Physique des Océans (LPO
UMR 6523 - CNRS-Ifremer-IRD-UBO)

Laboratoire d'Océanographie Spatiale (LOS
Ifremer)

Impact des fines échelles spatio-temporelles de l'atmosphère sur le couplage entre océan hauturier et plateau continental dans un système d'upwelling de bord Est

Thèse soutenue le 15 décembre 2014

devant le jury composé de :

M. Xavier CARTON

Professeur, Université de Bretagne Occidentale, LPO
Président du jury

M. Francis CODRON

Professeur, Université Paris VI, LOCEAN
Rapporteur

M. Patrick MARCHESIELLO

Directeur de recherche, IRD, LEGOS
Rapporteur

Mme Anne PETRENKO

Maître de conférences, Université Aix-Marseille, MIO
Examinatrice

Mme Juliette LAMBIN

Responsable de programmes, « Océan et Cryosphère », CNES
Invitée

M. Abderrahim BENTAMY

Chercheur, Ifremer, LOS
Co-encadrant

M. Bruno BLANKE

Directeur de recherche, CNRS, LPO
Directeur de thèse



Remerciements

Loin d'être un travail solitaire, cette thèse a bénéficié d'appuis et de soutiens scientifiques, techniques et surtout humains sans lesquels il aurait été impossible de lire ce manuscrit. Ces quelques lignes sont donc dédiées à remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à ce travail.

Tout d'abord, je tenais à remercier les laboratoires d'accueil, le LOS et le LPO, leur directeur respectif, Bertrand Chapron (LOS) et Claude Roy et Christophe Messager (LPO) ainsi que le soutien technique et administratif. Je pense surtout à Tristan qui répond toujours avec sourire et bonne humeur aux problèmes informatiques du quotidien et Gil, dont l'efficacité n'est plus à prouver et qui a supporté mes nombreuses maladroites administratives.

Merci au CNES (l'espace pour la Terre) et à Juliette Lambin de nous avoir fait confiance et d'avoir financé le joli projet d'Abderrahim et Bruno. Merci aussi pour les quelques aller-retours toulousains et les visites de la cité de l'espace. J'en profite pour faire un petit clin d'oeil au 6 (la Tarre pour l'espèce) qui m'a hébergé durant ces séjours toulousains. Merci à tous les membres du jury ; M. Xavier Carton pour la présidence, MM. Patrick Marchesiello et Francis Codron qui ont accepté avec enthousiasme de rapporter ce travail. Je remercie vivement Anne Petrenko pour avoir assuré son rôle d'examinatrice minutieusement. Merci à vous 3 pour votre lecture attentive et vos remarques constructives qui ont permis de préciser mes propos dans le manuscrit et lors de la soutenance. Merci aussi à Juliette Lambin qui n'a malheureusement pas pu se libérer pour le jour de l'oral ; Claude Roy, Xavier Capet et Guillaume Rouillet pour le comité de thèse.

Je remercie chaleureusement mes directeurs de thèse, Bruno et Abderrahim. J'ai grandement apprécié votre encadrement, me laissant la liberté suffisante pour m'épanouir tout en maintenant la rigueur nécessaire pour aller au bout de nos idées. Abderrahim, merci pour ta bonne humeur quotidienne ; Bruno, merci pour ta disponibilité et les nombreuses discussions (pas seulement scientifiques) que l'on a pu avoir au cours de ces trois années. Au delà de la qualité scientifique de votre encadrement, je garderai surtout votre bienveillance et vos qualités humaines.

Merci à toutes les personnes des deux labos avec qui j'ai partagé un petit bout de vie, souvent autour d'un café ou d'une clope...Je pense d'abord à mes colocs de bureau, dans l'ordre, Gilles, Dhouha et Quentin. Merci à puce et au prez, avec qui on partage l'amour des blagues pourries. Merci à Thierry, Tristan, Gil, Julie, Emanuela, Bernard, Pierre, Nathalie, Sabrina, Tonia et tout le Bât F. Merci aux buveurs de bières, toujours motivés pour un apéro du jeudi, Daniele, Antoine, Rui et Gildas. Merci à Nico (buveur de bières lui aussi) et ses enfants. *I love the way you move...* spéciale dédicace à Clem (le véritable homme de la forêt), Patri, Maria et Marion. Merci à Elisabeth, Fred Jean et tout l'IUEM pour notamment mon inoubliable voyage au Japon.

Merci au 141 et 143 rue de Guilers ; Merci à la Guarida pour les nombreux jeudi soirs et pour la soirée de thèse. Une pensée pour les potes d'ici et là..et surtout pour les brestois qui m'ont aidé à me sentir bien loin de Mars : Quentin, Camille et Maëlle, Clem, Carine

et Fab, Francesco et Leni, Nick et Natalia, Murielle. Merci à Yoyo et Maria qui m'ont accueilli aux US. Merci à R***air pour les innombrables aller-retours à la Capitale...ces mots sont d'ailleurs écrits sur un de leur fauteuil très inconfortable.

Un grand merci à Marion qui a toujours été là.

Une pensée pour mes parents et mon frère.

Dernière pensée pour Hara-Kiri, Echo des savanes, fluide glaciale et Charlie hebdo qui me font rire depuis petit... Enfin, merci à toutes celles et ceux qui feuilleteront ces pages.

Laboratoire Physique des Océans

Laboratoire d'Océanographie Spatiale

**IMPACT DES FINES ÉCHELLES
SPATIO-TEMPORELLES DE L'ATMOSPHÈRE
SUR LE COUPLAGE ENTRE OCÉAN
HAUTURIER ET PLATEAU CONTINENTAL
DANS UN SYSTÈME D'UPWELLING DE
BORD EST**

Fabien Desbiolles

sous la direction de : Bruno Blanke & Abderrahim Bentamy

Manuscrit de Thèse

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	Contexte général : les systèmes d’upwelling de bord Est	3
1.1.1	L’upwelling côtier	4
1.1.2	Pompage d’Ekman	6
1.1.3	Éléments de la dynamique océanique sous-jacente	7
1.2	Contexte de l’étude : Les échelles spatiales atmosphériques et leurs rôles sur l’upwelling	9
1.2.1	Les échelles synoptiques atmosphériques dans les systèmes atlantiques	9
1.2.2	La méso-échelle et les interactions air-mer	12
1.2.3	Les fines échelles atmosphériques et les effets orographiques	14
1.3	Motivations et objectifs scientifiques	18
2	Mesures satellite : principe, restitution de champs réguliers et description des produits utilisés	23
2.1	Introduction	24
2.2	Diffusiométrie et vent satellite	26
2.2.1	Principe de la mesure	26
2.2.2	Restitution des données sur une grille régulière	29
2.3	Tension du vent, flux de chaleur à l’interface océan-atmosphère et formulation <i>bulk</i>	31
2.4	Description des produits utilisés (vent, SST et flux de chaleur)	36
2.4.1	Description générale	36
2.4.2	Différences conceptuelles entre QS50 et QS25	39
2.5	Synthèse	44

3	Événements d’upwelling liés à la dynamique synoptique atmosphérique	47
3.1	Avant propos	47
3.2	-Article- Winds and short upwelling events	49
4	Origine des structures de rotationnel de la tension du vent dans les systèmes du Benguela et des Canaries : étude par imagerie satellite	73
4.1	Avant-propos	73
4.2	[Article] Origin of fine scale wind stress curl structures in the Benguela and Canary upwelling systems	75
5	Sensibilité de la dynamique des systèmes d’upwelling de bord Est aux fines échelles spatiales atmosphériques : approche numérique	95
5.1	Introduction	96
5.2	Méthodes	98
5.3	Sensibilité de la dynamique du système du Benguela aux fines échelles spatiales et temporelles du forçage atmosphérique	101
5.3.1	Sensibilité aux flux de quantité de mouvement (τ_x, τ_y)	101
5.3.2	Sensibilité de la dynamique verticale au profil zonal du vent à la côte	118
5.3.3	Statistiques des simulations pluriannuelles et sensibilité de la résolution du forçage à la formation des tourbillons	124
5.4	Sensibilité à la résolution temporelle : apport des échelles synoptiques atmosphériques du vent et des flux de chaleur	125
5.5	Éléments de discussion	127
6	Conclusions et Perspectives	133
6.1	Synthèse des résultats, discussion et conclusion	133
6.2	Perspectives	142

6.2.1	Imagerie SAR : vers une mesure statistique du <i>drop-off</i> et la quantification des interactions entre les courants de surface et le vent	142
6.2.2	Modélisation forcée et couplée dans les systèmes d'upwelling et interactions océan-atmosphère	146
6.2.3	Les upwellings dans le contexte du changement climatique	149
A	Modèle numérique	151
A.1	Un modèle régional océanique : ROMS	151
A.1.1	Présentation générale	151
A.1.2	Configuration, conditions aux frontières ouvertes et forçage atmosphérique	156
A.2	Diagnostic lagrangien de post-traitement : l'outil ARIANE	159
B	[Article] Improvement in air-sea flux estimates derived from satellite observations	163
	Bibliographie	183

Introduction

Sommaire

1.1	Contexte général : les systèmes d’upwelling de bord Est	3
1.1.1	L’upwelling côtier	4
1.1.2	Pompage d’Ekman	6
1.1.3	Éléments de la dynamique océanique sous-jacente	7
1.2	Contexte de l’étude : Les échelles spatiales atmosphériques et leurs rôles sur l’upwelling	9
1.2.1	Les échelles synoptiques atmosphériques dans les systèmes atlantiques	9
1.2.2	La méso-échelle et les interactions air-mer	12
1.2.3	Les fines échelles atmosphériques et les effets orographiques	14
1.3	Motivations et objectifs scientifiques	18

Les grands systèmes d’upwelling de bord Est (EBUS, de l’anglais *Eastern Boundary Upwelling System*) constituent un laboratoire idéal pour la compréhension des processus océaniques côtiers et l’étude des interactions entre l’océan et l’atmosphère environnante. Situées sur le bord des océans Pacifique (les systèmes de Californie et du Humboldt) et Atlantique (systèmes du Benguela et des Canaries), ces zones d’upwelling forment l’interface privilégiée entre les flux continentaux, les flux atmosphériques et le domaine océanique. Sous l’influence des flancs Est des centres de hautes pressions atmosphériques

(anticyclones), le vent souffle parallèlement à la côte et en direction de l'équateur. L'action du vent, cumulée à l'influence de la rotation terrestre, entraîne le transport des eaux de surface vers le large. Par conservation de la masse, ce transport provoque la remontée à la surface des eaux plus profondes, froides et riches en nutriments. L'intensité de ce processus (*i.e.*, résurgence d'eau profonde) est modulée par l'intensité, la direction et la variabilité zonale et méridienne du vent, par la topographie océanique, avec notamment les caractéristiques géographiques du plateau continental, par les singularités de la ligne de côte et son orographie, ainsi que par les spécificités de l'océan environnant. Les transferts d'énergie associés, à des échelles variées, contrôlent la régionalisation de la variabilité climatique [*Parry, 2007*]. Cette thèse se limitera aux systèmes atlantiques, Canaries dans l'hémisphère Nord et Benguela dans l'hémisphère Sud. La focalisation sur les systèmes atlantiques suit des considérations historiques et stratégiques des laboratoires d'accueil. Le Laboratoire d'Océanographie Spatiale (LOS) et surtout le Laboratoire de Physique de Océans (LPO) entretiennent en effet des partenariats et des collaborations scientifiques privilégiées avec le Sénégal et l'Afrique du Sud.

Après avoir présenté les caractéristiques principales des EBUS et la dynamique océanique sous-jacente, nous exposerons les particularités des systèmes atlantiques, le Benguela et les Canaries, en décrivant notamment la variabilité du vent (forçage principal des mécanismes de résurgence d'eau froide) aux différentes échelles temporelles et spatiales. Cela nous amènera à expliciter les problématiques de cette thèse en fin de chapitre.

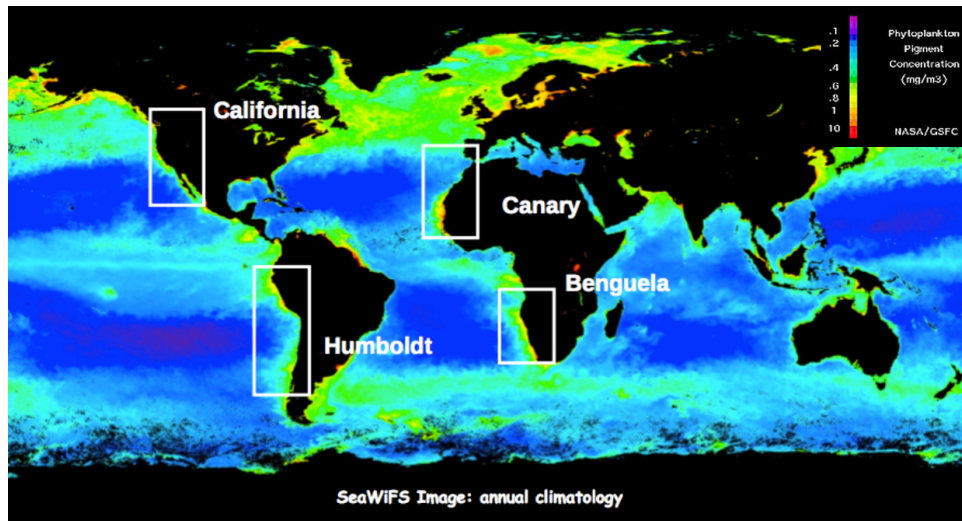


FIGURE 1.1 – Concentration de Chlorophylle en moyenne annuelle (image SeaWiFS) issue de <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>. Les grands systèmes d'upwelling sont encadrés en blanc.

1.1 Contexte général : les systèmes d'upwelling de bord Est

Les grands systèmes d'upwelling, sous l'influence d'un vent soufflant parallèlement à la côte, sont caractérisés par la présence d'une eau côtière froide et riche en nutriments. En effet, la remontée d'eaux profondes enrichit la couche euphotique (*i.e.*, couche de surface soumise au rayonnement solaire) en éléments nutritifs et favorise donc une activité biogéochimique intense [Mann et Lazier, 1991]. La concentration en chlorophylle, présentée en moyenne annuelle sur la Figure 1.1, peut être mesurée depuis l'espace et traduit directement d'importants processus de photosynthèse, essentielle à toute activité biologique. Aux latitudes moyennes, l'océan est caractérisé par de faibles concentrations en chlorophylle, excepté dans les EBUS (Fig. 1.1).

Les systèmes d'upwelling de bord Est couvrent seulement quelques pour cent de la surface océanique mais assurent près de 20% des pêcheries mondiales [Durand et al., 1998, Fréon et al., 2009]. De fortes disparités biogéochimiques existent cependant entre les différentes régions ; par exemple, le système du Humboldt (Fig. 1.1) apparaît comme

le plus important en terme de pêche [Fao, 2004], l'écosystème du système du Benguela comme le plus fertile en production primaire [Carr, 2002] et celui des Canaries présente la plus importante variabilité saisonnière de concentration en nutriments [Lathuilière, 2008]. Les inégalités des ressources biologiques et, par conséquent, économiques incitent à étudier les particularités de chacun des systèmes et comparer leurs fonctionnements. Les environnements biogéochimiques des bassins Nord et Sud des océans Atlantique et Pacifique contrôlent en partie ces contrastes, et les paramètres physiques atmosphériques et océaniques sont essentiels dans l'individualisation des quatre systèmes. En effet, les vents en direction de l'équateur sont responsables du transport d'Ekman [Ekman, 1905] (cf. section 1.1.1) et leurs variations horizontales aux fines échelles, engendrant un rotationnel, contribuent à la dynamique verticale de l'océan par le pompage ou la suction d'Ekman (cf. section 1.1.2). Ce rotationnel local, induit par plusieurs processus physiques (*i.e.*, effets orographiques, couplage thermique entre le vent et la température de surface - SST pour *Sea Surface Temperature* -, etc., cf. section 1.2) est essentiel dans la dynamique de surface et de sub-surface des EBUS [Capet *et al.*, 2004, Münchow, 2000]. De plus, le contraste thermique entre la SST côtière et la SST plus au large introduit un gradient de densité qui contrôle les courants dans les systèmes de bord Est. Les instabilités baroclines générées par le cisaillement de ces courants provoquent une activité de méso-échelle intense (méandres, filaments et tourbillons, Marchesiello *et al.* [2003], cf. section 1.1.3). Ces structures transitoires sont essentielles dans le transfert de propriétés entre les zones côtières et le large [Blanke *et al.*, 2005], et le couplage entre les processus physiques et biologiques [Gruber *et al.*, 2011].

1.1.1 L'upwelling côtier

Une côte et un vent soufflant parallèlement à celle-ci en direction de l'équateur sont les deux éléments clés de l'upwelling côtier. Les vents de surface, par effet de la force de

Coriolis, entraînent un déplacement des eaux superficielles sur la droite (gauche) de la direction du vent dans l'hémisphère Nord (Sud). La résultante, le transport d'Ekman, est donc un transport des masses d'eau vers le large. La côte, elle, agit comme une véritable barrière, imposant ainsi une condition cinématique nulle et donc la divergence de ce transport. Par conservation de la masse, une eau profonde est aspirée dans la zone proche côtière. Ces eaux sont *upwellées* depuis une profondeur n'excédant pas 200 à 300 m [*Pond et Pickard, 1983*]. L'échelle *cross-shore* (*i.e.*, dans une direction perpendiculaire à la côte) de l'upwelling côtier fait l'objet de nombreuses études [*Pickett et Paduan, 2003, Estrade et al., 2008, Marchesiello et Estrade, 2010*]. Dans le cas idéal d'une tension de vent uniforme le long de la côte et d'un océan stratifié à fond plat, l'échelle caractéristique de la réponse océanique est donnée par le premier rayon interne de déformation de Rossby (R). À partir de données de température et de salinité, *Chelton et al. [1998]* déduisent un rayon de déformation compris entre 30 et 50 km aux latitudes moyennes des EBUS (cf. Figure 6 de *Chelton et al. [1998]*). On peut ainsi déterminer la vitesse verticale caractéristique de l'upwelling côtier confinée dans le rayon de déformation de Rossby, et due à la divergence du transport d'Ekman ; $w = \frac{\tau^{along}}{\rho_0 |f| R}$. Pour donner un ordre de grandeur, prenons $R = 30\text{km}$, $|f| = 10^{-4}\text{s}^{-1}$ et $\tau^{along} = 0.1\text{Pa}$; on obtient alors $w = \mathcal{O}(3\text{m.d}^{-1})$. Cette définition de l'échelle *cross-shore* de l'upwelling côtier est cependant discutée par certains auteurs. Le rayon de déformation de Rossby décrit seulement l'ajustement géostrophique du front d'upwelling [*Renault et al., 2012*] et l'échelle caractéristique de l'upwelling côtier représente la longueur de la zone frictionnelle où le sommet de la couche limite de fond et la base de la couche limite de surface se confondent [*Estrade et al., 2008, Marchesiello et Estrade, 2010*]. La position et l'échelle de l'upwelling côtier, et donc son intensité, dépendent de la topographie [*Estrade et al., 2008*]. La structure des plateaux continentaux façonne donc aussi l'intensité de l'upwelling. Plus le plateau est abrupt et les profondeurs sont importantes, plus les vitesses verticales dues à la divergence du transport d'Ekman

sont confinées dans la zone côtière.

Si les vitesses verticales de l'upwelling ne sont restreintes qu'à une zone proche côtière, et sont plus précisément limitées par l'échelle *cross-shore* de l'upwelling côtier, les eaux froides nouvellement upwellées se diffusent et se mélangent avec les eaux environnantes. Les anomalies froides de SST peuvent être alors propagées plus au large par différents processus, notamment turbulents (cf. section 1.1.3). Ce schéma idéal de l'upwelling côtier n'est pas présent partout le long des côtes : on observe en effet fréquemment des zones singulières où le maximum des anomalies froides de SST se trouve loin du continent. Ce phénomène particulier traduit directement le décollement de la côte de la cellule d'upwelling [Estrade, 2006] et semble réservé aux plateaux peu profonds comme ceux des Canaries [Estrade et al., 2008] et, dans une moindre mesure, du Benguela Sud [Penven et al., 2000]. Ces cellules éloignées des côtes peuvent se maintenir à l'échelle d'un événement d'upwelling (*i.e.*, de l'ordre de quelques jours [Barton et al., 1977]) et même d'une saison [Roy, 1998]. Ces situations atypiques ont des répercussions sur de nombreux processus biologiques et écologiques (*e.g.*, la rétention, c'est-à-dire la capacité du milieu à maintenir regroupées les larves dans un environnement favorable à leur développement [Estrade 2006]).

1.1.2 Pompage d'Ekman

La divergence du transport d'Ekman à la côte n'est pas le seul mécanisme à l'origine d'une remontée d'eau. En effet, les variations horizontales (zonales et méridiennes) du vent, exprimées par son rotationnel, conduisent à des zones locales de convergence ou de divergence des eaux de surface, entraînant ainsi, toujours par conservation de la masse, des vitesses verticales respectivement négatives ou positives à la base de la couche de mélange. Ce processus n'est pas anodin puisque, localement, il a un impact significatif sur l'upwelling côtier en terme de vitesse verticale. En effet, le rotationnel du vent très

largement cyclonique le long des côtes africaines (cf. section 1.2) contribue également à des vitesses verticales positives (*i.e.*, remontées d'eau) dans la zone côtière. Ce sont donc les effets cumulés du transport d'Ekman et du pompage d'Ekman qui participent aux remontées d'eaux profondes. Bien qu'il ne soit pas aisé de déterminer directement la vitesse verticale due au transport d'Ekman du fait d'une estimation incertaine de l'échelle caractéristique de l'upwelling côtier, *Pickett et Paduan [2003]* estiment que la part relative des deux effets est comparable dans certaines régions de l'upwelling de Californie (les auteurs ont utilisé le rayon de déformation de Rossby comme échelle de l'upwelling côtier).

Plusieurs processus physiques sont à l'origine des variations horizontales du vent et donc des structures fines de son rotationnel. La variabilité spatiale et la variabilité temporelle du vent sur différentes échelles, toutes deux à l'origine de fluctuations de l'upwelling, seront explicitées dans la section 1.2 du manuscrit.

1.1.3 Éléments de la dynamique océanique sous-jacente

Plusieurs caractéristiques de la dynamique océanique sont communes aux quatre grands systèmes d'upwelling de bord Est. Une des caractéristiques importante et propre à ces systèmes est le développement d'un jet côtier dirigé vers l'équateur. En effet, la résurgence de masses d'eaux froides et la remontée des isopycnes dans la bande côtière qui en découle introduisent un gradient de densité *cross-shore* avec les eaux plus chaudes repoussées vers le large. Ce front, dit front d'upwelling, dépend fortement de l'intensité et du rotationnel du vent, "moteurs" de l'upwelling côtier, mais aussi de la stratification sous-jacente et de la SST environnante. Plus les eaux upwellées sont froides, plus le gradient *cross-shore* de densité est susceptible d'être important. Le front d'upwelling s'équilibre géostrophiquement et donne donc naissance à un jet côtier dirigé vers l'équateur. Ce courant de surface, qui peut s'étendre sur la verticale jusqu'à une centaine de

mètres, atteint typiquement quelques dizaines de $cm.s^{-1}$.

Une fois le courant de surface en place, il devient rapidement instable, surtout quand le front d'upwelling est important ; ceci provoque une intensification du courant géostrophique alors généré. Le cisaillement horizontal (vertical) du jet est source d'instabilité barotrope (barocline). Une activité de turbulence de méso-échelle (tourbillons, méandres et filaments), nourrie par la combinaison des instabilités barocline et barotrope [Marchesiello et Estrade, 2009], se développe avec diverses interactions non linéaires. Par une comparaison des systèmes des Canaries et de Californie, Marchesiello et Estrade [2009] estiment que de larges différences dans l'activité tourbillonnaire existent entre les systèmes d'upwelling, bien que l'amplitude du vent soit sensiblement équivalente entre les deux systèmes. Ce résultat suggère clairement que l'activité tourbillonnaire dans les EBUS découle principalement de la variabilité de méso-échelle intrinsèque des jets côtiers [Marchesiello et al., 2003] et moins des fluctuations du vent [Kelly et al., 1998]. Si c'est le vent qui induit le processus d'upwelling et la création d'énergie potentielle, c'est bien la structure verticale des isopycnes qui engage la transformation en énergie cinétique tourbillonnaire (EKE - *Eddy Kinetic Energy*) à travers les instabilités baroclines. La conversion d'énergie varie avec le cisaillement vertical du jet côtier (e.g. Barth [1994], Marchesiello et al. [2003]). L'intensification de ce courant et son cisaillement horizontal peuvent aussi amorcer la création d'EKE à travers des instabilités barotropes. On a vu que la formation du courant de surface vers l'équateur est induite par l'*outcropping* des isopycnes et que le processus d'upwelling est dépendant de la configuration géométrique du plateau continental. Plus que du vent lui-même, l'activité tourbillonnaire dans les systèmes d'upwelling dépend donc de la stratification et des paramètres environnants [Marchesiello et Estrade, 2009].

Le sous-courant en direction du pôle est aussi une caractéristique commune aux systèmes d'upwelling de bord Est. Les mécanismes de formation de ce courant sont encore large-

ment discutés. Certains auteurs suggèrent que le forçage distant et de grande échelle d'un gradient de pression Nord-Sud contrôle ce sous-courant [*Neshyba et al., 1989*]. D'autres auteurs mettent en évidence une formation par un forçage local en reliant les différents modes baroclines d'un océan *shallow water* aux vitesses des courants de surface et de sub-surface [*McCreary, 1981*].

1.2 Contexte de l'étude : Les échelles spatiales atmosphériques et leurs rôles sur l'upwelling

Nous venons de décrire les processus physiques à l'origine des remontées d'eaux sur le bord Est des océans et leurs conséquences sur la dynamique océanique environnante. Nous avons vu notamment que le vent est le forçage principal de l'upwelling via le transport d'Ekman (induit par la composante de la tension du vent parallèle à la côte, τ^{along}) et le pompage d'Ekman (engendré par la variabilité spatiale du vent). Dans cette section, nous décrirons plus précisément la variabilité du vent dans les systèmes atlantiques à des échelles variées, de la quasi-synopticité à la submésos-échelle, et ses conséquences sur le processus d'upwelling et la dynamique océanique induite.

1.2.1 Les échelles synoptiques atmosphériques dans les systèmes atlantiques

L'océan Atlantique est sous l'influence de systèmes atmosphériques de grandes échelles qui agissent sur la variabilité spatiale et temporelle de la SST. Les mouvements d'air à grande échelle sont liés aux structures de la pression atmosphérique de surface (SLP - *Sea Level Pressure*) présentées sur la Figure 1.2. En effet, l'air s'écoule, à l'échelle du

bassin, autour de grandes cellules de hautes pressions atmosphériques (anticyclones des Açores et de Sainte-Hélène respectivement pour les hémisphères Nord et Sud) le long des isobares (Fig. 1.2). Sur le bord Est des bassins Nord et Sud de l'Atlantique, les flux atmosphériques sont dirigés vers l'équateur, zone de basses pressions où convergent les Alizés des deux hémisphères (ITCZ- *InterTropical Convergence Zone*). Les Alizés, renforcés sur le bord Est des anticyclones et soufflant le long des côtes africaines, sont ainsi favorables à un upwelling côtier dans les deux hémisphères.

Le déplacement saisonnier des anticyclones et de la zone de convergence intertropicale détermine la variabilité spatiale et temporelle des Alizés et ainsi l'extension méridienne, la position et l'intensité des upwellings le long de la côte africaine [*Wooster et al., 1976*]. Ces mouvements de grande échelle contrôlent donc la saisonnalité de l'upwelling côtier, mais aussi déterminent la régionalisation de sous-systèmes dans une même région. D'ailleurs, la migration méridienne des centres de hautes pressions atmosphériques s'effectue autour d'une région centrale où les Alizés et donc l'upwelling sont quasiment permanents : régions de Lüderitz pour le Benguela et de Dakhla pour les Canaries [*Hill, 1998*], voir Figure 1.2. L'été austral (boréal) est la saison privilégiée de l'upwelling dans le Benguela Sud (le système Nord Canaries, au Nord de la cellule de Dakhla jusqu'à la péninsule ibérique).

La circulation anticyclonique de masses d'air à l'échelle des sous-bassins Nord et Sud de l'Atlantique implique une structure à grande échelle du rotationnel du vent. Si au centre de la gyre atmosphérique existe un rotationnel anticyclonique (négatif pour l'hémisphère Nord et positif pour l'hémisphère Sud) d'intensité moyenne, une bande étroite de rotationnel cyclonique important en amplitude est observé sur les bords Est et Ouest de ces gyres, près des côtes [*Chelton et al., 2004*]. Ce rotationnel cyclonique (favorable à un upwelling) varie temporellement avec les Alizés qui soufflent le long des côtes Ouest africaines.

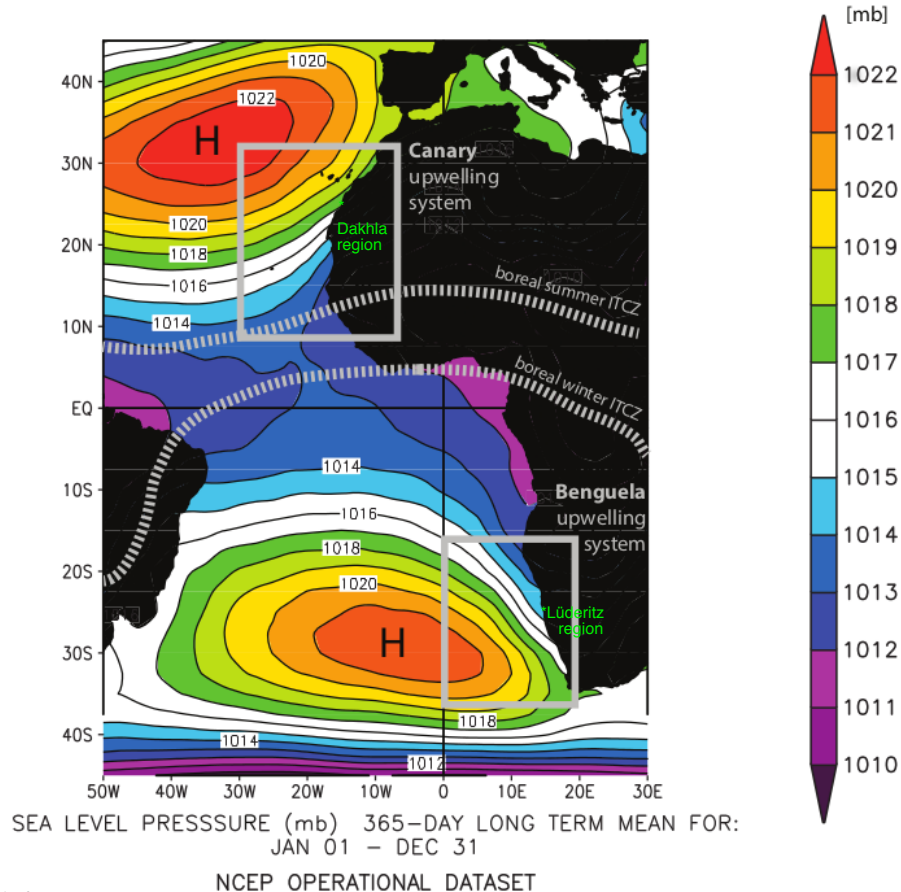


FIGURE 1.2 – Moyenne annuelle de la pression atmosphérique de surface (en mb) sur l’Océan Atlantique déduite des données NCEP (*National Centers for Environmental Predictions*). Les domaines d’étude sont encadrés en gris et couvrent les systèmes des Canaries et du Benguela. La position moyenne approximative de l’ICTZ durant l’été et l’hiver boréal est indiquée avec une ligne pointillée grise. La carte est tirée du serveur web de la NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/histdata/>)

Des perturbations synoptiques atmosphériques, et particulièrement des anomalies positives de hautes pressions atmosphériques, peuvent être à l’origine d’événements de vent importants le long des côtes. Par exemple, dans le Pacifique Sud, il a été montré que des anomalies de hautes pressions peuvent générer de forts coups de vent à la côte à l’échelle de la semaine, durant la migration de l’anticyclone subtropical [Renault *et al.*, 2009, Garreaud *et Muñoz*, 2005]. Ces jets côtiers atmosphériques ont naturellement un

impact dans les événements d'upwelling observés le long des côtes [*Renault et al.*, 2012]. Les échelles synoptiques atmosphériques jouent donc un rôle primordial dans la variabilité des systèmes et sous-systèmes d'upwelling. Ce sont elles qui contrôlent la saisonnalité et la régionalisation des sous-systèmes à travers la migration méridienne des centres de hautes pressions. Sur des temps plus courts, ces échelles correspondent à une variabilité intrasaisonnière de l'intensité d'une cellule d'upwelling (de l'ordre de quelques semaines à quelques jours, cf. chapitre 2).

1.2.2 La méso-échelle et les interactions air-mer

L'océan et l'atmosphère forment un système complexe dans lequel des interactions et des processus couplés coexistent sur un large spectre de temps et d'espace. Aux échelles synoptiques, il est généralement accepté que l'atmosphère force l'océan à travers l'énergie qu'elle transmet par les flux de quantité de mouvement (frottement du vent) et les flux de chaleur radiatifs et turbulents (chaleur sensible et chaleur latente). C'est le cas pour les EBUS, car, le mélange vertical, les ajustements géostrophiques et la distribution de chaleur dans l'océan sont modulés par la variabilité atmosphérique. À de plus fines échelles, la nature des interactions de l'atmosphère et de l'océan est plus subtile et d'autres processus sont alors observés.

La stabilité de la colonne d'air joue un rôle primordial dans la circulation atmosphérique de méso-échelle [*Barthelmie*, 1999]. Or, la différence de température entre l'océan de surface et les basses couches atmosphériques est un des paramètres clés qui détermine la stabilité ou l'instabilité de la colonne d'air. Plus précisément, si une masse d'air circule au-dessus d'une eau froide, la couche limite atmosphérique (MABL- *Marine Atmospheric Boundary Layer*) sera plus stable et la stratification de la colonne d'air sera amplifiée [*Song et al.*, 2009]. Le mélange vertical turbulent et la convection dans l'atmosphère sont

alors réduits. Les vents de surface sont donc plus intenses (moins intenses) s'ils soufflent sur une anomalie de SST chaude (froide). Une relation linéaire est même satisfaite au premier ordre entre les anomalies de vent et les anomalies de SST [*Chelton et al.*, 2004; 2007, *Small et al.*, 2008, *O'Neill et al.*, 2010]. Cette rétroaction de l'océan sur l'atmosphère est potentiellement importante dans les systèmes d'upwelling caractérisés par un front de SST important entre la côte et le large. *Chelton et al.* [2007] ont d'ailleurs étudié ce processus dans la zone de Californie. Ils ont démontré que les structures méandriques et tourbillonnaires de la SST dans le système de Californie étaient capables d'organiser le vent de surface sur des échelles temporelles supérieures à une dizaine de jours.

Plus qu'une rétroaction, il s'agit là d'un processus couplé car c'est le vent qui force le gradient côte-large de température et, en retour, ce gradient modifie la structure verticale de la colonne d'air et altère le module du vent de surface. Succinctement, si le vent force la remontée d'eau à la côte et la mise en place d'un important gradient de SST côte-large, ce dernier agit sur la structure du vent de surface, diminuant notamment la composante *alongshore* du vent à la côte. La rétroaction océanique, au cours d'une saison d'upwelling, est donc négative sur les vents de surface et donc sur le processus de divergence du transport d'Ekman à la côte. Cependant, si le vent augmente sur le flanc chaud du front d'upwelling et diminue sur son flanc froid, un rotationnel "*cross-front*" se crée. En suivant le schéma classique d'un upwelling, *i.e.*, un vent et un front d'upwelling parallèles à la côte, ce rotationnel de vent est majoritairement cyclonique; le pompage d'Ekman est donc activé. La rétroaction de la SST est dans ce cas positive pour le pompage d'Ekman. Il a été montré que le rotationnel (la divergence) du vent évolue linéairement avec le gradient de SST perpendiculaire (parallèle) à la direction du vent. Le coefficient de proportionnalité, appelé coefficient de couplage entre le vent et la SST, est de l'ordre de $10^{-2} N.m^{-3}.(^{\circ}C)^{-1}$ pour les deux relations [*Chelton et al.*, 2007]. Ce coefficient se montre toutefois variable dans le temps et dans l'espace [*O'Neill et al.*, 2010, *Castelao*, 2012]. Ce

résultat suggère que les conditions locales et saisonnières de l’atmosphère déterminent la capacité d’une anomalie de SST d’altérer la structure verticale de la MABL.

Ce processus couplé, engageant des rétroactions positives et négatives sur les processus d’upwelling, complexifie les relations entre le vent et la dynamique verticale océanique sur toute l’extension de l’upwelling (*i.e.*, où le gradient de SST est important). *Boé et al.* [2011] suggèrent que ce processus est susceptible de structurer le vent sur une échelle *cross-shore* de l’ordre de $\mathcal{O}(100km)$. Si l’approche numérique semble adaptée pour comprendre les enjeux complets d’un tel mécanisme, les coefficients de couplage vent-SST issus d’un modèle couplé océan-atmosphère sont souvent sous-estimés par rapport à ceux déduits des données [*Boé et al.*, 2011]. Avec un modèle empirique, *Jin et al.* [2009] ont montré que ce processus affecte fortement la SST (ils obtiennent notamment des conditions de surface plus chaudes avec le mode couplé) et l’intégralité de la dynamique de l’upwelling côtier. En effet, les structures fines du vent et du rotationnel du vent façonnent l’ensemble de la circulation tridimensionnelle océanique. [*Fennel et al.*, 2012].

1.2.3 Les fines échelles atmosphériques et les effets orographiques

Quand les masses d’air circulent au-dessus d’une interface mer-continent, deux changements fondamentaux de propriétés physiques sont généralement attendus : l’un concerne la rugosité de surface (variable entre le continent et l’océan) et l’autre concerne la disponibilité en chaleur et en humidité [*Barthelmie*, 1999]. Si le premier changement affecte abruptement le flux de quantité de mouvement, le second module les flux turbulents dans la zone de transition côtière. Selon *Kaimal et Finnigan* [1994], ces caractéristiques influencent la stabilité de la couche limite atmosphérique et donc, comme nous l’avons vu dans la section précédente, le mélange vertical turbulent et le transfert de quantité de mouvement à la base de la couche atmosphérique.

Le changement du coefficient de traînée entre l'océan et le continent est à la base de la décélération du vent sur la terre. Schématiquement, les masses d'air sont moins contraintes si elles circulent au-dessus d'un océan que si elles soufflent au-dessus d'un continent du fait de la différence de composition ou de rugosité des deux entités (mer ou continent). L'interface, ou la zone tampon entre la mer et le continent, où les vents s'affaiblissent, est appelée zone de *drop-off* du vent (chute brutale du vent en français). L'extension *cross-shore* de cette zone n'est pas universelle et dépend notamment de la géographie et, principalement, de l'orographie locale. Les échelles spatiales mises en jeu sont de l'ordre de quelques kilomètres à une dizaine de kilomètres. Si les données satellite de vent disponibles à l'échelle du globe ne permettent pas de rendre compte de ce phénomène à cause de la limitation instrumentale en zone proche côtière (cf. chapitre 2) et des échelles spatiales mises en jeu, la modélisation numérique peut apporter des informations précieuses sur ces zones de *drop-off*, leurs échelles, leurs intensités ou encore leur variabilité. La reproduction réaliste de cette zone reste un problème numérique délicat en raison de la nature abrupte des changements qu'elle contraint. En effet, les modèles atmosphériques spectraux conduisent souvent à un artéfact à la côte (lieu de la discontinuité - phénomène de Gibbs). Si *Capet et al. [2004]* ont montré que les incertitudes sur la structure *cross-shore* du *drop-off* en Californie persistent car son échelle diminue fortement avec l'augmentation de la résolution, d'autres auteurs montrent la convergence du profil du vent vers une solution stable avec l'augmentation de la résolution horizontale (*e.g.*, *Renault et al. [2012]*). Il est important de préciser ici que *Capet et al. [2004]* et *Renault et al. [2012]* n'ont pas utilisé le même modèle numérique pour leurs études respectives des systèmes d'upwelling de la Californie et du Humboldt. À titre d'exemple pour le Benguela, et pour illustrer le processus de chute du vent en zone proche côtière, la Figure 1.3 montre la composante méridienne du vent à 10m au-dessus de la surface de la mer le 3 janvier 2011, à 6h00 UTC, analysée par le modèle opérationnel ECMWF (*European Cen-*

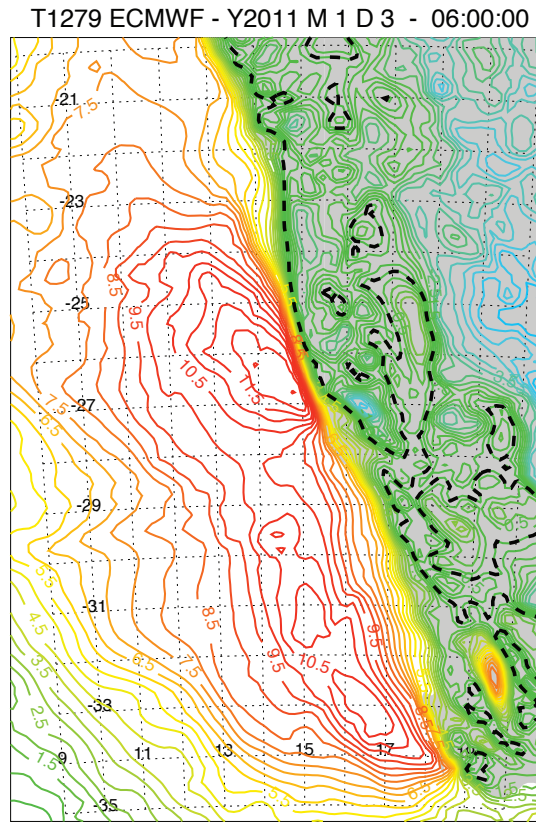


FIGURE 1.3 – Composante méridionale du vent sur le domaine du Benguela le 3 janvier 2011 à 06.00.00 UTC calculée par le modèle spectral opérationnel IFS de l’ECMWF de résolution spatiale $\approx 16\text{km}$ (T1279) à 06.00.00 UTC.

ter for Medium-Range Weather Forecasts) d’une résolution horizontale d’environ 16km . Les contours se resserrent nettement dans la zone de transition côtière.

Les interactions du vent et de la SST (cf. section 1.2.2) sont affectées par la présence de la côte et par les fines échelles spatiales du vent alors engendrées, en particulier dans la direction transverse à la côte. Plusieurs travaux ont relié la dynamique de certaines zones d’upwelling à ces structures de vent observées à fine échelle et haute fréquence, comme en Baie de Sainte-Hélène (la zone de nourricerie la plus importante du Benguela) [*Carr, 1998, Pickett et Paduan, 2003, Blanke et al., 2005*]. Des campagnes de mesures aéroportées ont été réalisées dans le système californien pour décrire le rôle de la struc-

ture fine du vent sur des événements dynamiques caractéristiques (*e.g.*, *Münchow* [2000]). Plus précisément, la présence de plumes d'upwelling apparaît associée à un rotationnel du vent engendré par l'orographie. Ce phénomène est confirmé par les modèles numériques qui montrent une forte sensibilité à la structure spatiale du rotationnel de vent, plus particulièrement dans une bande très proche du rivage [*Capet et al.*, 2008a]. Les structures du rotationnel du vent créées localement dans la zone de *drop-off* sont d'autant plus complexes que des aspérités existent sur la ligne de côte. La présence de caps complique encore les processus de l'upwelling en aval de ces véritables barrières dynamiques.

Les conséquences de ces effets orographiques sur la dynamique de l'upwelling côtier sont manifestes : la composante du vent *alongshore* s'affaiblit, entraînant une divergence des eaux côtières moins efficace alors que l'important rotationnel induit sur la zone de transition côtière anime au contraire le pompage d'Ekman. Les deux composantes principales de l'upwelling sont donc affectées, avec un effet contraire. Si certains auteurs ont soutenu que les deux effets se compensaient systématiquement et que l'upwelling total (*i.e.*, effet cumulé de la divergence du transport et du pompage d'Ekman) était donc insensible au profil du vent à la côte [*Pickett et Paduan*, 2003], *Marchesiello et Estrade* [2009] et *Renault et al.* [2012] ont montré que le rapport d'échelle entre la longueur caractéristique de l'upwelling côtier (L_{CU} - cf. section 1.1.1) et l'étendue de la zone de *drop-off* ($L_{drop-off}$) est en fait un indice essentiel pour déterminer l'équilibre des deux effets. Si $L_{drop-off}$ est supérieur à L_{CU} , comme c'est le cas généralement pour les plateaux étroits et pentus, la réduction du transport d'Ekman est plus importante en termes de vitesses verticales que l'augmentation du pompage d'Ekman. Cela tend à réduire la quantité d'eau upwellée et affecte donc l'ensemble des processus sous-jacents.

1.3 Motivations et objectifs scientifiques

Nous venons de rappeler les principes dynamiques des EBUS dans cette introduction au cours de laquelle nous avons pu considérer l'action du vent comme "moteur" principal de la résurgence d'eau profonde. Ce forçage se caractérise par un large spectre spatio-temporel de propriétés physiques induisant des modes d'action variés sur l'upwelling côtier (*i.e.*, forçage distant ou local, interdépendance avec la SST, etc..). Nous avons notamment introduit les implications dynamiques des différentes échelles spatiales et temporelles du vent sur la dynamique océanique (cf. section 1.2). Le but principal de cette thèse n'est pas d'étudier la dynamique intrinsèque atmosphérique régissant les EBUS, mais on va s'efforcer de comprendre l'origine et l'impact des fines échelles du vent sur la dynamique des systèmes du Benguela et des Canaries.

Pour rappel, les échelles synoptiques atmosphériques déterminent la variabilité saisonnière et intrasaisonnière de l'upwelling côtier. Plusieurs facteurs sont à l'origine des variations à fine échelle de la vitesse du vent :

- la différence de température air-mer
- l'orientation de la ligne de côte et ses aspérités
- l'interface mer-continent
- l'orographie de la côte
- la latitude (principalement à travers la variabilité méridienne du flux solaire radiatif)
- [...]

À défaut d'être exhaustive, cette liste nous permet d'entrevoir la nature et les enjeux des interactions possibles entre toutes les composantes du système affectant les vents à méso- et subméso-échelle et, par conséquent, la dynamique de l'upwelling. Une meilleure appréhension de tous ces facteurs est essentielle pour mieux comprendre le fonctionnement d'un système d'upwelling. Cette thèse apportera, nous l'espérons, quelques éléments probants

sur la sensibilité des systèmes d'upwelling du Benguela et des Canaries aux différentes échelles atmosphériques.

Les récentes améliorations de l'estimation des champs atmosphériques de surface par satellite, notamment du vent diffusiométrique, laissent entrevoir l'espoir d'enrichir la description et la compréhension des structures atmosphériques et de leur variabilité, mais aussi la qualité des simulations numériques des systèmes de bord Est forcées par ces mêmes champs.

Les modèles globaux, même à haute résolution, sont loin de reproduire la dynamique particulière de la circulation sur le plateau continental des EBUS. De plus, ces mêmes modèles globaux présentent de forts biais chauds en référence à la SST observée dans les régions d'upwelling, notamment dans la région du Benguela [*J. Small, comm. pers.*]. L'approche régionale semble, en revanche, plus adaptée pour simuler la dynamique des systèmes de bord Est. La dynamique reproduite par les modèles océaniques se montre très sensible à la qualité des forçages atmosphériques [*Blanke et al., 2005*]. Les flux turbulents air-mer (flux de quantité de mouvement et flux de chaleur latente et sensible) ont notamment un rôle prépondérant dans la définition du forçage nécessaire aux modèles de circulation en zone d'upwelling. *Burls et Reason* [2008] ont discuté certains biais systématiques entre observations et modèles rapportés par *Penven* [2000], *Penven et al.* [2000] dans le système du Benguela Sud et les ont attribués à un vent insuffisamment échantillonné dans le forçage atmosphérique. Ils ont insisté sur la nécessité de produits à haute résolution, à même de résoudre la variabilité de la tension de vent près de la côte. Depuis deux décennies, la multiplication des missions spatiales a permis d'améliorer la qualité des mesures, notamment à travers l'échantillonnage, mais aussi la résolution spatiale et temporelle des champs synoptiques associés. Par exemple, les résolutions des nouveaux produits de vent, extraits de mesures diffusiométriques (cf. chapitre 2) et issus

des plateformes METOP-A(-B) et QuikSCAT, s'approchent des conditions nécessaires à la bonne détermination des caractéristiques spatiales et temporelles des interactions entre vent et SST dans les systèmes d'upwelling de bord Est. Il est ainsi opportun de réaliser des études d'observation et de modélisation résolvant ces échelles pour quantifier les améliorations apportées, discuter les limites de ces données dans le contexte régional des EBUS, et aussi argumenter les besoins de futures missions pertinentes pour de telles problématiques.

Le chapitre 2 de cette thèse présentera donc les nouvelles bases de données du LOS et s'attardera sur les vents diffusiométriques et leurs produits dérivés (tension du vent, flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente). Nous détaillerons ainsi les améliorations des produits issus d'observations satellite. La pertinence de ces améliorations techniques et algorithmiques dans le contexte régional des EBUS atlantiques fait l'objet des chapitres 3 et 4. Les échelles de variabilité spatiale des différents vents diffusiométriques seront ainsi quantifiées et comparées dans le chapitre 3 et le chapitre 4 discutera de l'origine physique de ces différences. De façon plus complète, le chapitre 3 présentera et décrira les conditions synoptiques atmosphériques qui déterminent les événements d'upwelling observés à la côte et le chapitre 4 sera consacré à l'analyse du rotationnel de la tension du vent et aux interactions air-mer dans les systèmes du Benguela et des Canaries. Les incidences des échelles spatiales atmosphériques sur les processus régissant les EBUS restent une problématique ouverte et actuelle ; elle fait d'ailleurs l'objet de nombreux projets nationaux et internationaux (projet CNES/TOSCA IFESTA-Up, programme NSF "*Decadal and Regional Climate Prediction Using Earth System Models (EaSM)*", etc.). Au cours de cette thèse, nous avons utilisé le modèle océanique régional ROMS (*Regional Oceanic Modeling System*) dont les caractéristiques principales sont décrites en annexe A. Plusieurs fonctions de forçage ont notamment été définies en entrée du modèle afin d'évaluer la sensibilité de différents processus dynamiques des systèmes d'upwelling de

bord Est aux fines échelles spatiales et temporelles atmosphériques. Cette approche numérique sera exposée dans le chapitre 5 du manuscrit. Enfin, le chapitre 6 dressera une conclusion détaillée des résultats obtenus et présentera les perspectives à court, moyen et long terme que nous donnons à cette thèse.

Mesures satellite : principe, restitution de champs réguliers et description des produits utilisés

Sommaire

2.1	Introduction	24
2.2	Diffusiométrie et vent satellite	26
2.2.1	Principe de la mesure	26
2.2.2	Restitution des données sur une grille régulière	29
2.3	Tension du vent, flux de chaleur à l'interface océan-atmosphère et formulation <i>bulk</i>	31
2.4	Description des produits utilisés (vent, SST et flux de chaleur) .	36
2.4.1	Description générale	36
2.4.2	Différences conceptuelles entre QS50 et QS25	39
2.5	Synthèse	44

2.1 Introduction

L'étude des interactions 'océan-atmosphère' dans les zones d'upwelling de bord Est est un enjeu majeur pour la compréhension du climat aux échelles temporelles intrasaisonnière, saisonnière et interannuelle. La connaissance des phénomènes physiques à l'interface des deux fluides ainsi que la dynamique océanique et atmosphérique sous-jacente sont essentielles à l'étude de la variabilité climatique. Parmi tous les paramètres intervenant à l'interface air-mer, les flux turbulents sont certainement les plus importants. En effet, la tension du vent et les flux de chaleur latente et de chaleur sensible contribuent activement à la dynamique et à la thermodynamique des deux fluides [*Ayina et Bentamy, 2007*]. Par exemple, la tension de vent contrôle les courants de surface et le mélange vertical des couches superficielles. Ce contrôle, combiné aux effets des flux de chaleur, module la variabilité de la température et de la salinité de surface de l'océan. Réciproquement, la salinité et surtout la température de l'eau régulent les flux turbulents à l'interface. Les produits satellite, dont la couverture spatiale et temporelle présente un avantage considérable par rapport aux données *in situ* plus ponctuelles (campagnes en mer ou réseaux de bouées), sont indispensables pour décrire la variabilité spatiale et temporelle de ces flux. Leurs données sont les seules, si on exclut les modèles globaux atmosphériques, à présenter un caractère quasi synoptique et continu.

La caractérisation de la dynamique des zones de transition côtière requiert des tensions de vent et des flux atmosphériques à haute résolution spatiale et temporelle. Depuis deux décennies, des efforts remarquables ont porté sur la description et la compréhension des champs atmosphériques à la surface de l'océan ainsi que, par conséquent, sur la qualité des simulations numériques de l'océan. La multiplication des missions spatiales et les progrès techniques permettent notamment l'accroissement des résolutions temporelles et spatiales des produits satellite disponibles à l'échelle globale. Au fil des années et des

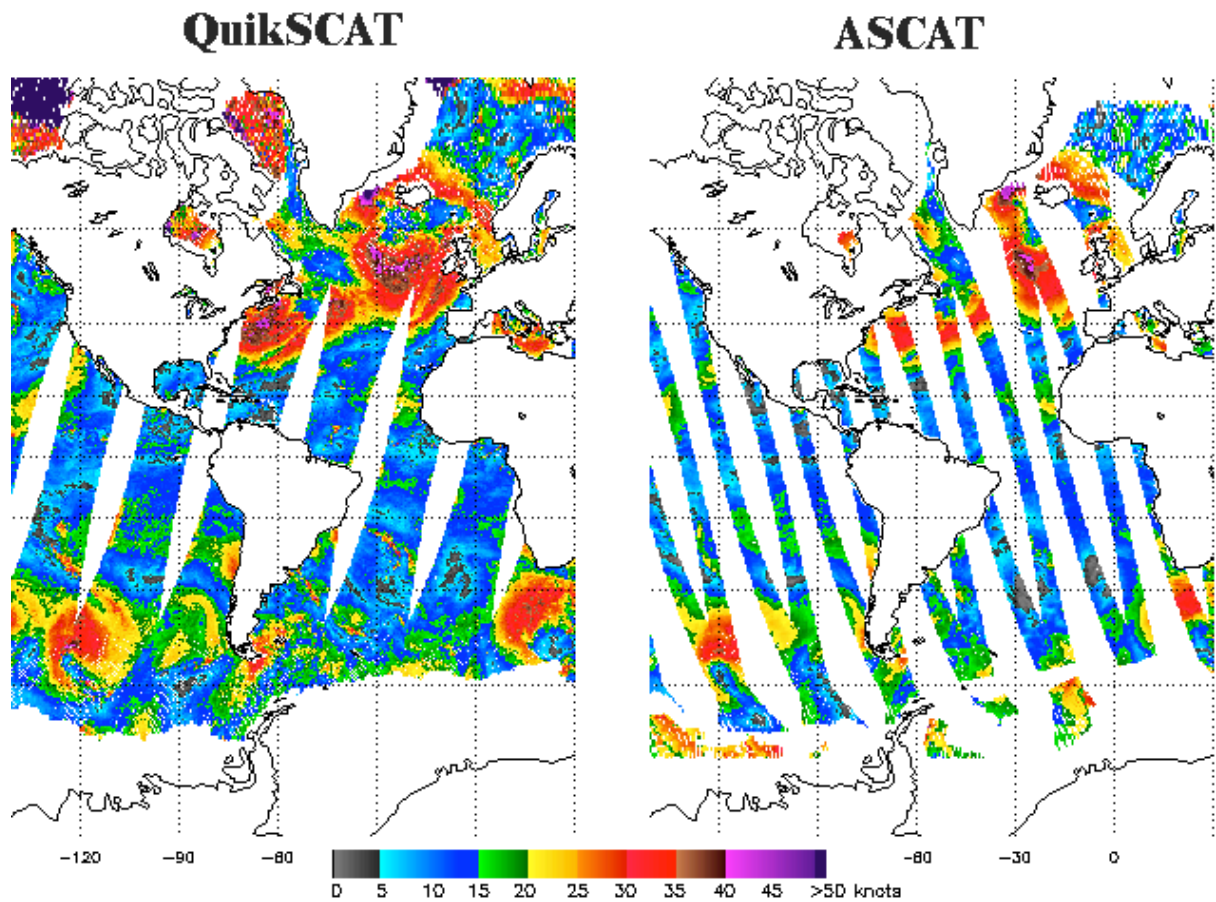


FIGURE 2.1 – Comparaison de la couverture spatiale des capteurs diffusiométriques QuikSCAT et ASCAT le 4 décembre 2007. Image de la NOAA, source : <http://www.noaa.gov>

avancées technologiques, les capteurs diffusiométriques, essentiellement européens (*e.g.*, ERS-1, -2 pour *European Remote Sensing* et ASCAT pour *Advanced Scatterometer*) et américains (*e.g.*, NSCAT pour *NASA Scatterometer* et SeaWinds -couramment appelé QuikSCAT), ont amélioré la qualité des mesures indirectes de l'intensité et de la direction du vent, et leur échantillonnage spatial et temporel. À titre d'exemple, les couvertures spatiales de QuikSCAT et ASCAT sont présentées sur la Figure 2.1 pour une date donnée.

Dans ce chapitre, on se propose de décrire brièvement le principe de la mesure par diffusiométrie et par radiométrie et d'exposer la procédure de restitution des champs

satellite sur des grilles régulières en temps et en espace. Les différentes formulations utilisant la méthode dite 'aérodynamique de masse' (ou paramétrisation *bulk*) et reposant sur la détermination des coefficients de transfert entre l'océan et l'atmosphère seront également présentées et discutées dans le contexte de l'étude. Les champs donnés sur une grille régulière en temps et en espace (données dites de *Level 3*, L3) ont été utilisés au cours de cette thèse d'une part pour la description des conditions atmosphériques de surface dans les systèmes des Canaries et du Benguela et d'autre part pour la définition des fonctions de forçage utilisées en entrée d'un modèle océanique numérique.

2.2 Diffusiométrie et vent satellite

Dans le cadre de cette thèse, il s'est avéré nécessaire d'avoir une information régulière en temps et en espace sur le vecteur vent. Les satellites équipés de diffusiomètres permettent d'estimer le module et la direction du vent à partir d'une analyse de l'état de surface de la mer. Cependant, l'échantillonnage séquentiel des observations satellite ne permet pas une utilisation directe de ces données pour le forçage d'un modèle de circulation océanique [*Barnier et al.*, 1994]. Il est alors nécessaire d'interpoler ces observations afin d'obtenir des champs sur une grille régulière en temps et en espace [*Grima*, 1997]. Les considérations spécifiques de chacun des diffusiomètres (géométrie et fréquence des signaux) ne seront pas discutées pleinement ici, mais le lecteur est invité à consulter *Bentamy et Piollé* [1994] pour plus de détails. Le principe et la physique de la mesure restent cependant équivalents et sont exposés dans les paragraphes suivants.

2.2.1 Principe de la mesure

Perpendiculairement à la trace du satellite (projection de la trajectoire du satellite sur la surface océanique), des coefficients de rétrodiffusion σ_0 sont estimés à partir des mesures

effectuées par le capteur. La surface observée (fauchée) est constituée de n mesures de ces coefficients qui vont permettre d'évaluer le vecteur vent. Les coefficients de rétrodiffusion sont proportionnels au rapport des puissances rétrodiffusées et émises par l'antenne radar. La relation entre la puissance transmise et la puissance reçue est donnée par l'équation radar [*Stewart, 1985*] :

$$\sigma_0 = \frac{(4\pi)^3 h^4 P_r}{t^2 G^2 \lambda^2 P_t} \quad (2.1)$$

où h est l'altitude du satellite, t la transmittance de l'atmosphère, G le gain de l'antenne radar, λ la longueur d'onde du signal émis et P_t et P_r les puissances du signal transmis et reçu.

La puissance rétrodiffusée par la surface marine dépend de l'état de celle-ci. Une surface de mer "lisse" se comporte comme un miroir plan et la puissance de l'onde réfléchie directement vers le satellite est faible. Au contraire, si l'état de la mer est "rugueux", les multiples facettes qui composent sa surface contribuent à une importante rétrodiffusion vers le radar. La présence d'une surface rugueuse, qui comporte des aspérités de l'ordre du centimètre, est liée à la différence de vitesse entre les deux fluides. Ce principe repose sur la théorie de rétrodiffusion de Bragg des ondes électromagnétiques [*Robinson, 1985*]. Sachant que la rugosité de surface de la mer est largement influencée par le vent, il est possible de déduire la vitesse et la direction du vent à partir des observations de σ_0 , à travers un modèle physique de rétrodiffusion de la forme [*Ulabiy et al., 1986*] :

$$\sigma_0(U, \phi, \theta, p) = b_0(U, \theta, p)(1 + b_1(U, \theta, p)\cos(\phi) + b_2(U, \theta, p)\cos(2\phi)) \quad (2.2)$$

où U est la vitesse du vent à 10 mètres au-dessus de la mer, ϕ est la direction du vent relative à l'azimut de l'antenne du radar, θ est l'angle d'incidence et p la polarisation. Les termes b_0 , b_1 et b_2 , fonctions de U , θ et p , sont généralement déterminés par régression à partir de mesures satellite et *in situ* colocalisées en espace et en temps [Bentamy et al., 1994, Bentamy et Piollé, 1994, Wentz et Smith, 1999]. Ce modèle est usuellement nommé GMF pour *Geophysical Model Function*. Cette fonction est déterminée pour des vents à 10 mètres dans des conditions atmosphériques neutres, c'est-à-dire pour une différence de température entre l'air et l'eau strictement positive. Cette condition n'est pas respectée en tout lieu et tout moment, mais reste statistiquement valable pour l'ensemble du globe. Cette méthode est mise en place depuis plusieurs décennies par la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) et l'ESA (*European Space Agency*) à l'aide de diffractomètres dédiés. On peut citer NSCAT et son successeur Seawinds (QuikSCAT) côté américain et ERS-1, -2 et ASCAT côté européen. L'inversion du modèle GMF (équation 2.2) pour restituer une direction et une intensité du vent à partir des observations σ_0 nécessite une méthode d'optimisation non linéaire [Bentamy et Piollé, 1994]. Ces mesures géophysiques (dites de *Level 2*, L2) sont depuis utilisées de manière opérationnelle par les centres météorologiques.

Bentamy et al. [2011] ont comparé les vents issus des récentes sources satellite QuikSCAT et ASCAT. Les comparaisons des produits L2 des deux sources montrent des différences persistantes entre les intensités des vents mesurées pour des mesures colocalisées en temps et en espace. Les directions des vents sont en revanche cohérentes. Ces biais systématiques dépendent de trois principales sources physiques : le taux de pluie, l'intensité du vent et la SST. Ils peuvent être expliqués par les caractéristiques intrinsèques des deux instruments et de la mesure associée. En effet, les précipitations entraînent une erreur de rétrodiffusion et les points de mesure concernés doivent être alors enlevés du jeu de données via un contrôle de qualité. L'identification des pixels 'pluie' diffère selon les instruments et peut

occasionner une incohérence des observations. Les autres sources de biais sont induites par les instrumentations. La géométrie de la mesure et la fréquence des deux diffusiomètres diffèrent : C-band pour ASCAT (5.225 GHz, 5.7cm) et Ku-band pour QuikSCAT (13.4 GHz, 2.2cm). Les longueurs d'onde distinctes montrent une sensibilité différente à des phénomènes connus. En effet, les hautes fréquences apparaissent sensibles aux faibles SSTs, ce qui implique une erreur plus importante dans les hautes latitudes pour QuikSCAT [*Bentamy et al., 2011*]. En revanche, la mesure des vents extrêmes ($> 25m.s^{-1}$) par les grandes longueurs d'onde (ASCAT) est sous-estimée : c'est le cas par exemple pour les tempêtes de type tropical.

Les biais systématiques entre les différents produits exposent la limite d'une méthode globale d'estimation des vents par satellite. En effet, la mesure d'une variable géophysique dont la fluctuation régionale est conséquente nécessite des compromis importants. Cependant, pour une utilisation à l'échelle régionale et, dans notre cas, aux latitudes moyennes, ces différences apparaissent peu importantes. De plus, les biais des intensités mesurées ont tendance à s'atténuer après le passage au niveau L3 (champs journaliers sur une grille globale et régulière).

2.2.2 Restitution des données sur une grille régulière

L'échantillonnage des observations diffusiométriques n'est pas totalement synoptique. Il est alors nécessaire, notamment pour le forçage d'un modèle de circulation océanique, d'interpoler ces données en temps et en espace. La méthode géostatistique, ou méthode de krigeage, est la plus fréquemment utilisée dans ce domaine. Cette méthode permet de tenir compte des éléments structuraux du champ considéré [*Grima, 1997*].

L'idée de base de la méthode géostatistique est l'estimation \hat{U} de la valeur de la variable régionalisée (ou, dans notre cas, sur le point d'une grille régulière) par une combinaison linéaire de données ponctuelles situées dans son voisinage. Chaque observation satellite

est supposée se décomposer en la somme d'une variable \tilde{U} et d'un bruit gaussien ε associé à son erreur :

$$U(x, y, t) = \tilde{U}(x, y, t) + \varepsilon(x, y, t)$$

où x , y et t sont les composantes spatiales et temporelle du système des observations. L'estimation \hat{U} sur un point de la grille régulière (x_0, y_0, t_0) est fonction de l'ensemble des n observations U aux points environnants (x_i, y_i, t_i) :

$$\hat{U}(x_0, y_0, t_0) = \sum_{i=1, \dots, n} \lambda_i U(x_i, y_i, t_i) \quad (2.3)$$

Les poids λ_i associés à chacune des valeurs observées sont choisis de façon à obtenir une prévision non biaisée et de variance minimale. Ces poids dépendent de la localisation spatio-temporelle des observations et de leur structure de dépendance spatiale, ou fonction de structure. Celle-ci est généralement déterminée à partir des données par analyse variographique. Cette étape permet de décrire la variabilité spatiale et temporelle des phénomènes régionalisés.

Ensuite, il s'agit de déterminer la valeur du champ considéré en chaque point de la grille régulière (noté \bar{X}), en minimisant l'espérance du carré de la différence entre mesure et estimation :

$$E[(\hat{U}(\bar{X}) - \tilde{U}(\bar{X}))^2]$$

On note que les variables qui nous intéressent, la vitesse du vent et ses composantes zonale et méridienne, sont estimées indépendamment les unes des autres. Des fonctions de structure différentes leur sont donc attribuées. De plus, la résolution spatiale et temporelle de la grille régulière sur laquelle les observations sont interpolées est dépendante du

schéma d'échantillonnage du satellite considéré. Des algorithmes spécifiques ont ainsi été développés pour les différents diffusiomètres. La résolution spatiale des produits dérivés de ERS-1, -2 est de $\sim 100 \times 100 \text{ km}$, celle de NSCAT est de $\sim 50 \times 50 \text{ km}$ et celle de ASCAT et QuikSCAT est de $\sim 25 \times 25 \text{ km}$. Les produits QuikSCAT n'ont été jusqu'à récemment disponibles qu'avec une résolution de $\sim 50 \times 50 \text{ km}$ car la procédure suivie était celle de NSCAT. Des éléments de discussion sur les méthodes d'échantillonnage, récemment améliorées, avec une comparaison de deux produits issus de QuikSCAT sont présentés en section 2.4.2.

2.3 Tension du vent, flux de chaleur à l'interface océan-atmosphère et formulation *bulk*

Les flux turbulents entre l'océan et l'atmosphère dépendent d'un large ensemble de processus, *e.g.* le transport turbulent dans la couche limite, la diffusion laminaire des sous-couches, etc. [Mbengue, 2009]. La paramétrisation des flux peut s'avérer très complexe du fait de la compréhension limitée de tous les processus mis en jeu. La paramétrisation se limite ainsi à la dynamique de la couche limite atmosphérique qui peut s'appréhender à l'aide des travaux théoriques de *Monin et Obukhov* [1954]. Cette section aborde les grandes lignes de la paramétrisation des flux turbulents.

On a vu que les mesures diffusiométriques varient avec l'état de la surface marine et que la rétrodiffusion locale est dominée par les échelles fines (de l'ordre du centimètre) de la rugosité de surface. La présence de ces échelles à la surface de l'océan est directement associée à la différence de vitesse entre les deux milieux, les basses couches atmosphériques et l'océan de surface. Cette différence est définie par la vitesse de frottement u_* , grandeur caractéristique de la quantité de mouvement transmise vers les couches superficielles de

l'océan. Aucun modèle empirique n'a pu encore relier u^* à σ_0 pour une large gamme de conditions atmosphériques et océaniques (*i.e.*, de vitesses des deux fluides). La mesure radar détermine le vent à 10m en conditions atmosphériques neutres (inversion du modèle GMF, *Bentamy et al.* [1994]). Le calcul de la tension de vent se fait par la formulation aérodynamique de masse, dite *bulk*. Celle-ci est basée sur l'application de la théorie de similitude de Monin-Obukhov [*Monin et Obukhov*, 1954] à la couche limite atmosphérique. Cette théorie s'applique aux basses couches atmosphériques, près du sol, où l'écoulement de l'air est quasi stationnaire et où les effets de pression et de la force de Coriolis sont négligeables devant les frottements de l'air sur la surface. On définit ainsi la couche limite de surface comme le domaine de validité de ces conditions. En supposant les effets des courants océaniques négligeables devant ceux de la vitesse du vent sur la force de frottement, on peut exprimer les variables thermodynamiques de la façon suivante [*Ayina et Bentamy*, 2007] :

$$\begin{aligned}
 |\tau| &= \rho_a \cdot C_d \cdot w^2 \\
 Q_l &= \frac{-u^* q^*}{\rho L_v} = \frac{-C_E w (q_a - q_s)}{\rho L_v} \\
 Q_s &= \frac{-u^* \theta^*}{\rho C_p} = \frac{-C_H (\theta_a - \theta_s)}{\rho C_p}
 \end{aligned} \tag{2.4}$$

où w , q_a et q_s sont respectivement le module du vent ($w = (u^2 + v^2)^{1/2}$), les humidités spécifiques de l'air et de surface ; θ_a et θ_s désignent les températures potentielles de l'air et la surface marine ; $\rho_a = 1,29 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ est la masse volumique de l'air ; L_v est la chaleur latente de vaporisation ; C_p 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 atmosphérique. L'humidité spécifique de surface (q_s) est habituellement assimilée à l'humidité spécifique saturée, c'est-à-dire dont la teneur en eau est maximale. En réalité, l'humidité de surface peut dépendre, par exemple, de l'écume de mer. Les coefficients C_d , C_E et C_H sont les coefficients de traînée

aérodynamique et sont définis sous les formes :

$$\begin{aligned}
 C_d &= \frac{k^2}{[\ln(\frac{z}{z_{u0}}) - \phi_u(\xi)]^2} \\
 C_E &= \frac{k^2}{[\ln(\frac{z}{z_{u0}}) - \phi_u(\xi)][\ln(\frac{z}{z_{q0}}) - \phi_q(\xi)]} \\
 C_H &= \frac{k^2}{[\ln(\frac{z}{z_{u0}}) - \phi_u(\xi)][\ln(\frac{z}{z_{\theta0}}) - \phi_\theta(\xi)]}
 \end{aligned} \tag{2.5}$$

ϕ_u, ϕ_q et ϕ_θ étant les fonctions représentant le profil de stabilité avec son paramètre $\xi = \frac{z}{L}$, avec $L = \frac{u_*^3}{\kappa \frac{g}{\theta_v} \theta_v' w'}$ la longueur de Monin-Obuklov et $\theta_v = \theta(1 + 0,61q)$ la température potentielle; κ est la constante de Von-Karman; z_{u0} , z_{q0} et $z_{\theta0}$ sont les longueurs de rugosité dynamique, d'humidité et de température.

L'estimation des flux (équation 2.4) demande une connaissance a priori de certains paramètres. La méthode requiert donc un calcul itératif, et les coefficients de traînée, donnés pour des conditions atmosphériques neutres, s'écrivent C_{d10N} , C_{E10N} et C_{H10N} . Les équations 2.5 montrent le principe de base de la dépendance des coefficients à la couche limite atmosphérique. Plusieurs paramétrisations sont ainsi possibles pour déterminer les fonctions de profil de stabilité et les longueurs de rugosité. Une importante littérature existe avec des paramétrisations dont le degré de complexité varie (*e.g.* [Fairall et al. \[2003\]](#), [Smith \[1988\]](#), [Taylor et Yelland \[2001\]](#), [Large et Pond \[1982\]](#), etc). Par exemple, la paramétrisation de [Smith \[1988\]](#) ne fait dépendre le C_{d10N} que du module du vent et de son profil logarithmique alors que [Fairall et al. \[2003\]](#) utilise les différences de température air-mer et d'humidité spécifique pour évaluer les longueurs de mélange. La Figure 2.2 illustre la dépendance de différentes paramétrisations du coefficient de traînée dynamique en conditions neutres (*i.e.* C_{d10N}) en fonction du module du vent, le paramètre le plus influent sur le coefficient de transfert de quantité de mouvement en conditions neutres. La sensibilité de la formulation de [Fairall et al. \[2003\]](#) aux différents paramètres (*i.e.*, vitesse du vent, températures de l'air et de l'océan de surface et humidités spécifiques)

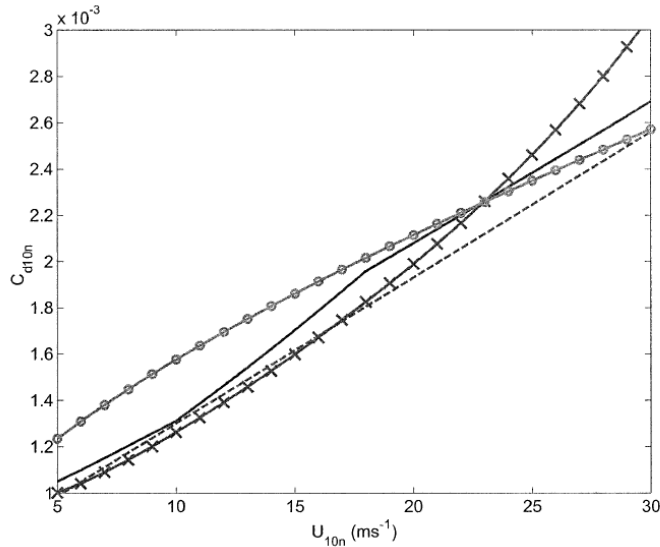


FIGURE 2.2 – Dépendance du coefficient de transfert de quantité de mouvement au module du vent avec plusieurs paramétrisations : ligne pleine, COARE 3.0 [Fairall et al., 2003]; ligne pointillée, Smith [1988]; ligne avec o, Oost et al. [2000] et avec x, Taylor et Yelland [2001]. Figure tirée de Fairall et al. [2003]

fait l'objet de la section 2.4.2.3.

Les flux de chaleur sensible (Q_s) et de chaleur latente (Q_l) rendent compte respectivement de l'énergie associée à la différence de température entre les deux fluides à leur interface et de l'énergie associée au changement de phase de l'eau de mer (vaporisation). Un travail substantiel est mené depuis plusieurs décennies par la communauté travaillant sur les flux air-mer pour enrichir la précision des variables nécessaires à leur évaluation. Il s'agit des températures de l'air et de la surface marine pour la chaleur sensible ainsi que des humidités spécifiques de l'air et de surface pour la chaleur latente (équation 2.5). Dans ce contexte, le LOS fournit sa propre base de données avec une méthode de calcul de l'humidité relative récemment améliorée. Ce travail a fait l'objet d'un article publié dans l'*International Journal of Remote Sensing*, placé dans l'annexe B de ce manuscrit. Le paragraphe ci-dessous donne les grandes lignes du modèle empirique utilisé pour restituer l'humidité relative à partir de la température de brillance ; pour plus de détails, le

lecteur est donc invité à consulter la publication.

La nouvelle méthode a été développée pour estimer les flux turbulents à partir de mesures satellite. Ces flux, à l'échelle globale, ont une résolution intrinsèque de 0.25° en longitude et latitude. Les principales variables utilisées pour l'estimation des flux de chaleur sont la vitesse du vent à 10 mètres (w_{10}), l'humidité spécifique de l'air (qa_{10}), l'humidité spécifique de surface (qs), les températures de l'air (ta) et de surface marine (SST).

La nouveauté de ce jeu de données réside dans l'amélioration d'un modèle empirique reliant la température de brillance (Tb), mesurée depuis l'espace par un radiomètre, à l'humidité spécifique de l'air. Ce modèle inclut, en plus des variables Tb pour divers canaux et polarisations, la SST et la différence de température air-mer (ΔT) :

$$qa_{10} = f_1(Tb_{19v}) + f_2(Tb_{19h}) + f_3(Tb_{22v}) + f_4(Tb_{37v}) + g(SST) + h(\Delta T) \quad (2.6)$$

où les fonctions f_1 , f_2 , f_3 , f_4 , g et h sont déterminées à partir d'un maximum de vraisemblance basé sur les données colocalisées en temps et en espace avec les différentes variables utilisées pour la calibration, et notamment l'humidité spécifique dérivée de la dernière version du *National Oceanography Center air-sea interaction gridded dataset* (NOCS2.0) [Berry et Kent, 2011].

L'utilisation de nouvelles variables telles que l'humidité spécifique de l'air (équation 2.6), les nouveaux vents dérivés des mesures diffusiométriques et la température de l'air des analyses ERA-Interim (ECMWF) améliore significativement la qualité des flux de chaleur latente et de chaleur sensible à l'échelle globale [Bentamy et al., 2013].

2.4 Description des produits utilisés (vent, SST et flux de chaleur)

Le début du chapitre nous a permis d'exposer quelques éléments généraux sur les produits satellite et les méthodes employées pour restituer des mesures indirectes sur une grille régulière en temps et en espace. On se propose dans cette section de décrire plus en détail les variables de différentes sources utilisées au cours de cette thèse. On retrouvera ici quelques éléments des publications présentées dans les chapitres 3 et 4. Pour plus de clarté, une présentation plus complète est donnée ci-dessous.

2.4.1 Description générale

Dans cette étude, trois variables ont été particulièrement analysées : le vent, la SST et les flux de chaleur sensible et de chaleur latente. On ne reviendra pas sur la méthodologie de la mesure, mais on présente ici la spécificité de chacun des produits satellite utilisés.

2.4.1.1 Les vents ASCAT et QuikSCAT

La tension du vent (τ) et ses composantes zonale et méridionale (respectivement τ_x et τ_y) de niveau L3, issues des mesures ASCAT et QuikSCAT, ont été utilisées au cours de cette thèse. Les données QuikSCAT sont disponibles depuis octobre 1999 jusqu'à novembre 2009 et les données ASCAT depuis avril 2007. L'analyse objective (cf. section 2.2.2), réalisée au Centre ERS d'Archivage et de Traitement (CERSAT) et récemment améliorée, fournit des données journalières sur une grille régulière de $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ ou de $1/2^\circ \times 1/2^\circ$ de longitude et de latitude. Les données au $1/4^\circ$ sont issues des observations ASCAT (AS25) et QuikSCAT (QS25) et celles au $1/2^\circ$ seulement des observations QuikSCAT (QS50). Les différences conceptuelles (échantillonnage, analyse objective et

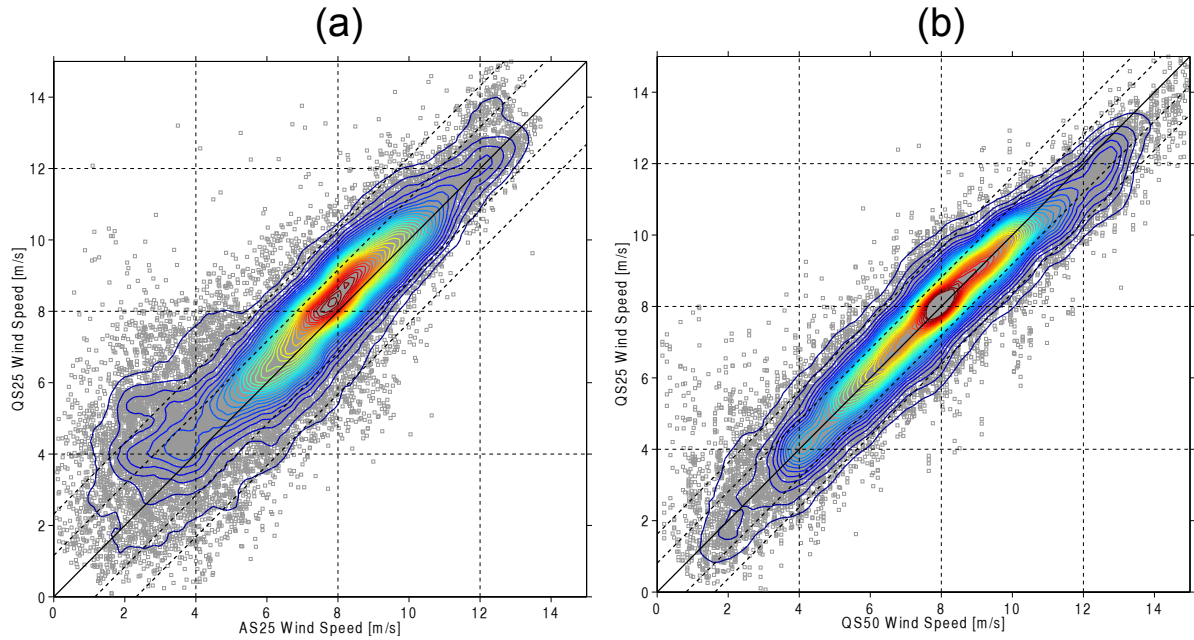


FIGURE 2.3 – Diagramme de dispersion du module du vent (W) dans le domaine du Benguela (35S-15S et 0-20W) en janvier 2008 pour (a) les vents AS25 et QS25 et (b) les vents QS50 et QS25. Toutes les données sont labellisées par un carré gris ; les contours représentent la densité des données colocalisées ($C.I. = 100 \text{ observations} - \text{par} - \text{bin}^2$) ; la ligne continue est $y = x$ et les lignes en pointillés correspondent aux droites ± 1 et ± 2 écarts types de $W(\text{AS25}) - W(\text{QS25})$ pour (a) et $W(\text{QS50}) - W(\text{QS25})$ pour (b).

paramétrisation *bulk*) entre QS25 et QS50 font l'objet de la section 2.4.2.

Une comparaison fine des différents produits de vent et de leur tension associée est exposée dans le chapitre 3 dans lequel on distingue notamment la résolution spatiale intrinsèque (donnée par la grille) et la résolution spatiale effective, assimilée aux échelles spatiales de variabilité réelles du vent (cf. section 3.2). Ici, on compare globalement les produits et la Figure 2.3 montre la correspondance du module du vent AS25 et QS25 (Fig. 2.3-a) et QS50 et QS25 (Fig. 2.3-b) pour le mois de janvier sur le domaine du Benguela (cf. Fig. 1.2).

Les amplitudes des vents QS25 et AS25 (Fig. 2.3-a) et QS25 et QS50 (Fig. 2.3-b) sont dans l'ensemble cohérentes. On note une dispersion plus importante dans la vitesse du vent entre les données QS25 et AS25 (Fig. 2.3-a). Il est à noter ici que la vitesse du vent

est calculée à partir de la somme des carrés des composantes zonale et méridienne. Les résultats intègrent donc les incertitudes sur la direction du vent. La dispersion importante pour les vents faibles provient largement de l'incertitude sur la direction du vent dans de telles conditions. Les différences, qui peuvent être grandes localement (*i.e.*, en un point et à un instant donné), sont également notées dans les données globales de niveau L2 dans lesquelles le module du vent QuikSCAT est plus important que celui de ASCAT, spécialement dans la gamme de vitesses $10 - 15\text{m/s}$ fréquemment atteinte par les Alizés [Bentamy *et al.*, 2008]. Le passage au niveau L3 a tendance à minimiser ces différences car les données L2 sont lissées en temps et en espace. Le biais entre les amplitudes AS25 et QS25 est également important pour les faibles vitesses du vent ($< 4\text{m.s}^{-1}$). C'est typiquement la gamme pour laquelle l'erreur sur la mesure par satellite est la plus importante. Cependant, ce régime est souvent rencontré loin des côtes pendant une saison d'upwelling. Les différences observées localement n'ont pas trop d'impact sur la climatologie des vents, même en saison d'upwelling (cf. Figure 2 de la section 3.2).

2.4.1.2 La température de surface (SST)

Au cours de cette thèse, nous avons utilisé la SST dérivée de Reynolds *et al.* [2007], souvent appelée la SST de Reynolds. C'est une reconstruction par interpolation optimale de champs journaliers de SST extraits de deux sources de données radiométriques de haute résolution : *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) et *Advanced Microwave Scanning Radiometer* (AMSR). Ce produit inclut aussi des données *in situ* telles que des bouées et des mesures de navires marchands. Plus de détails sur ce produit sont disponibles dans le papier de référence Reynolds *et al.* [2007]. Un nombre important de communautés utilise cette donnée de température de surface dans des domaines variés comme les interactions air-mer, la modélisation atmosphérique grande échelle, etc. Un

des grands avantages de la SST de Reynolds est que les données sont fournies sur une grille régulière en espace de même résolution que les produits de vent QS25 et AS25 (*i.e.*, $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ de longitude et latitude).

2.4.1.3 Les flux de chaleur (Q_l et Q_s)

Les flux de chaleur, présentés dans la section 2.3 et issus de *Bentamy et al.* [2013] (cf. Annexe B), sont également disponibles à l'échelle globale sur une grille régulière d'une résolution spatiale de $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ de longitude et latitude. Par la suite, ces données ont été utilisées à l'échelle régionale pour discuter notamment leurs impacts au cours d'un événement d'upwelling (cf. section 3.2) et pour étudier la sensibilité de la représentation des processus d'upwelling dans les modèles numériques à la résolution spatiale et temporelle des flux de chaleur turbulents (cf. chapitre 5).

2.4.2 Différences conceptuelles entre QS50 et QS25

Cette section est dédiée à la comparaison des champs QS25 et QS50. Un nouveau traitement a en effet été mis en place récemment au CERSAT et cette sous-section détaille les grandes améliorations apportées aux données brutes dérivées du capteur diffusiométrique.

2.4.2.1 Échantillonnage

Grâce à un nouveau traitement des données L2 effectué au *Jet Propulsion Laboratory* (JPL), le nombre de données disponibles et valides sous la trace du satellite a été significativement augmenté. La surface de la cellule dans laquelle un nombre de données est suffisamment important pour retirer une information sur le vent (*Wind Vector Cells*, WVC) a été divisée par deux entre les deux produits. Cette surface est passée de $\approx 25\text{km}^2$ à $\approx 12,5\text{km}^2$. Des détails de la nouvelle procédure sont explicités dans

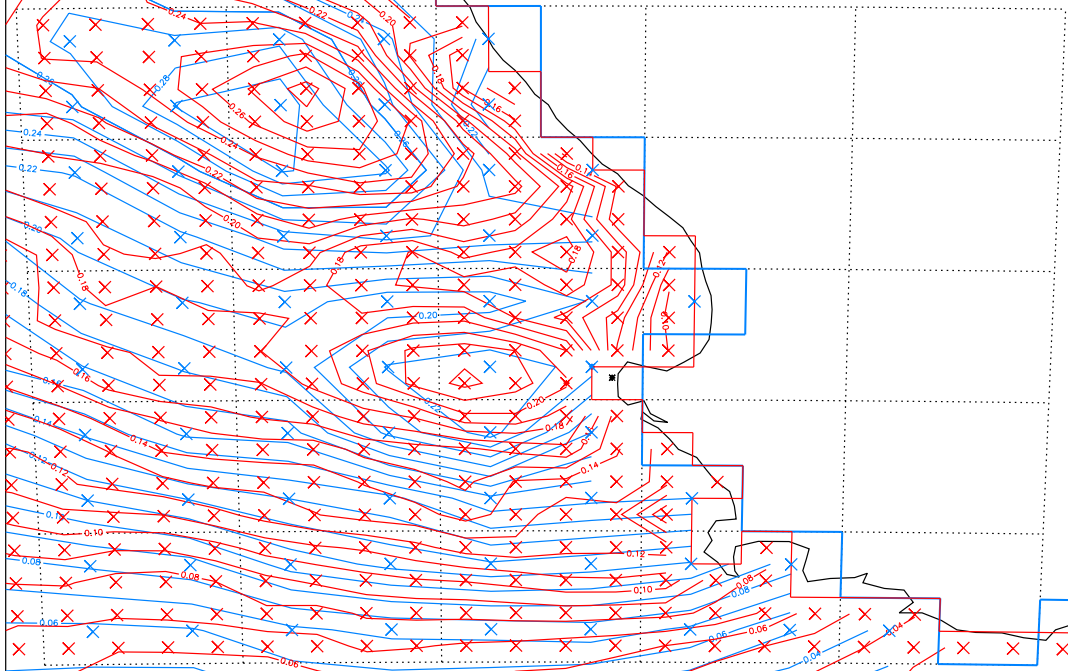


FIGURE 2.4 – Représentation de la grille des produits L3 et du centre des pixels QS25 (rouge) et QS50 (bleu) pour le sud du Benguela. Les contours représentent les structures du stress du vent le 1er janvier 2005.

Fore et al. [2014]. La nouvelle grille non uniforme des WVC est notamment obtenue par une nouvelle technique de combinaison des données du niveau inférieur (*Level 1*, L1). Le modèle géophysique (GMF, équation 2.2) a été adapté à cette nouvelle grille avec une amélioration de la détection de la pluie et du retrait des données polluées qui en résultent. La finesse de la nouvelle résolution des WVC et la qualité des mesures associées a permis de construire des champs L3 sur une grille uniforme plus fine (*i.e.*, $1/4^\circ \times 1/4^\circ$, QS25).

2.4.2.2 Gestion de la *blind zone* satellite

Si la résolution des cellules de vecteur vent s'est sensiblement affinée, le problème de la contamination des données diffusiométriques par la côte subsiste. Le long de sa trajectoire, le satellite passe d'un continent à un océan sans encombre. Cependant, les mesures de rétrodiffusions sous la trace du satellite, uniquement valides sur l'océan, sont affectées par la présence du continent. Ce problème, couramment appelé *sidelob contamination* en anglais, rend invalide un certain nombre de données mesurées dans la bande côtière. Une zone blanche ou *blind zone* s'inscrit ainsi dans les données des niveaux L1 à L2 et se répercute dans les produits de niveau L3. L'amélioration du contrôle qualité et donc du nombre des données L2 disponibles a quand même réduit sensiblement l'extension cross-shore de la *blind zone* [Stiles, 2014]. Celle-ci n'excède pas une vingtaine de kilomètres dans les produits issus des récents traitements (cf. section 2.4.2.1) alors qu'elle pouvait atteindre une quarantaine de kilomètres dans les anciens produits. L'interpolation par krigeage (cf. section 2.2.2) effectuée pour le passage au niveau L3 prend seulement en compte les données valides et ne permet donc pas de pallier ce problème. Chaque pixel de $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ ou de $1/2^\circ \times 1/2^\circ$ en longitude et latitude initialement défini restitue une donnée issue de mesures de toutes les WVCs situées dans un rayon d'une centaine de kilomètres. Une pondération en fonction de la distance entre les mesures L2 et le centre des pixels est ensuite opérée. Ainsi, les premiers points labellisés "océan" des produits de niveau L3 proviennent de mesures dont le sens physique est manifeste, mais dont le signal purement côtier ($\approx 20km$) est dilué avec du signal plus au large ($\approx 100km$). La caractérisation des vents satellite dans la bande proche côtière est analysée dans la section 3.2. À titre d'exemple, la Figure 2.4 présente les centres des pixels de la grille uniforme des produits QS25 et QS50. Certains pixels empiètent sur la côte, représentée sur la Figure 2.4 avec une résolution de deux minutes d'angle. Cependant, les centres des pixels sont toujours sur l'océan et certains sont même assez loin de la côte (Fig. 2.4).

2.4.2.3 Tension du vent et sensibilité à la formulation utilisée

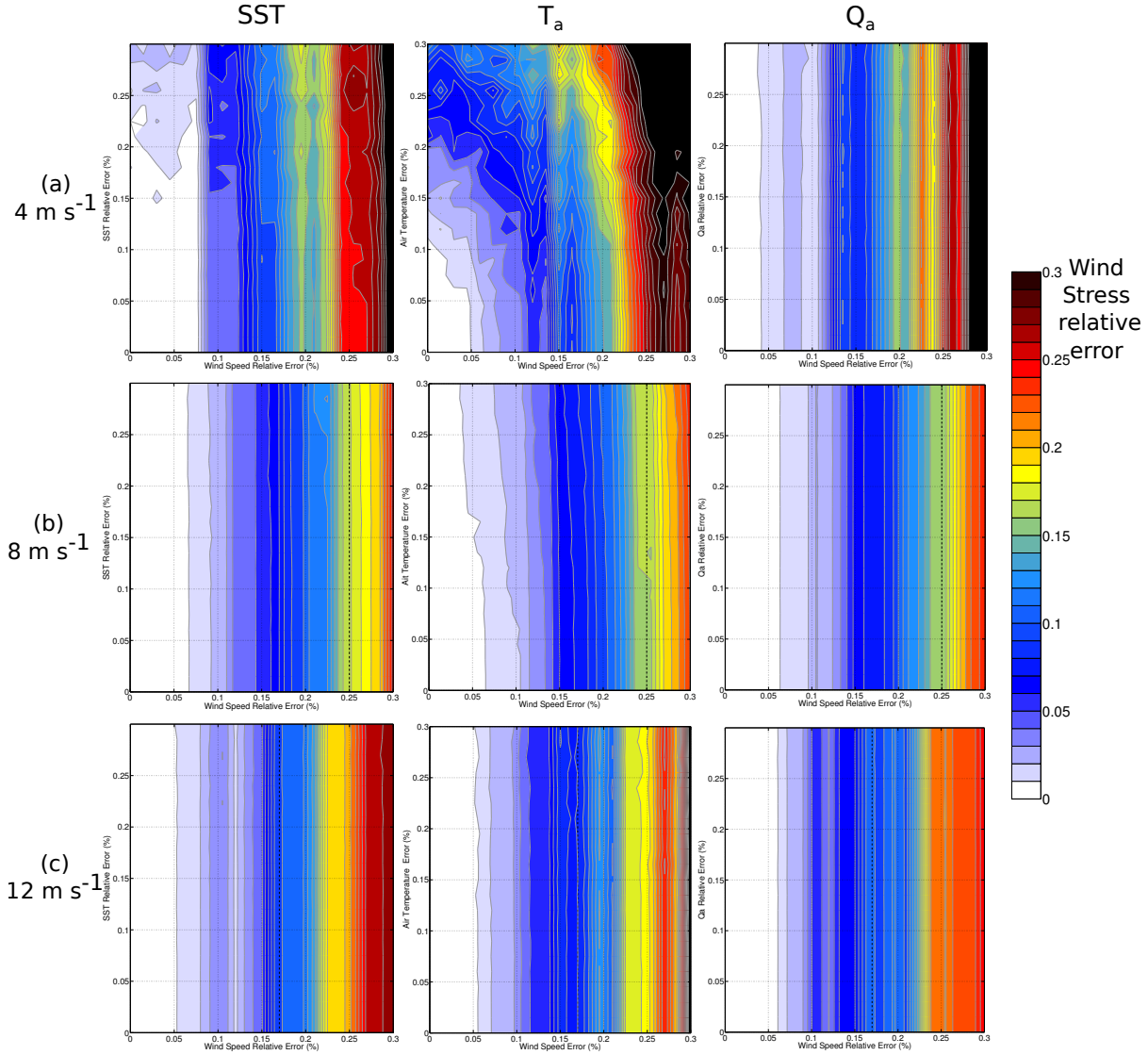


FIGURE 2.5 – Erreur relative de la tension du vent COARE 3.0 en fonction de l’erreur relative sur deux des paramètres. L’erreur de la vitesse du vent est toujours en abscisse et elle est couplée à l’erreur sur la SST (panneaux de gauche), sur la température de l’air (panneaux centraux) et sur l’humidité spécifique de l’air (panneaux de droite). Les conditions initiales de l’amplitude du vent sont 4 m.s^{-1} pour (a), 8 m.s^{-1} pour (b) et 12 m.s^{-1} pour (c). Les lignes en pointillés de (b) et (c) représentent une erreur de la vitesse du vent correspondant à 2 m.s^{-1} , soit l’erreur maximale donnée par l’instrument QuikSCAT.

Une autre différence importante existe entre les produits QS25 et QS50. En effet, la façon de dériver la tension de vent à partir du vent à 10m change également entre les

deux produits. Nous avons déjà rappelé la méthode générale pour retrouver une tension de vent par les formulations *bulk* et la riche littérature sur le sujet. Les tensions de vent de QS25 et de QS50 sont respectivement calculées par les formulations COARE 3.0 [Fairall et al., 2003] et Smith [Smith, 1988]. Cette dernière ne fait dépendre le coefficient de traînée dynamique que du vent alors que la première est aussi une fonction des différences de température air-mer et d'humidité spécifique. Si on revient aux équations des coefficients de traînée (2.2), les différences résident dans la façon d'exprimer le paramètre de stabilité de la colonne d'air ξ et la longueur L de Monin-Obuklov.

La Figure 2.5 montre l'erreur relative sur la tension du vent COARE 3.0 en fonction de l'erreur relative sur deux des paramètres. Le paramètre commun est l'erreur de la vitesse du vent (en abscisse). L'autre paramètre est l'erreur sur la SST (panneaux de gauche), sur la température de l'air (panneaux centraux) et sur l'humidité spécifique de l'air (panneaux de droite). Trois valeurs initiales sont prises pour l'amplitude du vent, 4, 8 et 12 m.s^{-1} , et correspondent aux valeurs faibles, moyennes et importantes atteintes typiquement par les Alizés (Fig. 2.3).

La Figure 2.5 met en évidence que la vitesse du vent est la variable la plus sensible pour l'estimation de la tension associée. En effet, les erreurs relatives sur la tension du vent dépendent principalement de l'erreur relative sur l'estimation de l'amplitude du vent. Cette relation n'est cependant pas linéaire. Par exemple, les erreurs relatives des paramètres pour un vent initialement faible (4 m.s^{-1}) conditionnent une erreur plus importante que pour un vent initialement fort (12 m.s^{-1}). Ce résultat traduit bien le caractère non linéaire du coefficient de traînée dynamique dans des conditions de vent faible. Il a été montré que la formulation de Fairall et al. [2003] améliore sensiblement la tension associée à ce type de conditions; la tension de vent calculée par COARE 3.0 se montre plus sensible à la température de l'air qu'à la SST (Fig. 2.5-a). Pour les vents moyens et forts rencontrés en saison d'upwelling dans le Benguela Sud (respectivement 8 m.s^{-1} et

12 $m.s^{-1}$, cf. Fig. 2.3), les erreurs relatives sur les températures de l'air et de l'eau et sur l'humidité spécifique de l'air n'ont qu'une infime influence sur l'estimation de la tension du vent (Fig. 2.5-b et Fig. 2.5-c). Ce résultat sera utilisé dans la suite de la thèse, et notamment dans le chapitre 4 dans lequel on analyse la sensibilité des tensions du vent QS25 et QS50 aux interactions air-mer.

2.5 Synthèse

Dans ce chapitre, nous avons rappelé les principes de la mesure diffusiométrique et introduit les données qui seront utilisées dans la suite de la thèse.

Les vents diffusiométriques ont l'avantage de présenter un caractère synoptique ; la description et la caractérisation des régimes atmosphériques à l'échelle régionale sont donc simplifiées par l'utilisation de ces données de niveau L3. De plus les champs sont directement exploitables pour forcer un modèle de circulation océanique car ils sont donnés sur une grille régulière en temps et en espace. De nombreux efforts ont été fournis ces dernières années pour améliorer la qualité de la restitution des données satellite et la finesse de la résolution spatiale. Pour le produit QuikSCAT, on a notamment vu que la surface des cellules de vecteur vent (WVC) a été nettement réduite grâce à un échantillonnage plus précis des mesures sous la trace du satellite. La précision de la mesure des vents dans la bande côtière a été améliorée et la *blind zone* s'est sensiblement réduite. Ces perfectionnements ont permis de passer du $1/2^\circ$ de résolution spatiale au $1/4^\circ$ pour un produit à l'échelle globale. De plus, la caractérisation de la vitesse du vent a été élargie à d'autres paramètres clés des interactions air-mer, et l'utilisation de nouvelles formulations *bulk* permet sans aucun doute d'affiner la précision de la quantité de mouvement transmise à l'océan à l'échelle globale. Dans nos zones d'étude, on a cependant montré que

la tension du vent calculée avec la formulation de *Fairall et al.* [2003] est essentiellement contrôlée par le vent lui-même. Le passage de la vitesse à la tension du vent se révèle très peu sensible aux variations de SST, spécialement pour les vents moyens et forts souvent mesurés dans les régions d'upwelling. Ce constat nous sera utile au moment de discuter les résultats du chapitre 4.

Événements d'upwelling liés à la dynamique synoptique atmosphérique

Sommaire

3.1 Avant propos	47
3.2 -Article- Winds and short upwelling events	49

3.1 Avant propos

Dans ce chapitre nous nous intéressons notamment aux échelles de variabilité spatiale des produits satellite de vent dans le contexte régional des systèmes d'upwelling du Benguela et des Canaries. En effet, comme l'a introduit le chapitre 2, nous disposons de plusieurs produits issus de mesures diffusiométriques sur des grilles uniformes (données journalières au $1/2^\circ$ -QS50- et au $1/4^\circ$ -AS25 et QS25-). La résolution de la grille du niveau L3 est choisie en fonction du nombre de données valides des niveaux inférieurs (cf. section 2.4.2). Ces paramètres (*i.e.*, la résolution intrinsèque de la grille L3 et le nombre de données de niveau L2 ou L1) ne nous assurent pas une connaissance de la réelle variabilité spatiale (ou résolution effective) du vent mesuré par satellite dans ces zones d'upwelling. Cette dernière, que nous allons calculer à partir d'un coefficient de corrélation, rend compte de la variabilité des structures géophysiques vue par chacun

des produits. Dans un premier temps, nous nous sommes donc attachés à comparer ces produits pour comprendre et quantifier leurs résolutions effectives. Les sorties du modèle opérationnel ECMWF ont également été analysées. Cela nous a amenés à décrire les conditions synoptiques atmosphériques durant des événements d'upwelling de l'ordre de quelques jours observés sur les côtes Ouest africaines. Au cours de cette étude, publiée dans le *Journal of Geophysical Research - Oceans*, nous identifions également les limites des mesures satellite dans la zone de *drop-off*. Nous avons construit un produit combiné QS25/ECMWF pour pallier ce problème et étudier la sensibilité thermodynamique d'un modèle océanique au *drop-off* du vent. Le modèle ROMS [*Shchepetkin et McWilliams, 2003; 2005, Debreu et al., 2012*] (cf. annexe A.1) a été utilisé et nous présentons dans la suite de ce chapitre les résultats pour le système du Benguela. Les détails de la configuration numérique construite pour cette étude sont donnés dans la section 4.1 du papier et de manière générale, les configurations numériques utilisées pendant la thèse sont développées dans le chapitre 5.

Erratum : Dans le papier qui suit, une confusion demeure entre les processus de mélange vertical et de pompage d'Ekman (pp. 479 du papier ou pp. 56 de ce manuscrit). Le mélange vertical est bien opposé aux processus de transport d'Ekman et de pompage d'Ekman. L'annexe A du papier a pour but de diagnostiquer le refroidissement des eaux de surface par mélange vertical induit par les anomalies de la tension de vent calculées au cours des événements d'upwelling.

3.2 [Article] Short-term upwelling events at the western African coast related to synoptic atmospheric structures as derived from satellite observations

Short-term upwelling events at the western African coast related to synoptic atmospheric structures as derived from satellite observations

Manuscrit published in *Journal of Geophysical Research - Oceans*, Vol. 119, 461-483,

doi :10.1002/2013JC009278

Fabien Desbiolles^{1,2}, Bruno Blanke¹, Abderrahim Bentamy²

(1) Laboratoire de Physique des Océans, UMR 6523 CNRS-Ifremer-IRD-UBO, Brest, France

(2) Laboratoire d'Océanographie Spatiale, Ifremer, Centre de Brest, Brest, France

Short-term upwelling events at the western African coast related to synoptic atmospheric structures as derived from satellite observations

F. Desbiolles,^{1,2} B. Blanke,¹ and A. Bentamy²

Received 15 July 2013; revised 24 December 2013; accepted 26 December 2013; published 21 January 2014.

[1] Satellite scatterometers provide continuously valuable surface wind speed and direction estimates over the global ocean on a regular grid both in space and time. The Level 3 data derived from the Advanced Scatterometer (ASCAT), available at $1/4^\circ$ spatial resolution (hereafter AS25), and Quick Scatterometer (QuikSCAT), available on $1/2^\circ$ and $1/4^\circ$ horizontal grids (QS50 and QS25, respectively), are studied at regional scales in both the Benguela and Canary upwelling systems. They are compared to the European Center for Medium-Range Weather Forecast surface wind analysis, with insight into their intrinsic and actual spatial resolutions. In the coastal band, the finest spatial patterns are found in the QS25 winds and are $O(75 \text{ km})$. This demonstrates the sensitivity of the high-resolution satellite-derived winds to coastal processes related to sea surface temperature (SST) perturbations and land-sea transition. Next, short-lived upwelling episodes (SUEs) calculated from SST anomalies are defined consistently with the QS25 actual resolution. These cold events refer to local, short-lived perturbations that add to seasonal upwelling variability. We characterize concomitant atmospheric synoptic conditions for SUEs identified at chosen latitudes and highlight two subregions in both upwelling systems, with contrasted patterns for the alongshore wind stress component and curl. The complexity of the latter patterns is closely linked to local, short-term SST variability. Closer to the shore, numerical sensitivity experiments show that the imbalance between Ekman transport and Ekman pumping has an impact on ocean dynamics: wind reduction in the coastal QS25 forcing, partially induced by orography, tends to reduce coastal SST cooling.

Citation: Desbiolles, F., B. Blanke, and A. Bentamy (2014), Short-term upwelling events at the western African coast related to synoptic atmospheric structures as derived from satellite observations, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 461–483, doi:10.1002/2013JC009278.

1. Introduction

[2] Climate research programs do not limit themselves anymore to large-scale atmospheric and oceanic climate shifts. Regional impacts of climate change are demonstrated and ask for a thorough study of climate-biosphere interactions. In this framework, oceanic margins are a key field of investigation because they define a privileged link between continental fluxes and the open ocean. Therefore, the four major upwelling systems located on the eastern boundary of the Pacific and Atlantic oceans are a noteworthy issue. They represent only a few percent of the global ocean surface, but they supply about one-fifth of the marine catches [Fréon *et al.*, 2009]. Some recent studies suggest the interrelation of climatic and oceanic environmental var-

iability and regional ecology in eastern-boundary upwelling systems [IPCC, 2007]. These regions show a well-defined spatial extension and, therefore, they are interesting laboratories for the study of oceanic processes near continental margins and interactions between the ocean and the overlying atmosphere.

[3] Several studies connected the dynamics of an upwelling zone with spatial structures in the wind observed at fine scale and high frequency [Carr, 1998; Pickett and Paduan, 2003; Blanke *et al.*, 2005], such as in the Saint Helena Bay (the most important nursery area in the Benguela upwelling system). Additionally, airborne experimental studies have been implemented in eastern-boundary upwelling systems to describe the role of fine-scale wind patterns on typical upwelling events [Münchow, 2000]. More precisely, the orography-induced wind stress curl has an effect on the fine dynamics scales of the upwelling circulation. This phenomenon is confirmed by numerical experiments that show high oceanic sensitivity to the spatial organization of the wind stress curl, particularly in a narrow band close to the seashore [Capet *et al.*, 2004].

[4] The sea surface temperature (SST) distribution influences surface winds through thermodynamical and dynamical, local and remote feedbacks [e.g., Chang and Philander, 1994], over short time scales (of the order of a

¹Laboratoire de Physique des Océans, UMR 6523 CNRS-Iframer-IRD-UBO, Brest, France.

²Laboratoire d'Océanographie Spatiale, Ifremer, Centre de Brest, Brest, France.

Corresponding author: F. Desbiolles, Laboratoire de Physique des Océans, UMR 6523 CNRS-Iframer-IRD-UBO, 29200 Brest CEDEX, France. (fabien.desbiolles@univ-brest.fr)

few days) because of the fast dynamical adjustment between the two fluids. For instance, atmosphere cooling over cold water increases the stratification of the air column, stabilizes the atmospheric marine boundary layer, and thus decreases both vertical turbulent mixing and convection. This process uncouples the surface winds from the more intense flow at elevations above the top of the planetary boundary layer, and increases the vertical wind shear near the sea surface. *Chelton et al.* [2004, 2007] and *Haack et al.* [2008] have demonstrated the importance of this feedback in structuring the winds over specific upwelling SST patterns. The parameterization of the wind-SST feedback in an ocean model can help reduce the biases related to the inshore extrapolation of satellite wind observations near the coast via wind reduction associated with colder SST, as shown by *Jin et al.* [2009] for the northeastern Pacific Ocean. In return, this decrease in coastal wind intensity allows reducing the intensity of the upwelling and of the cold bias usually modeled at the coast. The result is a modification of the coastal current system linked to the upwelling dynamics.

[5] A specificity of wind-SST interaction in eastern-boundary upwelling systems also stems from the interplay of a nearby coastline, fine scales in the wind, and the thermal surface signature of the upwelling process, especially in the cross-shore direction. SST and surface wind fields often show pronounced gradients over the first dozens of kilometers of the coastal ocean. The gradients appear as an upwelling front for SST and a dropoff zone for the wind [*Pickett and Paduan*, 2003; *Capet et al.*, 2004]. The resulting wind curl produces Ekman pumping that contributes significantly to the structuring of the upwelling [*Bakun and Nelson*, 1991; *Halpern*, 2002]. According to topography, interaction of oceanic mesoscale features and wind-SST interaction, the horizontal scales can fall down to a few kilometers. In a recent study, *Fennel et al.* [2012] studied the sensitivity of the Benguela upwelling system to horizontal scales in the wind stress, and especially to the wind stress curl, both numerically and theoretically. They showed that the small scales of the wind shape the full three-dimensional circulation. In return, mesoscale SST perturbations influence the wind over the whole extension of the upwelling [*Chelton et al.*, 2007]. Coupled air-sea processes in eastern-boundary upwelling systems were addressed by *Boé et al.* [2011] and *Renault et al.* [2012] for the California and the Humboldt systems, respectively. In addition to this coupling, forcing processes induced by orography and coastline geometry influence the wind over a coastal transition zone that may extend more than 100 km offshore [*Boé et al.*, 2011].

[6] Therefore, quality momentum fluxes are essential ingredients to model accurately the ocean circulation in upwelling zones. *Burls and Reason* [2008] discussed some systematic biases between observations and model data reported by *Penven* [2000] in the Southern Benguela system, and attributed them to poorly resolved wind variability in the model atmospheric forcing (wind data from a coarse resolution climatology in this instance). They stressed the need for higher-resolution products able to sample mesoscale variability in the wind stress near the coast. Such data can be expected from meteorological models, following the standard analyses by the National Centers for Environmen-

tal Prediction (NCEP) and European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) with typical average resolution of a few tens of kilometers and 6 h in time. Even higher-resolution products begin to be produced, with, for instance, a change of the resolution of the ECMWF deterministic operational model to 16 km on 26 January 2010. It is worth noting that these momentum fluxes are modeled quantities and are not calculated directly from in situ or remote-sensed data sets. Moreover, surface wind calculations by meteorological models imply the use of high-performance marine boundary layer models that rely on semiempirical calibrations and parameters.

[7] During the last two decades, significant improvements in surface wind observations (for speed and direction) over the global ocean have been achieved. They are mainly retrieved from scatterometers such as the European Remote Sensing Satellites (ERS1/2), Advanced Scatterometer (ASCAT), and Quick Scatterometer (QuikSCAT). The measurements of ERS1/2 and QuikSCAT scatterometers have allowed a better description of surface winds and, therefore, led to improvements in numerical simulations performed with ocean models. Today, the Centre National d'Études Spatiales (CNES), European Space Agency (ESA), and European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) deal with space missions involving new scatterometer instruments, aiming at a global fine spatial and temporal resolution (25 km daily, or even 12.5 km). This resolution gets closer to the conditions needed for the correct derivation of space and time properties of wind-sea interactions in eastern-boundary upwelling systems. Some key limitations of the satellite wind retrievals are still worth noting such as inadequate temporal sampling of fast atmospheric variability and data contamination by the land-ocean transition and by rain, which reduces the overall number of reliable observations.

[8] In this study, we investigate the genuine horizontal resolution of recent global wind stress products by diagnosing spatial scales of covariability in QuikSCAT, ASCAT, and ECMWF winds over the Benguela and Canary upwelling systems (section 2). Once evidenced the synoptic variability in satellite-derived wind products (and especially wind reduction over the upwelling extension), we use jointly SST and wind daily maps to connect short-lived cold events over the continental shelf and synoptic wind patterns (section 3). In section 4, we investigate the ocean response to an alteration of the coastal wind stress equivalent to an orographic dropoff by means of twin experiments run with a regional ocean model. Our conclusions are discussed in section 5.

2. Actual Space Resolution of Global Wind Products in Upwelling Regions

2.1. Context

[9] The Atlantic Ocean is under the influence of large-scale atmospheric systems that are linked to the sea level high-pressure patterns shown in Figure 1. Air within the Azores and Saint Helena anticyclones flows to the inter-tropical convergence zone (ITCZ). At the African coast, therefore, equatorward trade winds make upwelling-favorable conditions in both the Canary and Benguela

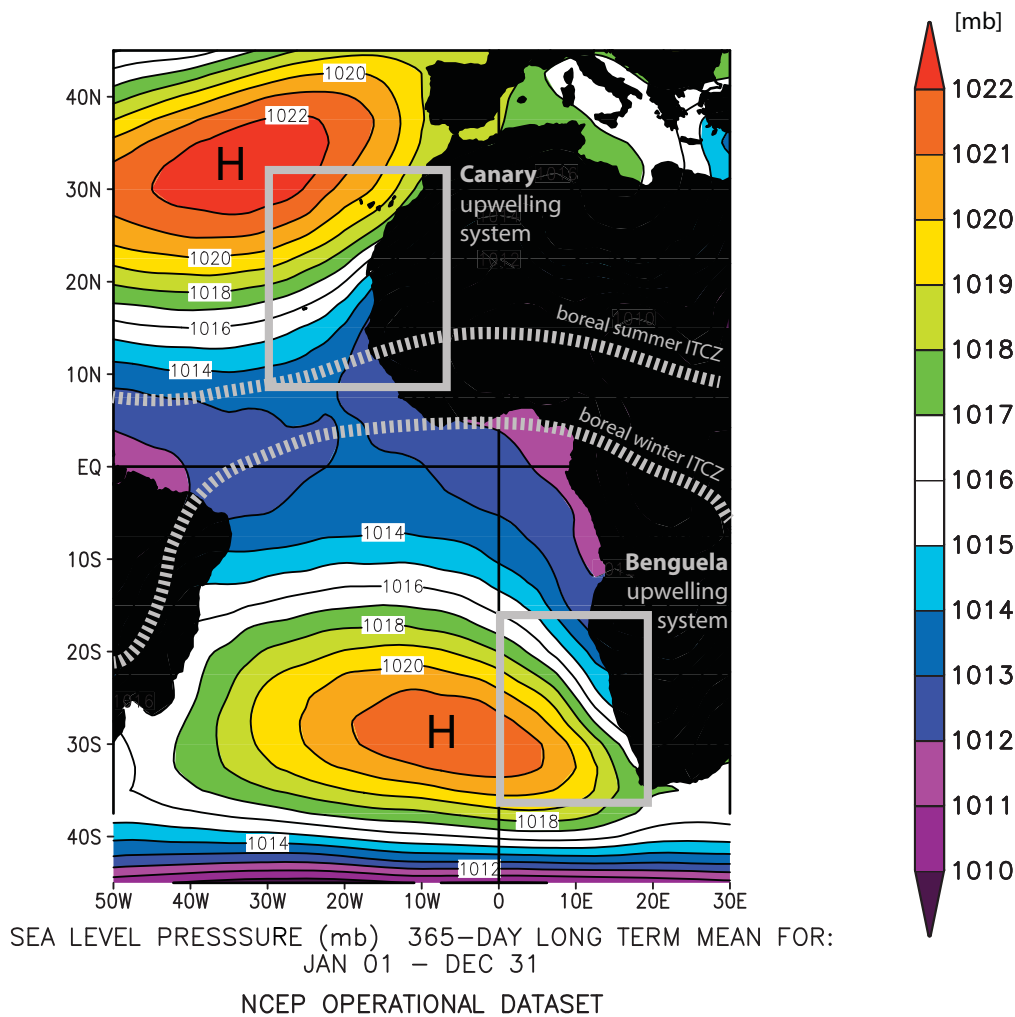


Figure 1. Mean annual surface air pressure (in mb) over the Atlantic Ocean deduced from 2005 NCEP data. Our domains of study are framed in gray and cover the Canary and Benguela upwelling systems. The approximate ITCZ mean positions during boreal summer and winter are indicated with gray dotted lines. The background map was downloaded from the NOAA web server (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/histdata/>).

upwelling systems. The seasonal shift of the ITCZ and both anticyclones over the Atlantic translates in modulations of the coastal upwelling [Wooster *et al.*, 1976].

[10] Geostrophic winds calculated by large-scale atmospheric models have long been used to study the variability of the upwelling systems [Bakun, 1973; Schwing *et al.*, 1996]. However, as discussed by Enriquez and Friehe [1995] and Pickett and Paduan [2003] for the California system, large and fine-scale wind effects on the coastal ocean circulation have an equivalent order of magnitude. Coastal water divergence induced by large atmospheric scales and Ekman pumping processes induced by smaller wind scales generate comparable vertical fluxes in the ocean. Upwelling limitation by onshore geostrophic flow is also to be considered, especially for matching SST-based upwelling indices [Marchesiello and Estrade, 2010]. Recent work pioneered by Estrade *et al.* [2008] and extended by Marchesiello and Estrade [2010] investigated meticulously the various scales at play for a better quantifi-

cation of the upwelling mechanism. The dynamical response of an upwelling system to specified winds must be differentiated according to the atmospheric scales at play, keeping in mind that both land orography and coastal geometry impact the wind stress curl responsible for Ekman pumping. The cross-shore scale of the wind dropoff and the genuine offshore scale of the coastal upwelling (which depends on the geometry of the shelf) are essential quantities to consider to distinguish between Ekman pumping- and Ekman transport-induced vertical movements [Estrade *et al.*, 2008]. Renault *et al.* [2012] recently investigated this issue in their study of the upwelling response to atmospheric variability off central Chile, in the case of a very narrow shelf. Moreover, cold SST conditions during an established upwelling episode can decrease the overlying winds by acting on the stability of the atmospheric boundary layer, and, therefore, modify the wind stress curl over the SST gradients [Jin *et al.*, 2009].

[11] For the past 20 years, outstanding efforts have been made in the description and understanding of the atmospheric conditions at the sea surface. An increasing number of space missions and major technical improvements have allowed refinement of the space and time resolution of the products available at global scale. Satellite scatterometers continuously provide valuable surface wind speed and direction observations over the global ocean. Since 2007, high spatial resolution wind retrievals are derived from ASCAT onboard MetOp-A. They are routinely used to estimate daily global wind fields with a spatial resolution of 0.25° in longitude and latitude (L3 products) [Bentamy and Croizé-Fillon, 2011]. Moreover, new L3 products derived from the updated QuikSCAT observations (hereafter QS25) and developed at the Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (Ifremer) are available with the same spatial and temporal characteristics as ASCAT L3 products. In this study, we aim at investigating the genuine horizontal resolution of 10 m wind analyses from these two new data sets, especially through comparisons with ECMWF surface wind analyses and former daily QuikSCAT L3 products (hereafter QS50). Technical considerations specific to each instrument, such as the geometry and frequency of the signals, are not discussed here but can be found in Bentamy and Piollé [2004]. More specifically, details about ASCAT and QuikSCAT wind retrieval, quality control, and validation procedures may be found in Verhoef and Stoffelen [2010] and Dunbar et al. [2006].

[12] The ECMWF data we use are the daily means of the zonal and meridional wind analyses available at the synoptic hours of 00:00, 06:00, 12:00, and 18:00 UTC from the Integrated Forecasting System (IFS) operational global atmospheric model. The model was run at T511 resolution (equivalent to a grid size of approximately 40 km) during our period of study (2000–2009). It is worth reminding here that the IFS assimilates satellite-derived wind data, and especially QuikSCAT and ASCAT observations. The assimilation of QuikSCAT data became operational on 22 January 2002. For the purposes of our study, the ECMWF wind data are gridded at global scale with a resolution of 0.5° in latitude and longitude.

[13] Our analysis focuses on the two main eastern-boundary upwelling systems off the African west coast (the Benguela and Canary systems, see Figure 1) during upwelling-favorable wind periods (in January to February and July to August, respectively). Our main objective is to characterize the genuine horizontal resolution of remotely sensed and numerical model winds (surface wind stress, wind curl, and divergence, and, in a near future, heat fluxes) that proves essential in air-sea interactions at regional and local levels. Cross-correlation analyses and classical statistical calculations are used for that purpose.

2.2. “Intrinsic” Spatial Resolution

[14] QuikSCAT data are available from October 1999 to November 2009, whereas ASCAT data are available since April 2007. ECMWF analyses are available over both periods and, as already stated, result from a scheme that assimilates satellite wind data. The processing is done at the Centre ERS d'Archivage et de Traitement (CERSAT), located at Ifremer, provides L3 satellite products with $1/4^\circ$ (ASCAT and QS25) or $1/2^\circ$ (QS50) spatial resolution.

Table 1. Characteristics of the Global Wind Products Under Study

Products	QS50	QS25	AS25	ECMWF
Sources	QuikSCAT	QuikSCAT	MeTop-A	Model
Revisit time (days)	4	4	4	n/a
Orbital period (min)	101	101	101	n/a
Intrinsic resolution ($^\circ$)	$1/2$	$1/4$	$1/4$	$1/2$

Including ECMWF outputs ($1/2^\circ$), four different data sets are thus available over a whole year (2008) for analysis (Table 1).

[15] Despite differences between the ASCAT and QuikSCAT radar physics and retrieval methods, the processes used to calculate L3 satellite-derived products are based on the same methodology. Scatterometer retrievals (L2 products) are used to estimate daily global gridded wind fields with horizontal resolution of 0.25° both in longitude and latitude [Bentamy and Croizé-Fillon, 2011]. The resulting gridded fields, labeled as L3 products, distinguish wind speed, the zonal and meridional wind components, wind stress, and the associated wind stress components. These quantities are calculated separately for ASCAT and QuikSCAT. Details of the objective method used for daily scatterometer analysis and estimate of its accuracy are provided in Bentamy and Croizé-Fillon [2011]. In brief, daily gridded wind speed, zonal, and meridional wind components are estimated, over 0.25° -grid cells in longitude and latitude, from scatterometer retrievals. Only valid remotely sensed data are selected, according to quality control flags associated with scatterometer products. For instance, scatterometer measurements occurring over wind vector cells partially over land or ice are not used for daily analysis calculation. Rain-contaminated data are also excluded. Daily gridded wind fields derived from former QuikSCAT L3 products and from ECMWF, both with a resolution of 0.50° in longitude and latitude, are also used in this study to investigate the improvements possibly allowed by finer spatial resolution of the surface wind field.

[16] The k -nearest neighbor (kNN) algorithm [Mitchell, 1997] is hereafter applied on each data set to derive gridded meridional and zonal wind components on the exact same stencil ($25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ squares), without altering their intrinsic resolution. Our analysis of wind variability focuses on 2 months of upwelling-favorable atmospheric conditions, i.e., January 2008 to February 2008 and July 2008 to August 2008 for the Benguela and the Canary systems, respectively (see section 2.3). Figure 2 shows the mean (colored arrows) and standard deviation (contours) of the wind vector in the Benguela upwelling area for each wind product. All products show consistent similarity during austral summer: the wind vector is mostly favorable to upwelling, i.e., northward and northwestward, over the whole domain. The maximum intensity is reached at about a hundred of kilometers offshore with a decrease in wind magnitude near the coast, except in the Lüderitz upwelling cell (27°S – 25°S) where maximum variability occurs. Equivalent results are found for the Canary upwelling system over July to August: in average, the wind vector is similar for all the products, and the maximum of wind and

Table 2. Typical Parameter Values for, From Left to Right, the Coriolis Parameter, Temperature, and Depth of the Surface Mixed Layer, Subjacent Stratification, Reference Density, Acceleration Due to Gravity, Horizontal Scale of the Wind Perturbation, Wind Stress Perturbation, Reference Wind Stress, and Total Rate of Surface Mixed Layer Forcing by the Wind-Wave Field

f (s^{-1})	T_{ml} ($^{\circ}C$)	H_{ml} (m)	T_z ($^{\circ}C/m$)	ρ_0 (kg/m^3)	g (m^2/s)	δx (m)	$\Delta\tau$ (Pa)	τ (Pa)	γ
7×10^{-5}	15	10	0.2	1026	9.81	50×10^3	0.2	0.2	10

wind variability at the coast is obtained near Cape Blanc ($21^{\circ}N$), noting that the Canary Islands are a source of topographic forcing that complicates the wind circulation lee-

ward the archipelago. Finally, despite the consistency found in these products gridded at a regional scale, it is worth noting that L2 QuikSCAT wind speed retrievals

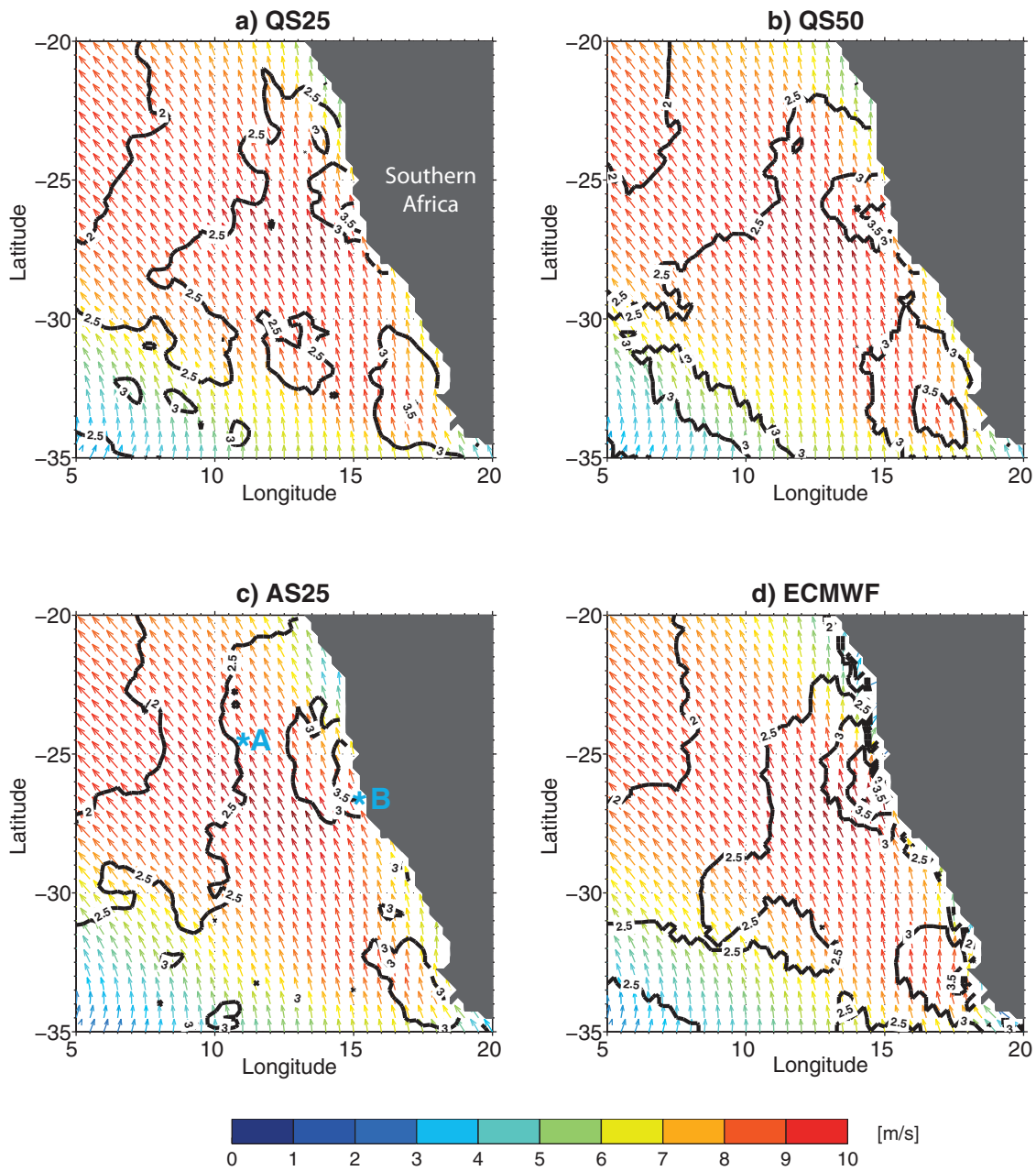


Figure 2. Mean wind vector (color) and standard deviation of wind speed (contours) for January to February 2008. (a) QS25. (b) QS50. (c) AS25. (d) ECMWF. Points A and B (discussed in the text) are shown in blue in Figure 2c.

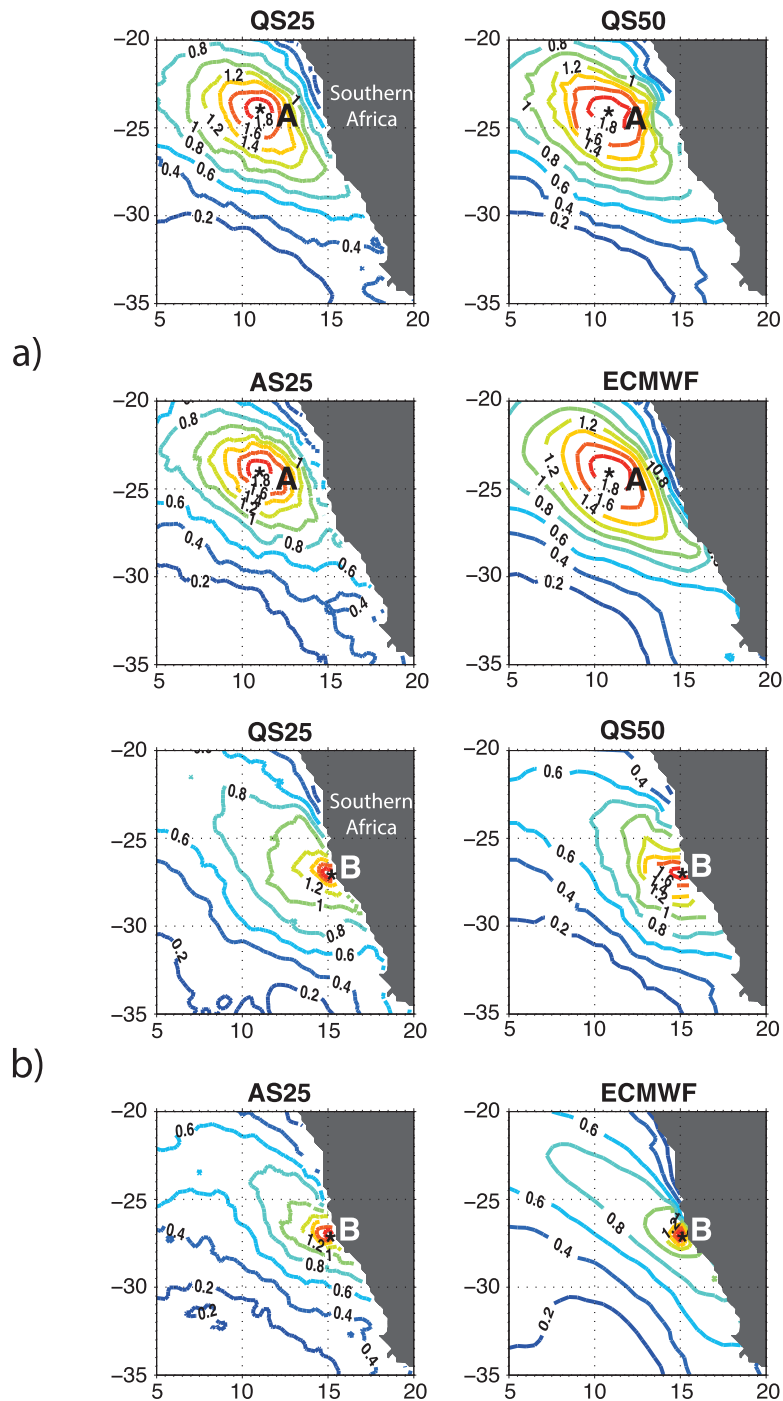


Figure 3. Vector correlation for the four wind products calculated with reference to the wind time series considered (a) at point A and (b) at point B.

have higher values than ASCAT estimates, especially in the 10–15 m/s wind speed range frequently observed for the trade winds [Bentamy *et al.*, 2008].

2.3. Characterization of Actual Horizontal Resolution

[17] The wind spatial and temporal variability in the Benguela upwelling system is investigated at two locations: A (11°E–24.7°S) off South Africa and B (15°E–27°S) in the Lüderitz cell area (see Figure 2c). These sites

are chosen for the strong and variable winds during the upwelling season (Figure 2) and characterize offshore and onshore wind variability, respectively. The assessment of the actual spatial resolution of each wind data set is based on cross-correlation analyses to estimate differences in horizontal homogeneity between the wind products.

[18] The vector correlation proposed by Crosby *et al.* [1993] provides a scalar measure of the agreement between two vector data sets with a coefficient that varies between

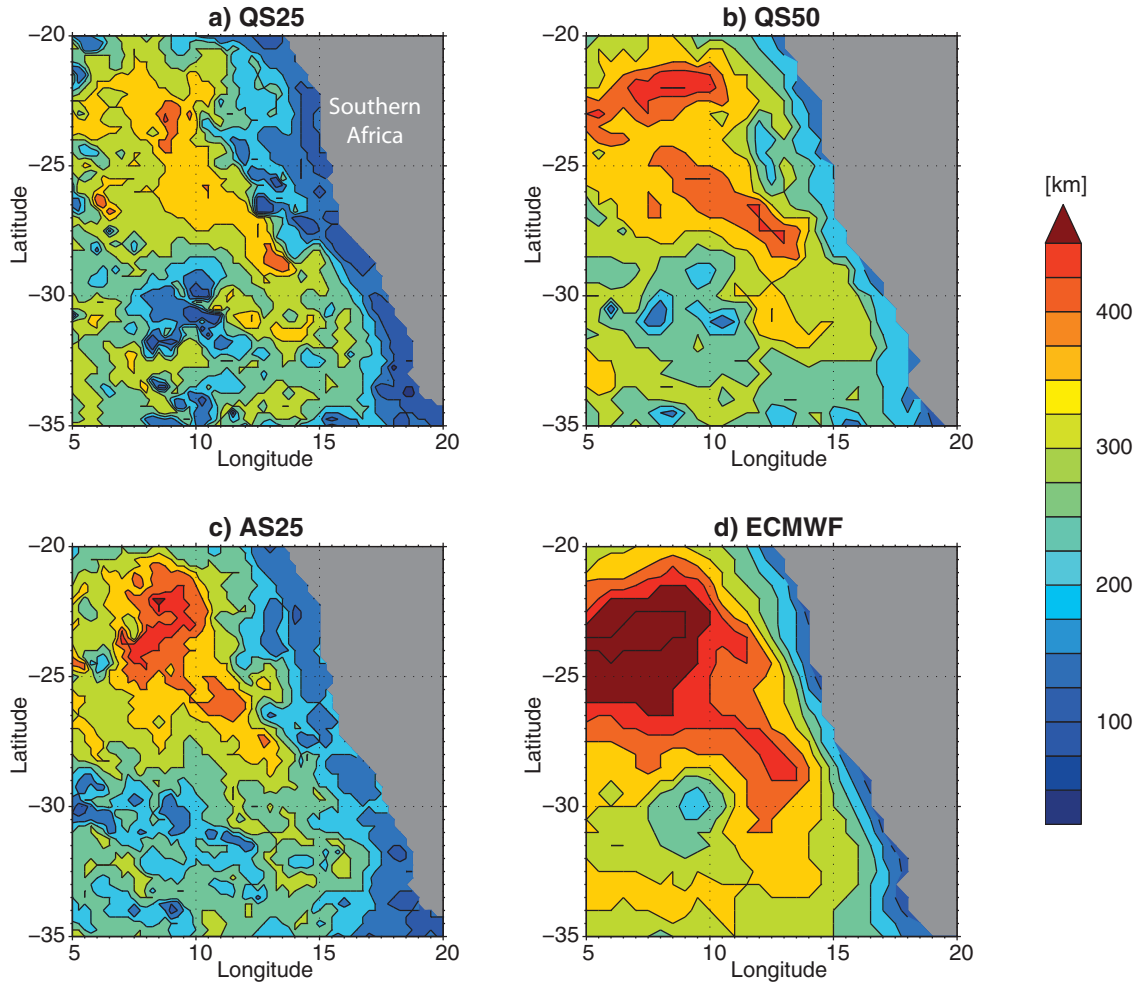


Figure 4. Distance (in km) at which the 0.95 threshold is reached in a cross-correlation analysis of the wind speed. (a) QS25. (b) QS50. (c) AS25. (d) ECMWF.

−2 and +2. We use the method to estimate the agreement between the zonal and meridional wind components of a reference time series at grid point A or B with the time series at all the grid points of the domain of study during January and February 2008. The result is a correlation coefficient that shows a dominant southeast-northwest wind structure during the austral summer season in the Benguela upwelling system (Figure 3). This pattern agrees well with the wind regime at this period of the year (see Figure 2): southerlies and south-easterlies occur most of the time and provide upwelling-favorable conditions along the western coast of Africa. Horizontal homogeneity in the wind is significantly smaller onshore, which underlines the importance of the ocean-land transition in modulating the wind components. The various wind sources exhibit quite similar spatial correlation patterns, highlighted in red. However, one should notice that the narrowest correlation scales in satellite data are derived from the new scatterometer products. This result especially stands out in the onshore area (B location) and shows finer atmospheric horizontal scales in the AS25 and QS25 products than in the former QS50 processing. The fine scales obtained for ECMWF wind data

in the coastal zone result from the continuity of the wind calculation over the sea-continent transition, with differentiated parameterizations in the atmospheric model for the roughness length scales over ocean and land [ECMWF, 2007].

[19] Cross-correlation calculations are generalized over the whole domain for the wind speed. At each grid point, we compute the correlation coefficient between the local time series and the averaged time series of the four neighbors (north, east, south, and west) considered at a given and same distance (initially taken equal to 25 km). The computation is repeated with an increasing distance until the correlation coefficient becomes smaller than 0.95, and the corresponding distance is kept as the result of the analysis since it measures the local, horizontal coherence of wind intensity. The mean state and variability of the wind and the relative shortness of the period of analysis (see section 2.2) drive us into setting a high threshold to characterize wind consistency. In addition to the commonly used statistical significance, this threshold aims at considering the main physical processes that shape space-time wind variability in the coastal band. Indeed, we assume that these

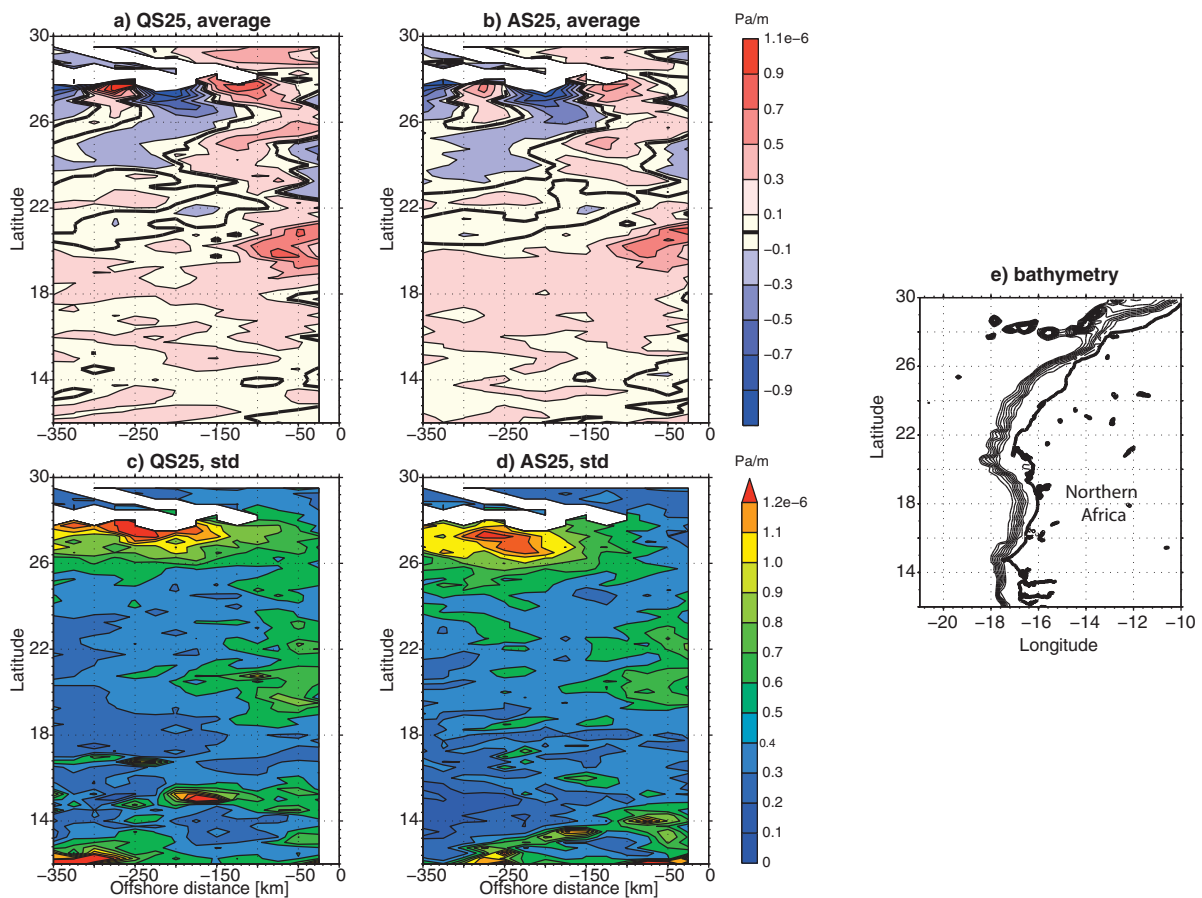


Figure 5. QS25 and AS25 wind stress curl (Pa/m) as a function of the distance to the coast in the Canary upwelling system. (a and b) July to August 2008 average for QS25 and AS25, respectively. (c and d) Standard deviation around the mean state for QS25 and AS25, respectively. (e) Coastline and bathymetry with a 250 m contour interval.

processes, namely SST mesoscale variations, coastline geometry, and orographic forcing (see section 1), generate significant spatial wind variability.

[20] The distance at which this threshold is reached is shown in Figure 4 and varies according to zones and products. However, the northern and to a lesser extent the southwestern parts of the domain show systematic high spatial correlations (distance larger than 300 km), whatever the source of data. These areas correspond to coherent wind data at large scale and can be easily associated with the Saint Helena anticyclone that steadily channels the winds equatorward. Satellite-derived winds (Figures 4a–4c) are associated with finer scales than model-derived winds since at equivalent intrinsic horizontal resolution the statistical threshold ($r > 0.95$) is satisfied in the model (Figure 4d) over larger distances. More precisely, the analysis of the QS25 and AS25 products underlines rather inhomogeneous regions, and especially the areas close to the coast where large air-sea-continent interactions are expected. The coastal wind dropoff and the wind modulation induced by SST gradients over the shelf indeed introduce short-scale variability in the coastal atmosphere and, therefore, sudden decrease of the correlation coefficient. Patterns of short-scale decorrelation are also found in the open ocean for

both high-resolution products (Figures 4a and 4c). These structures in a southeast-northwest direction correspond to the main seasonal wind patterns identified in Figure 2 and highlight a large standard deviation of the meridional wind component (not shown).

[21] The actual spatial resolutions of the wind products stem from the analysis of the results shown in Figure 4. By comparison with QS50 and ECMWF, AS25 and QS25 show clearly the shortest correlation distances and, therefore, the finest spatial resolution. Moreover, in coastal areas ($O(100$ km) from the coast), the wind reduction induced by air-sea-continent interactions and orography is mainly captured by the QS25 product. Our analysis shows that the new satellite products have an actual horizontal resolution between 75 and 100 km and improve the representation of the cross-shore wind profile in comparison with QS50 (actual spatial resolution of about 150 km). Furthermore, it is worth noting that the mixing length values used in the ECMWF atmospheric boundary layer model are different according to how the calculations are done over the ocean or over the continent [ECMWF, 2007]. Therefore, land orography and coastal topography can modify locally the ECMWF analyses and account for substantial decrease in correlation spatial scales and wind speed (Figure 4d).

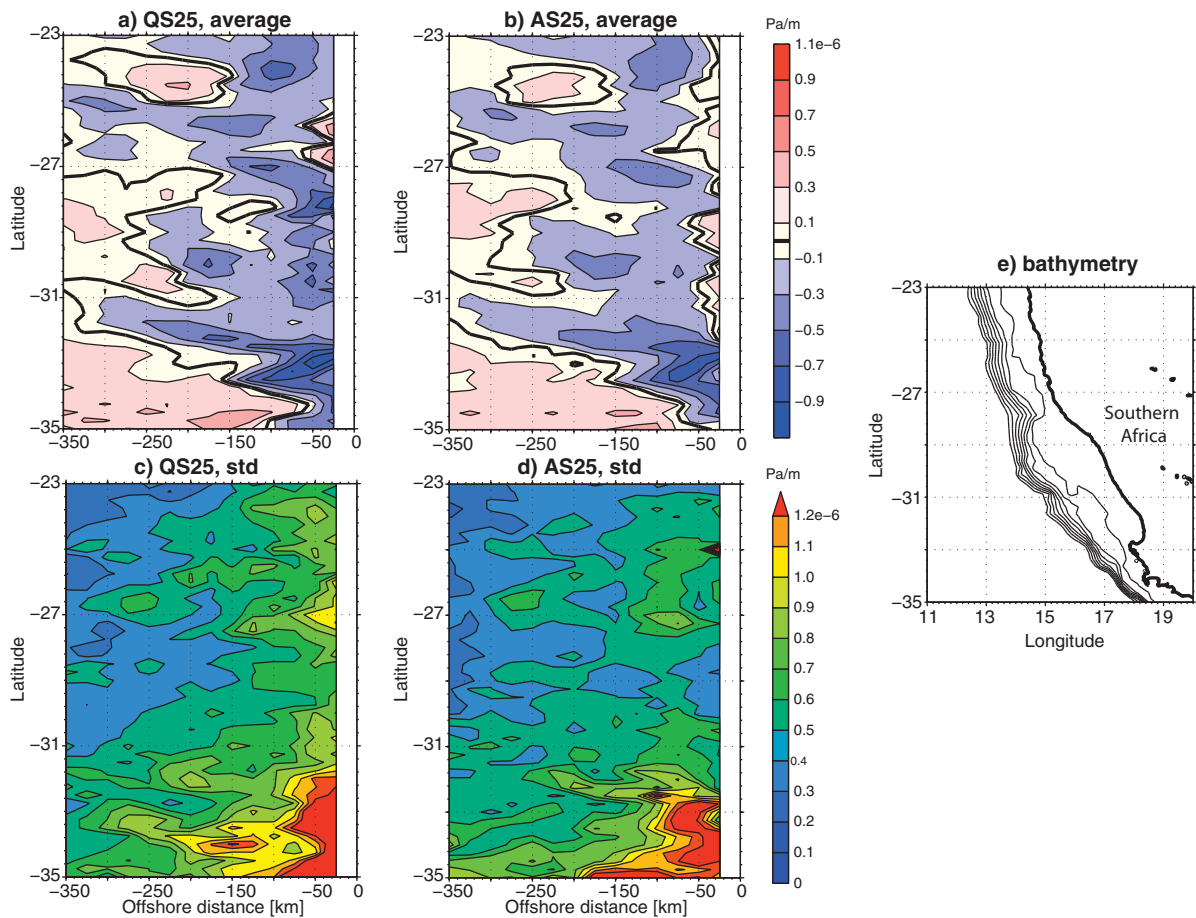


Figure 6. Same as Figure 5 but for the Benguela upwelling system and January 2008 to February 2008.

2.4. QS25/AS25 Comparison

[22] *Bentamy et al.* [2008, 2012] discussed in depth ASCAT-derived and QuikSCAT-derived wind quantities. The differences between ASCAT and QuikSCAT products are related to several parameters, including sea surface state, wind conditions, instrumental physics, wind retrieval algorithms, and spatial and temporal separations [*Bentamy et al.*, 2008]. Over the global ocean, Level 2 and Level 2b swath data sets show persistent differences in colocalized wind intensities, whereas wind directions are coherent [*Bentamy et al.*, 2008, 2012].

[23] For the gridded data sets (Level 3 products), small differences in wind features can produce a significant oceanic response. The alongshore wind stress, causing Ekman offshore transport, and the wind stress curl, causing upward or downward pumping, act on surface ocean structures, upwelling cells and circulation. For instance, *Fennel et al.* [2012] showed that the vertical structure of the coastal currents in the Benguela upwelling system responds strongly to alternating positive and negative wind stress curl, especially in the neighborhood of the continent.

[24] Figure 5 shows the mean and standard deviation of the wind stress curl as a function of the distance to the coast for the Canary upwelling system during summer 2008. An orographic-induced wind stress curl dipole can be identified north of 24°N . As demonstrated by *Mason et al.* [2011] in

their numerical study, the sign and intensity of the curl play a key role in controlling the oceanic circulation and upwelling process leeward the islands and at the coast. In particular, they found that the offshore path of the Canary Current, north and across the archipelago, is sensitive to the nearshore variability of the wind stress curl, especially in the Lanzarote passage [see *Mason et al.*, 2011, Figure 2b]. In this area, at about 75 km from the coast at 29°N , QS25 shows larger wind stress curl intensity and standard deviation than AS25 (Figure 5). South of 20°N , both wind products are characterized by the dominance of strong nearshore cyclonic curl, except at a few latitudes and especially downwind of Cape Verde ($\sim 15^{\circ}\text{N}$). The positive upwelling-favorable wind stress curl (Figures 5a and 5b) takes up a large coastal band downwind of Cape Blanc (21°N), extending about 150 km offshore. Cape Blanc represents a source of topographic forcing for the summer wind stress curl with, therefore, negative (positive) values upwind (downwind) of the cape.

[25] In the Southern Hemisphere and on the large scale, the dominance of the trade winds is apparent and the QS25 wind stress is slightly more intense than AS25 over most of domain (Figures 2a and 2c). The main difference in wind stress curl is the presence of nearshore anticyclonic patterns in AS25 (Figure 6). The QS25 summer wind stress curl matches the description given by *Burls and Reason* [2008],

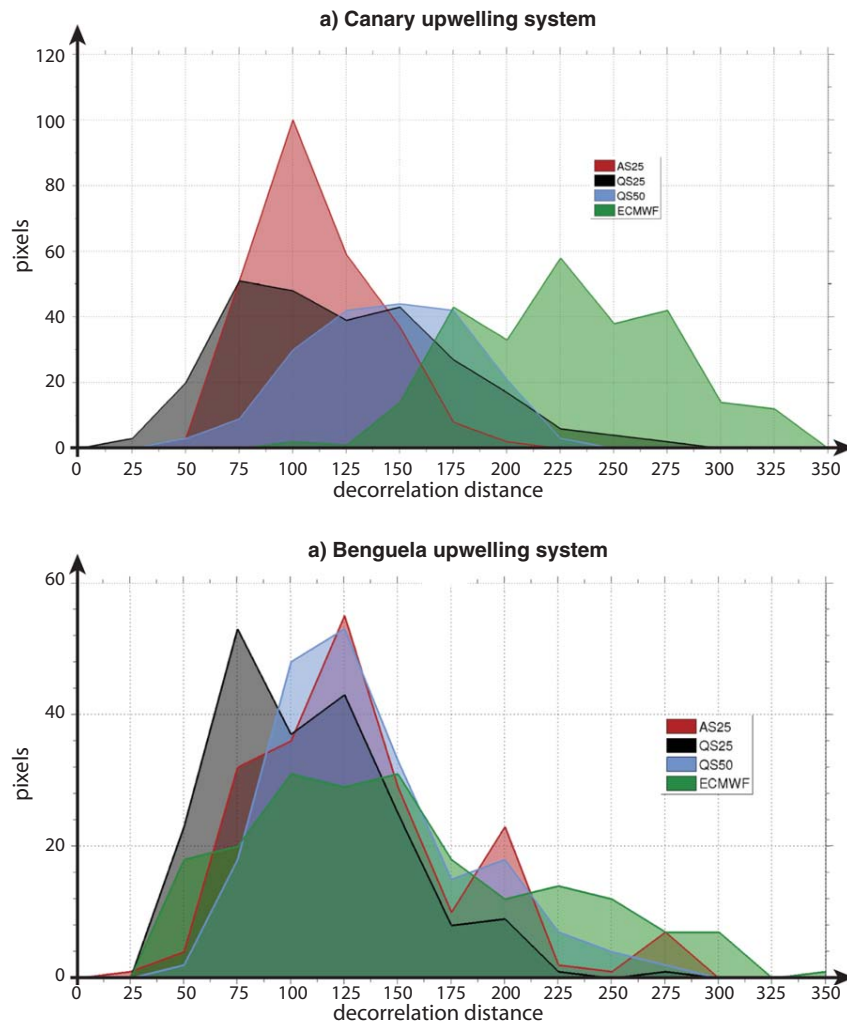


Figure 7. Number of pixels over the continental shelf in the cross-correlation analysis of the meridional wind stress component binned as a function of the decorrelation distance (with 25 km bins) for the four wind products. (a) For the Canary upwelling system. (b) For the Benguela upwelling system.

with a narrow coastal band of negative (upwelling favorable) curl that extends on average 75 km offshore but that may vary locally from 25 to 250 km. For both wind products, the largest extension is found downwind of Cape Columbine (33°S). It is worth noting that the largest upwelling-favorable curl, between 23°S and 25°S and between 28°S and 31°S , is not found at the coast but 50 to 100 km offshore. The Lüderitz upwelling cell centered at 26.5°S is characterized by positive wind stress curl at the coast, together with a large standard deviation (Figure 6c).

[26] In both Atlantic upwelling systems, the nearshore curl is expected to be related to topographical forcing induced by capes, as demonstrated in *Dorman et al.* [2013] for the California system. Inhomogeneities of the coastline, possibly combined with land orography, structure the upwelling dynamics [*Fennel et al.*, 2012]. The above analysis shows that smaller structures are observed in the QS25 wind stress curl, with standard deviation values greater than in AS25. A few key latitudes also show that the wind stress curl variability and offshore extension are larger for QS25.

2.5. Interpretation

[27] To focus on the dynamical processes in the coastal band (over the continental shelf, i.e., for ocean depths within 0–500 m), we diagnose the spatial decorrelation scales of each product by counting the pixels belonging to distance bins ranging from 0–25 to 400–425 km now in the analysis of the meridional wind stress (i.e., in a way similar to the calculations done for Figure 4 but for the meridional wind stress component).

[28] Figure 7 shows the total number of such pixels (over 25 km square cells) for both the Canary and the Benguela continental shelves. For the Canary system, the two new wind data sets (AS25 and QS25) confirm the larger proportion of fine scales, with sharper curves centered on 100 km decorrelation distances (Figure 7a). The curves obtained for QS50 and ECMWF are smoother, and are centered on 175 and 300 km, respectively. The ECMWF scales of horizontal variability (Figure 7a, green area) confirm that orographic effects and the geometry of the coastline are of

limited importance along the shore of Northwestern Africa when compared to the Southern Hemisphere (Figure 7b). It is worth noting here that the actual resolution calculated with ECMWF data makes use of unmasked wind values over land. Therefore, the ECMWF winds are the product that shows the finest spatial scales for the Benguela system (Figure 7b). The coastline indeed acts as a topographic barrier and introduces significant spatial decorrelation in the wind maps. Among the satellite products and as expected, QS25 and AS25 winds show much finer spatial scales than those found resolved by QS50. It is also worth noting that QS25 presents shorter decorrelation distances than AS25 in both areas. The shorter revisit time of the QuikSCAT satellite and, thus, the larger number of data in the 25 km squares under the swaths can explain the smoother resolution in the AS25 winds [Bentamy *et al.*, 2008].

[29] The two new surface wind data sets are available with an intrinsic horizontal resolution of 0.25° in longitude and latitude. Above the coastal waters, these products provide fine-scale two-dimensional wind fields with higher resolution than the previous QS50 and ECMWF products. The actual fine resolution of the new satellite data sets has the potential for improving the representation of coastal upwelling process in regional ocean models. The QS25 L3 product appears appropriately accurate for a thorough investigation of the upwelling dynamics along the west coast of Africa. Based on theoretical scales proposed by Estrade *et al.* [2008], Veitch *et al.* [2010] indeed put the width of the active coastal Ekman divergence in the Benguela upwelling system at 10–30 km, depending on the slope of the shelf (narrow shelf north of 20°S ; broad shelf around 30°S), which is here of the order of one grid point (i.e., 0.25°) at the most. Ekman pumping related to the wind stress curl and to the possible wind dropoff at the coast spreads out over a larger distance (about 75 km), which suggests disconnection of both dynamical processes in the control of coastal SST variability [Marchesiello and Estrade, 2010].

[30] Moreover, vertical turbulent mixing induced by intensified local winds is also able to cool the sea surface by deepening the surface mixed layer and, thus, incorporating in it colder waters. The contribution of vertical mixing and vertical entrainment (i.e., Ekman pumping) to SST cooling stages was found of comparable significance in the numerical study carried out by Renault *et al.* [2012] for the central Chile upwelling system. A thorough investigation of this effect is not possible on the basis of satellite-derived surface fields alone, though a qualitative discussion can still be useful. The calculations provided in the Appendix A show that both effects can be diagnosed of similar magnitude on the SST, which is in keeping with the results proposed by Renault *et al.* [2012].

3. Analyses of Daily SST and Wind Stress Maps

3.1. SST Products

[31] SST is often used to study the variability of the coastal upwelling systems. On monthly time scales, atmospheric variability is held responsible for the alternation of cold and warm events [Roy *et al.*, 2001; Hardman-Moufford *et al.*, 2003], and a strong relationship between the

coastal upwelling and the wind curl has been confirmed [Van Camp *et al.*, 1991; Santos *et al.*, 2005]. At short temporal scales, occasional small-scale upwelling events may occur at the coast under the influence of local wind variations [Van Camp *et al.*, 1991]. This daily scale is important for a precise and consistent description of SST variability in upwelling areas [Blanke *et al.*, 2005].

[32] Turbulent fluxes between the ocean and the atmosphere actively contribute to dynamical and thermodynamical variability in both fluids [Ayina and Bentamy, 2007]. Wind stress acts on surface ocean currents and provides energy for subsurface vertical mixing, which in return modulates SST and sea surface salinity (SSS) variability. Conversely, SST and—to a lesser extent—SSS control partially the turbulent fluxes at the air-sea interface. As fine knowledge is needed for these quantities, both over space and time, we use data sets derived from remotely sensed observations. Indeed, the remote sensing of wind and SST has the unique advantage of a continuous and quasi-synoptic coverage, unlike precious but too much scattered direct observations obtained from buoy networks and sea experiments.

[33] We use here the so-called Reynolds SST [Reynolds *et al.*, 2007] over 2003–2009. It is a reconstruction by optimal interpolation of daily SST fields derived from two high-resolution satellite data sets: Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) and Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR). One main advantage of the Reynolds SST is its full availability at the same intrinsic resolution as the momentum fluxes already introduced, with no missing data.

3.2. Search for Short-Lived Upwelling Events

[34] In both upwelling systems, we identify anomalous cold events by diagnosing first significant SST anomalies (1°C colder than mean climatological conditions) persisting for 3–7 days. This period corresponds to the build up of cold surface water in an idealized model forced by a constant alongshore wind stress and initialized by a homogeneous SST [Wang, 1997]. One should notice that such events are defined with respect to mean seasonal variability. Therefore, they are not strictly related to seasonal upwelling conditions, but rather to short-lived perturbations that add to the regular seasonal cycle. We assume here that, except at the peak of an upwelling season (when the coastal ocean is vertically homogenized), a subsurface vertical gradient exists in coastal temperature and allows synoptic wind variability to bring water colder than usual to the surface. The calculations are done per latitude, over a 500 km neighborhood from the coastline. Local climatological conditions correspond to the 7 year average of the low-passed SST time series with a 30 day running mean.

[35] Short-lived upwelling events (SUEs) are deduced from the anomalous cold events by adding the following requirement: the immediate neighborhood under study (two grid points northward or southward, or on either side, of the reference grid point; one grid point offshore) must also be labeled as a short anomalous episode for the same day. Therefore, the finest spatial scales of an SUE are 75 and 50 km in the alongshore and cross-shore directions, respectively. This spatial homogeneity is justified by the

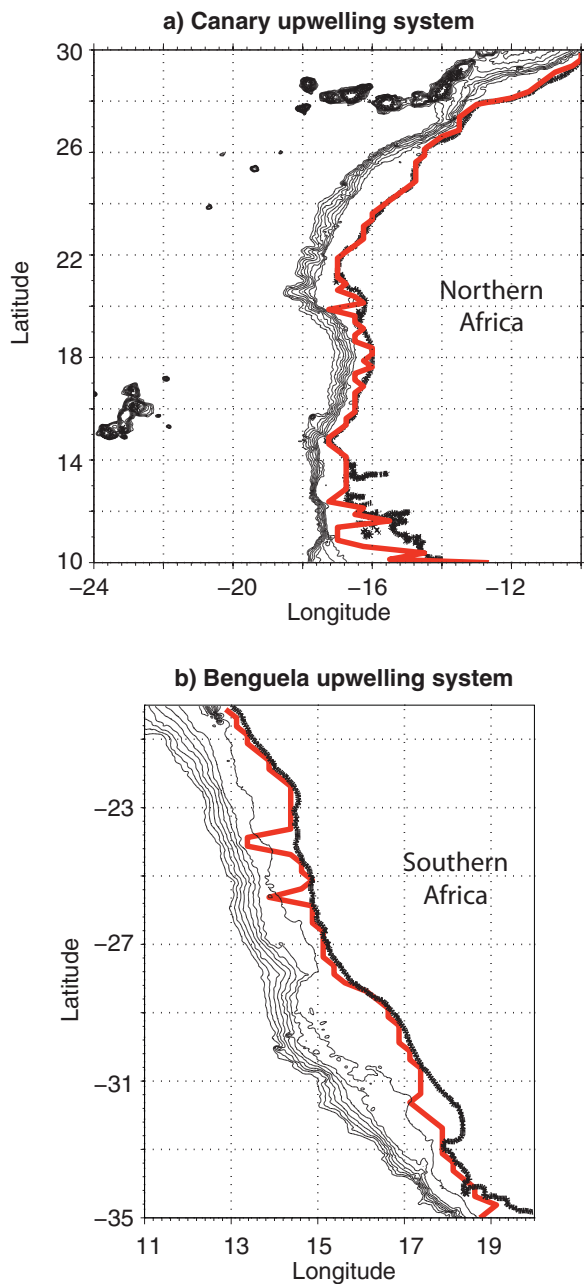


Figure 8. Bathymetry with black contours from 250 to 2000 m. The red line identifies the grid points that maximize at each latitude and over the shelf the number of SUEs. (a) For the Canary upwelling system. (b) For the Benguela upwelling system.

actual resolution found earlier in the QS25 products. We focus at each latitude on the SST grid point that captures most episodes over the shelf (red lines in Figure 8), defined here as inshore of the 500 m depth contour. Figure 8 shows that the number of SUEs is usually maximum at the coast, but it is worth noting that the complexity of the coastline and the structure of the continental shelf occasionally allow positioning of this maximum slightly offshore, a process usually observed on the leeward side of capes (i.e., Cape

Blanc, at 21°N, Figure 8a; Cape Columbine, at 33°S, Figure 8b). According to *Estrade et al.* [2008] and *Dorman et al.* [2013], the location of the upwelling cell is influenced by the geometry of the shelf and coastline structuring of wind stress variability (see section 2.4), but also, to a lesser degree, by the density front delineating the tongue of the upwelled cold waters.

[36] In the next section, the SUE climatology for both systems is directly compared to the Ekman transport climatology at the reference grid points identified in red in Figure 8. The Ekman transport (expressed in m^2/s) is computed from the QS25 alongshore wind stress component with a beta-plane approximation centered on 20°N and 27°S for the Canary and Benguela systems, respectively. For the two areas, a negative (offshore) transport corresponds to upwelling conditions. A few key latitudes are discussed for each upwelling system, and will concentrate the rest of the analysis. Once the SUEs identified at these latitudes, we calculate composite maps for both the wind stress and SST as the average of both quantities over the dates corresponding to these anomalous events.

3.3. The Canary Upwelling System

[37] The climatic extension of the trade winds along the northwest coast of Africa is between 20°N and 34°N [*Hagen, 2000*]. Within these boundaries, the Canary Current and the North Equatorial Current are part of the northern Atlantic subtropical gyre and flow in geostrophic balance with the surface density gradient induced by the SST front that develops between the cold coastal waters and the warmer offshore ocean [*Allen, 1973*]. South of 20°N, the subtropical gyre is located offshore and a smaller, cyclonic, recirculation gyre occupies the inshore region. It shows poleward coastal currents and is under the influence of the equatorial circulation [*Mittelstaedt, 1991; Stramma et al., 2005*]. The meridional shift of the trade winds causes seasonal upwelling in this region, as shown by the Ekman transport climatology (Figure 9a). In line with the regional description proposed by *Lathuilière et al.* [2008], we will distinguish two subregions restricted to the subtropical gyre (22°N–30°N) and the recirculation gyre (10°N–22°N) because they are associated with specific patterns of space and time variability.

[38] Unlike the offshore Ekman transport, active almost all year long, the SUE seasonal climatology shows contrasted variability. The number and variability of SUEs vary indeed significantly with latitude (Figure 9b). Regions with poor activity of upwelling events, such as around 22°N and 27°N, come between regions of sustained SUEs. Offshore Senegal and Mauritania, from 10°N to 20°N, the southern subregion shows pronounced seasonal variability with a period of quasi-permanent SUEs from November to July and relaxation around September, in line with the seasonal meridional shift of the trade winds. The border zone between both subregions (around 22°N) is characterized by a small number of events (Figure 9c), but with permanent upwelling-favorable winds and, thus, sustained offshore transport throughout the calendar year. The northern subregion is associated with weaker seasonal variability and fewer cold events than its southern counterpart. SUEs are less frequent in summer although this is the season characterized with the strongest Ekman transport. The SUEs are

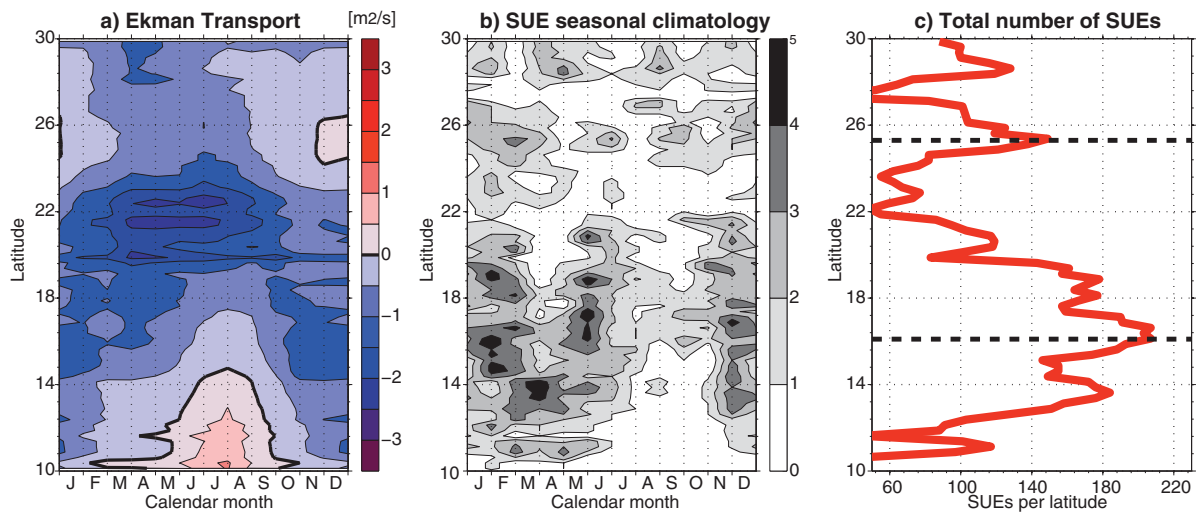


Figure 9. (a) Offshore Ekman transport (in m^2/s) seasonal climatology over 2004–2009 as a function of time (calendar month) and latitude. (b) SUE seasonal climatology over 2004–2009 as a function of time (calendar month) and latitude. (c) Total number of SUEs over 2004–2009 as a function of latitude. The bold dotted lines show the key latitudes selected for in-depth analysis.

therefore to be considered separately from the mean seasonal upwelling conditions in this region and are related to short-lived SST perturbations.

[39] In the subtropical gyre region, offshore Morocco and North Mauritania, a maximum number of SUEs are identified at 25.3°N . At this latitude, the upwelling process

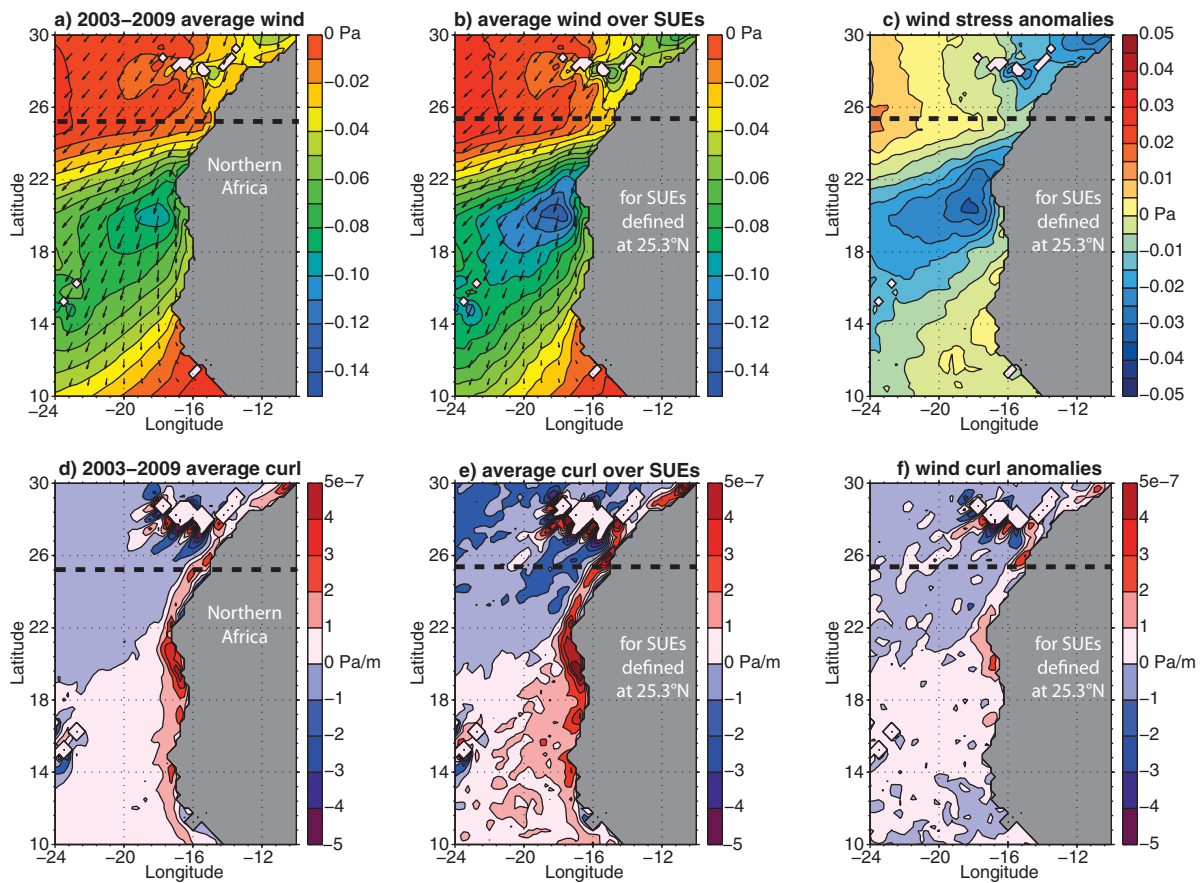


Figure 10. (top) Alongshore wind stress component and wind vectors and (bottom) wind stress curl, shown as (left) the average over 2003–2009, (middle) the composite average over the SUEs identified at 25.3°N , and (right) the corresponding anomaly. The reference latitude is shown with a thick dotted line.

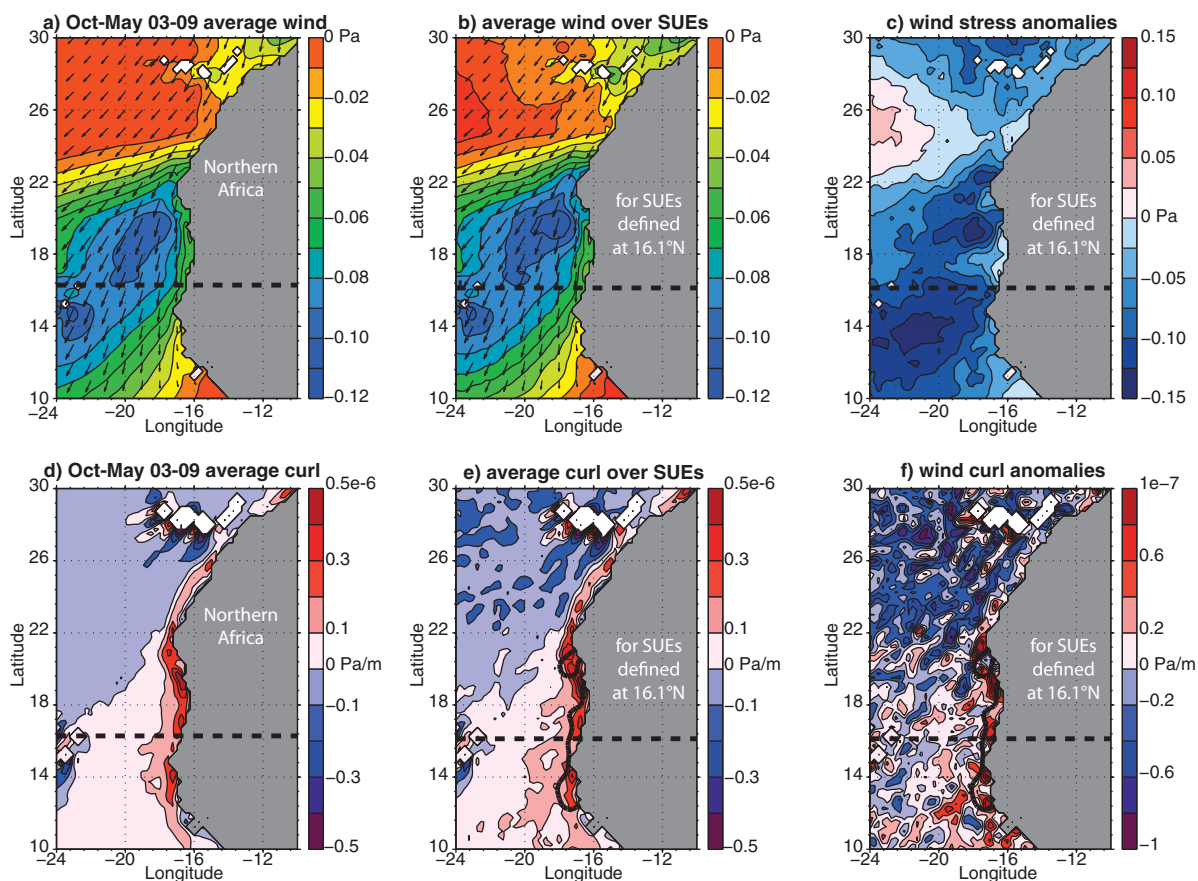


Figure 11. (a–c) Alongshore wind stress component and wind vectors and (d–f) wind stress curl, shown as (Figures 11a and 11d) the October-to-May average over 2003–2009, (Figure 11b and 11e) the composite average over the SUEs identified at 16.1°N , and (Figure 11c and 11f) the corresponding anomaly. The $+1^{\circ}\text{C}$ SST anomaly contour is added in Figures 11e and 11f, and the reference latitude is shown with a thick dotted line.

can be associated with both Ekman transport and Ekman pumping (Figure 10). Strong anomalies are found in composite images for the alongshore wind stress and the wind stress curl. The negative wind stress anomaly is present throughout the subtropical domain, with a maximum near the Canary Islands, because of wind channeling by island topography. Such atmospheric dynamics induces a succession of positive and negative wind stress curl downstream from the islands. A strong positive wind stress curl anomaly is also worth noting along the Lanzarote passage (see section 2.4). It activates Ekman pumping over the continental shelf at this latitude. Lastly, the Moroccan SUEs that can be detected all year long correspond to the combination of Ekman transport and pumping. A northerly wind pulse, channeled and accelerated near the Canary Islands, creates alongshore wind stress anomaly, favors offshore export of the coastal waters and accentuates the wind stress curl in the lee of the islands and alongshore (Figures 10d and 10e). Composite maps for these episodes indicate that SST anomalies confine to the Lanzarote passage (not shown).

[40] The recirculation gyre region shows stronger seasonality for the occurrence of SUEs, with a maximum number from November to June, and a relaxation period from

July to October (Figure 9). This seasonality agrees with the variability of the Ekman transport and with former descriptions of the Canary upwelling system [Hagen, 2000; Lathuilière et al., 2008]. Short-term wind variations add to seasonal variability in wind direction and intensity and may induce or suppress upwelling, which affects coastal dynamics. Figure 11 compares for this purpose the atmospheric synoptic fields during SUEs and standard upwelling conditions. The upwelling season in the recirculation gyre region (from October to April, Figure 9) is characterized by strong trade winds and an intense nearshore cyclonic wind stress curl (Figures 11a and 11d). The wind stress field during SUEs differs from this description with a stronger alongshore wind component in the border zone around 22°N and 20°N (Figure 11c). The cyclonic wind stress curl is strengthened during SUEs with values greater than the seasonal average alongshore Mauritania and Senegal (Figures 11e and 11f). Over this band of latitudes, the SUEs process is supported by strong trade wind anomalies around 22°N , i.e., with the amplification of the cyclonic wind stress curl near Cape Blanc along the coast of South Mauritania and Senegal. The SST anomaly takes up, therefore, the full coastal domain (black line in Figures 11e and 11f).

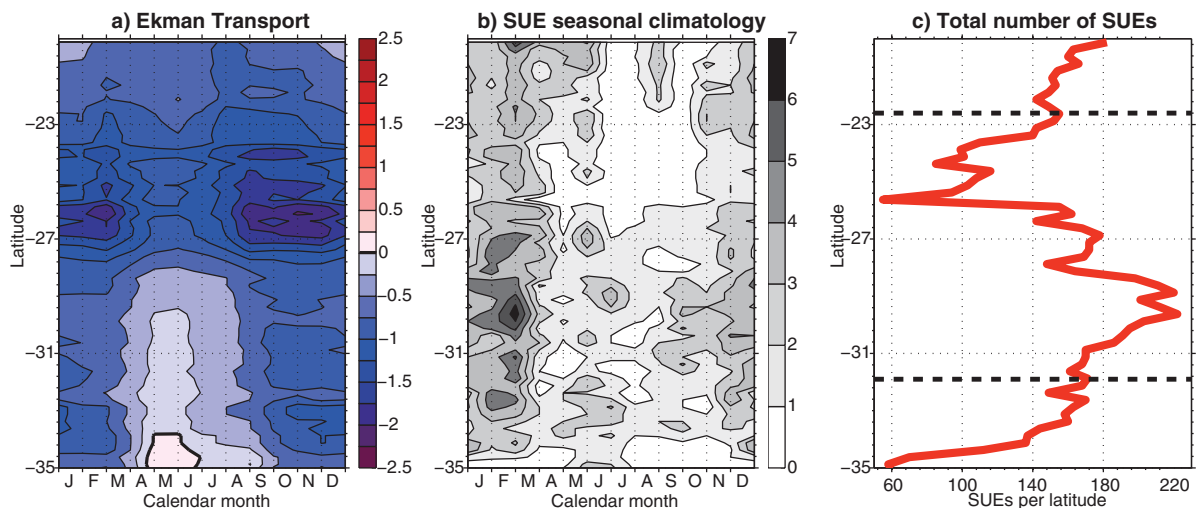


Figure 12. Same as Figure 9 but for the Benguela upwelling system.

3.4. The Benguela Upwelling System

[41] The Benguela upwelling system is usually divided into two subregions, separated at the latitude of the Lüderitz cell at 26.5°S . This environmental barrier can be explained with reference to biological and chemical processes, but also with reference to physical mechanisms [Agenbag and Shannon, 1988; Shannon et al., 2004; Duncombe Rae, 2005]. The atmospheric high-pressure system over the South Atlantic subtropical gyre channels strong trade winds along the western coast of South Africa. This system is modified at seasonal scales by pulses and south-eastward migration of the zone of low pressure over the continent [Tyson, 1986]. This variability leads to upwelling-favorable winds during southern summer and during fall and spring in the Southern Benguela and Northern Benguela, respectively [Duncombe Rae, 2005]. Agenbag and Shannon [1988] showed that the atmospheric input of turbulent kinetic energy (thus of turbulent mixing) into the surface ocean layers lowers substantially north of 24.3°S . This effect is especially visible in the vertical profiles of temperature along the coast: the stratification is much stronger north of this latitude.

[42] Figure 12 shows the Ekman transport climatology and the climatology of the SUEs over 2003–2009 with their total number per latitude. The variability of the SUEs will be here studied at two latitudes of reference: 31.9°S (for the Southern Benguela) and 22.6°S (Northern Benguela). The seasonal cycle is strong over most of the domain. The southern summer (from December to March) is, however, the main season for offshore Ekman transport and the occurrence of cold anomalies. The boundary chosen to separate the Northern and Southern Benguela is justified by the small number of events diagnosed around 25°S although the offshore Ekman transport is almost maximum at this latitude (Figures 12a–12c). Though the mean seasonal climatology does not show significant contrasts between the two subregions, it is worth noting that only two out of 326 events are common to both areas. Therefore, Northern and Southern Benguela SUEs are not synchronous.

[43] This result is confirmed by significant differences found in the composite maps obtained for the alongshore

component of the wind stress (Figure 13). For the Southern Benguela SUEs, a strong positive anomaly (favorable to upwelling) is found throughout the subdomain, but does not encroach on the coastal domain north of 25°S (Figure 13b). Conversely, an SUE in the Northern Benguela is associated with a localized anomaly of the alongshore wind stress (Figure 13c). For such episodes, the wind stress structure over the southern subdomain reflects anomalies of the zonal component of the wind stress, without significant meridional anomalies.

[44] The strong regional contrast in the organization of southern and northern SUEs is also noticeable in the composite maps calculated for SST (Figure 14). For both reference latitudes, SST anomalies essentially show regional patterns restricted either to the Southern or Northern Benguela subsystem. Southern Benguela SUEs are, however, characterized by a large meridional extent up to the Central Benguela, which is confirmed by a significant number of common (simultaneous) SUEs at 31.9°S and others latitudes in the southern area: the Southern Benguela shows some homogeneity in SST behavior from 33°S to 25°S , though wind stress patterns obtained for Central Benguela SUEs (not shown) suggest an atmospheric variability more localized than for Southern Benguela SUEs (Figure 13b). At all latitudes, positive anomalies of the alongshore wind stress components combine with negative anomalies of the wind stress curl, which means that both effects act on cooling SST. Note that, as initially proposed by Marchesiello and Estrade [2010] and Veitch et al. [2010] confirmed that the Bakun index (based on Ekman transport) must be corrected by a geostrophic contribution to reflect better the coastal upwelling dynamics in the Benguela upwelling system. The use of satellite altimetry for the derivation of such currents is, however, beyond the scope of our own study, and we are unable to assess the role of coastal convergence of geostrophic currents on activation or inhibition of SUEs.

4. Sensitivity of Coastal Dynamics to a Nearshore Wind Attenuation

[45] Thanks to their improved horizontal resolution, new satellite-derived wind products such as QS25 are able to

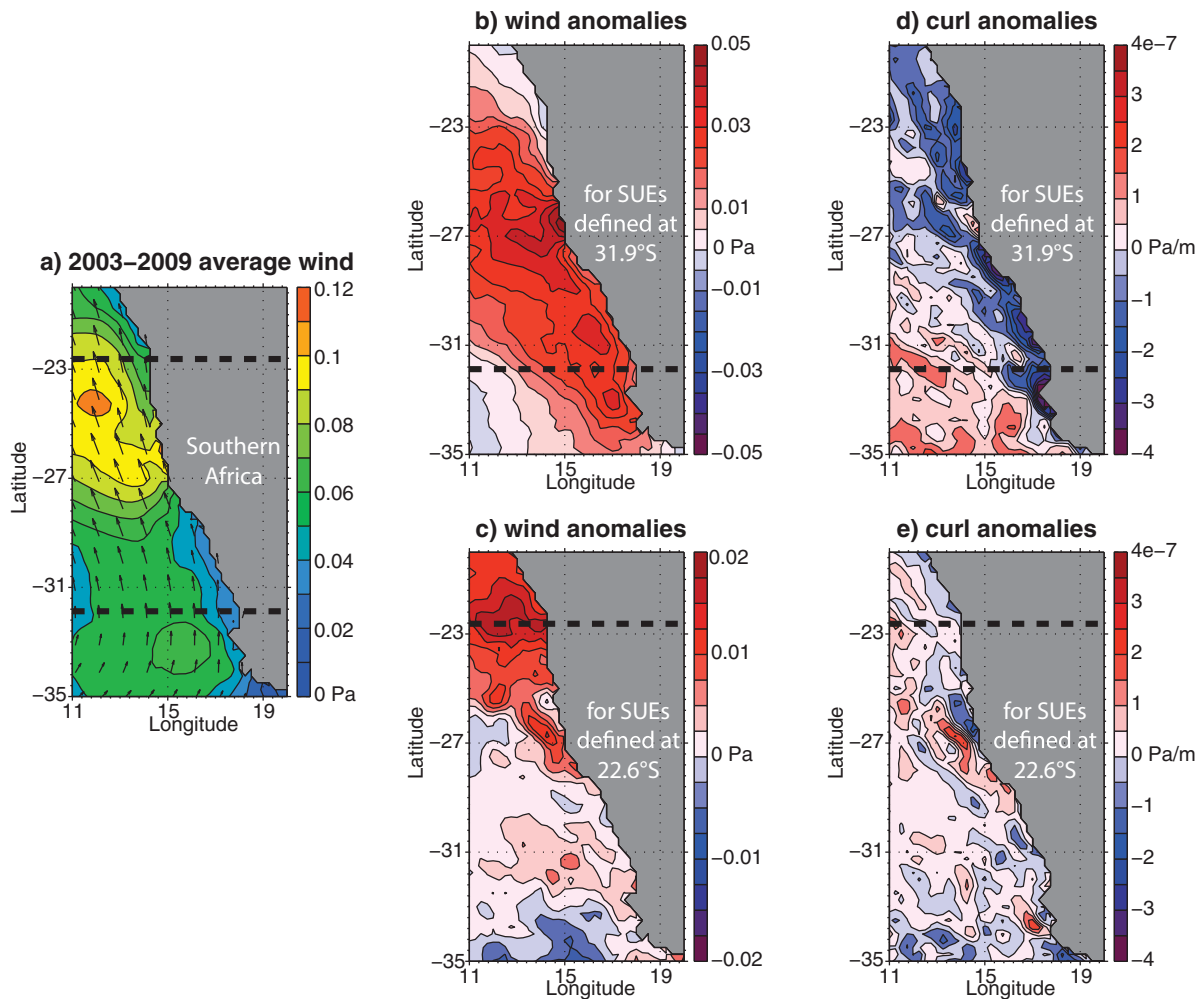


Figure 13. (a) Alongshore wind stress component and wind vectors averaged over 2003–2009. (b and c) Alongshore wind stress component averaged over the SUEs identified at 31.9°S (top) and 22.6°S (bottom) with respect to mean conditions. (d and e) Wind stress curl anomalies (in arbitrary units) averaged over the SUEs identified at 31.9°S (top) and 22.6°S (bottom) with respect to mean conditions. Both reference latitudes are shown with a thick dotted line in Figure 13a.

reproduce the wind reduction over the coastal ocean in eastern-boundary upwelling systems. However, the account of pure orographic wind dropoff is still a hard task because of the horizontal scales at play (a few tens of kilometers), especially in a blind zone for satellite scatterometers. In this section, we choose to investigate the sensitivity of the coastal SST to the fine scales of the dropoff by means of numerical experiments run with a regional ocean model. Ideally, we would add a wind dropoff—within the meaning of *Capet et al.* [2004]—at each latitude on the QuikSCAT wind stress, using the information (wind decrease) provided by a high-resolution atmospheric model. For the purposes of this study, however, we restrict our sensitivity tests to the scales that a wind product such as QS25 would capture in the absence of the coastal blind zone. In other words, we complete coastal gaps in QS25 with wind profiles derived from a product that does not have blind zone issues and that somehow accounts for coastal wind dropoff. To be consistent with the previous sections, we choose the ECMWF winds.

[46] We admit that the ECMWF product used in this study must be considered very carefully at the coastline because of possible numerical artifacts introduced by the land-ocean transition in the atmospheric model. It still defines a convenient correction to apply on the QuikSCAT winds for tests in a regional ocean model, knowing that the numerical experiments are not intended to reproduce the true ocean but are carried out as sensitivity studies. For the sake of brevity, our numerical tests are confined to the Benguela upwelling system and rely on the QS25 product. Note that the new generation of ECMWF analyses (starting from cycle 36r1 initiated on 26 January 2010) implements a significant upgrade in horizontal resolution (16 km). For comparison purposes, Figure 15 shows the meridional wind component in the Benguela upwelling system at 6:00:00 UTC on 3rd January 2011 at 1/2° and 9/64° resolutions. Over the open ocean, the increased lateral resolution does not change much the wind pattern. The nearshore wind attenuation is also equivalent in both analyses, with the notable exception of a very narrow coastal band where the

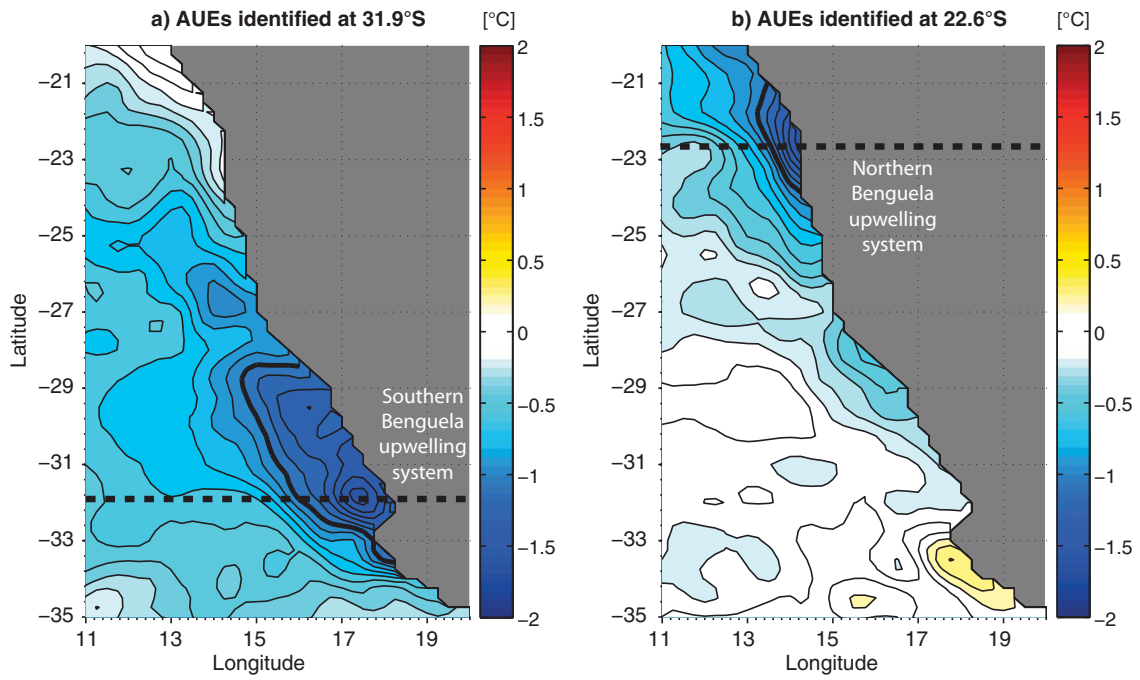


Figure 14. Composite maps of SST anomalies in the Benguela upwelling system. (a) For SUEs identified at 31.9°S. (b) For SUEs identified at 22.6°S. The -1°C SST anomaly contour is drawn as a bold line.

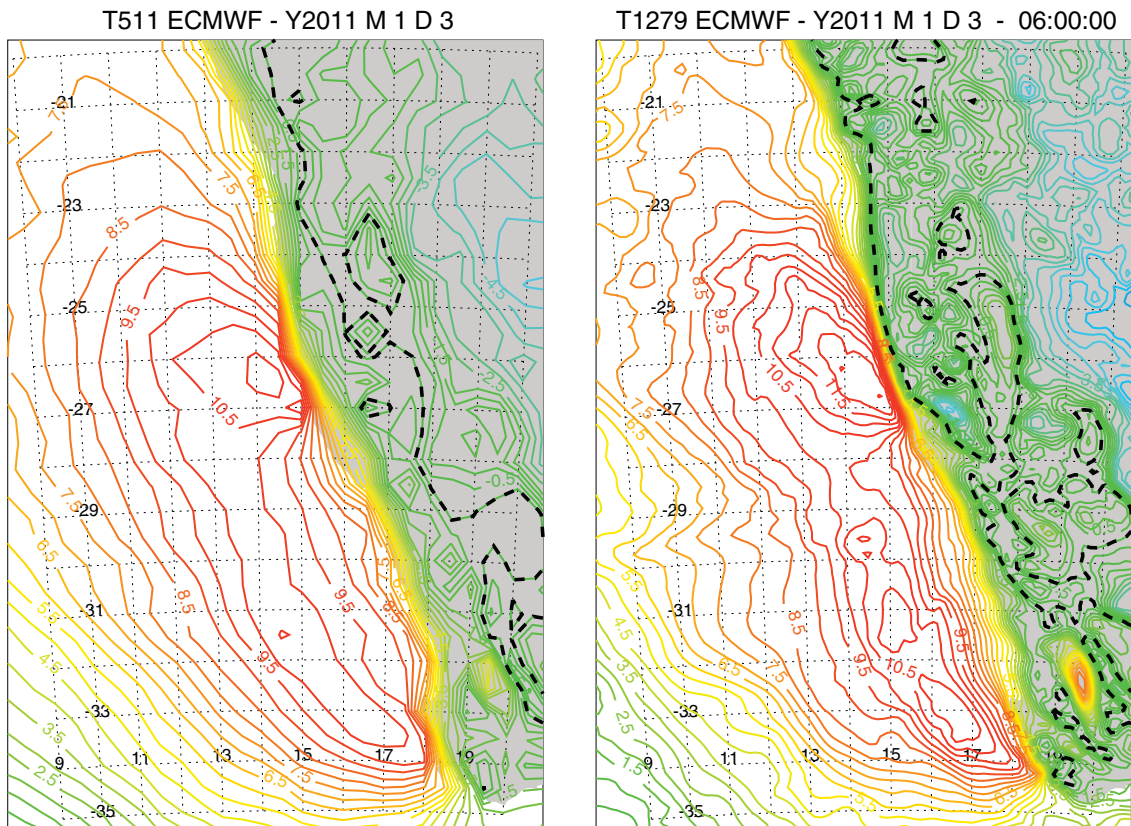


Figure 15. Meridional wind component on 3 January 2011, over the Benguela upwelling system from the IFS operational ECMWF spectral model. The contour interval is 0.5 m/s. (a) As a daily average for the T511 resolution. (b) At 06:00:00 for the T1279 resolution.

orographic dropoff occurs. At latitudes where wind attenuation is due solely to the ocean-land transition, such as 26.5°S, it is worth noting that the resolution of the 1/2° ECMWF product is not an obstacle to the reproduction of the deceleration, though with a larger cross-shore scale. At other latitudes, the coastal wind dropoff is likely diluted in the attenuation induced by SST-wind coupling.

4.1. The Numerical Framework

[47] We use the split-explicit, free-surface, primitive equations Regional Ocean Modeling System (ROMS), based on the Boussinesq approximation and hydrostatic vertical momentum balance [Shchepetkin and McWilliams, 2005, 2009]. The domain covers the ocean domain around Southern Africa from 38°S to 20°S and from 5°E to 22°E. The spatial resolution is 1/12° with 32 terrain-following vertical levels (with a higher resolution in the upper ocean layer). The bottom topography is derived from the ETOPO2 (2' resolution) data set [Smith and Sandwell, 1997]. The simulation is initiated from rest, with temperature and salinity fields obtained from the World Ocean Atlas 2005 database [Antonov et al., 2006; Locarnini et al., 2006] monthly averages that are also used to constrain the model at its lateral open boundaries. The model is forced by fresh water and heat fluxes extracted from the Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) ocean surface monthly climatology at 1/2° resolution. The model configuration is, therefore, quite similar to the one used by Rimaud et al. [2012], except its horizontal coverage. Here, the small size of the domain and the use of climatological fields as constraints on the model open boundaries cannot be regarded as optimal options to reproduce exactly the variability that can be observed over the continental shelf either with remotely sensed or in situ data. However, the numerical configuration is suitable for process-oriented studies based on sensitivity to the local atmospheric forcing, and the model sea level patterns are in fair agreement with that deduced from satellite observations of the surface elevation above the geoid height (not shown).

[48] In a first stage, the model is run for 21 years driven by a monthly climatological wind stress derived from daily QuikSCAT satellite scatterometer data gridded at 1/2° resolution (QS50, for the first 9 years) and 1/4° resolution (QS25, for the 12 following years). Then, the model is forced for 7 years with daily wind values corresponding to the repetition of year 2005. For the first 3 years of this second stage (years 22–24) we use genuine QS25 winds. In all these configurations, the QuikSCAT data are extrapolated toward the coast on the model ocean grid to fill the blind zone in radar scatterometer coverage. The last 4 years (25–28) introduce a coastal wind correction that allows a more thoughtful extension of the QS25 winds over the coastal blind zone and that may be interpreted locally as an orography-induced wind dropoff (see discussion of Figure 15).

[49] Specifically, the QS25 product, either for its climatology or for year 2005, is first extrapolated horizontally by nearest neighbor averaging and resampling to fill in missing values in the coastal ocean (but also onshore), and then interpolated on the finer ocean model grid. The ECMWF correction, more precisely the local zonal gradient in the ECMWF meridional stress component, is applied from the

first (westernmost) missing grid cell in the nominal QS25 product. This gradient is extended eastward, without yet accepting a reversal of the component (in which case, the meridional wind stress is maintained at zero).

4.2. Twin Sensitivity Studies

[50] Our test experiments are 1 month long, focus on January 2005 and start from six different states that can be used for this purpose (end of years 22–27). For each initial state, the model is forced either with the genuine January 2005 QS25 wind product or with its modified version at the coast. By construction, 6 of the 12 experiments reproduce exactly, for 1 month, the trajectory of the model introduced in section 4.1. The other six experiments modify its trajectory because of the slight modifications introduced in the wind stress. The aim of the comparison is to identify the short-term (O(1 day or less)) signature of a wind dropoff on SST variability along the coast. The variety of initial states allows us to put in perspective the sensitivity to the dropoff and pure oceanic internal variability induced by submeso-scale and mesoscale processes. Drawing initial states from either years 22 to 24 (genuine QS25 forcing) or years 25 to 27 (modified QS25 forcing) also helps us to vary the set of initial conditions by either applying a modified QS25 forcing after a long sequence of genuine QS25 forcing, or a genuine QS25 forcing after a sequence of modified QS25 forcing. Similar experiments were carried out over February 2005 to strengthen our conclusions and led to equivalent results (not shown).

[51] Our analyses focus on SST contrasts obtained after only 1 day of parallel integration (Figure 16). The differences on the longer term are harder to interpret because the modeled velocity field can transport SST anomalies away from their point of origin and make them unrelated to local wind differences. Moreover, our numerical framework does not account for any SST feedback on the atmospheric circulation and, therefore, is not suitable for long sensitivity tests. We checked that the sequence of forcing (genuine QS25 after modified QS25 or the other way around) does not alter the teaching that we can adopt concerning these twin experiments. This was not unexpected as the amplitude of the modification is weak compared to day-to-day variations of the wind stress. Then, it is worth mentioning that the signature in anomalous wind stress curl is not always negative: local positive values indicate that the cross-shore variability of the ECMWF wind stress can be associated instead with intensified winds at the shore line (i.e., do not show a dropoff). This is especially the case at 25.8°S and 30.6°S for the modification brought to the QS25 product both on 1st January and 1st February (Figure 16a).

[52] As reminded by Renault et al. [2012], negative anomalous curl at the coast will both decrease the cross-shore Ekman transport (over a characteristic cross-shore length scale related to the slope of the shelf) and increase Ekman pumping over the scale of the wind dropoff. The relative magnitude of both processes modulates the total upwelling velocity and, therefore, the signature in SST (Figure 16b), with the model's response modulated by the sharpness of the vertical and horizontal temperature gradients at the coastline, when considering upwelling or downwelling anomalies, respectively. The standard deviation of the SST response can locally exceed 0.25°C because

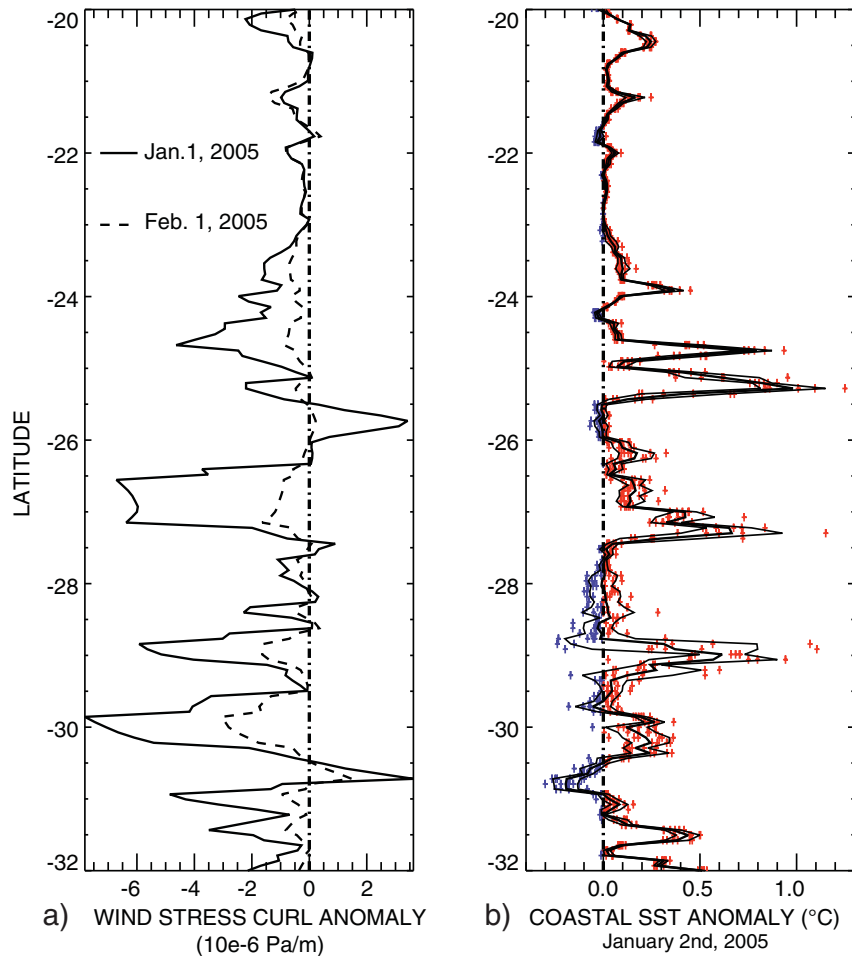


Figure 16. (a) Wind stress curl anomaly applied on the first day of January (solid line) and February (dashed line) 2005. (b) Coastal SST anomalies obtained after 1 day of six twin integrations over January 2005, with their mean and standard deviation drawn with solid and thin lines, respectively.

of sensitivity to mesoscale structures in the initial thermal field, and, at latitudes where the wind stress curl anomaly is only weakly negative, the SST anomaly can be of uncertain sign. Yet, for our twin experiments, the coastal SST is always warmed with the introduction of a coastal wind deceleration. This result appears consistent with a characteristic length scale of the coastal Ekman transport shorter than the scale of the wind dropoff.

5. Discussion and Conclusions

[53] In this study, high-resolution wind gridded data sets at $1/4^\circ$ derived from QuikSCAT and ASCAT measurements (QS25 and AS25, respectively) with new wind retrieval algorithms developed at Ifremer were compared at regional and local scales in the Benguela and Canary upwelling systems with lower-resolution products at $1/2^\circ$ (QS50 and ECMWF). QS25 and AS25 show finer spatial variability than the other products, especially in the coastal band, because of improved wind retrieval algorithms. Considering its sharper variability, QS25 was chosen as the reference product for the description of synoptic wind stress patterns during short-term upwelling events (SUEs). Wind

stress variability and curl patterns were investigated near-shore where, in the cross-shore direction, several physical processes can alter the wind. In section 3, we mostly discussed the remote and local wind forcing of short-term SST anomalies identified at the coast or a little further offshore. Though the reciprocal impact of SST fronts on the wind stress curl was not fully discussed, our results show that the satellite-derived wind stress curl does increase over strong negative SST anomalies over the whole surface of the upwelling signature. This supports the hypothesis that cross-shore SST gradients, potentially accentuated near the coast by SUEs, may expand the wind stress curl laterally [Chelton *et al.*, 2007]. Closer to the shore, wind structures are also induced by the complexity of the coastlines and the presence of capes (Figure 5), and by the surface drag and atmospheric boundary layer at the land-sea interface [Capet *et al.*, 2004; Renault *et al.*, 2012]. This latter contribution was approached by the comparison of the actual resolution of satellite winds and ECMWF analyses in onshore areas (section 2). Moreover, numerical twin experiments carried out with a regional ocean model highlighted the strong sensitivity of upwelling dynamics to an alteration of the coastal wind stress (section 4).

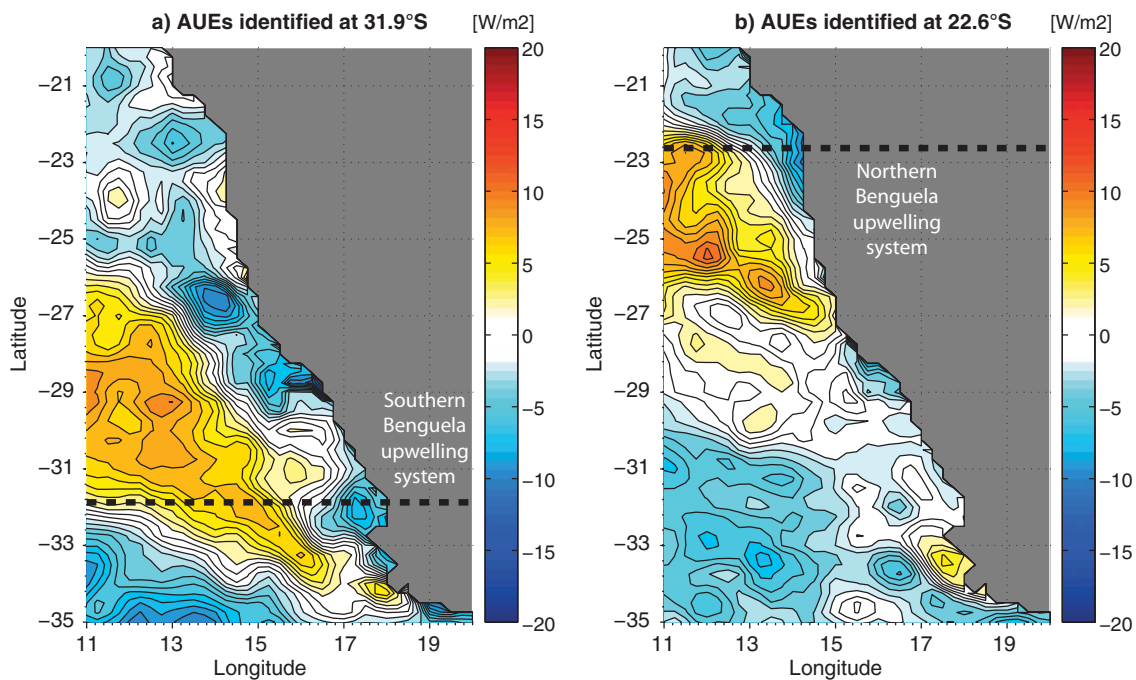


Figure 17. Composite maps of latent heat flux anomalies in the Benguela upwelling system. (a) For SUEs identified at 31.9°S. (b) For SUEs identified at 22.6°S.

[54] We analyzed the main atmospheric structures related to coastal upwelling at several latitudes along the African west coast, in both the Canary and Benguela upwelling systems. These reference latitudes were based on SST anomalies diagnosed over 2003–2009 on the continental shelf. Note that we tested an equivalent method based on SST trends (instead of SST anomalies referenced to a climatology) with the idea to adapt it later on to higher-resolution SST products for which a long-term climatology is not yet available or not easily calculable. The results obtained by both techniques proved coherent (not shown). Though the analysis based on SST trends seems to detect slightly more events, the seasonal climatology of the SUEs is very similar and the composite maps obtained for the surface wind stress resemble those presented in this study. We also want to highlight here the difficulty to catch all upwelling events with SST data only. Indeed, the technique captures the SUEs for which a surface signature is detected, which implies stratification of the column water. The SUE climatology shows a maximum of events early and late in the upwelling season because of variability in subsurface temperature gradients. Furthermore, we checked that cooling resulting from either Ekman pumping or vertical mixing could be of the same order of magnitude and, therefore, contribute to our identification of short-lived upwelling events.

[55] We depicted some wind mechanisms, and especially the alongshore wind stress component and the wind stress curl, that affect short-term SST variability at specific latitudes in each of the two upwelling systems, keeping in mind that the increased wind stress curl over an anomalous cold tongue of SST can be interpreted, in turn, as a coupling process [Jin *et al.*, 2009]. The Canary system can be split into two subregions. North of 22°N, wind-induced

SUEs are related to strong wind gusts, with a remote origin and without pronounced seasonal variability. The trade winds are channeled by the Canary Islands and produce strong negative meridional wind stress anomalies, together with a positive wind stress curl favorable to upwelling conditions along the coast of Mauritania and Morocco. South of 22°N, the triggering process of SUEs is the strengthening of the trade winds perturbations offshore Cape Blanc that induces cyclonic, upwelling-favorable wind stress curl leeward of the cape at 21°N. The SUEs off Senegal show strong seasonality, with a relaxation period that corresponds to the reduction of the alongshore wind stress component. Short-term variability of the trade winds adds to the seasonal cycle of their intensity and induces short-lived cold SST anomalies at Cape Blanc.

[56] In the Benguela upwelling system, the climatology found for the SUEs is coherent with the published literature. Southern summer (December–March) is the season for coastal cold events over the whole system. The physical mechanisms driving the SST evolution are somewhat identical at all latitudes. Wind acceleration, with a strong positive anomaly of its alongshore component, leads to coastal cold upwelling. These wind bursts also induce negative wind stress curl over the shelf. The targeted study of Benguela subregions brings in clear dissociation of the Southern and Northern Benguela variability. Only a negligible number of SUEs are common to both domains. This result is consistent with other studies [Agenbag and Shannon, 1988; Shannon *et al.*, 2004; Duncombe Rae, 2005] and confirms the effect of ecological, chemical and physical barrier played by the northern edge of the Lüderitz cell at 24.5°S. This result is also confirmed by multivariate Singular Value Decomposition analyses between wind stress and SST anomalies (not shown). The main mode of covariance

clearly separates the two subregions, with asynchronous covariance variability between the Southern and the Northern Benguela region. The alternation of Northern and Southern Benguela SUEs requires more thorough investigation, and should consider the oscillation of the core of high atmospheric pressure over the open ocean as suggested by *Tyson* [1986] for the Benguela upwelling system, and by *Wooster et al.* [1976] for the Canary upwelling system.

[57] In the context of intense air-sea interactions, especially in upwelling areas, it seems useful to link wind and SST short-term variability through the analysis of the surface heat fluxes. We use here, the turbulent fluxes produced by *Bentamy et al.* [2013] on the basis of the new QS25 product and counted positive upward. As no surprise, patterns of sensible heat fluxes during cold events in the Benguela upwelling system are closely related to the SST anomalies presented in Figure 14 because the main source of variability is the air-sea temperature difference. Therefore, the sensible heat flux contributes to reduce the cooling effect of SUEs (not shown). More interestingly, composite fields of latent heat flux anomalies during SUEs (Figure 17) emphasize the competing effect of cold SST and strong winds on this energy exchange. Indeed, over a large band of colder waters (Figure 14a) and intensified winds (Figure 13b), latent heat flux anomalies show complex patterns with fine scales (Figure 17a). Offshore, positive anomalies suggest that the effect of stronger winds overcomes the reduction of evaporation otherwise expected over a colder SST. Closer to the shore and to the most significant negative SST anomalies, latent heat flux anomalies are locally negative (i.e., less evaporation) and the total turbulent heat flux (i.e., the sum of the latent and sensible heat components) appears as a damping for cooling processes over SUE time scales.

[58] At the shoreline, we studied the effect of an orographic wind dropoff on the coastal upwelling dynamics with numerical sensitivity experiments. The derivation of a realistic coastal wind dropoff from satellite observations is an almost impossible task first because a blind zone at the coast, second because the horizontal scales of pure orographic effects (a few tens of kilometers) are finer than the actual resolution of the satellite-derived product (~ 75 km). To offset this difficulty, we used the zonal gradient of the ECMWF meridional wind stress component to add a coastal correction to the QS25 product from its first missing value in the coastal ocean up to the shoreline. We admit that the scales of the wind dropoff are only crudely accounted by the ECMWF product used for this study. Nevertheless, the correction may be interpreted at least partially as an orographic-induced wind dropoff: the latest ECMWF outputs (available at 16 km resolution) showed that the resolution of the analysis is not an obstacle to the reproduction of the deceleration though of course with a cross-shore scale in this study larger than in the high-resolution outputs. Our sensitivity studies show that the coastal SST is always warmed when the equivalent of a dropoff is introduced. Thus, and as obtained by *Renault et al.* [2012] in their study of the central Chile upwelling system, the characteristic length scale of the coastal Ekman transport results shorter than the scale of the wind dropoff. However, no conclusive result could be obtained about the

sensitivity of the dynamical response of the ocean to the structure of the shelf, mainly because the sea level is also modified by advection. After a short integration time ($O(1$ h)), the model sea level differences between twin experiments were usually confined at the coast. At a few latitudes, for instance around 27.5°S , 25°S , and between 23°S and 21°S , the offshore expansion of the anomaly appeared slightly larger. This meridional contrast is roughly in line with the local geometry of the inner shelf: the more gentle the local continental slope, the broader the anomaly. However, no immediate linear relationship could be diagnosed between the number of model grid points covered by the sea level anomaly and the inverse of the slope. The rich variability of the wind stress and changes in the orientation of the coast are indeed likely to complicate an interpretation after the strict manner of *Estrade et al.* [2008].

Appendix A

[59] Under the assumption of a well-mixed surface layer with temperature and thickness equal to T_{ml} and H_{ml} , respectively, lying over a constant stratification T_z , an increase of the surface wind curl will cool the SST by the quantity ΔSST knowing that

$$(T_{\text{ml}} + \Delta\text{SST})H_{\text{ml}} = \int_0^{H_{\text{ml}} - \Delta z} T_{\text{ml}} dz + \int_0^{\Delta z} \{T_{\text{ml}} + (T_{\text{ml}} - \Delta z T_z)\} / 2 dz$$

which gives:

$$\Delta\text{SST} = -\Delta z^2 T_z / (2H_{\text{ml}}) \quad (\text{A1})$$

where Δz is simply the product of the vertical pumping velocity and time (Δt):

$$\Delta z = (\rho_0 f \delta x)^{-1} \Delta \tau \Delta t \quad (\text{A2})$$

where $\Delta \tau$ and δx are the wind stress increase and its characteristic length scale, respectively, and where we neglect meridional variations of f , the Coriolis parameter. In this approach, the depth of the surface mixed layer is fixed and chosen equal to the Ekman depth, and the mixing of the surface and deeper waters is assumed immediate and complete over the surface mixed layer.

[60] Conversely, the increase of the wind stress may be used to deepen the surface mixed layer. We assume that vertical homogenization of temperature over the new extent of the surface mixed layer is instantaneous so that the resulting cooling corresponds to the perfect mixing of T_{ml} waters (over depth H_{ml}) and colder waters with gradient T_z (over ΔH_{ml}). The new temperature of the surface mixed layer, $T_{\text{ml}} + \Delta\text{SST}$, now satisfies the following equation:

$$(T_{\text{ml}} + \Delta\text{SST})(H_{\text{ml}} + \Delta H_{\text{ml}}) = \int_0^{H_{\text{ml}}} T_{\text{ml}} dz + \int_0^{\Delta z} \{T_{\text{ml}} + (T_{\text{ml}} - \Delta z T_z)\} / 2 dz$$

which gives:

$$\Delta\text{SST} = -(\Delta H_{\text{ml}})^2 T_z / \{2 (H_{\text{ml}} + \Delta H_{\text{ml}})\} \quad (\text{A3})$$

[61] We can estimate the potential energy variation associated with this homogenization. The initial and final values referenced to the bottom of the deepened mixed layer are:

$$\int_0^{\Delta H_{\text{ml}}} \{\rho_0 - (\Delta H_{\text{ml}} - z) \rho_z\} g z dz + \int_{\Delta H_{\text{ml}}}^{\Delta H_{\text{ml}} + H_{\text{ml}}} \rho_0 g z dz$$

$$\int_0^{\Delta H_{\text{ml}} + H_{\text{ml}}} (\rho_0 + \Delta \rho) g z dz$$

where the stratification, ρ_z , is chosen to depend only on temperature:

$$N^2 = -g \rho_0^{-1} \rho_z \approx g \rho_0^{-1} \alpha T_z$$

[62] Therefore, $\Delta \rho \approx -\alpha \Delta\text{SST}$ and $\rho_z \approx -\alpha T_z$, and the variation in potential energy is:

$$\Delta E_p = -(\alpha/6)g(3 \Delta H_{\text{ml}}^2 \Delta\text{SST} + 6 \Delta H_{\text{ml}} \Delta\text{SST} H_{\text{ml}} + 3 \Delta\text{SST} H_{\text{ml}}^2 + \Delta H_{\text{ml}}^3 T_z)$$

[63] Substituting ΔSST with equation (A3) results in:

$$\Delta E_p = (\alpha/12)g \Delta H_{\text{ml}}^2 (\Delta H_{\text{ml}} + 3H_{\text{ml}}) T_z \quad (\text{A4})$$

[64] We assume that this increase in potential energy is entirely balanced by the input of turbulent kinetic energy (TKE = $\rho_0 e$) at the sea surface induced by intensified air-sea interactions (i.e., stronger winds). A proportionality factor (γ) links the flux of turbulent kinetic energy into the ocean to the cube of the surface friction velocity, $u^* = \sqrt{(\tau/\rho_0)}$, though its exact value is not well known [Gargett *et al.*, 1979]. Let us write the following simplified 1-D turbulent kinetic energy balance, following for instance Blanke and Delecluse [1993]:

$$\partial e / \partial t = \partial w' e' / \partial z - \text{dissipation} = 0, \text{ where } w' e'|_{z=0} = \gamma u^{*3}$$

where w is the vertical velocity and primes denote turbulent fields. We assume that an increase of the wind stress, $\Delta \tau$, or equivalently $(\Delta u^*) \approx (2 u^*)^{-1} \Delta \tau / \rho_0$, will bring extra turbulent kinetic energy over the whole mixed layer:

$$(\Delta H_{\text{ml}} + H_{\text{ml}}) \Delta e = \Delta \tau \gamma (\Delta u^{*3}) \approx 1.5 \Delta \tau \gamma \sqrt{(\tau/\rho_0)} (\Delta \tau / \rho_0)$$

[65] Therefore,

$$\Delta \text{TKE} = 1.5 \rho_0 \Delta \tau \gamma \sqrt{(\tau/\rho_0)} (\Delta \tau / \rho_0) (\Delta H_{\text{ml}} + H_{\text{ml}})^{-1} \quad (\text{A5})$$

and the balance between potential energy increase and turbulent kinetic energy supply reads:

$$(\alpha/12)g \Delta H_{\text{ml}}^2 (\Delta H_{\text{ml}} + 3H_{\text{ml}}) T_z = 1.5 \rho_0 \Delta \tau \gamma \sqrt{(\tau/\rho_0)} (\Delta \tau / \rho_0) (\Delta H_{\text{ml}} + H_{\text{ml}})^{-1} \quad (\text{A6})$$

which allows to relate an increase of the wind stress to a deepening of the mixed layer (and, therefore, its cooling via equation (A3)).

[66] Table 2 introduces the typical values we can use to derive a crude numerical application on the Benguela shelf. The Ekman pumping velocity (equation (A2)) is then equal to 5.6×10^{-5} m/s (i.e., 4.8 m/d), and the corresponding cooling after 2 days is of the order of 1°C (equation (A1)). With the same values of the parameters, the energy approach leads to a 13.6 m deepening of the surface mixed layer after 2 days (equation (A6)), which causes a 0.8°C cooling (equation (A3)). Therefore, both effects can be diagnosed of similar magnitude on the SST, which is in keeping with the results proposed by Renault *et al.* [2012].

[67] **Acknowledgments.** We thank three anonymous reviewers and the editor, Des Barton, for their extensive and valuable comments on our manuscript. The authors thank D. Croizé-Fillon and the Ifremer/CERSAT team for data processing support, and are grateful to EumetSat, JPL, KNMI, and ECMWF, for providing satellite data and numerical analyses. We thank J.-N. Thépaut, head of Data Division, Research Department at ECMWF for expert advice on ECMWF data and for providing us with the latest high-resolution gridded winds. This research is supported by CNES (Centre National d'Études Spatiales), as part of the Ifesta-Up project funded by the TOSCA (Terre, Océan, Surfaces Continentales, Atmosphère) program. Support for this study has also been provided by CNES and Ifremer for FD in the form of a PhD scholarship, by the French Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) for BB, and by Ifremer for AB.

References

- Agenbag, J. J., and L. V. Shannon (1988), A suggested physical explanation for the existence of a biological boundary at $24^\circ 30'S$ in the Benguela system, *S. Afr. J. Mar. Sci.*, *6*, 119–132.
- Allen, J. S. (1973), Upwelling and coastal jets in a continuously stratified ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *3*, 245–257.
- Antonov, J. I., R. A. Locarnini, T. P. Boyer, A. V. Mishonov, and H. E. Garcia (2006), World Ocean Atlas 2005: Salinity, in *NOAA Atlas NES-DIS 62*, 182 pp, U.S. Government Printing Office, Washington, D. C.
- Ayina, L.-H., and A. Bentamy (2007), Une approche globale pour améliorer les données de flux turbulents estimés aide des capteurs satellites, *Téledétection*, *7*, 91–110.
- Bakun, A. (1973), Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946–71, *NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF-671*, 114 pp., NOAA, Seattle, Wash.
- Bakun, A., and C. S. Nelson (1991), The seasonal cycle of wind stress curl in subtropical eastern boundary current regions, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*, 1815–1834.
- Bentamy, A., and J.-F. Piollé (2004), Observation des vents de surface sur les océans au moyen de mesures diffusiométriques, *Téledétection*, *4*, 125–137.
- Bentamy, A., and D. Croizé-Fillon (2011), Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements, *Int. J. Remote Sens.*, *33*(6), 1729–1754, doi:10.1080/01431161.2011.600348.
- Bentamy, A., D. Croizé-Fillon, and C. Perigaud (2008), Characterization of ASCAT measurements based on buoy and QuikSCAT wind vector observation, *Ocean Sci.*, *4*, 265–274.
- Bentamy, A., S. A. Grodsky, J. A. Carton, D. Croizé-Fillon, and B. Chapron (2012), Matching ASCAT and QuikSCAT winds, *J. Geophys. Res.*, *117*, C02011, doi:10.1029/2011JC007479.
- Bentamy, A., S. A. Grodsky, K. Katsaros, A. M. Mesta-Nuñez, B. Blanke, and F. Desbiolles (2013), Improvement in air-sea flux estimates derived from satellite observations, *Int. J. Remote Sens.*, *34*(14), 5243–5261, doi:10.1080/01431161.2013.787502.
- Blanke, B., and P. Delecluse (1993), Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 1363–1388.
- Blanke, B., S. Speich, A. Bentamy, C. Roy, and B. Sow (2005), Modeling the structure and variability of the southern Benguela upwelling using QuikSCAT wind forcing, *J. Geophys. Res.*, *110*, C07018, doi:10.1029/2004JC002529.
- Boé, J., A. Hall, F. Colas, J. C. McWilliams, X. Qu, J. Kurian, S. B. Kapnick, and H. Frenzel (2011), What shapes mesoscale wind anomalies in coastal upwelling zones?, *Clim. Dyn.*, *36*, 2037–2049, doi:10.1007/s00382-011-1058-5.

- Burls, N., and C. J. C. Reason (2008), Modelling the sensitivity of coastal winds over the Southern Benguela upwelling system to different SST forcing, *J. Mar. Syst.*, *74*, 561–584.
- Capet, X. J., P. Marchesiello, and J. C. McWilliams (2004), Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophys. Res. Lett.*, *13*, L13311, doi: 10.1029/2004GL020123.
- Carr, M. E. (1998), A numerical study of the effect of periodic nutrient supply on pathways of carbon in a coastal upwelling regime, *J. Plankton Res.*, *20*, 491–516.
- Chang, P., and S. G. Philander (1994), A coupled ocean-atmosphere instability of relevance to the seasonal cycle, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 3627–3648.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich, and R. F. Milliff (2004), Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds, *Science*, *303*, 978–983.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, and R. M. Samelson (2007), Summertime coupling between sea surface temperature and wind stress in the California current system, *J. Phys. Oceanogr.*, *37*, 495–517.
- Crosby, D. S., L. C. Breaker, and W. H. Gemmil (1993), A proposed definition for vector correlation in geophysics: Theory and application, *Oceanic Technol.*, *10*, 355–367.
- Dorman, C. E., J. F. Mejia, and D. Koraćin (2013), Impact of US west coastline inhomogeneity and synoptic forcing on winds, wind stress, and wind stress curl during upwelling season, *J. Geophys. Res.*, *118*, 4036–4051, doi:10.1002/jgrc.20282.
- Dunbar, S., et al. (2006), *QuikSCAT Science Data Product User Manual*, version 3.0 JPL Doc. D-18053—Rev. A, 85 pp., Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Calif.
- Duncombe Rae, C. M. (2005), A demonstration of the hydrographic partition of the Benguela upwelling ecosystem at 26°40'S, *Afr. J. Mar. Sci.*, *27*, 617–628.
- ECMWF (2007), *IFS Documentation—Cy31r1 Operational Implementation. Part IV: Physical Processes*, 155 pp. [Available at <http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY31r1/PHYSICS/IFSPart4.pdf>.]
- Enriquez, A. G., and C. A. Friche (1995), Effects of wind stress and wind stress curl variability on coastal upwelling, *J. Phys. Oceanogr.*, *25*, 1651–1671.
- Estrade, P., P. Marchesiello, A. Colin de Verdiere, and C. Roy (2008), Cross-shelf structure of coastal upwelling: A two-dimensional expansion of Ekman's theory and a mechanism for innershell upwelling shut down, *J. Mar. Res.*, *66*, 589–616.
- Fennel, W., T. Junker, M. Schmidt, and V. Mohrholz (2012), Response of the Benguela upwelling systems to spatial variations in the wind stress, *Cont. Shelf Res.*, *45*, 65–67.
- Fréon, P., M. Barrange, and J. Aristegui (2009), Eastern boundary upwelling ecosystems: Integrative and comparative approaches, *Prog. Oceanogr.*, *83*, 1–14.
- Gargett, A. E., T. B. Sanford, and T. R. Osborn (1979), Surface mixing layers in the Sargasso Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, *9*, 1090–1111.
- Haack, T., D. Chelton, J. Pullen, J. D. Doyle, and M. Schlax (2008), Summer-time influence of SST on surface wind stress off the U.S. West Coast from the U.S. Navy COAMPS model, *J. Phys. Oceanogr.*, *38*, 2414–2437.
- Hagen, E. (2000), Northwest African upwelling scenario, *Oceanogr. Acta*, *24*, 113–127.
- Halpern, D. (2002), Offshore Ekman transport and Ekman pumping off Peru during the 1997–98 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(5), 1075, doi: 10.1029/2001GL014097.
- Hardman-Moutford, N. J., A. J. Richardson, J. J. Agenbag, E. Hagen, L. Nykjaer, F. A. Shillington, and C. Villacastin (2003), Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models, *Prog. Oceanogr.*, *59*, 181–221.
- IPCC (2007), Climate change 2007: Impacts, adaptation and vulnerability, in *Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by M. L. Parry, 976 p., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Jin, X., C. Dong, J. Kurian, J. C. McWilliams, D. B. Chelton, and Z. Li (2009), SST-wind interaction in coastal upwelling: Oceanic simulation with empirical coupling, *J. Phys. Oceanogr.*, *39*, 2957–2970.
- Lathuilière, C., V. Echevin, and M. Lévy (2008), Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a: A variability along the northwest African coast, *J. Geophys. Res.*, *113*, C05007, doi:10.1029/2007JC004433363-403.
- Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, and H. E. Garcia (2006), *World Ocean Atlas 2005: Temperature*, in *NOAA Atlas NESDIS 61*, 182 pp., U.S. Government Printing Office, Washington, D. C.
- Mason, E., F. Colas, J. Molemaker, A. F. Shchepetkin, C. Troupin, J. C. McWilliams, and P. Sangrà (2011), Seasonal variability of the Canary Current: A numerical study, *J. Geophys. Res.*, *116*, C06001, doi: 10.1029/2010JC006665.
- Marchesiello, P., and P. Estrade (2010), Upwelling limitation by geostrophic onshore flow, *J. Mar. Res.*, *68*, 37–62, doi:10.1357/002224010793079004.
- Mitchell, T. (1997), *ICA and GA Feature Extraction and Selection for Cloud Classification*, McGraw-Hill, New York.
- Mittelstaedt, E. (1991), The ocean boundary along the northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface, *Prog. Oceanogr.*, *26*, 307–355.
- Münchow, A. (2000), Wind stress curl forcing of the coastal ocean near Point Conception, California, *J. Phys. Oceanogr.*, *30*, 1265–1280.
- Penven, P. (2000), A numerical study of the Southern Benguela circulation with application to fish recruitment, PhD thesis, Univ. de Bretagne Occident., Brest, France.
- Pickett, M. H., and J. D. Paduan (2003), Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS), *J. Geophys. Res.*, *108*(C10), 3327, doi: 10.1029/2003JC001902.
- Renault, R., B. Dewitte, P. Marchesiello, S. Illig, V. Echevin, G. Cambon, M. Ramos, O. Astudillo, P. Minnis, and J. K. Ayers (2012), Upwelling response to atmospheric coastal jets off central Chile: A modeling study of the October 2000 event, *J. Geophys. Res.*, *117*, C02030, doi:10.1029/2011JC007446.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax (2007), Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature, *J. Clim.*, *20*, 5473–5496.
- Rimaud, J., S. Speich, B. Blanke, and N. Grima (2012), The exchange of Intermediate Water in the southeast Atlantic: Water mass transformations diagnosed from the Lagrangian analysis of a regional ocean model, *J. Geophys. Res.*, *117*, C08034, doi:10.1029/2012JC008059.
- Roy, C., S. Weeks, M. Rouault, G. Nelson, R. Barlow, and C. van der Lingen (2001), Extreme oceanographic events recorded in the Southern Benguela during the 1999–2000 summer season, *S. Afr. J. Sci.*, *97*, 465–471.
- Santos, F., M. deCastro, M. Gómez-Gesteria, and I. Álvarez (2005), Differences in coastal and oceanic SST warming rates along the Canary upwelling ecosystem from 1982 to 2010, *Cont. Shelf Res.*, *47*, 1–6.
- Schwing, F., M. O'Farrell, J. M. Steger, and K. Baltz (1996), Coastal upwelling indexes, west coast of North America 1946–95, *NOAA Tech. Rep. NOAA-TM-NMFS-SWFC-231*, 32 pp., NOAA, Seattle, Wash.
- Shannon, L. J., J. G. Field, and C. L. Moloney (2004), Simulating anchovy-sardine regime shift in the southern Benguela ecosystem, *Ecol. Modell.*, *172*, 269–281.
- Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams (2005), The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography following-coordinate oceanic model, *Ocean Modell.*, *9*, 347–404, doi: 10.1016/j.ocemod.2004.08.002.
- Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams (2009), Correction and commentary for “Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system” by Haidvogel et al., *J. Comput. Phys.*, *227*, 3595–3624.
- Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell (1997), Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, *277*, 1956–1962, doi:10.1126/science.277.5334.1956.
- Stramma, L., M. Rhein, P. Brandt, M. Dengler, C. Boning, and M. Walter (2005), Upper ocean circulation in the western tropical Atlantic in boreal fall 2000, *Deep Sea Res.*, Part I, *52*, 221–240.
- Tyson, P. D. (1986), *Climatic Change and Variability in Southern Africa*, Oxford Univ. Press, Cape Town.
- Van Camp, L., L. Nykjaer, E. Mittelstaedt, and P. Schlittenhardt (1991), Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations, *Prog. Oceanogr.*, *26*, 357–402.
- Veitch, J., P. Penven, and F. Shillington (2010), Modeling equilibrium dynamics of the Benguela Current System, *J. Phys. Oceanogr.*, *40*(9), 1942–1964.
- Verhoef, A., and A. Stoffelen (2010), ASCAT Wind Product User Manual, Version 1.8, EUMETSAT Doc. SAF/OSI/CDOP/KNMI/TEC/MA/126, 24 pp. [Available online at http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/ss3_pm_ascat_1.8.pdf.]
- Wang, D. P. (1997), Effects of small-scale wind on coastal upwelling with application to Point Conception, *J. Geophys. Res.*, *102*, 15,555–15,566.
- Wooster, W. S., A. Bakun, and D. R. McLain (1976), The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the north Atlantic, *J. Mar. Res.*, *34*, 131–141.

Origine des structures de rotationnel de la tension du vent dans les systèmes du Benguela et des Canaries : étude par imagerie satellite

Sommaire

4.1	Avant-propos	73
4.2	[Article] Origin of fine scale wind stress curl structures in the Benguela and Canary upwelling systems	75

4.1 Avant-propos

Dans le chapitre précédent, nous avons mis en avant les différences significatives de résolution spatiale effective entre différentes tensions du vent satellite. Par exemple, dans la bande proche côtière, le produit QS25 présente une échelle de décorrélation de $\mathcal{O}(75km)$ et le produit QS50, plus lâche, une échelle de variabilité de $\mathcal{O}(150km)$. Les événements d'upwellings décrits avec QS25 apparaissent contraints par les fines échelles spatiales atmosphériques et celles-ci semblent notamment liées à des interactions avec la SST (cf.

Chapitre 4. Origine des structures de rotationnel de la tension du vent dans 74 les systèmes du Benguela et des Canaries : étude par imagerie satellite

discussion). Ces fines échelles du vent peuvent être caractérisées par le rotationnel de la tension du vent qui joue un rôle primordial dans la résurgence des eaux à la côte.

Dans ce chapitre, nous nous intéressons donc naturellement à l'origine et à la variabilité du rotationnel du vent dans les systèmes d'upwelling du Benguela et des Canaries. Les variations à grande échelle du rotationnel du vent sont connues (*e.g.* *Lathuilière et al.* [2008] pour les Canaries et *Agenbag et Shannon* [1988] pour le Benguela). Sa variabilité à de plus fines échelles spatio-temporelles reste encore mal comprise, et particulièrement son lien avec la variabilité de la SST [*Businger et Shaw*, 1984] ou avec l'orographie du continent [*Chelton et al.*, 2004]. On se propose dans un premier temps d'étudier le processus couplé entre la tension du vent et la SST. Le coefficient linéaire qui relie le rotationnel de la tension du vent au gradient de SST est ensuite utilisé pour quantifier la part du rotationnel imputable à la variabilité de la SST. Les structures spatiales et temporelles de cette contribution nous permettent de différencier les champs d'action de ses forçages (grande échelle atmosphérique, SST et interactions avec le continent). Enfin, en fin de chapitre, on compare la sensibilité des produits QS50 et QS25 à cette rétroaction de la SST sur le vent. La qualité du produit de vent QS25, avec une plus grande richesse des structures spatiales, permet une bonne représentation de ce processus.

4.2 [Article] Origin of fine scale wind stress curl structures in the Benguela and Canary upwelling systems

Origin of fine scale wind stress curl structures in the Benguela and Canary upwelling systems

Manuscript peer reviewed with Minor Revisions (28 august 2014) in *Journal of Geophysical Research - Oceans*

Fabien Desbiolles^{1,2}, Bruno Blanke¹, Abderrahim Bentamy² and Nicolas Grima¹

(1) Laboratoire de Physique des Océans, UMR 6523 CNRS-Ifremer-IRD-UBO, Brest, France

(2) Laboratoire d'Océanographie Spatiale, Ifremer, Centre de Brest, Brest, France

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JC010015

Key Points:

- Wind stress curl structures in EBUS
- SST-induced wind perturbations
- Orographic effects on winds

Correspondence to:

F. Desbiolles,
fabien.desbiolles@univ-brest.fr

Citation:

Desbiolles, F., B. Blanke, A. Bentamy, and N. Grima (2014), Origin of fine-scale wind stress curl structures in the Benguela and Canary upwelling systems, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, doi:10.1002/2014JC010015.

Received 9 APR 2014

Accepted 2 NOV 2014

Accepted article online 6 NOV 2014

Origin of fine-scale wind stress curl structures in the Benguela and Canary upwelling systems

F. Desbiolles^{1,2}, B. Blanke¹, A. Bentamy², and N. Grima¹

¹Laboratoire de Physique des Océans, UMR 6523 CNRS-Ifremer-IRD-UBO, Brest, France, ²Laboratoire d'Océanographie Spatiale, Centre de Brest, Ifremer, Brest, France

Abstract Numerous studies have shown the primary importance of wind stress curl in coastal upwelling dynamics. The main goal of this new analysis is to describe the QuikSCAT surface wind stress curl at various scales in the Benguela and Canary upwelling systems. The dominant spatial pattern is characterized by cyclonic curl near continental boundaries and anticyclonic curl offshore, in association with equatorward alongshore (upwelling favorable) wind stress. At a smaller scale, we demonstrate the sensitivity of the QuikSCAT wind stress curl to coastal processes related to sea surface temperature (SST) mesoscale fluctuations by presenting a linear relationship between the curl and crosswind SST gradients. Despite the spatial and temporal sensitivity of the underlying thermal coupling coefficient, a local analysis of the fraction of the curl ascribed to SST variability shows that SST is a main driver of the wind stress curl variability and magnitude over the upwelling extension zone (~100–300 km from the coast) in both the Canary and Benguela systems. Closer to the shore, the curl patterns derived from QuikSCAT observations are only loosely related to SST-wind interactions. As a working hypothesis, they can also be associated with the coastline geometry and orographic effects that are likely to play an important role in local cooling processes.

1. Introduction

The ocean and atmosphere form a complex system in which many interactions and coupling processes coexist over a large spectrum of time and space variability. At the synoptic and global scales, it has generally been assumed that the atmosphere forces the ocean through energy inputs by the winds and by the radiative and turbulent (i.e., latent and sensible) heat fluxes. Specifically, the upper ocean circulation is mainly forced by the curl of the wind stress [Gill, 1982]. In the eastern boundary upwelling systems (EBUS), vertical mixing, geostrophic adjustments, and oceanic heat balance can be related to the spatial and temporal variability of the surface momentum fluxes [Renault *et al.*, 2009, 2012; Colas *et al.*, 2012]. Indeed, the wind stress (wind stress curl) plays a dominant role in determining the Ekman transport and coastal upwelling (near-shore Ekman pumping), and thus in forcing the sea surface temperature distribution and shaping the full three-dimensional ocean circulation over the continental shelf [Fennel *et al.*, 2012].

In contrast, on smaller spatial scales between 100 and 1000 km, the ocean affects the atmosphere, controlling surface winds through thermodynamical and dynamical, local and remote feedbacks [Chang and Philander, 1994]. For instance, wind speed and sea surface temperature (SST) perturbations show strong positive correlation in regions of significant midlatitude SST fronts, i.e., near meandering ocean currents [Small *et al.*, 2008; O'Neill *et al.*, 2010]. The main process that is involved here is an interaction between SST and the height of the marine atmospheric boundary layer (MABL). More precisely, the cooling of air above cold water increases the stratification of the lower atmosphere, stabilizes the MABL, and thus decreases both vertical turbulent mixing and convection [Song *et al.*, 2009]. This process uncouples the surface winds from the more intense flow at elevations above the top of the planetary boundary layer and increases the vertical wind shear near the sea surface. Some of these thermal coupling processes were sketched by Businger and Shaw [1984] (see schematic diagram in their Figure 10) and since then the surface implications, i.e., the deceleration (acceleration) of the wind over cold (warm) waters satisfying a roughly linear relationship, have been quantified over mesoscale coherent structures [Chelton *et al.*, 2004; O'Neill *et al.*, 2005; Small *et al.*, 2008].

The SST distribution in EBUS reflects both the Ekman-induced cross-shore temperature gradient and the mesoscale characteristics of the upwelling dynamics, notably with the presence of numerous eddies and meanders. Chelton *et al.* [2007] and Haack *et al.* [2008] have demonstrated that a significant SST-wind

feedback is expected over such structures in the California upwelling system, with SST being able to modify the winds. The parameterization of this feedback in an ocean model can help reduce the biases associated with the inshore extrapolation of satellite wind observations near the coast, via wind reduction over colder SST as shown by *Jin et al.* [2009] for the northeastern Pacific Ocean. This decrease in coastal wind intensity allows reduction of the intensity of the upwelling and of the cold bias usually modeled at the coast. The result is a modification of the coastal current system linked to the upwelling dynamics [*Marchesiello et al.*, 2003].

The dynamics of an upwelling zone responds to the spatial structures observed in the wind at fine scale and high frequency [*Carr*, 1998; *Pickett and Paduan*, 2003; *Blanke et al.*, 2005]. This atmospheric variability can, in turn, be altered by several physical processes in the nearshore region. In addition to coupling processes over SST fronts, orographic effects and perturbations induced by a rugged coastal area become progressively more important, complicating the structure of the wind stress curl [*Chelton et al.*, 2007]. This coastal transition zone may extend more than 100 km offshore [*Boé et al.*, 2011]. These sea-land processes and air-sea interactions often contribute to the weakening of the coastal winds and, thus, to the reduction of the coastal upwelling cooling and to the increase of local curl-driven Ekman pumping. According to *Marchesiello and Estrade* [2010], the space scale of the coastal upwelling response is generally finer than the scale of the wind dropoff, which leads to local imbalance between the vertical velocities generated either by the increase of Ekman pumping or the decrease of coastal upwelling. The direct measurement of realistic coastal wind profiles is still a difficult task, though airborne experimental studies have been implemented in EBUS and proved successful in describing the role of fine-scale wind patterns during a strong and persistent upwelling event [*Münchow*, 2000]. The orography-induced wind stress curl acts on the fine dynamics scales of the upwelling circulation as demonstrated by the high sensitivity of the nearshore ocean to the spatial organization of the wind stress curl [*Marchesiello et al.*, 2003; *Capet et al.*, 2004]. Orographic effects may also lead to wind intensification, which contributes to the local modification of the balance between Ekman transport and Ekman pumping [*Perlin et al.*, 2004].

During the last two decades, significant improvements in surface wind observations over the global ocean have been achieved, both for speed and direction. Measurements are mainly retrieved from scatterometers such as the European Remote Sensing Satellites (ERS1/2), Advanced Scatterometer (ASCAT), and Quick Scatterometer (QuikSCAT). Such remote sensing data have allowed a better description of the surface winds and, therefore, led to improvements in numerical ocean simulations (e.g., *Burls and Reason* [2008], in their modeling of the Southern Benguela upwelling system). It is worth noting that some studies advise against the use of older-generation satellite winds (with approximately half-degree horizontal resolution) to force oceanic numerical models [see, for example, *Renault et al.*, 2012]. Today, space missions involving new scatterometer instruments aim at improving the global fine spatial and temporal resolution of the wind stress (25 km daily, or even 12.5 km), knowing that temporal sampling of fast atmospheric variability and data contamination by the land-ocean transition and by rain remain issues of concern [*Bentamy and Croizé-Fillon*, 2011]. Improvements in the retrieval algorithms and new spatial grid resolutions lead to wind products that can be suitable for the study of wind-sea interactions in EBUS.

The main purpose of this study is to investigate and describe joint wind stress curl and SST patterns off the western coast of Africa, using satellite gridded data sets with a spatial resolution of 0.25° in longitude and latitude, i.e., the daily QuikSCAT zonal and meridional wind stress components distributed by CERSAT (Centre ERS d'Archivage et de Traitement) and the so-called Reynolds SST [*Reynolds et al.*, 2007]. After showing the imprint of ocean surface patterns on satellite winds over the Atlantic EBUS (section 3), we identify the locations where SST has the largest effect on the low-level wind, and we analyze the magnitude and variability of the SST-driven curl (section 4). Section 5 focuses on a comparison about sea-wind coupling between the new and the former generation of satellite wind stress. Our concluding remarks are presented in section 6.

2. Data and Methods

2.1. Data

For the past 20 years, outstanding efforts have been made to describe and understand the atmospheric conditions at the sea surface. An increasing number of space missions and major technical improvements

have allowed the refinement of the space and time resolution of the products available at global scale. Satellite scatterometers continuously provide valuable surface wind speed and direction observations over the global ocean. This study employs only wind retrievals from the SeaWinds scatterometer on board QuikSCAT. A complete description of this instrument can be found in *JPL* [2006], including instrument physics, retrieval and ambiguity removal methods, rain detection and flagging techniques, and quality control procedures.

Briefly, QuikSCAT is a Ku-band radar using a rotating antenna with two emitters with observation swaths of 1400 and 1800 km that cover around 90% of the global ocean daily. The ascending and descending scatterometer observations are both from the new QuikSCAT L2b products (known as JPLV3 products [*Fore et al.*, 2014]). The QuikSCAT wind retrievals are provided within the swath into 12.5 km wind vector cells. The new scatterometer product is assumed to improve the wind speed performance in rain and at high wind speed conditions. The retrievals are routinely used to estimate daily global wind fields with a spatial resolution of 0.25° in longitude and latitude (Level 3 product, hereafter QS25). All quality controls relying on quality flags associated with the L2b product (wind retrievals) are used for wind data selection. For instance, data relying on measurements plausibly contaminated by the antenna sidelobe envelope are not selected. Level 2 data have been significantly improved in the coastal band with an approximate 12.5 km blind zone off the coast [*Stiles*, 2014]. Any L2 cell that includes parts of exploitable swaths for a given day is labeled as "ocean." Other grid cells are masked. The objective analysis, the processing for daily scatterometer analyses developed at Ifremer (Institut Français de Recherche et d'Exploitation de la Mer) and its accuracy are detailed by *Bentamy et al.* [2011, 2013]. For instance, the QS25 wind quality is investigated through comprehensive comparisons with daily buoy estimates. The accuracy results based on the collocated QS25 and National Data Buoy Center (NDBC) buoy moored in the California upwelling system within 50 km of the coast indicate that the wind speed is slightly overestimated by the scatterometer data (with a bias of about 0.60 m/s). However, the root mean square (rms) difference does not exceed 1.60 m/s, and the correlation coefficient is as high as 0.88. Although the zonal and meridional components show higher values of the rms difference (up to 2 m/s), mainly attributable to ambiguity removal issues, the correlation between QS25 and buoy daily components is high (0.90). The vector wind stress is calculated from the QS25 10 m neutral stability wind with the *Fairall et al.* [2011] bulk formulation. The wind data used in this study can be accessed freely (<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/MWF/L3/QuikSCAT/Daily/>).

We also use the former QuikSCAT L3 product with 0.5° resolution in longitude and latitude (hereafter QS50) to investigate explicitly the improvements allowed by the finer spatial resolution of the surface wind on the study of SST-wind interactions. The temperature data set used in this study is the Reynolds SST [*Reynolds et al.*, 2007], which is a reconstruction by optimal interpolation of daily SST fields derived from two high-resolution satellite datasets: Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) and Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR). In situ data from ships and buoys are also used in the analysis. One main advantage of the Reynolds SST is its full availability at the same resolution as QS25 (0.25° in longitude and latitude). The Reynolds SST can be freely downloaded (<ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/NetCDF/>).

Our joint analysis of SST and wind curl patterns is conducted over a full 5 year period, from 1 January 2004 to 31 December 2008. This sequence corresponds to the first 5 years available in full in the QS25 data set.

2.2. Methods

The atmospheric response to SST forcing has been investigated by numerous studies, but, to our knowledge, no results deal with the meandering SST fronts observed in both the Canary and Benguela upwelling systems. Building on the studies that highlighted the SST influence on the wind [e.g., *Chelton et al.*, 2004], one can decompose the total SST gradient vector into local crosswind and downwind components, $|\nabla \text{SST} \times \hat{k}| = |\nabla \text{SST}| \sin(\theta)$ and $\nabla \text{SST} \cdot \hat{k} = |\nabla \text{SST}| \cos(\theta)$, where \hat{k} is the unit vector aligned with the direction of the wind stress and θ is the counterclockwise angle from the vector ∇SST to \hat{k} . We focus here on the spatial variability of the wind stress curl and on the related crosswind SST gradient. Both fields are first averaged in overlapping 7 day bins sampled at daily intervals. Indeed, as discussed previously, the first-order effect of the air-sea coupling in EBUS (for time scales from one to a few days) is a one-way forcing of the ocean by the atmosphere, which results in the structuring of a well-developed SST front. Here on a weekly time scale, one can hypothesize that the SST distribution also feeds back on the low-level wind field. This assumption is confirmed by the increase of the linear correlation coefficient between SST and wind stress time series from daily to weekly time scales. It is worth reminding here that a positive (negative) correlation between

Table 1. Mean Correlation Coefficient Between the Crosswind SST Gradient and QS25 Wind Stress Curl Over the Full Time Series (2004–2008) in the Southern Benguela Upwelling System^a

Averaging window (in days)	1	3	5	7	10	15	20	25	30
Correlation coefficient	0.09	0.18	0.21	0.30	0.31	0.37	0.41	0.43	0.46

^aThe correlation is calculated for various sizes of the moving window used for time averaging both fields.

SST and wind stress usually indicates that SST (wind) exerts an influence on the surface wind (SST) [Xie, 2004]. Table 1 shows that the mean coefficient calculated over the Southern Benguela system starts from negligible values at daily scale, and becomes positive and important when the averaging period increases to 7 days. This is especially true over the upwelling extension zone (~100 to 300 km off the coast; see section 3.3). The statistical significance of each regression was tested with a Monte Carlo technique, by comparing the squared correlation to that of a randomly scrambled ensemble. The values in Table 1 are averages and do not reflect some high correlation coefficients (greater than 0.6) found with a 7 day window at some locations.

3. Dynamical Background, Thermal Coupling Process, and Spatial and Temporal Sensitivity

3.1. Alongshore Wind Stress, Wind Stress Curl Structures, and Upwelling Variability

The synoptic scales of the atmosphere drive the upwelling dynamics at the western African coast through the trade winds. They wrap around large-scale atmospheric systems and flow toward the intertropical convergence zone. The resulting alongshore wind stress controls the divergence of the seaward Ekman current and causes cooling in the upper ocean in both the Canary and Benguela upwelling systems. The seasonal shift of the large-scale atmospheric anticyclones translates into modulations of the coastal upwelling through seasonality of the trade winds [Wooster *et al.*, 1976]. The austral (boreal) summer is the preferred upwelling season in the Southern Benguela (Northern Canary) system. In both regions, basin-scale wind patterns contribute to the layout of the wind stress curl, with a coastal band of important cyclonic (upwelling favorable) values and weak anticyclonic values offshore (Figure 1). The topographical forcing induced by capes and inhomogeneities of the coastline favors the strengthening of the wind stress curl near the coast. This is especially the case downwind Cape Blanc (21°N) for the Northern Hemisphere (see Figure 1c), and downwind Cape Columbine (33°S) for the Southern Hemisphere [Desbiolles *et al.*, 2014] (see Figure 1a). Local phenomena such as orographic effects and thermal coupling can also shape the coastal wind stress curl.

Following the description of seasonal upwelling dynamics in the Benguela and Canary systems (see Duncombe Rae [2005] and Lathuilière *et al.* [2008], respectively), both areas can be split into two subregions, with contrasted space-time patterns of the alongshore wind stress component. The separation latitude of the Benguela upwelling subsystems is usually taken at 26.5°S, i.e., the approximate latitude of the permanent Lüderitz cell. Further north, upwelling-favorable winds blow all-year long. The Southern Benguela system (from 34°S to 26.5°S) is characterized by strong seasonality in Ekman transport with an intense coastal upwelling during austral summer, i.e., from December to February [see Desbiolles *et al.*, 2014, Figure 12a]. The Canary upwelling system is usually split between 20°N and 22°N and shows strong contrasts in upwelling-favorable wind seasonality, in line with the meridional shift of the trade winds. South of 22°N, the Ekman transport climatology shows pronounced variability with a period of intense upwelling from November to July and relaxation around September. The border zone between both subregions (20°N–22°N) is characterized by permanent, strong upwelling-favorable winds and, thus, sustained offshore Ekman transport throughout the calendar year. The northern subregion is associated with weaker seasonal variability than its southern counterpart. The wind blows equatorward all year long, although with reduced intensity in winter [Troupin *et al.*, 2012] because of the northward migration of the Azores High [Wooster *et al.*, 1976]. Therefore, upwelling dynamics is active throughout the year, but is more intense during summer [see Desbiolles *et al.*, 2014, Figure 9a]. In the Cape Ghir region, the wind intensity is increased both in summer and winter, probably under the influence of the High Atlas, a mountain range in Morocco oriented west to east (see Figure 6). The complex oceanic dynamics is forced by the wind stress and the orography-induced wind stress curl, and gives rise to the recurrent Cape Ghir filament [Troupin *et al.*, 2012].

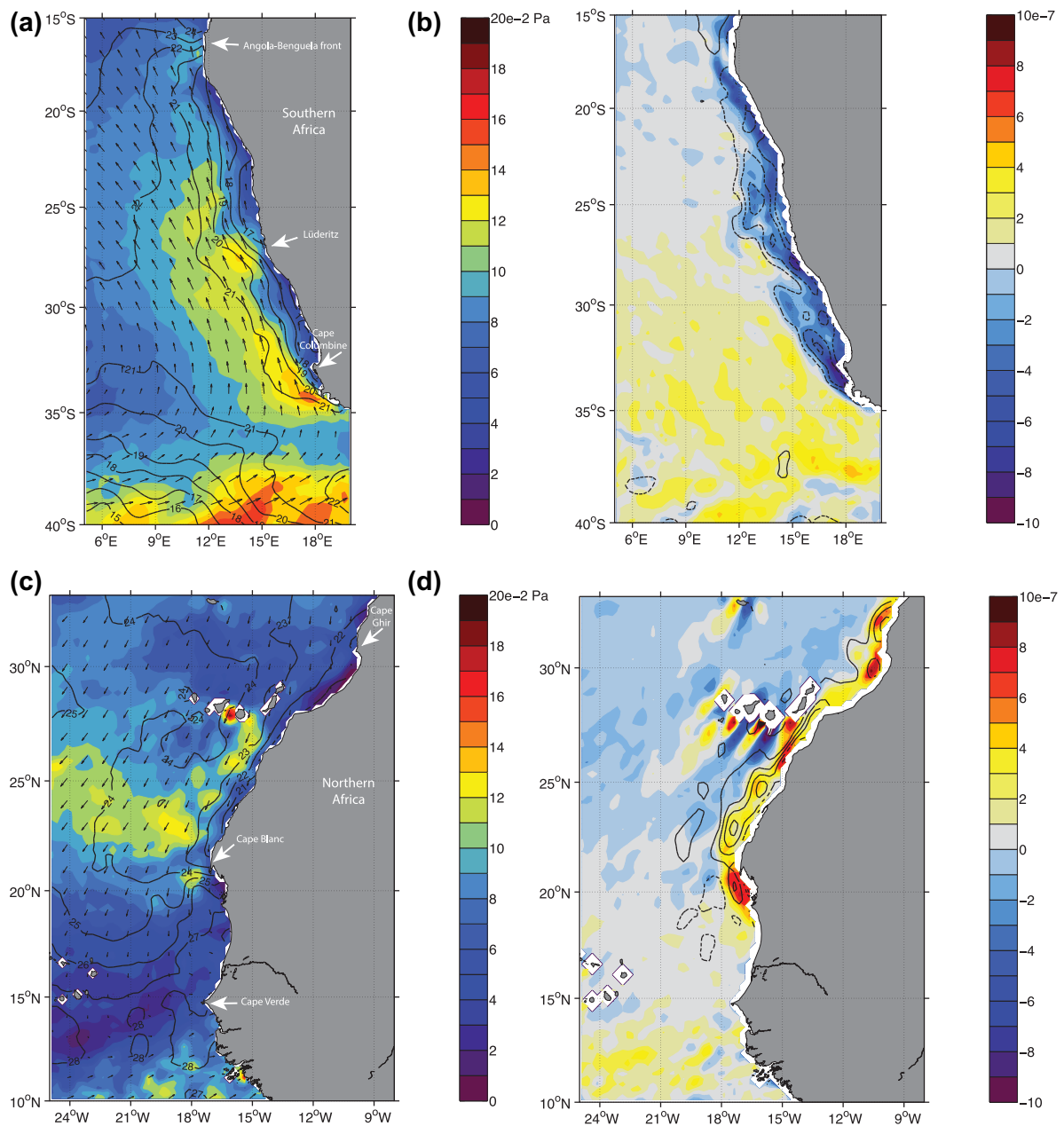


Figure 1. (left) Wind stress intensity (color, in Pa) and vectors (black arrows), and SST (black contours, with a 1°C interval) averaged (a) over December 2004 to February 2005 in the Benguela upwelling system and (c) over July 2005 to August 2005 in the Canary upwelling system. (right) Wind stress curl (color, in Pa/m) and crosswind SST gradient (contours, with a $5 \times 10^{-5} \text{C/m}$ interval and dashed negative values) over the same periods in the (b) Benguela and (d) Canary upwelling systems.

3.2. SST Feedback

Summertime, i.e., December-February and June-August for the Benguela and Canary systems, respectively, is the dominant season for upwelling-favorable winds along the coast. More precisely, summertime is the only season when steady trade winds blow equatorward, parallel to the coast, in the Southern Benguela and the Northern Canary regions. This atmospheric regime results in the resurgence of cold water in the coastal fringe (Figures 1a and 1c, for the Benguela and Canary systems, respectively). When the surface wind blows steadily along an SST front, the wind is decelerated on its cold side and accelerated on its warm

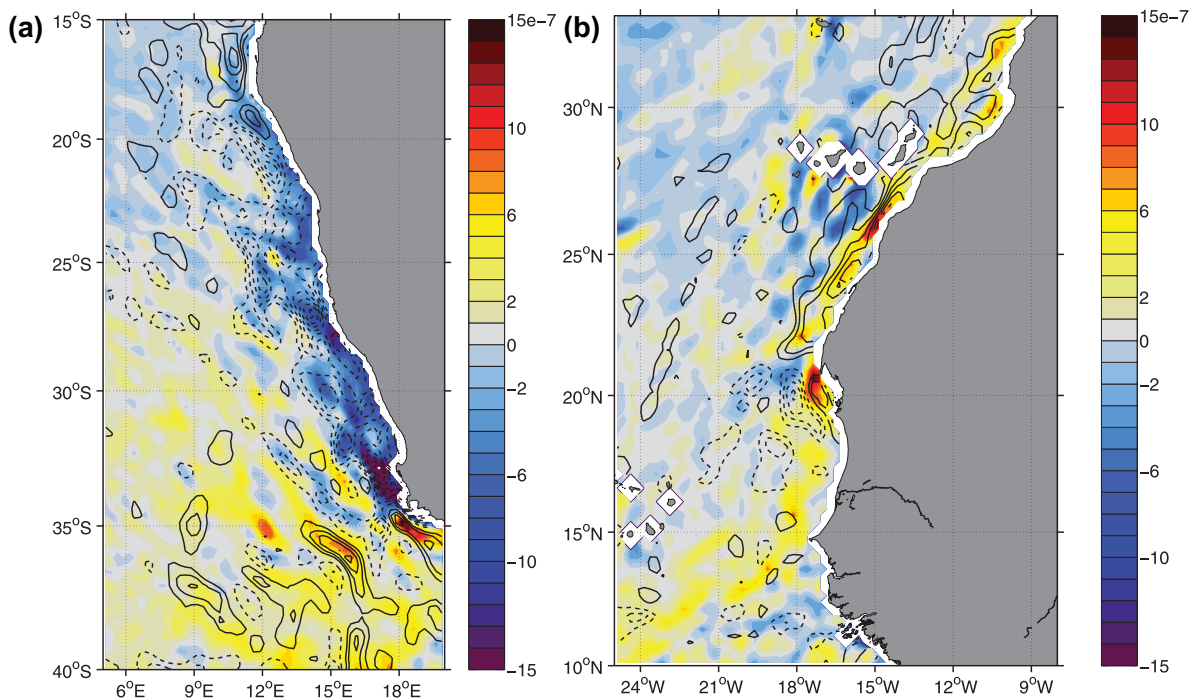


Figure 2. Seven day running mean of wind stress curl (color, in Pa/m) and crosswind SST gradient (contours, with a $5 \times 10^{-5} \text{C/m}$ interval and dashed negative values). (a) 12 February 2005 in the Benguela upwelling system. (b) 20 August 2005 in the Canary upwelling system.

side, which produces either negative or positive wind stress curl (depending on the wind direction) [O'Neill *et al.*, 2005]. At seasonal time scales and during summertime, the patterns of wind stress curl and crosswind SST gradient are significantly linked in both upwelling systems (Figures 1b and 1d). The adjustment of the wind speed over the cross-shore SST gradient gives rise to upwelling-favorable cyclonic curl in both upwelling systems (i.e., positive curl for the Northern Hemisphere and negative curl for the Southern Hemisphere).

Figure 2 shows the 7 day running-mean wind stress curl and crosswind SST gradient for a specific date during the upwelling season in the Southern Benguela and Northern Canary systems. In the examples presented here, i.e., 12 February 2005 and 20 August 2005 for the Benguela and Canary upwelling systems, respectively, the synoptic situation corresponds to fully developed upwelling conditions with strong along-shore wind stress off the whole coastal Benguela and Northern Canary domains (not shown). The steady direction of the wind forces a strong SST front over the coastal domain. In return, the SST feeds back on the wind field in evolving specific wind stress curl structures. Indeed, in the cases shown in Figure 2, the spatial organization of the curl is well correlated with the crosswind component of the SST gradient: in the coastal band, the small-scale structures of the wind stress curl and the mesoscale SST perturbations (meanders and eddies) are well matched.

3.3. Linear Regression and Coupling Coefficient

As reported by Chelton *et al.* [2007], the links between SST and winds in the California upwelling system highlight a linear relationship between the wind stress curl and the crosswind SST gradient. In the Benguela and Canary systems, we statistically evaluate the response of the wind stress curl to SST by bin averaging the 7 day running means of the QuikSCAT wind stress curl observations as a function of the 7 day running means of the crosswind SST gradients over the full analysis period.

Figure 3 shows the standard deviation (red bars) and mean value (green line) of collocated 7 day running means of the wind stress curl and crosswind SST gradient in various computational domains in the Benguela system. The sensitivity of the results to the spatial domain is studied by either keeping all the grid points of the analysis, or taking only the grid points over the continental shelf (ocean depths within 0–500 m), over the coastal fringe (~ 25 to 100 km from the coast), or over the expected upwelling extension

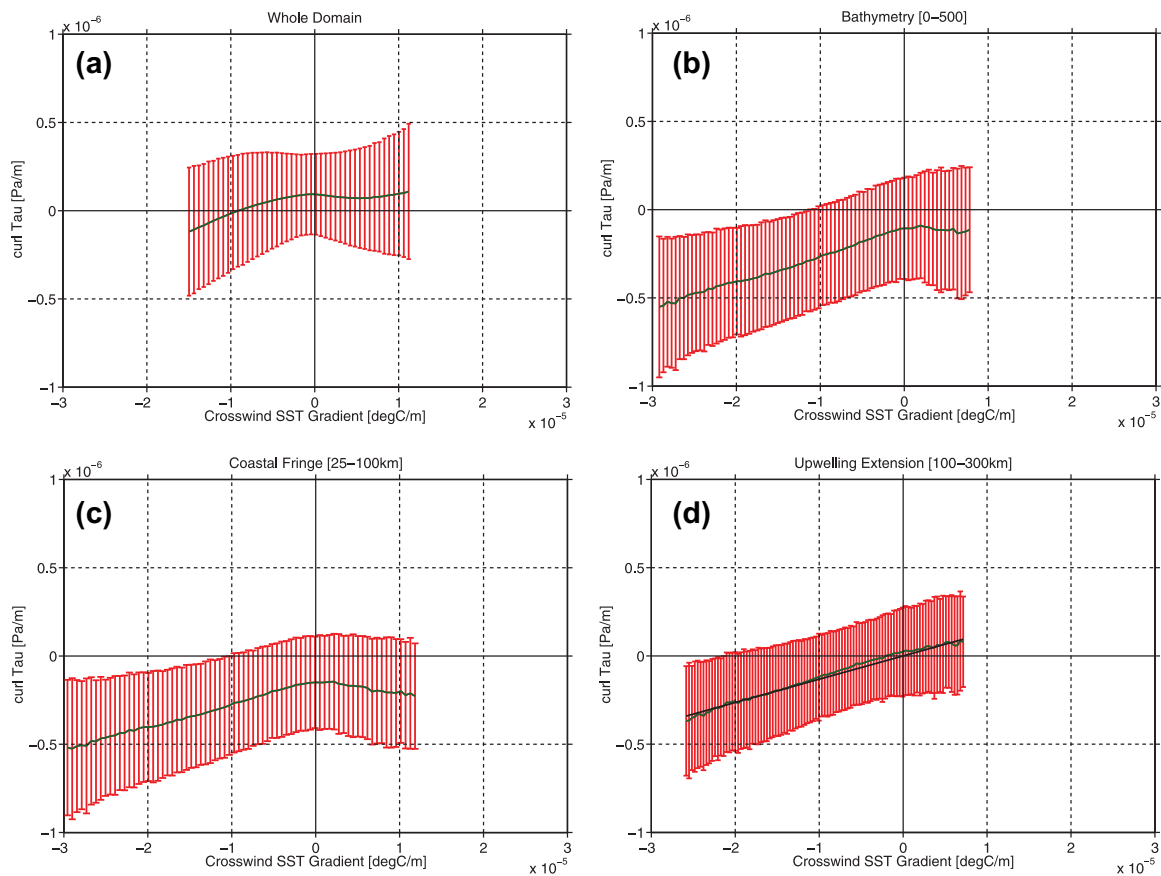


Figure 3. Binned scatterplot of the full time series of 7 day running means of wind stress curl and crosswind SST gradient over (a) the whole domain, (b) the continental shelf (for ocean depths less than 500 m), (c) the coastal fringe (~25–100 km from the coast), and (d) the upwelling extension zone (100–300 km) for the Benguela system. The red bars indicate plus and minus one standard deviation about the average drawn with a green line. The linear regression from which the coupling coefficient is derived (see discussion in the text) is shown with a black line in Figure 3d and is calculated over the central 95% of the distribution.

(~100 to 300 km). Our analysis strongly suggests that a linear regression only makes sense over the upwelling extension. The thermal coupling is a major process at work there: the wind stress curl tends to be linearly related to, and positively correlated with, the crosswind SST gradient, either with negative or positive crosswind SST gradients; this is not the case for the other areas. This result corroborates the hypothesis that wind perturbations induced by SST mesoscale variability predominate in the upwelling extension zone, knowing that the largest part of oceanic mesoscale dynamics in EBUS is confined in this coastal band [Marchesiello *et al.*, 2003]. In the same manner as O’Neill *et al.* [2005], the slope of the linear regression of the binned scatter plot (0.013, see Table 2) is hereafter referred to as the coupling coefficient (α_c). Unlike Chelton *et al.* [2007], the overlapping 7 day curls and crosswind SST gradients are here calculated from spatially unfiltered fields. The time-averaging window looks sufficient to remove the synoptic noise and bring out the SST influence on the wind [Boé *et al.*, 2011] (see section 6). The 7 day running-mean wind stress curl and crosswind SST gradient in the Benguela and the Canaries systems show discernible curl mesoscale features (see Figure 2).

It is worth noting that other computational domains do not lead to good linear relationships between crosswind SST gradients and wind stress curls, in particular with regard to weak curl values in the coastal fringe. There, orographic constraints or local atmospheric dynamics add to the thermal coupling to shape the wind stress curl. In the Benguela upwelling system, atmospheric synoptic conditions (see section 3.1) and the land-sea transition lead to prevailing negative wind stress curl over the oceanic coastal fringe. The shift of the mean (green line in Figure 3c) from the origin can be interpreted as the effect of other factors besides thermal coupling (e.g., local atmospheric forcing, dropoff, orographic and coastline effects).

Table 2. Dependence of the Coupling Coefficient (Expressed in $N \cdot m^{-3} \cdot (^{\circ}C)^{-1}$) on the Period Used for Its Estimation^a

		Region		
		Benguela (Upw. Ext. Zone)	Northern Canary (Upw. Ext. Zone)	Southern Canary (Coastal Fringe)
Period	Summertime	0.017	0.016	0.011
	Wintertime	0.011	0.010	0.014
	Full series	0.013	0.011	0.013

^aThe results are given for the whole Benguela system and the Northern Canary system (21°N–25°N) over the upwelling extension zone (i.e., between 100 and 300 km from the coast), and for the coastal fringe (~25–100 km) of the Southern Canary system (15°N–19°N). The coupling coefficient is estimated with the central 95% of the distribution of the crosswind SST gradient.

The evidence of an active oceanic feedback on low-level winds depends on the structure of the wind itself and requires little variability in its direction [O'Neill et al., 2012; Castelao, 2012]. The Canary upwelling system differs from the Benguela system in more fluctuating wind directions. Indeed, the wind stress directional steadiness, defined by Castelao [2012] as the magnitude of the average wind stress vector divided by the scalar average of the wind stress magnitude, is weaker in the Canary system (not shown). The wind variability

is also conditioned by the presence of islands, which complicates the relationship between the wind stress curl and crosswind SST gradient. Knowing the sensitivity of the coupling process to the wind directional steadiness, we choose to consider here the Northern Canary (from 21°N to 25°N) and the Southern Canary (from 15°N to 19°N) areas where the wind is not too much variable. The analysis of the bin-averaged scatterplot of the wind stress curl and crosswind SST gradient is shown in Figures 4 and 5, for the Northern and the Southern Canary systems, respectively, this time only for the coastal fringe and upwelling extension.

The Northern Canary region gives similar results to the Benguela system. This is not surprising because this area is characterized by upwelling-favorable winds throughout the year, by the presence of an extended SST front (not shown) and by the plausible orographic influence of the Atlas Mountains. Thus, the wind stress curl and crosswind SST gradient are linked linearly in the upwelling extension zone, as opposed to the coastal fringe where other processes

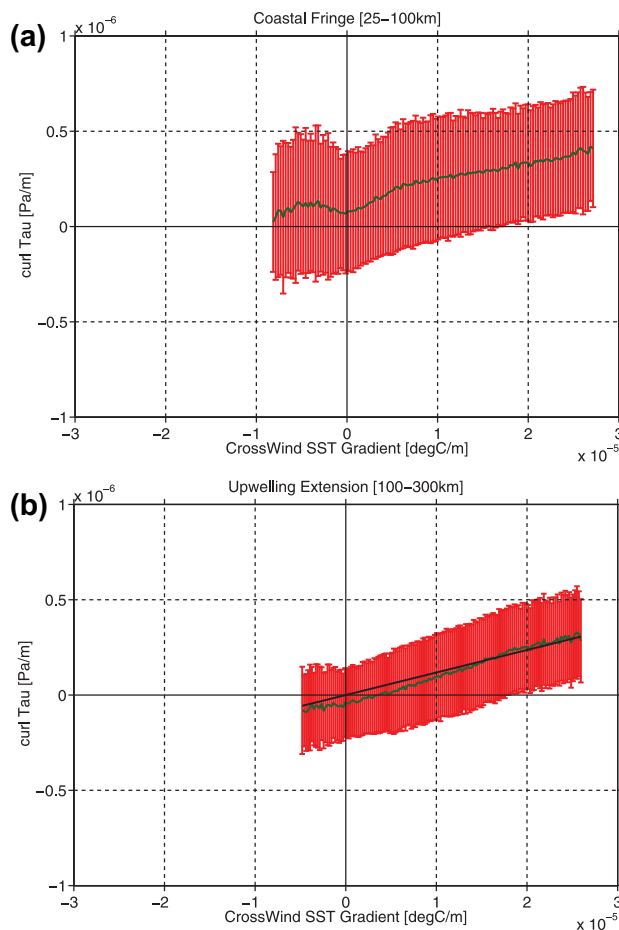


Figure 4. Binned scatterplot of the full time series of 7 day running means of wind stress curl and crosswind SST gradient over (a) the coastal fringe (~25–100 km from the coast) and (b) the upwelling extension zone (100–300 km) for the Northern Canary system (from 21°N to 25°N). The red bars indicate plus and minus one standard deviation about the average drawn with a green line. The linear regression from which the coupling coefficient is derived is shown with a black line in Figure 4b and is calculated over the central 95% of the distribution.

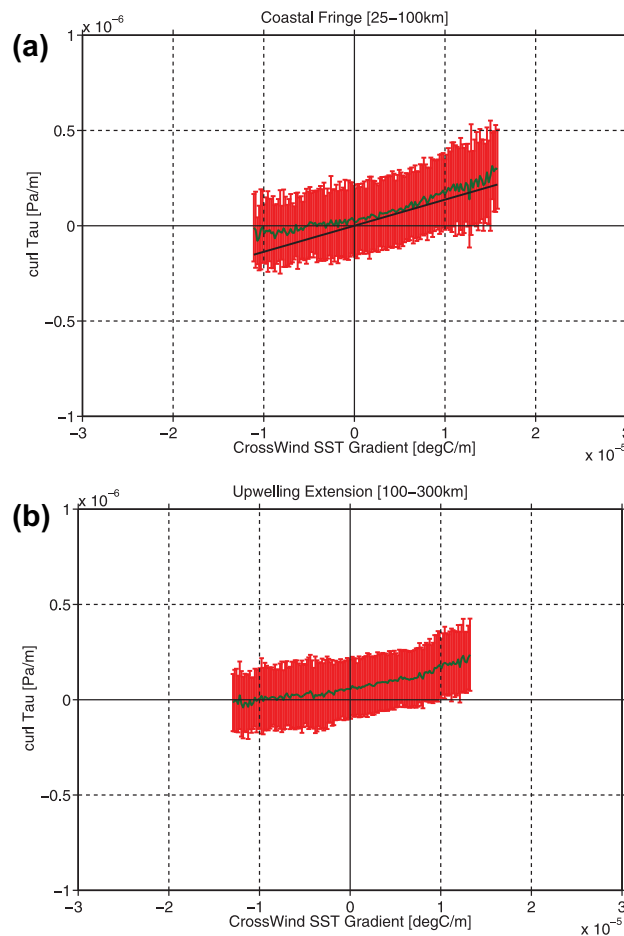


Figure 5. Same as Figure 4 but for the Southern Canary system (from 15°N to 19°N). The linear regression from which the coupling coefficient discussed in the text is derived is shown with a black line in (a) and is calculated over the central 95% of the distribution.

coefficients are obtained in summer (winter), for the Benguela and Northern Canary systems (Southern Canary system), which suggests that the coupling process is more efficient during an upwelling season (see also section 4). The thermal coupling coefficient between the wind stress curl and crosswind SST gradient is strongly dependent on the wind direction steadiness, which is more established during the upwelling season than during periods of wind relaxation (not shown).

4. Local Analysis of the SST-Driven Curl Variability and Magnitude

As discussed in the previous section, the weekly averaged wind stress curl shows dependence on the crosswind SST gradient with a positive coupling coefficient, in both upwelling systems. Therefore, when this oceanic feedback is active and dominant, the two fields should have locally the same sign. This is why we calculate the percentage of curl events that satisfy this property, i.e., same signs of QS25 wind stress curl and crosswind Reynolds SST gradient, over the full 5 year time series (Figure 6). In order to check the consistency of the linear model that links SST and the wind, we focus at each latitude on the reference grid point that captures the maximum percentage of same sign wind stress curl and crosswind SST gradient. For this purpose, Figure 6 also shows at each latitude the locations of these reference grid points for an analysis focused on winter months (blue line) or summer months (red line), or done over the full time series (dashed black line). The latter line is usually found in the upwelling extension zone, matching the mean position of the SST front where the SST feedback is likely active most of the time. Indeed, the percentage of curl events associated with a crosswind SST gradient of the same sign shows marked contrasts in the cross-shore direction: the closer to the coast, the lesser percentage (see colored values in Figure 6).

seem to prevail in the shaping of the curl. On the other hand, unlike the Northern Canary and Benguela systems, a more direct relationship between the wind stress curl and crosswind SST gradient is discernible in the coastal fringe of the Southern Canary region (Figure 5a). This can be explained by two features: first, the SST front that develops during the upwelling season is located closer to the coast; second, the absence of any orographic barrier allows better and easier evidence of the thermal coupling. In the other regions we analyzed, our working hypothesis is that the coupling between SST and the wind stress curl may exist in the coastal fringe, but is not the main process that drives wind stress curl variability.

The soundness of the coupling coefficient found for the different regions is verified by studying its sensitivity to different time parameters (Table 2). This sensitivity refers to contrasted periods of analysis: summertime, wintertime and the entire time series. The largest coefficients

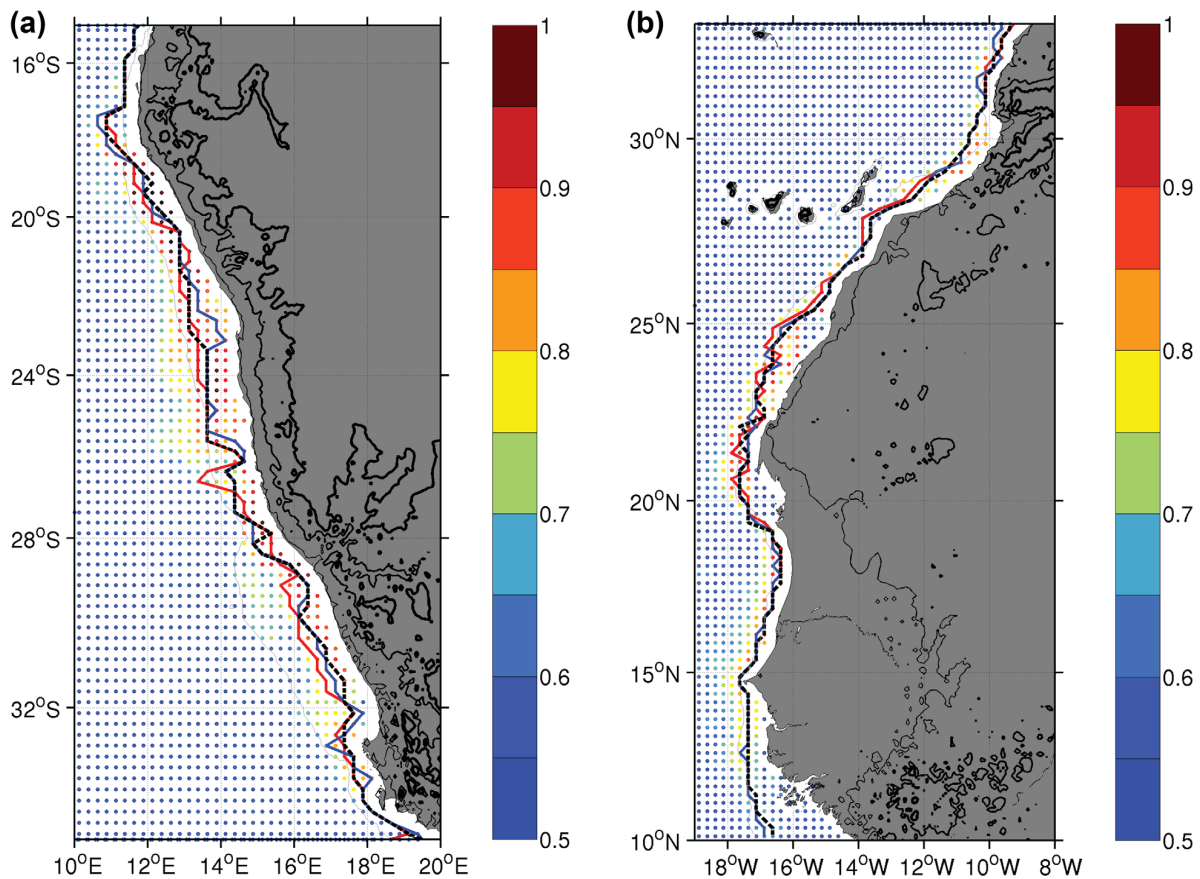


Figure 6. Percentage of days with equal signs for wind stress curl and crosswind SST gradient (colored dots) and, for each latitude, location of the maximum percentage for an analysis focused on winter months (blue line), summer months (red line), or calculated over the full time series (dashed black line). (a) For the Benguela upwelling system. (b) For the Canary upwelling system. The black lines over land show the 100, 500, and 1000 m elevations above sea level and the gray thin line shows the 500 m isobath.

Several processes may explain the occurrence of opposite signs for both analyzed quantities. First, the upwelling cell can be located quite offshore in the presence of a broad shallow shelf [Estrade *et al.*, 2008], and a reverse coastward SST gradient can develop locally under anticyclonic, upwelling-favorable wind conditions (for example, downwind Cape Blanc; see Figure 1d and Estrade *et al.* [2008]). Then, the sign of the wind stress curl can be set by other factors than the local SST feedback. This is typically the case in the thin coastal band where orographic effects complicate the relationship between the curl and the crosswind SST gradient [Boé *et al.*, 2011]. This process is expected to be even stronger if the continental orography is pronounced. This result is confirmed in the Northern Canary upwelling system where the detachment from the coast of the maximum of the percentage of equivalent signs is important in the latitude range of the Atlas Mountains (between 22°N and 33°N; on the continent, the black bold line in Figure 6 shows the 100 m height above the sea level). On the contrary, this detachment is not visible in the Southern Canary area where the maximum of percentage is reached at the first unmasked ocean grid point (between 14°N and 18°N). This result confirms the analysis of the regression between the two fields (see section 3.3). Downwind Cape Blanc (20°N), the signs of the wind stress curl and crosswind SST gradient are also most often unrelated, and the maximum of percentage of equivalent signs is located far offshore whatever the season (Figure 6b). The atmospheric wind field in this area is highly constrained by the cape. In this matter, the Benguela system differentiates itself from the Canary system because it corresponds to quite a homogeneous continental orography along the shoreline (black bold line in Figure 6a). Thus, the percentage of equivalent signs between the wind stress curl and the crosswind SST gradient shows an onshore decrease at almost every latitude except north of 18°S.

We aim at assessing the relative contribution of the SST-driven curl to the total wind stress curl derived from QuikSCAT observations. For that purpose, we calculate each day the percentage of the curl related to SST as expressed by:

$$P_{\text{explained}} = 100 \alpha_c |\nabla \text{SST}| \sin \theta / |\nabla \times \tau|$$

In this estimate, the coupling coefficient is chosen to be a constant and corresponds to the value found for the entire time series in both the Benguela and Southern Canary systems (see Table 1), i.e., $\alpha_c = 0.013 \text{ N}\cdot\text{m}^{-3}\cdot(^{\circ}\text{C})^{-1}$. Therefore, we recognize that the explained percentage will be underestimated during the dominant upwelling season and overestimated during the relaxation period. Our purpose is simply to diagnose and verify if the wind stress curl ascribed to SST spatial variability is of the same order of magnitude as the total curl derived from QuikSCAT. In this way, time series of the relative contribution of SST-driven curl to total wind stress curl can be calculated locally. By construction, these time series of percentage show only positive values. The largest values may however exceed unity (i.e., 100%) because the curl calculated from the local crosswind SST gradient can exceed the QuikSCAT curl.

For each latitude and for both upwelling systems, Figure 7 shows the distribution of $P_{\text{explained}}$ at the reference grid point identified by the black dashed line in Figure 6. The colors refer to the percentage of events belonging to each 5% bin considered for $P_{\text{explained}}$. A wide range of values is obtained for $P_{\text{explained}}$ (from 0 to up to 250%). At some latitudes and at given times, the curl calculated from the local crosswind SST gradient can be more than twice as large as the QuikSCAT curl. One can assume that during these specific events (that are not representative of the average conditions), pure internal atmospheric variability tends to reduce locally the observed curl. In contrast, at some latitudes, the SST-driven curl makes always a negligible contribution to the total wind stress curl, with reduced $P_{\text{explained}}$ values. This is notably the case just south of 20°N and everywhere south of 14°N in the Canary upwelling system, and around 33°S in the Benguela system. In these locations, the distribution of $P_{\text{explained}}$ is much less symmetric and peaks for values close to zero. These latitudes correspond to the locations of major capes (Cape Ghir, Cape Blanc, and Cape Verde for the Canary region, and Cape Columbine for the Benguela region). We can argue here that the rugged coastal area is the main factor responsible for curl variability and, thus, that the SST distribution explains only a negligible fraction of the total curl magnitude. The distribution shape of the explained percentage is nearly Gaussian at the other latitudes, and the percentage at its peak value shows that the SST-induced curl is a primary contributor to the local curl variability and magnitude.

The sensitivity of the explained percentage to the period over which the coupling coefficient is computed is worth investigating. To evade the difficulty of reference grid points too closely related to a specific period of the year, the distributions of explained percentage are now averaged zonally over the domain encompassed by the blue, red and dashed black lines drawn in Figure 6. Furthermore, for the sake of brevity, the focus is on the median value of each averaged distribution, as displayed in Figure 8 as a function of latitude for both the Benguela and Canary upwelling systems. South of 28°S , the contribution of the SST-driven curl to the total curl during summertime is larger than during wintertime (see Figure 8a). North of this latitude, the seasonal contrasts are weaker. Indeed, in the Southern Benguela system, the favored season for offshore Ekman transport and, thus, strong upwelling dynamics is summer (see section 3.1), whereas the Northern Benguela system is characterized by almost permanent upwelling conditions. North of 18°S , in the region of the Angola-Benguela front, the SST-driven curl is more efficient during summertime than during wintertime. As the analysis is done on the first unmasked ocean grid point (see Figure 6a), we can theorize that orographic and local atmospheric effects are the main drivers for the curl in winter, knowing that the wind stress is larger during this season (not shown). In the Canary upwelling system (Figure 8b), the relative contribution of the SST-induced curl to the total curl during wintertime (the upwelling-favorable season for the Southern Canary region) is significantly larger south of 18°N , and slightly smaller north of 22°N , than the relative contribution calculated over summer months. Around 20°N , the calculation of the median shows weak sensitivity to the reference period, which is not unexpected given the almost persistence of the upwelling process at these latitudes (see section 3.1). These results show that the contribution of the SST-induced curl is season dependent and back up the conclusions of our sensitivity study carried out on the magnitude of the coupling coefficient (see section 3.3). It is important to remind here that the method used a unique and constant coefficient for both systems and for all the seasons. This assumption does not reflect the seasonal and spatial dependence of the SST-wind stress interactions. Yet, the error attributable to the use of a constant coefficient (shaded areas in Figure 8) does not change the order of magnitude of the

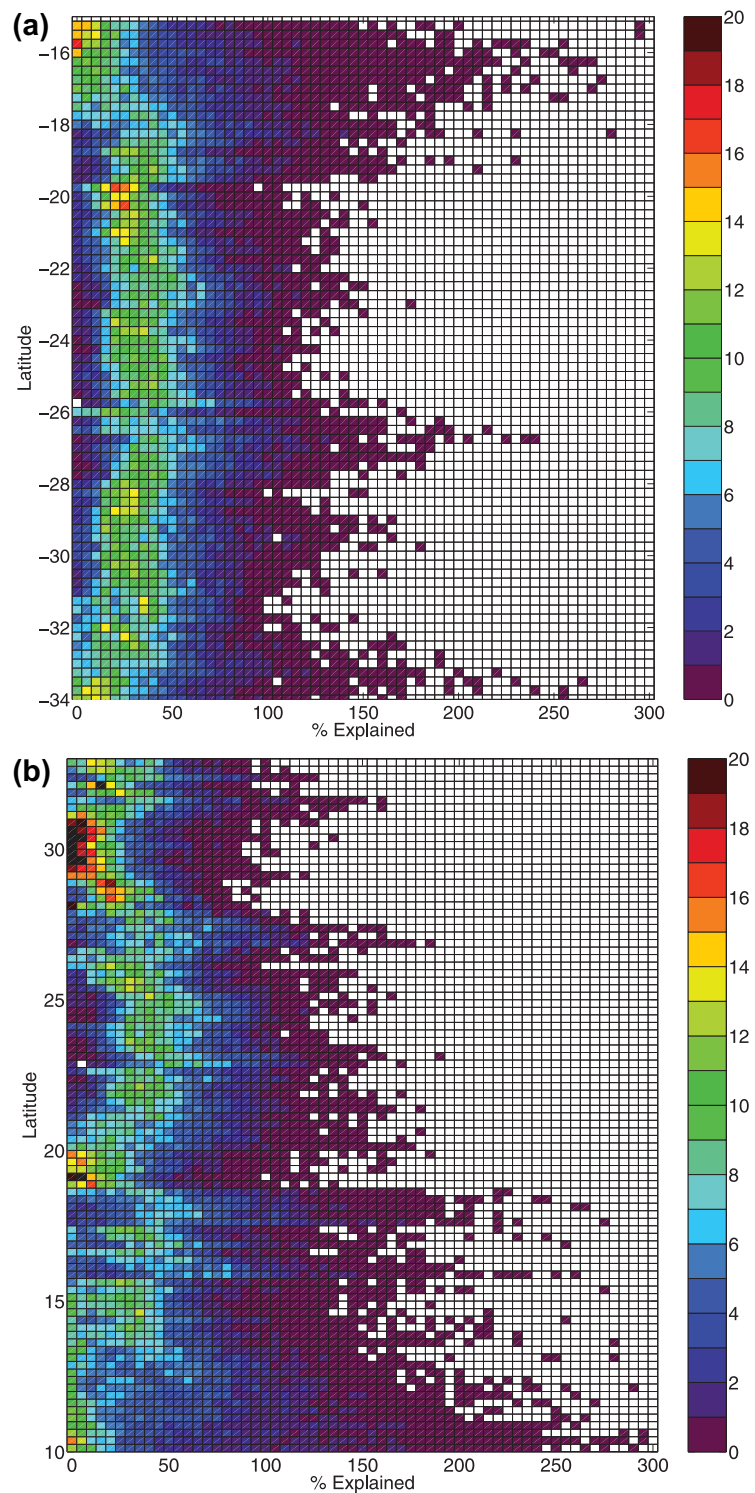


Figure 7. Fraction (expressed as a percentage) of the local wind stress curl explained by SST-driven curl. The distribution is calculated over the full time series and is shown as a function of latitude at the reference points identified with the black dashed line in Figure 6 (see details in the text). (a) For the Benguela upwelling system. (b) For the Canary upwelling system.

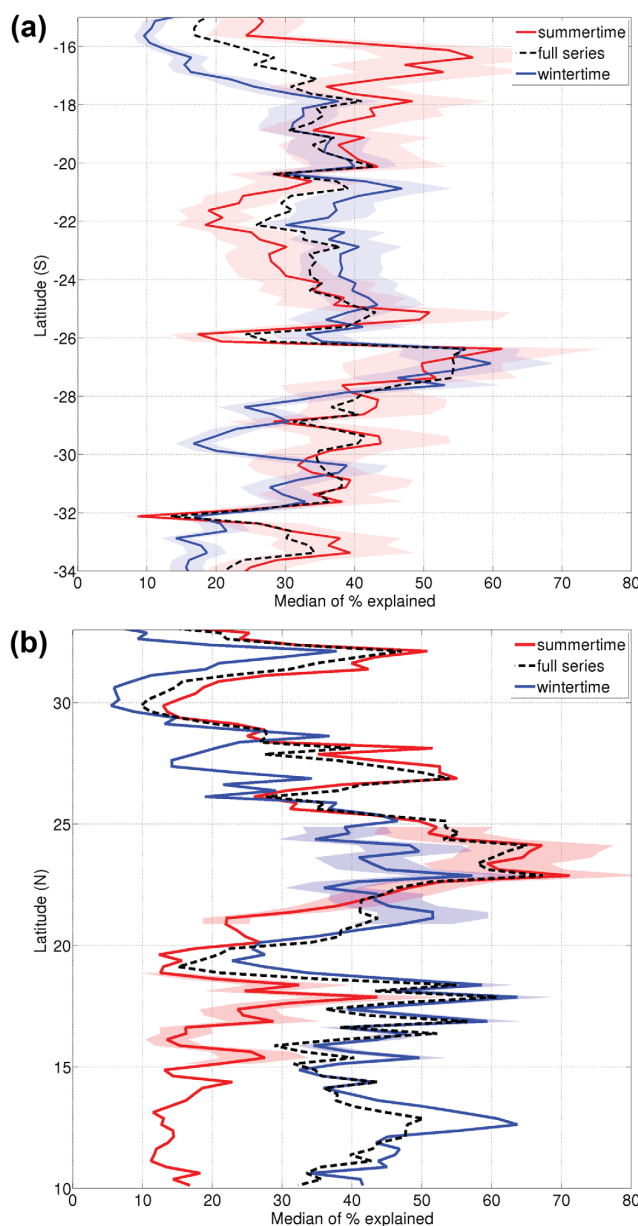


Figure 8. Median values of the zonally averaged distributions of explained percentage of curl, with the average calculated at each latitude over the area encompassed by the blue, red, and dashed black lines defined in Figure 6. (a) For the Benguela upwelling system. (b) For the Canary upwelling system. The shaded area shows the error associated with the use of a constant and unique coupling coefficient instead of a regional and seasonal estimate (see Table 2).

Figure 9 provides strong indication that the QS50 wind stress modification is less intense than its QS25 counterpart for a same value of the SST gradient. In this example, the wind stress modification corresponds mostly to an intensity reduction (see Figure 2b) with, as a result, larger wind stress curl values in QS25 than in QS50. Indeed, the main differences are found in the coastal domain where strong SST gradients develop (black contours in Figure 9). In other words, the QS50 wind magnitude exceeds the QS25 magnitude where a deceleration of the wind is expected because of an active SST feedback. This strongly suggests that the QS50 product accounts more poorly for SST-wind interaction in the coastal band of an upwelling system. We also calculated the slope of the regression line between the QS25 and QS50 wind stress gradients

median value of $P_{\text{explained}}$. The region north of 30°N is characterized by significant SST-driven curl during summer, plausibly related to the regular presence of the Cape Ghir upwelling filament [Troupin *et al.*, 2012]. South of the cape, the roughness of the coastal area drives wind variability and, thus, local atmospheric effects are the primary contributor to wind stress curl variability and magnitude.

5. QS25/QS50 Comparison

In the previous sections, QS25 winds were shown to be sensitive to the SST: they tend to decelerate over colder SST, with implications for wind stress curl patterns over the whole extension of the upwelling. The sensitivity is more subtle in the nearshore ocean where coastal promontories and orographic effects become more important. Here we compare the QS25 wind stress field to the former QS50 product.

Figure 9 shows the horizontal gradients of the 7 day running-mean wind stress magnitude and SST on the same day as presented in Figure 2a for the Benguela upwelling system, for the two QS25 and QS50 products. When an oceanic feedback is active on low-level winds, the structure of the wind stress gradient roughly matches that of the SST gradient because of the accentuation of the wind stress curl.

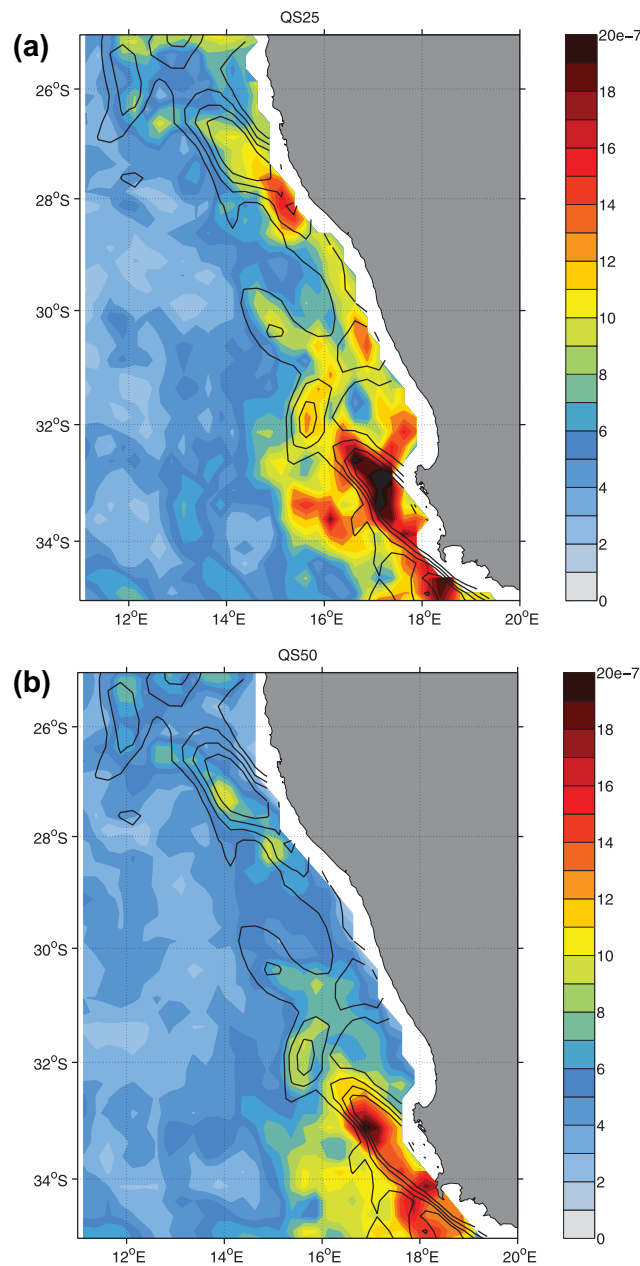


Figure 9. Seven day running mean of wind stress magnitude gradient (color, in Pa/m) for the date introduced in Figure 2a for the Benguela system (i.e., 12 February 2005). For (a) the QS25 product and (b) the QS50 product. The SST gradient is superimposed with black contours (with a $5 \times 10^{-5} \text{C/m}$ interval) and is the same in both plots.

absence of published reference values for these upwelling regions, it is worth noting that the coupling coefficient is always more important with the high-resolution wind stress product (QS25). These statistics confirm the result proposed in Figure 9 for a specific day in the Benguela region. The R^2 coefficients obtained for QS25 are also larger than for QS5, which suggests that the QS25 wind field samples the wind stress curl attributable to the air-sea coupling better than the former QS50 product. It is still worth noting that the QS50 wind stress is not totally blind to patterns inherent to the air-sea coupling: gradients of wind stress magnitude and gradients of SST can appear partly collocated (Figure 9b).

considered over the patches of SST gradients stronger than a given threshold to check that a quantitative analysis based on the full time series confirms and generalizes the differences exemplified in Figure 9 (not shown).

The differences between both wind products can also be shown by a joint analysis of the wind stress curl and crosswind SST gradient over the upwelling extension zone of the Benguela system, in a way similar to what we did with the QS25 product (see section 3.3) and using a crosswind SST gradient specific to each wind product. A linear regression over the upwelling extension zone and for the full time series does not appear to be valid for the QS50 product, especially for low and positive values of the crosswind SST gradient (not shown). The coefficient of determination (R^2) can here be used to study the quality of the linear models that best fit the two distributions. Table 3 reports the coupling coefficients and corresponding R^2 values for extended calculations over the upwelling extension zone of the Benguela and Northern Canary systems, and over the coastal fringe of the Southern Canary system. Though the direct comparison of the coupling coefficients is a hard task, especially because of their time and space dependence and because of the

Table 3. Coupling Coefficients (Expressed in $\text{N}\cdot\text{m}^{-3}\cdot(^{\circ}\text{C})^{-1}$) Estimated From the Full Time Series of the QS25 and QS50 Products, and Corresponding R^2 Coefficients^a

		Coupling Coefficient	R^2
Benguela	QS25	0.013	0.89
(upw. ext. zone)	QS50	0.012	0.62
Northern Canary	QS25	0.011	0.67
(upw. ext. zone)	QS50	0.008	0.55
Southern Canary	QS25	0.013	0.85
(coastal fringe)	QS50	0.010	0.53

^aThe results are given for the whole Benguela system and the Northern Canary system (21°N – 25°N) over the upwelling extension zone (i.e., between 100 and 300 km from the coast), and for the coastal fringe (~ 25 – 100 km) of the Southern Canary system (15°N – 19°N). The coupling coefficient is estimated with the central 95% of the distribution of the crosswind SST gradient.

6. Discussion and Concluding Remarks

In this study, high-resolution wind stress fields derived from QuikSCAT measurements and SST data gridded at $1/4^{\circ}$ were used to investigate SST-induced wind stress curl patterns at weekly time scales in both the Benguela and Canary upwelling systems. We verified a positive correlation where the upwelling SST front is visible, with a linear response of the wind stress curl to a crosswind SST gradient over both systems. The analysis of 5 full years of 7 days running means of QuikSCAT wind stress curl and crosswind Reynolds SST gradient showed that the general scheme suggested by *Chelton et al.* [2004] and

O'Neill et al. [2005] is respected for the SST and wind stress curl observed off the western African coast (section 3). Nevertheless, we showed that the linear model that connects the crosswind SST gradient and the wind stress curl was not to be applied everywhere from the coast to the upwelling extension (where the SST gradient is large and to a certain extent steady). Close to the shore, the curl patterns derived from QuikSCAT wind observations are only loosely related to SST-wind interactions. We interpret this as the signature of the coastline geometry and orographic effects (sections 3 and 4). We also quantified the part of the wind stress curl that could be explained by the SST spatial variability with the use of a constant coupling coefficient (section 4). The SST-driven curl can be an important contributor to the local wind stress curl variability and magnitude (with median values for the explained fraction of the curl up to 60% locally during the main upwelling season), noting that the total wind stress curl is almost unrelated to the crosswind SST gradient close to coastal promontories. The strength of the SST-wind interaction also depends on the season, with a larger coupling during upwelling-favorable months. Lastly, a simple comparison of the high-resolution QS25 product with the former coarser-resolution QS50 product shows that the expected linear relationship between the crosswind SST gradient and wind stress curl is less apparent with the older wind product. Moreover, the atmospheric signature of an SST gradient is systematically greater in the QS25 product, in terms of wind reduction and, thus, wind stress curl magnitude.

Since the ocean and the atmosphere form a closely interacting system over a large spectrum of variability and, moreover, through numerous processes, the clear identification of the time scales at play and the assessment of the causes and effects of the reciprocal forcing are a hard task. Indeed, as noted by *Wallace et al.* [1990] for extratropical regions, two-way simultaneous relationships based on monthly data may contain both directions of forcing since the ocean mixed layer responds to atmospheric events on a time scale of days to months, while the atmosphere should respond within a week. *Chelton et al.* [2007] discussed the length of the averaging period needed to highlight the SST feedbacks on the low-level wind in the California upwelling system. They showed that air-sea coupling was clear with averages of 10 days or more. In our present study, the feedback on wind could be investigated with 7 day running-mean fields, especially during the upwelling season when a sharp SST front develops in the Benguela and Canary systems. We acknowledge that, on this time scale, the wind stress curl also forces the SST variability through Ekman pumping. A lagged correlation analysis between the wind stress curl and crosswind SST gradient indicates that, from 1 to 30 day averaging windows, the maximum of correlation is obtained at lag 0, with more rounded profiles for larger windows (not shown). The latter observation echoes the results obtained by *Chelton et al.*, [2007] for the California system (see the top panel of their Figure 12). Starting from 7 days, the asymmetry of the correlation profiles becomes important: the correlations for negative lags are larger than for equivalent positive lags, which means that the wind stress curls are better correlated with earlier crosswind SST gradients than with later gradients. This suggests that the crosswind SST gradient is a source of forcing for the wind stress curl. The atmospheric forcing by SST is confirmed by the positive correlation between the wind stress and SST at this time scale (not shown). On time scales longer than 7 days, the one-way forcing becomes even more obvious [*Chelton et al.*, 2007].

The efficiency of the SST feedback on the low-level winds was shown to be season and space dependent. The time sensitivity is not surprising since the linear relationship suggests that the SST-driven wind curl is stronger for a sharper crosswind SST gradient and since the coastal water temperature is largely controlled by the seasonality of the offshore Ekman transport. Moreover, as suggested by *Chelton et al.* [2007] and *Castelao* [2012], steadiness of the wind is an important condition for the completion of the SST feedback. The latter point can explain the time sensitivity identified in both the Benguela and Canary systems, considering that the wind direction is steady enough during the upwelling season to allow achievement of the full process. In addition, we have seen that the coupling coefficient is generally weaker in the Canary system than in the Benguela region. The orographic forcing induced by the Canary Islands on the wind stress and wind stress curl variability [*Chelton et al.*, 2004] may disrupt the completion of the full coupling process.

The coupling coefficients calculated during upwelling-favorable conditions in both the Benguela and Canary systems have values close to, but weaker than, those calculated during summertime in the California region by *Chelton et al.* [2007], though with different data sets. The Reynolds SST used in this study differs from the AMSR-E observations used for their California study by its higher resolution. Moreover, the blind zone around the coast of the QS25 wind stress field distributed by CERSAT does not exceed 30 km and, in our study, the wind stress curl and crosswind SST gradient can be calculated from approximately 50 km from the shoreline. Therefore, our interpretation of an orographic imprint in the coupling process is backed up by the fact that this effect may exist more than 100 km offshore [*Boé et al.*, 2011]. We are confident that the onshore decrease of the coupling between the wind stress curl and crosswind SST gradient is soundly grounded (as diagnosed from the sign and percentage of the explained contribution of SST-induced curl to the total curl). Both fields are even less related close to a coastal cape or to local strong continental orography (i.e., the proximity of the Atlas Mountains; see Figure 6b).

The thermal coupling is not fully discussed in this study since the relationship between the downwind SST gradient and wind stress divergence and the relationship between the SST and wind stress themselves are not investigated. We deliberately focused on the coupling between the wind stress curl and crosswind SST gradient because it is pertinent for modeling oceanic studies that use QuikSCAT products as a forcing function, knowing that the wind curl is a determinant factor for near-surface dynamics in EBUS [e.g., *Capet et al.*, 2004; *Münchow*, 2000]. We pointed out that the Ekman dynamics driven by the wind stress curl develops in different ways in the cross-shore direction because of SST-wind coupling (over SST gradients) and orographic effects, in particular in the Benguela and Northern Canary upwelling systems. Within about 100 km of the coast, SST gradients do affect the variability of the wind stress curl, but less than a rugged coastal area or orography. In contrast, from 100 km and beyond, SST gradients are the main driver for the curl. From an ocean modeling point of view, the QS25 data set, with its improved effective spatial resolution, turns out to be a suitable product for the investigation of small-scale variability over the shelf in an upwelling system because it was shown to capture at least part of this cross-shore variability. Equivalently, it is worth noting that atmospheric models run with the aim to simulate realistic winds in upwelling systems must rely on high-resolution SST, especially where SST fronts meander and ocean mesoscale dynamics are important. The existence of a blind zone in scatterometer coverage (a few tens of kilometers) is still a strong limitation over the inner shelf since regional ocean models are now run at a resolution equal or sharper than a few kilometers, thus with ocean grids cells lying in this blind zone. New generation analysis products (e.g., from the European Center for Medium-Range Weather Forecasts; see <http://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support/changes-ecmwf-model/cy40r1-summary-changes>) are now distributed on a spatial grid that seems appropriate for the identification of such near-coastal processes, but they are unfortunately available only over short or recent periods. In our mind, a rewarding strategy for EBUS modeling will likely merge observational data from high-resolution scatterometer and small-scale structures deduced from model analyses (notwithstanding the possibility of spurious Gibbs oscillations stemming from the truncated spectral representation of the earth's topography and, thus, of the drag coefficient), looking forward to obtaining new generation satellite winds as close as a few kilometers from the coast (e.g., RapidSCAT; see *Rodríguez* [2013] and <http://winds.jpl.nasa.gov/missions/RapidScat/>). Indeed, the full feedback loop between the SST distribution, wind stress curl and Ekman-induced pumping cannot be disentangled based on 2-D satellite observations alone. Its quantification in numerical three-dimensional models is an important issue, knowing that fully coupled regional simulations usually underestimate the influence of SST on the wind stress [*Boé et al.*, 2011]. It is worth reminding here that, with an empirical

coupled model, *Jin et al.* [2009] showed that this process affects strongly SST (they obtained warmer surface conditions for the coupled mode), and thus the entire coastal upwelling dynamics. Then, the dynamical coupling between the wind stress and oceanic currents can be important in EBUS. More information is needed to suitably tackle this issue, and future satellite missions that aim to sample collocated currents and 10 m neutral winds will likely prove decisive for this purpose.

The QS25 product stems from a new algorithm dedicated to the complete utilization of the SeaWinds scatterometer samples, whereas the former QS50 winds were provided at half-degree horizontal resolution and did not use the full potential of the satellite swaths. Moreover, QS50 and QS25 estimates are based on the use of the *Smith* [1988] and *Fairall et al.* [2011] parameterizations, respectively. The two parameterizations have been commonly compared using in situ data as a reference [e.g., *Drennan et al.*, 2003]. It is still worth noting that the COARE3.0 parameterization [*Fairall et al.*, 2011] relies on *Smith* [1988] for mean conditions, and the spatial distribution of the relative mean difference between the wind stresses estimated with the two parameterizations is quite small. Moreover, the COARE3.0 wind stress estimates are much more sensitive to the wind speed than to SST (not shown). We show in this study that the QS50 winds are less statistically related to the SST field than the QS25 winds. Therefore, the QS25 data include spatial scales that are coherent with the scales of coupled thermodynamical processes between the wind and SST. The large difference in stress magnitude associated with the neglect of these scales can lead to overestimation of coastal upwelling when forcing a model with coarse-resolution QuikSCAT winds, as pointed out by *Burls and Reason* [2008]. In this framework, the careful comparison of the response of a numerical regional model to winds as different as QS25 and QS50 is a promising method to assess better the structure and intensity of the wind- and wind curl-driven upwelling dynamics.

Acknowledgments

We thank three anonymous reviewers and the Editor, Des Barton, for their valuable contributions that allowed us to improve the manuscript substantially. The data used in this study can be freely download from urls indicated in the body of the manuscript (<ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/NetCDF/> for the Reynolds SST and <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/MWF/L3/QuikSCAT/Daily/> for the QuikSCAT L3 product). The authors thank D. Croizé-Fillon and the Ifremer/CERSAT team for data processing support. This research is supported by CNES (Centre National d'Études Spatiales), as part of the Ifesta-Up project funded by the TOSCA (Terre, Océan, Surfaces Continentales, Atmosphère) program. Support for this study has also been provided by CNES and Ifremer for F.D. in the form of a PhD scholarship, by the French Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) for B.B. and N.G., and by Ifremer for A.B.

References

- Bentamy, A., and D. Croizé-Fillon (2011), Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements, *Int. J. Remote Sens.*, *33*, 1729–1754, doi:10.1080/01431161.2011.600348.
- Bentamy, A., S. A. Grodsky, K. Katsaros, A. M. Mestas-Nuñez, B. Blanke, and F. Desbiolles (2013), Improvement in air-sea flux estimates derived from satellite observations, *Int. J. Remote Sens.*, *34*, 5243–5261, doi:10.1080/01431161.2013.787502.
- Blanke, B., S. Speich, A. Bentamy, C. Roy, and B. Sow (2005), Modeling the structure and variability of the southern Benguela upwelling using QuikSCAT wind forcing, *J. Geophys. Res.*, *110*, C07018, doi:10.1029/2004JC002529.
- Boé, J., A. Hall, F. Colas, J. C. McWilliams, X. Qu, J. Kurian, and S. B. Kapnick (2011), What shapes mesoscale wind anomalies in coastal upwelling zones?, *Clim. Dyn.*, *36*, 2037–2049, doi:10.1007/s00382-011-1058-5.
- Burls, N., and C. J. C. Reason (2008), Modelling the sensitivity of coastal winds over the Southern Benguela upwelling system to different SST forcing, *J. Mar. Syst.*, *74*, 561–584.
- Businger, J. A., and W. J. Shaw (1984), The response of the marine boundary layer to mesoscale variations in sea-surface temperature, *Dyn. Atmos. Oceans*, *8*, 267–281.
- Capet, X. J., P. Marchesiello, and J. C. McWilliams (2004), Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L13311, doi:10.1029/2004GL020123.
- Carr, M. E. (1998), A numerical study of the effect of periodic nutrient supply on pathways of carbon in a coastal upwelling regime, *J. Plankton Res.*, *20*, 491–516.
- Castelao, R. M. (2012), Sea surface temperature and wind stress curl variability near a cape, *J. Phys. Oceanogr.*, *42*, 2073–2087.
- Chang, P., and S. G. Philander (1994), A coupled ocean-atmosphere instability of relevance to the seasonal cycle, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 3627–3648.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich, and R. F. Milliff (2004), Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds, *Science*, *303*, 978–983.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, and R. M. Samelson (2007), Summertime coupling between sea surface temperature and wind stress in the California current system, *J. Phys. Oceanogr.*, *37*, 495–517.
- Colas, F., J. C. McWilliams, X. Capet, and J. Kurian (2012), Heat balance and eddies in the Peru-Chile current system, *Clim. Dyn.*, *39*(1–2), 509–529.
- Desbiolles, F., B. Blanke, and A. Bentamy (2014), Short-term upwelling events at the western African coast related to synoptic atmospheric structures as derived from satellite observations, *J. Geophys. Res. Oceans*, *119*, 461–483, doi:10.1002/2013JC009278.
- Drennan, W. M., H. C. Graber, D. Hauser, and C. Quentin (2003), On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas, *J. Geophys. Res.*, *108*(C3), 8062, doi:10.1029/2000JC000715.
- Duncombe Rae, C. M. (2005), A demonstration of the hydrographic partition of the Benguela upwelling ecosystem at 26°40'S, *Afr. J. Mar. Sci.*, *27*, 617–628.
- Estrade, P., P. Marchesiello, A. Colin de Verdière, and C. Roy (2008), Cross-shelf structure of coastal upwelling: A two-dimensional extension of Ekman's theory and a mechanism for inner shelf upwelling shut down, *J. Mar. Res.*, *66*, 589–616.
- Fairall, C. W., M. Yang, L. Bariteau, J. B. Edson, D. Helmig, W. McGillis, S. Pezoa, J. E. Hare, B. Huebert, and B. Blomquist (2011), Implementation of the Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment flux algorithm with CO₂, dimethyl sulfide, and O₃, *J. Geophys. Res.*, *116*, C00F09, doi:10.1029/2010JC006884.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, and J. B. Edson (2003), Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm, *J. Clim.*, *16*, 571–591.
- Fennel, W., T. Junker, M. Schmidt, and V. Mohrholz (2012), Response of the Benguela upwelling systems to spatial variations in the wind stress, *Cont. Shelf Res.*, *45*, 65–67.

- Fore, A. G., B. W. Stiles, A. H. Chau, B. A. Williams, R. S. Dunbar, and E. Rodriguez (2014), Point-wise wind retrieval and ambiguity removal improvements for the QuikSCAT climatological data set, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *52*(1), 51–59.
- Gill, A. E. (1982), *Atmosphere-Ocean Dynamics*, 662 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Haack, T., D. Chelton, J. Pullen, J. D. Doyle, and M. Schlax (2008), Summertime influence of SST on surface wind stress off the U.S. West Coast from the U.S. Navy COAMPS model, *J. Phys. Oceanogr.*, *38*, 2414–2437.
- Jin, X., C. Dong, J. Kurian, J. C. McWilliams, D. B. Chelton, and Z. Li (2009), SST-wind interaction in coastal upwelling: Oceanic simulation with empirical coupling, *J. Phys. Oceanogr.*, *39*, 2957–2970.
- JPL (2006), *QuikScat Science Data Product User's Manual*, Version 3.0, D-18053, 91 pp., Jet Propul. Lab., Pasadena, Calif. [Available at http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG.]
- Lathuilière, C., V. Echevin, and M. Lévy (2008), Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest African coast, *J. Geophys. Res.*, *113*, C05007, doi:10.1029/2007JC004433.
- Marchesiello, P., and P. Estrade (2010), Upwelling limitation by geostrophic onshore flow, *J. Mar. Res.*, *68*, 37–62, doi:10.1357/002224010793079004.
- Marchesiello, P., J. C. McWilliams, and A. Shchepetkin (2003), Equilibrium structure and dynamics of the California current system, *J. Phys. Oceanogr.*, *33*, 753–783.
- Münchow, A. (2000), Wind stress curl forcing of the coastal ocean near Point Conception, California, *J. Phys. Oceanogr.*, *30*, 1265–1280.
- O'Neill, L. W., D. B. Chelton, S. K. Esbensen, and F. J. Wentz (2005), High-resolution satellite observations of SST modification of the marine atmospheric boundary layer over the Agulhas Return Current, *J. Clim.*, *18*, 2706–2723.
- O'Neill, L. W., D. B. Chelton, and S. K. Esbensen (2010), The effects of SST-induced surface wind speed and direction gradients on midlatitude surface vorticity and divergence, *J. Clim.*, *23*, 255–281.
- O'Neill, L. W., D. B. Chelton, and S. K. Esbensen (2012), Covariability of Surface Wind and Stress Responses to Sea Surface Temperature Fronts, *J. Clim.*, *25*, 5916–5942, doi:10.1175/JCLI-D-11-00230.1.
- Perlin, N., R. M. Samelson, and D. B. Chelton (2004), Scatterometer and model wind and wind stress in the Oregon-Northern California coastal zone, *Mon. Weather Rev.*, *132*, 2110–2129.
- Pickett, M. H., and J. D. Paduan (2003), Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS), *J. Geophys. Res.*, *108*(C10), 3327, doi:10.1029/2003JC001902.
- Renault, L., B. Dewitte, M. Falvey, R. Garreaud, V. Echevin, and F. Bonjean (2009), Impact of atmospheric coastal jet off central Chile on sea surface temperature from satellite observation (2000–2007), *J. Geophys. Res.*, *114*, C08006, doi:10.1029/2008JC005053.
- Renault, L., B. Dewitte, P. Marchesiello, S. Illig, V. Echevin, G. Cambon, M. Ramos, O. Astudillo, P. Minnis, and J. K. Ayers (2012), Upwelling response to atmospheric coastal jets off central Chile: A modeling study of the October 2000 event, *J. Geophys. Res.*, *117*, C02030, doi:10.1029/2011JC007446.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax (2007), Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature, *J. Clim.*, *20*, 5473–5496.
- Rodriguez, E. (2013), "The Scientific Goals of the RapidScat Mission", IOVWST (International Ocean Vector Winds Science Team) meeting sponsored by NASA, FSU, COAPS and EUMETSAT, Kona, Hawaii, May 5-8. [Available at http://coaps.fsu.edu/~Rodriguez_1_RapidScat_OVWST_2013.pdf.]
- Small, R. J., S. P. deSzoeke, S. P. Xie, L. O'Neill, H. Seo, Q. Song, P. Cornillon, M. Spall, and S. Minobe (2008), Air-sea interaction over ocean fronts and eddies, *Dyn. Atmos. Oceans*, *45*, 274–319.
- Smith, S. D. (1988), Coefficients for sea surface wind stress, heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature, *J. Geophys. Res.*, *93*, 15,467–15,472.
- Song, Q., D. B. Chelton, S. K. Esbensen, N. Thum, and L. W. O'Neil (2009), Coupling between sea-surface temperature and low-level winds in mesoscale numerical models, *J. Clim.*, *22*, 146–164.
- Stiles, B. (2014), "Discovering a decade of coastal winds from scatterometers", IOVWST (International Ocean Vector Winds Science Team) meeting sponsored by NASA, FSU, COAP, EUMETSAT, CNES, ESA and Ifremer, Brest, France, 2–4 June.
- Troupin, C., E. Mason, J. M. Beckers, and P. Sangrà (2012), Generation of the Cape Ghir upwelling filament: A numerical study, *Ocean Modell.*, *41*, 1–15.
- Wallace, J. M., C. Smith, and Q. Jiang (1990), Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the Northern Winter, *J. Clim.*, *3*, 990–998.
- Wooster, W. S., A. Bakun, and D. R. McLain (1976), The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic, *J. Mar. Res.*, *34*, 131–141.
- Xie, S. P. (2004), Satellite observations of cool ocean-atmosphere interaction, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *85*, 195–208.

Sensibilité de la dynamique des systèmes d'upwelling de bord Est aux fines échelles spatiales atmosphériques : approche numérique

Sommaire

5.1 Introduction	96
5.2 Méthodes	98
5.3 Sensibilité de la dynamique du système du Benguela aux fines échelles spatiales et temporelles du forçage atmosphérique	101
5.3.1 Sensibilité aux flux de quantité de mouvement (τ_x, τ_y)	101
5.3.2 Sensibilité de la dynamique verticale au profil zonal du vent à la côte	118
5.3.3 Statistiques des simulations pluriannuelles et sensibilité de la réso- lution du forçage à la formation des tourbillons	124
5.4 Sensibilité à la résolution temporelle : apport des échelles sy- noptiques atmosphériques du vent et des flux de chaleur	125
5.5 Éléments de discussion	127

Nous avons quantifié et analysé les résolutions spatiales effectives des produits QS25

et QS50 au cours des chapitres 3 et 4. Ici, on se propose d’analyser la sensibilité des processus océaniques à ces fines échelles de variabilité. Un premier diagnostic a été introduit dans le chapitre 3 et faisait part de la réponse en SST à l’introduction d’un drop-off à la côte. Ce résultat sera rappelé et complété dans ce chapitre. La structure des upwellings et la dynamique associée seront examinées dans le cadre d’expériences de sensibilité à la résolution spatiale et temporelle des forçages atmosphériques.

5.1 Introduction

Nombreuses sont les études physiques des systèmes d’upwelling de bord Est qui utilisent un forçage climatologique par les flux de quantité de mouvement et les bilans nets de chaleur pour se concentrer sur l’équilibre dynamique des systèmes [*Marchesiello et al., 2003, Veitch et al., 2009*]. Or, il a été montré que le signal synoptique atmosphérique est primordial dans la représentation de la variabilité de l’upwelling côtier. *Blanke et al. [2002]* ont montré par exemple que l’utilisation d’un forçage hebdomadaire provenant des mesures ERS-1/2 ($1^\circ \times 1^\circ$ de résolution spatiale) enrichit la variabilité spatio-temporelle de la dynamique sur le plateau du Benguela. Dans des configurations réalistes, les différences entre les anomalies de SST modélisées et observées sont néanmoins importantes et restent attribuées au moins partiellement au manque de résolution de la tension du vent [*Blanke et al., 2002, Burls et Reason, 2008*], sachant que pour le Benguela l’utilisation du produit QS50 améliore déjà sensiblement la représentation de la dynamique et de la variance de la SST [*Blanke et al., 2005*].

La dynamique des EBUS s’accompagne d’une importante activité tourbillonnaire. La remontée des surfaces isopycnales à la côte entraîne un courant de surface dont les instabilités barotrope et barocline sont les principales sources de la méso-échelle observée

(méandres, filaments et tourbillons). *Marchesiello et al.* [2003] soulignent que l'activité tourbillonnaire résulte plus des instabilités intrinsèques de l'océan que de la variabilité du forçage atmosphérique. À la côte, le niveau moyen d'énergie cinétique tourbillonnaire est généralement plus faible que le niveau rencontré plus au large, mais les importantes instabilités de submésos-échelle et les petits tourbillons semblent cependant interagir avec l'activité turbulente présente en lisière de plateau [*Capet et al.*, 2008b].

Plus près des côtes, des études montrent que le profil du vent structure la dynamique des EBUS et que le manque d'informations sur l'extension zonale du *drop-off* peut mener à une réponse océanique peu réaliste (*e.g.*, *Capet et al.* [2004]). *Renault et al.* [2012] montrent par exemple que le *drop-off* du vent à la côte influence fortement la dynamique de la couche de mélange, et les bilans de chaleur au sein de cette couche ont des propriétés différentes selon la qualité du forçage atmosphérique dans son ensemble (*i.e.*, le flux de quantité de mouvement mais aussi les flux turbulents de chaleur et les flux radiatifs). Par contre, *Aguirre et al.* [2014] soulignent que la variabilité de surface de la température sur le plateau n'est pas sensible à la résolution spatiale et temporelle des flux de chaleur dans leur étude sur le système du Humboldt. Ils suggèrent que le réchauffement de la SST par les radiations solaires et les flux de chaleur sensible est négligeable devant la variabilité de la SST imposée par l'événement d'upwelling induit par le jet côtier atmosphérique. En revanche, la variabilité de la SST dans le domaine hauturier se montre sensible à la résolution temporelle des flux de chaleur [*Aguirre et al.*, 2014].

Après avoir défini l'ensemble des expériences numériques réalisées pour cette étude, la section 5.3 présente les résultats de nos tests de sensibilité à la résolution spatiale du forçage par la tension du vent. On s'attachera à bien séparer les processus analysés et on détaillera notamment la réponse de l'océan en termes de température et d'énergie cinétique de surface. On cherchera également à quantifier la sensibilité à la variabilité de fine échelle de la tension du vent du système de courants côtiers (de surface et de sub-surface)

et des échanges de masses d’eau entre la côte et le large. La sensibilité à la résolution journalière du forçage atmosphérique sera appréhendée dans la section 5.4 dans laquelle les simulations forcées avec des vents climatologiques seront comparées aux simulations forcées avec des champs quotidiens. Dans cette section, l’apport d’une haute résolution spatiale et temporelle sur le bilan net de chaleur sera également commenté.

5.2 Méthodes

Le modèle océanique utilisé est la version UCLA-IRD (Institut de Recherche pour le Développement) de ROMS [*Haidvogel et Beckmann, 1998, Shchepetkin et McWilliams, 2003; 2005*]. Les détails relatifs au code numérique et aux configurations choisies et construites pour cette étude sont exposés dans l’annexe A.1. Seules les grandes lignes de la procédure sont présentées dans cette section.

Dans une première étape, le modèle a été forcé pendant 21 ans par une climatologie de la tension du vent dérivée des produits QS50 (années 1 à 9) et QS25 (années 10 à 21). Nous avons construit les climatologies Clim25 et Clim50 des deux produits QuikSCAT spécialement pour cette étude, à partir des données du LOS des années 2003 à 2008. Cette période, restreinte par rapport à la longévité du satellite (1999-2009), est contrainte par la disponibilité des données QS25 à l’époque de la construction des climatologies (en 2012). Les simulations climatologiques ont été réalisées sur les deux systèmes d’upwelling, le Benguela et les Canaries, et seront par la suite appelées c25 et c50. Elles seront analysées dans la section 5.4 de ce chapitre.

Dans un deuxième temps, des simulations en jour calendaire ont été effectuées sur le système du Benguela. Elles ont été forcées par les tensions journalières de vent de l’année 2005 des produits ECMWF, QS50, QS25 et QS25-modifié. Ce dernier produit, appelé ci-

après QS25m, est une combinaison des produits QS25 et ECMWF ; plus spécifiquement, le gradient zonal de la composante méridienne de la tension du vent ECMWF a été ajouté à la tension méridienne QS25 dans la *blind zone* de ce produit (cf. section 3.2). Ces quatre simulations de l'année 2005 avec des données journalières de la tension du vent seront dans la suite nommées dECM, d50, d25 et d25m. Il est à noter ici que ces simulations ont été effectuées à partir d'une même condition initiale, supposée représenter la situation océanique au 31 décembre. Pour s'affranchir de la sensibilité aux conditions initiales et interpréter convenablement les différences entre les simulations, plusieurs réalisations de dECM, d50, d25 et d25m ont été opérées à partir d'états archivés distincts. En pratique, ces états proviennent de l'archivage du dernier pas de temps des mois de décembre d'une simulation annuelle forcée en boucle par les vents QS25 de 2005. Les différentes conditions initiales ne représentent pas l'état de l'océan au 31 décembre 2004, mais le réalisme des simulations de l'année 2005 ne sera pas commenté ici. Seules les réponses océaniques aux conditions de surface et la divergence des solutions numériques seront interprétées. Une durée d'intégration assez courte a été choisie (1 an). Il s'agit en effet d'analyser la réponse océanique rapide à un changement de la tension du vent. Les diagnostics interprétés dans la section 5.3 utilisent les solutions du modèle sur une période allant des tout premiers jours de janvier jusqu'à l'année 2005 complète. Des analyses lagrangiennes ont été réalisées avec l'outil ARIANE [Blanke et Raynaud, 1997] pour rendre compte du mouvement vertical et du transport des masses d'eau dans la direction côte-large. La présentation générale de cet outil lagrangien de post-traitement est donnée dans l'annexe A.2 de ce document. Nous avons également réalisé une simulation supplémentaire de l'année 2005 en incorporant les flux de chaleur turbulents journaliers (cf. chapitre 2) pour étudier la sensibilité des résultats du modèle à la résolution de ces flux. Techniquement, nous avons utilisé les flux de chaleur latente et de chaleur sensible du LOS [Bentamy et al., 2013] que nous avons ajoutés aux flux radiatifs du projet OAFflux (*Objectively Analyzed air-sea*

Chapitre 5. Sensibilité de la dynamique des systèmes d'upwelling de bord 100 Est aux fines échelles spatiales atmosphériques : approche numérique

Fluxes, Woods Hole Oceanographic Institution) pour construire le Q_{net} . Cette simulation utilise le produit QS25 pour la tension du vent ; on la notera df25 par la suite et on la comparera à d25.

Enfin, deux simulations pluriannuelles ont été réalisées à l'aide des produits QS50 et QS25 sur la période 2004-2008 (la même période d'analyse que dans le chapitre 4). On dispose donc de deux fois 5 années de simulations complètes et consécutives de l'upwelling du Benguela. Ce temps d'intégration plus long a été choisi pour analyser de façon robuste les statistiques des solutions numériques forcées avec les tensions de vent QS25 et QS50. L'activité de méso-échelle caractérisée par le nombre, la formation ainsi que la trajectoire des tourbillons pourra être ainsi étudiée de façon robuste. Ces simulations seront notées par la suite d50p et d25p. La méthode de détection des tourbillons que l'on a utilisée [*Chaigneau et al., en prép.*] est une amélioration de l'algorithme proposé par *Chaigneau et al.* [2011]. Cette étape a été réalisée grâce à une collaboration avec Rémi Laxenaire, en stage de Master 2 à l'IMARPE (au Pérou) puis au LPO, d'avril à août 2014, sous la direction d'Alexis Chaigneau, Sabrina Speich et Bruno Blanke. La méthode repose sur la recherche de contours fermés d'anomalies de niveau de la mer (SLA, *Sea Level Anomalies*) autour d'un extremum de ces anomalies. La sensibilité de l'activité de méso-échelle à la résolution de la tension du vent est également analysée à partir des simulations d'ECM, d50, d25 et d25m de l'année 2005, avec l'identification de structures cohérentes par le paramètre d'Okubo-Weiss [*Okubo, 1970*].

Ce chapitre présente donc une étude orientée "processus" ; les solutions numériques ne seront pas comparées ni validées par rapport à des observations. Un seul paramètre de forçage diffère d'une simulation à une autre pour permettre une analyse directe de la réponse océanique à ce même forçage. Les acronymes des simulations et les forçages associés sont résumés dans le Tableau 5.1.

5.3. Sensibilité de la dynamique du système du Benguela aux fines échelles spatiales et temporelles du forçage atmosphérique 101

Acronyme	Année	τ_x et τ_y	Q_{net}	$E - P$
c50	clim (12*30jours)	Clim50	COADS	COADS
c25	clim (12*30jours)	Clim25	COADS	COADS
dECM	2005	ECMWF	COADS	COADS
d50	2005	QS50	COADS	COADS
d25	2005	QS25	COADS	COADS
d25m	2005	QS25m	COADS	COADS
df25	2005	QS25	LOS [<i>Bentamy et al., 2013</i>] + OAFlux	COADS
d50p	2004-2008	QS50	COADS	COADS
d25p	2005-2008	QS25	COADS	COADS

TABLE 5.1 – Type de forçage des différentes simulations analysées dans ce chapitre.

5.3 Sensibilité de la dynamique du système du Benguela aux fines échelles spatiales et temporelles du forçage atmosphérique

5.3.1 Sensibilité aux flux de quantité de mouvement (τ_x, τ_y)

Dans cette section, on se propose de comparer les simulations journalières de l'année 2005 (dECM, d50, d25 et d25m) pour lesquelles seul diffère le forçage par le flux de quantité de mouvement. Nous discuterons notamment de la réponse océanique à la variabilité spatiale de la tension du vent en termes de température de surface (SST), d'énergie cinétique totale et d'énergie cinétique tourbillonnaire, de structure verticale de l'upwelling, de courant et de transport de masses d'eau dans la direction côte-large. On rappelle ici que les simulations analysées sont forcées par un bilan net de chaleur climatologique. Une correction par rapport à une climatologie de la température de surface (T_{obs}) est utilisée pour introduire l'ordre zéro d'une rétroaction thermique de l'océan par les flux à l'interface air-mer : $Q = Q_{obs} + \frac{\delta Q}{\delta T}(T_{modele} - T_{obs})$. La SST du modèle est donc contrainte à ne pas trop s'éloigner de la climatologie COADS. La constante de temps de ce rappel (prescrite par la valeur de $\frac{\delta Q}{\delta T}$, négative) est néanmoins assez longue pour que

la variabilité de la SST aux échelles analysées puisse être considérée comme assez peu contrainte.

5.3.1.1 Analyse de la SST

La SST est une variable appropriée pour analyser l’activité thermodynamique de l’upwelling. En effet, l’activation ou la relaxation d’un upwelling se traduit le plus souvent par un refroidissement direct des eaux de surface (si on suppose un gradient vertical de température important) ou un réchauffement. On rappelle que les simulations analysées ici sont construites sur la base d’une même condition initiale, et donc d’une stratification identique.

La Figure 5.1-a montre la moyenne et l’écart type de la SST de d25 (considérée ici comme notre simulation de référence) calculés sur la période janvier-février 2005. Les panneaux -b -c et -d de la Figure 5.1 sont les biais moyens et l’écart type des différences entre, respectivement, d25m, d50, dECM et cette simulation de référence. L’été austral est la saison privilégiée de l’upwelling pour le Benguela Sud (au Sud de $27^{\circ}S$). Juste au Nord de ce sous-bassin, la cellule de Lüderitz est la cellule d’upwelling la plus active du système du Benguela tout au long de l’année. Au Nord de cette cellule, l’upwelling est plus faible en intensité mais continuellement actif (cf. section 3.2). La SST est donc caractérisée par un important gradient côte-large au cours de l’été 2005, et les eaux côtières de surface sont plus froides que celles de l’océan ouvert. La variabilité temporelle de la SST est importante dans le sous-domaine Sud du Benguela ainsi que sur la cellule de Lüderitz (Fig. 5.1-a). Les biais moyens d25m ($\overline{SST}(d25m) - \overline{SST}(d25)$) apparaissent essentiellement près des côtes et peuvent atteindre des valeurs positives jusqu’à $1^{\circ}C$ au niveau de Cape Columbine ($33 - 32^{\circ}S$, Figure 5.1-b). Les tensions de vents τ_y^{25} et τ_y^{25m} ne diffèrent que sur quelques points de grille près de la côte, mais les anomalies de SST générées localement se propagent vers le large et peuvent être modifiées par le caractère

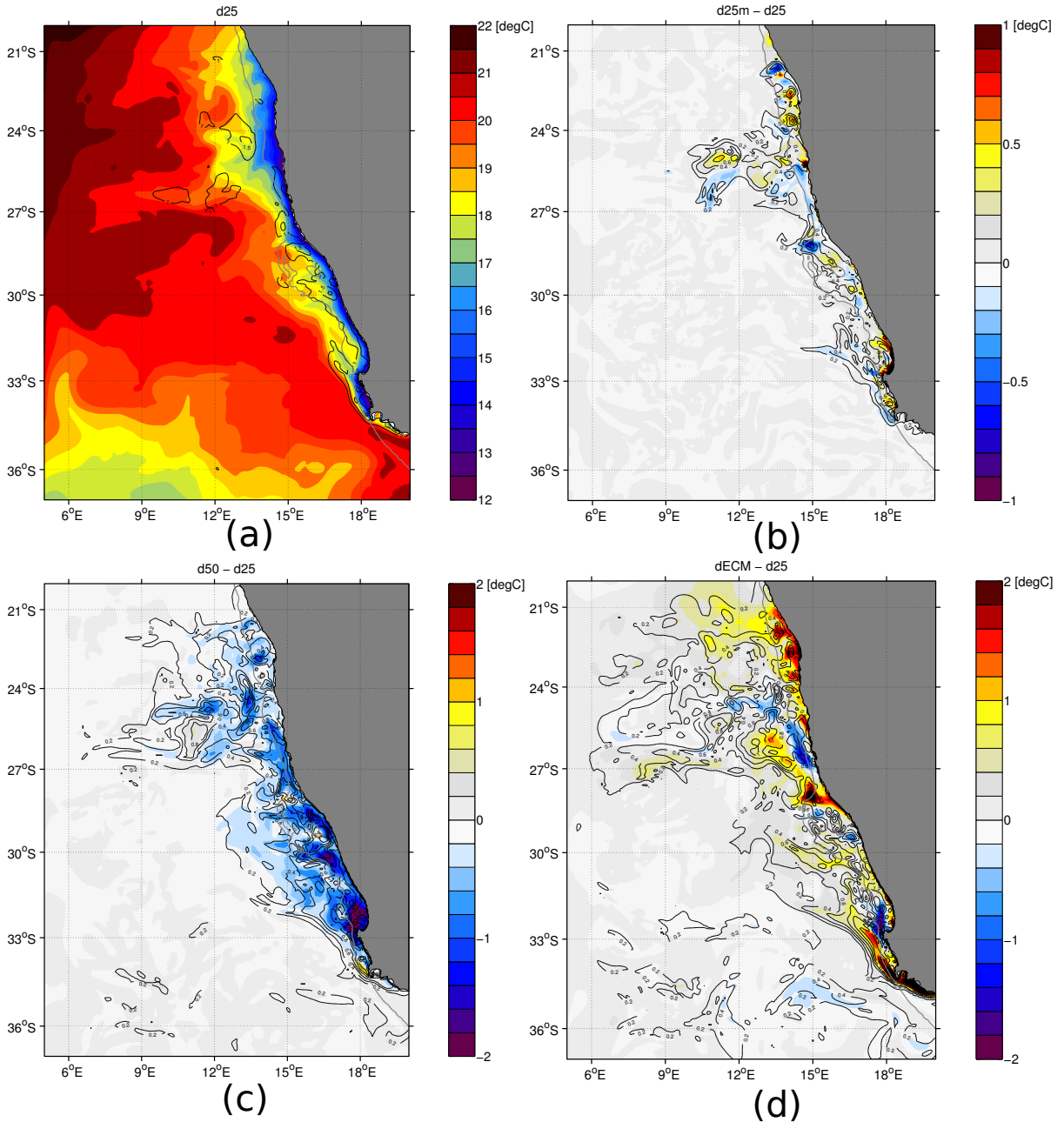


FIGURE 5.1 – (a) Moyenne (couleurs, en °C) et écart type (contours, en °C) de la SST calculés sur la période Janvier-Février 2005 à partir de la simulation d25. Biais moyen (couleurs, en °C) et écart type des différences entre les simulations d25m(b), d50(c), dECM(d) et la simulation d25, considérée comme simulation de référence. La ligne grise indique l’isobathe 200m.

turbulent de la circulation dans la bande côtière. Les biais moyens en SST des simulations d50 et dECM sont plus importants que le biais d25m. En effet, les deux produits de

vent QS50 et ECMWF diffèrent du produit QS25 sur tout le domaine. On a vu dans les chapitres précédents que le vent QS50 était plus intense que le vent QS25 dans la bande côtière (notamment à cause d’une moins bonne représentation de la sensibilité du vent aux interactions air-mer et à l’orographie, cf. chapitre 4). La réponse en SST sur deux mois d’upwelling et à partir d’une stratification identique est très nette : la SST résultante est plus froide et le biais peut atteindre $-2^{\circ}C$ près de la côte (Fig. 5.1-c). La simulation dECM, utilisant une tension de vent de résolution effective moindre sur l’océan (cf. chapitre 3), montre une SST globalement plus chaude (Fig. 5.1-d). Les biais chauds à la côte sont probablement dus au signal du *drop-off* partiellement présent dans le produit ECMWF (cf. chapitre 3 et section 5.3.2).

L’analyse des séries temporelles de la SST et de sa variance en moyenne sur le plateau continental (pour des profondeurs n’excédant pas $200m$, ligne grise sur la Figure 5.1) confirme les résultats présentés précédemment. La Figure 5.2 montre en effet que la SST sur le plateau continental est en moyenne toujours plus chaude dans la simulation dECM et toujours plus froide dans d50. La variance de la SST de la simulation dECM sur le plateau continental est la moins importante. Ce résultat peut être relié au fait que le champ de vent ECMWF est le produit le plus lissé (cf. section 3.2). Une plus grande variabilité spatiale de la SST est assez nette dans d50 durant la saison hivernale (Juin-Juillet-Août), à une période où les différences en température moyenne entre d50, d25 et d25m sont les moins importantes (Fig. 5.2). Les biais d25m et d25 sont plus grands durant les mois d’upwelling et la Fig. 5.2-a suggère notamment que la SST d25m est plus chaude durant les premiers mois de 2005. Ce résultat illustre la sensibilité de la SST au profil du vent à la côte commentée dans la section 3.2. Les aspects dynamiques de la réponse océanique engendrée par le *drop-off* du vent font l’objet de la section 5.3.2.

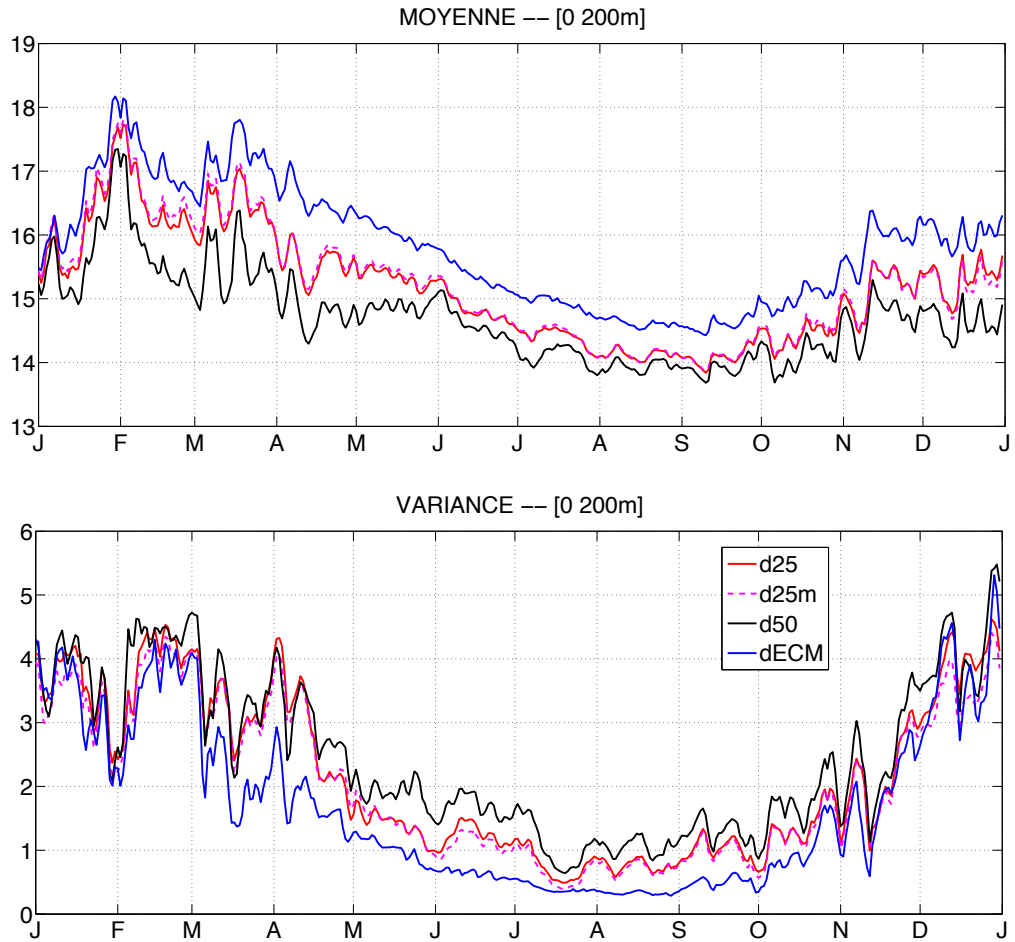


FIGURE 5.2 – Série temporelle de la moyenne spatiale de la SST sur le plateau continental (profondeurs inférieures à 200m) (panneau du haut) et de la variance associée (panneau du bas) pour les quatre simulations d25 (ligne rouge), d25m (ligne pointillée magenta), d50 (ligne noire) et dECM (ligne bleue).

5.3.1.2 Structure verticale de l'upwelling

Les upwellings sont caractérisés par un gradient de SST dans la direction côte-large (voir Fig. 5.1-a). Sur la verticale, les isothermes, partant de profondeurs importantes au large, affleurent à la surface au niveau de la côte. Ces profils typiques introduisent un front de densité important. Celui-ci, équilibré géostrophiquement, induit un courant de surface, parallèle à la côte et en direction de l'équateur. Un sous-courant, en direction du pôle et s'écoulant sur la pente continentale, est également une caractéristique dynamique

des systèmes d'upwelling, et donc du système du Benguela. On se propose dans ce paragraphe d'analyser la sensibilité des courants de surface et de sub-surface de ce système au forçage par la quantité de mouvement transmise par l'atmosphère.

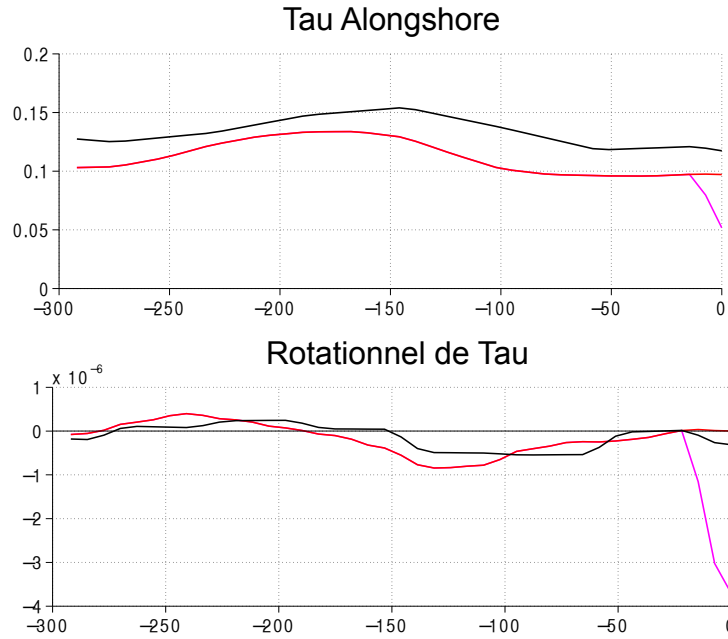


FIGURE 5.3 – Profil moyen à $27^{\circ}S$ sur la période janvier-février 2005 (en haut) de la tension du vent parallèle à la côte des produits QS50 (noir), QS25 (rouge) et QS25m (magenta) et (en bas) du rotationnel de la tension de vent associé.

La Figure 5.3 montre le profil moyen sur la période janvier-février 2005 de la composante de la tension du vent parallèle à la côte (τ^{along}) et le rotationnel associé, à $27^{\circ}S$ et en fonction de la distance à la côte, pour les produits QS25, QS25m et QS50. La Figure 5.4 montre la moyenne sur la même période de la composante de la vitesse *along-shore* (V^{along}) et de la température, pour la même section ($27^{\circ}S$) et pour les simulations d25, d25m et d50. Les isothermes (lignes noires sur la Figure 5.4) sont plus inclinées dans la simulations d50 que dans d25 ou d25m. L'isotherme $13^{\circ}C$, située à $200m$ de profondeur à $200km$ de la côte dans toutes les simulations, atteint la surface à la côte dans d50 alors qu'elle n'est présente qu'à une dizaine de mètres de profondeur dans d25 et d25m. Ce

résultat fait écho aux conclusions de la section précédente où l'on a vu que la simulation d50 présentait une SST plus froide à la côte que les simulations d25 ou d25m. Le courant côtier de surface qui en résulte est plus profond : sur les premiers points de grille à la côte, il occupe une plus grande profondeur dans d50. Il est également plus intense et plus profond dans la simulation d25 par comparaison à d25m. Ce résultat est lié à la valeur de τ^{along} dont l'intensité diminue entre d50, d25 et d25m (par ordre décroissant, voir Fig. 5.3). Plus la composante de la tension du vent parallèle à la côte est importante, plus les isothermes sont inclinées et plus le courant géostrophique résultant est profond. La veine principale de ce courant est cependant très en surface pour la simulation d50, et semble se décaler vers le large et de plus grandes profondeurs pour d25. D'ailleurs, le courant est encore plus au large pour d25m et admet une amplitude plus faible par comparaison à d25. Le courant de surface est donc sensible au *drop-off* introduit dans la bande côtière (voir aussi la section 5.3.2). Le maximum local de la composante de la tension du vent parallèle à la côte influence le positionnement de la veine principale du courant de surface dirigé vers l'équateur. En effet, le maximum de τ^{along} dans QS25m, situé à une vingtaine de kilomètres de la côte, coïncide avec le maximum du courant de surface (Fig. 5.3-a et Fig. 5.4-b).

Le sous-courant semble aussi sensible à la tension du vent appliquée et à son rotationnel. En effet, l'intensité et la profondeur de ce courant diffèrent entre les simulations. Il est plus intense et moins profond dans d25m. Il est même présent dans cette simulation dans les couches de fond du premier point de grille à la côte (vers 100m de profondeur). Ce constat paraît en accord avec les résultats de *Marchesiello et al.* [2003] et *Capet et al.* [2004] qui montrent que l'intensité et la distance à la surface du sous-courant sont sensibles au rotationnel de la tension du vent le long des côtes du système californien. Cependant, le rotationnel cyclonique QS50 est localement plus important que le rotationnel QS25 (Fig. 5.3). Le sous-courant apparaît donc plus sensible au profil moyen du rotationnel de

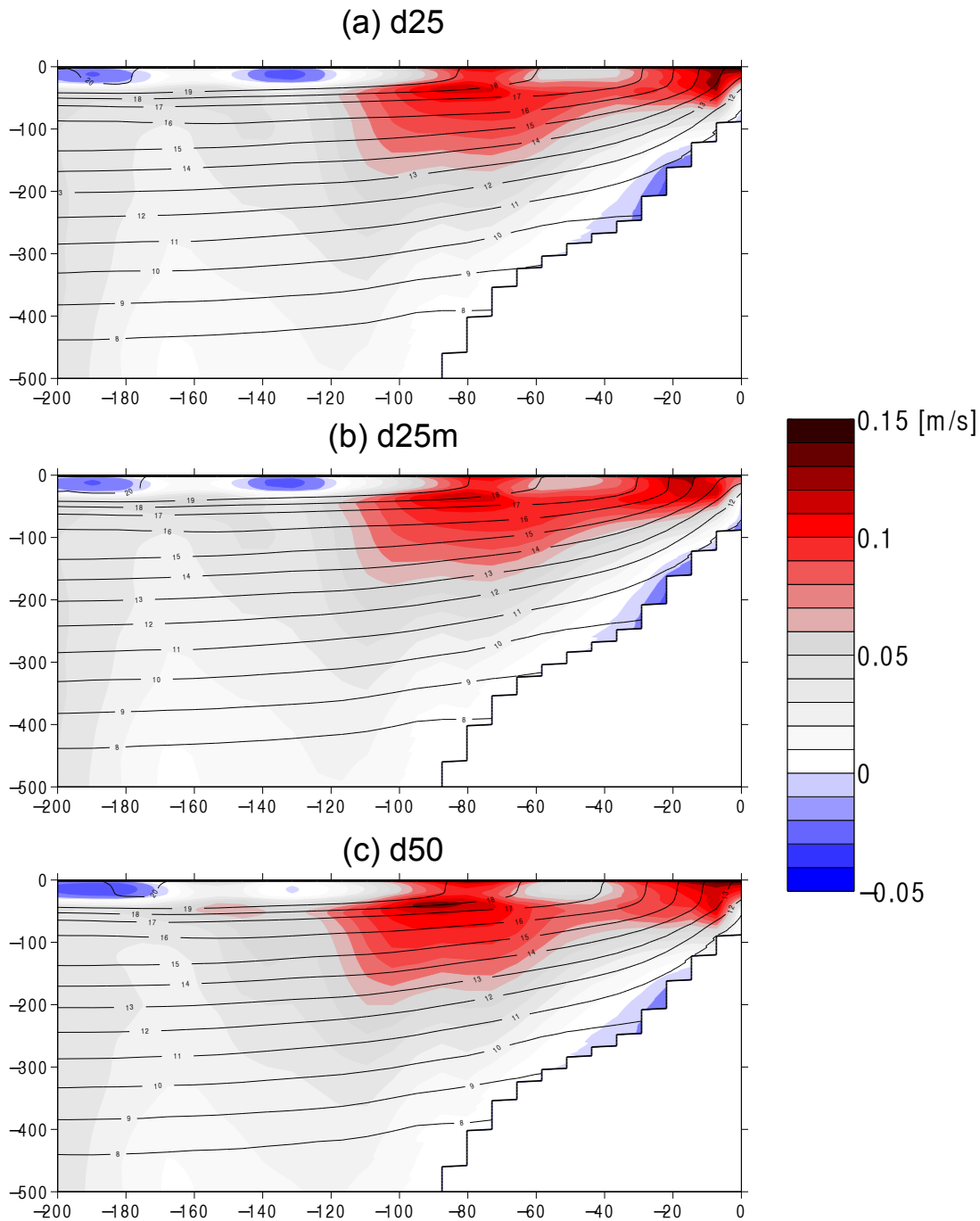


FIGURE 5.4 – Moyenne sur janvier-février de la composante *alongshore* de la vitesse (couleurs en $m.s^{-1}$) et de la température (contours tous les $1^{\circ}C$) à $27^{\circ}S$ et pour les simulations d25 (a), d25m (b) et d50 (c).

grande échelle le long des côtes (avec d'importantes différences entre QS50 et QS25) qu'à sa valeur locale.

5.3.1.3 Énergie de surface

Dans ce paragraphe, on se propose d'étudier l'énergie cinétique de l'océan en relation avec la quantité de mouvement transmise par l'atmosphère. L'énergie cinétique totale (TKE, pour *Total Kinetic Energy*) peut classiquement se décomposer en une partie due à l'écoulement moyen (énergie cinétique moyenne, MKE - *Mean Kinetic Energy*) et une partie due aux fluctuations autour de cet état moyen. Cette dernière composante, souvent notée EKE (pour *Eddy Kinetic Energy*), définit l'énergie cinétique tourbillonnaire et est associée à l'activité de méso-échelle océanique.

Le Tableau 5.2 donne les valeurs de TKE, MKE et EKE en moyenne annuelle sur le plateau continental (profondeurs n'excédant pas 200m) pour les différentes simulations de l'année 2005. Les valeurs pour deux simulations d25 et d25m, effectuées avec une autre condition initiale et identifiées par (*) dans le Tableau 5.2, sont également reportées. Le niveau d'énergie cinétique totale de surface calculé pour les différentes simulations est sensible à la quantité de mouvement transmise par l'atmosphère. On a vérifié en effet que le niveau moyen d'énergie du vent soufflant sur le plateau continental du Benguela est en relation avec le niveau d'énergie cinétique totale de surface : plus l'énergie cinétique totale du vent est forte, plus TKE est important. Ceci reste vrai si on calcule le travail du vent exercé sur la surface de l'océan en prenant en compte les courants de surface, c'est-à-dire le produit scalaire entre la tension du vent et les courants de surface. Les contributions relatives de MKE et EKE à TKE restent inchangées entre les différentes simulations. Cela suggère que le niveau moyen d'EKE dépend du niveau moyen d'énergie de surface océanique, lui-même conditionné par la quantité de mouvement transmise par l'atmosphère. La génération d'EKE de surface, induite par des processus et des interactions complexes, semble donc plus liée à la variabilité interne océanique qu'aux fluctuations du vent. Le niveau moyen d'EKE sur le plateau dépend de l'état moyen de la circulation de surface et non de la variabilité à fine échelle de la tension du vent. Il est à noter ici que

Chapitre 5. Sensibilité de la dynamique des systèmes d’upwelling de bord
110 Est aux fines échelles spatiales atmosphériques : approche numérique

les contributions des trois composantes énergétiques, TKE, MKE et EKE, ont été calculées séparément, avant d’en effectuer la moyenne spatiale, en utilisant respectivement les composantes de la vitesse (u et v), leurs moyennes temporelles (\bar{u} et \bar{v}) et les fluctuations autour de ces moyennes ($u' = u - \bar{u}$ et $v' = v - \bar{v}$). Avec un tel calcul, en chaque point et à chaque instant, l’égalité $TKE = MKE + EKE$ n’est pas vérifiée. En effet, le développement de TKE admet, en plus des contributions MKE et EKE, des produits croisés non nuls ($u'\bar{u}$ et $v'\bar{v}$). Cependant, on vérifie que $\overline{TKE} = \overline{MKE} + \overline{EKE}$ et donc que la moyenne spatiale et temporelle des produits croisés s’annule. Sur le long terme, les vitesses moyennes et les fluctuations ne sont pas corrélées et l’énergie tourbillonnaire n’a pas de direction privilégiée sur le plateau.

	TKE	MKE	EKE
d25	560	380 (68%)	180 (32%)
d25*	550 (-2%)	380 (69%) (=)	170 (31%) (-6%)
d25m	520 (-7%)	340 (65%) (-10%)	170 (35%) (-6%)
d25m*	530 (-5%)	350 (66%) (-8%)	180 (34%) (=)
d50	680 (+21%)	460 (68%) (+21%)	220 (32%) (+22%)
dECM	410 (-27%)	270 (66%) (-29%)	140 (34%) (-22%)

TABLE 5.2 – Moyenne annuelle de l’énergie cinétique totale (TKE) décomposée en énergie cinétique moyenne (MKE) et énergie cinétique tourbillonnaire (EKE) pour l’ensemble du plateau continental. Le premier pourcentage en noir représente les parts relatives de MKE et EKE dans TKE. Le pourcentage en rouge correspond à l’augmentation ou la diminution de chacun des termes par rapport à la simulation de référence d25. Les * renvoient à des simulations réalisées à partir d’un état initial différent.

On peut séparer les contributions géostrophique et agéostrophique de l’énergie cinétique tourbillonnaire. La partie géostrophique est calculée à partir des vitesses géostrophiques (déduites de l’élévation de la surface libre océanique, SSH, pour *Sea-Surface Height*) alors que la partie agéostrophique est simplement déduite de la différence entre l’EKE totale (calculée à partir des composantes u' et v') et sa contribution géostrophique. La Figure 5.5 montre, en moyenne annuelle, l’EKE totale (a) et ses contributions géostrophique (b) et agéostrophique (c) pour la simulation de référence d25.

La Fig. 5.5 suggère que les structures spatiales de l’EKE sont induites par sa compo-

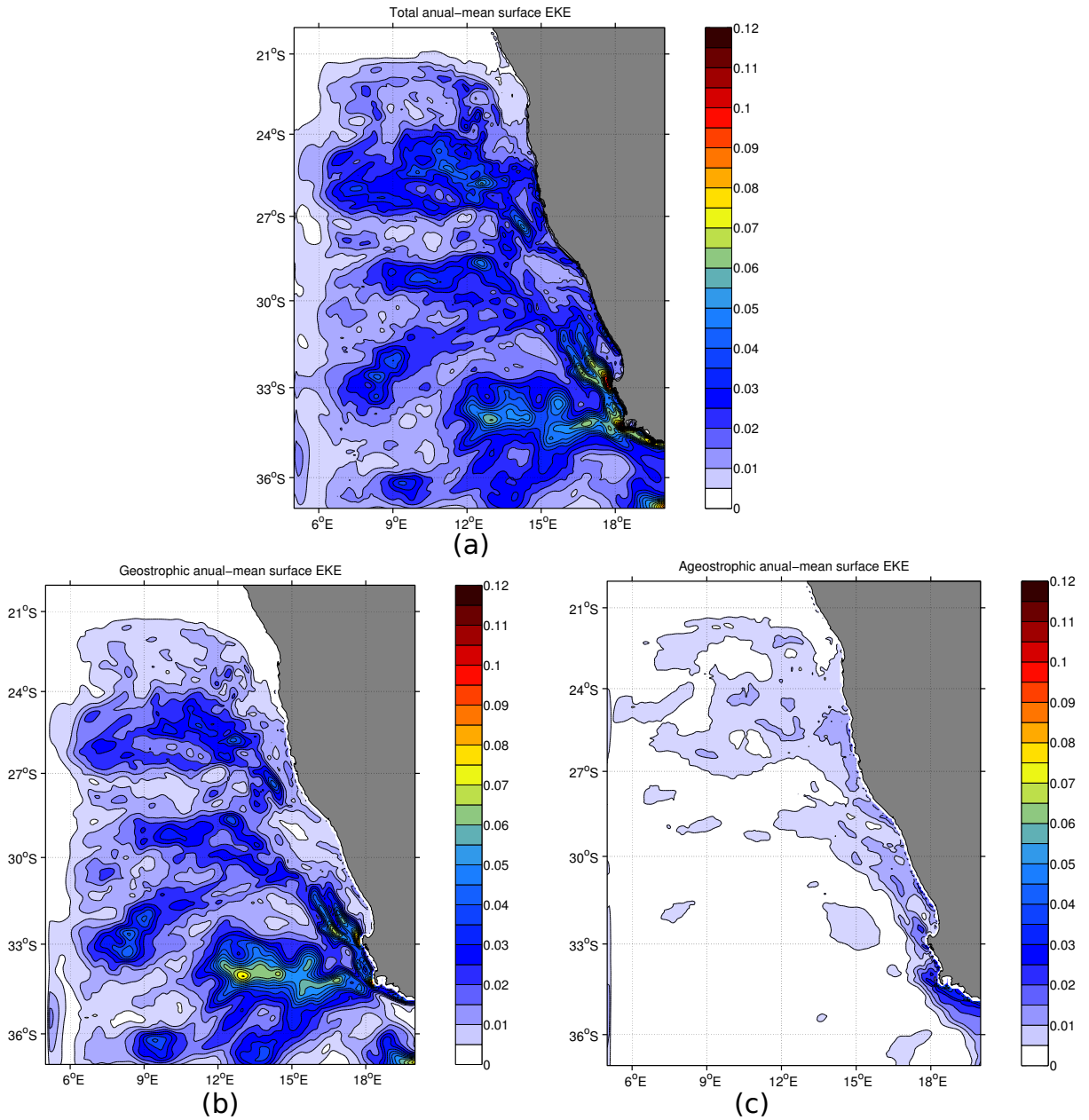


FIGURE 5.5 – (a) Moyenne annuelle de l'EKE pour la simulation d25. L'EKE est décomposée en une part géostrophique (b) (calculé à partir de la hauteur du niveau de la mer) et une part agéostrophique (c).

sante géostrophique. Le système du Benguela se distingue des autres systèmes d'upwellings par la présence au Sud d'une zone turbulente intense. Le passage des tourbillons des Aiguilles influence fortement la zone, et se traduit par un niveau d'EKE géostrophique

moyen important entre 33 et 34°S. Les instabilités des grands tourbillons des Aiguilles et du courant de surface du Benguela sont les principales sources d’EKE dans la zone. La signature de nombreux tourbillons de méso-échelle est également présente dans l’EKE totale et géostrophique au large de 30, 27 et 26°S. La contribution agéostrophique est quant à elle plus confinée à la côte, à des endroits où l’EKE géostrophique due aux instabilités des courants principaux est plus faible. Le courant du Benguela semble générer de l’EKE géostrophique par instabilité barocline à la lisière du plateau. Plus près des côtes, la composante agéostrophique de l’EKE devient plus importante et correspond probablement à l’advection des courants induits par l’upwelling côtier (cf. *Marchesiello et al.* [2003]). La composante agéostrophique de l’EKE de d50 est effectivement plus grande que celle de d25 au niveau des cellules d’upwelling les plus actives. Cependant, le Tableau 5.3 montre que les parts relatives des composantes géo- et agéostrophique de l’EKE restent inchangées entre les différentes simulations (environ 60 et 40%). Le vent n’est qu’indirectement lié au niveau d’EKE agéostrophique et c’est bien la variabilité intrinsèque des courants générés par l’upwelling qui contribue à sa génération. Un bilan d’énergie complet entre l’atmosphère et l’océan serait néanmoins nécessaire pour comprendre les mécanismes de transfert d’énergie à la surface et de conversion de l’énergie cinétique océanique (cf. section 5.5).

run	Geostrophic EKE (%)	Ageostrophic EKE (%)
d25	59 %	41%
d25m	59 %	41%
d50	58 %	42%
dECM	63 %	37%

TABLE 5.3 – Parts relatives des composantes géostrophique et agéostrophique de l’EKE totale (cf. Tableau 5.2). La partie agéostrophique est définie comme la différence entre l’EKE totale (calculée à partir des composantes u et v du modèle) et l’EKE géostrophique (calculée à partir de l’élévation de surface libre).

5.3.1.4 Analyses lagrangiennes et transport côte-large

Nous avons réalisé des expériences lagrangiennes qualitatives et quantitatives avec l'outil de post-traitement ARIANE [Blanke et al., 1999]. Les expériences qualitatives sont basées sur le suivi de particules initialement positionnées à 75 mètres de profondeur au centre de tous les points de grille et sur tout le domaine du Benguela le 1er janvier 2005. Les trajectoires sont calculées à partir des sorties journalières du mois de janvier des simulations d25, d25m, d50 et dECM. Seules les particules capables d'atteindre les 25 premiers mètres de la colonne d'eau sont considérées. L'analyse du nombre de particules et des trajectoires confirme que le vent QS50 est le produit qui conduit à l'upwelling le plus efficace. En effet, la simulation d50 présente un nombre de particules ayant parcouru en un mois au minimum 50 m sur la verticale supérieur de 39%, 42% et 50% aux résultats des simulations d25, d25m et dECM. Le temps de trajet de la particule la plus rapide à atteindre la profondeur de 25 m est à peu près similaire entre les simulations (environ 8 jours) et celle-ci part à chaque fois d'un point de grille côtier. L'analyse individuelle des trajectoires montre que le chemin privilégié de la remontée n'est pas beaucoup modifié entre les simulations et est en général confiné aux premiers points de grille océanique à la côte. Cependant, les particules "upwellées" de la simulation d50 sont les particules qui partent initialement le plus loin des côtes. Cela montre qu'en profondeur (ici 75 m), le transport des particules vers la côte est plus efficace avec le produit QS50 : les particules sont aspirées depuis une région plus éloignée et possiblement depuis de plus grandes profondeurs. Si on analyse les trajectoires complètes sur tout le mois de janvier et notamment la distance moyenne à la côte après un mois d'intégration lagrangienne, on constate également que l'export vers le large des particules (après leur remontée à la côte) est plus efficace dans la simulation d50.

Pour vérifier et quantifier ce dernier résultat, une analyse du transport des masses d'eau a été conduite sur le sous-système du Benguela Sud. Nous avons construit une expérience

dédiée au calcul du transport lagrangien entre différentes sections prédéfinies. Elles ont été choisies sur la base des résultats des chapitres précédents et sont représentées sur la Figure 5.6. Pour rendre compte du devenir des particules soumises à l’upwelling côtier, nous avons défini une section côtière (à la verticale de l’isobathe 100 m, ligne verte sur la Figure 5.6) pour l’origine des particules. Les sections d’interception (lignes rouges) Nord et Sud délimitent en latitude le sous-système du Bengala Sud, et la section Ouest est située à 300 km au large des positions initiales. Des particules sont initialisées quotidiennement pendant le mois de janvier 2005 sur la section d’origine (de la surface jusqu’au fond) et sont suivies jusqu’à ce qu’elles interceptent une des quatre sections du domaine de calcul ou pendant 6 mois au maximum (cas rarissime). Les résultats sont convertis en transport grâce à un système de poids défini par ARIANE (cf. section A.2) et sont reportés sur la Figure 5.6 et dans le Tableau 5.4. En plus du transport total ce tableau fournit l’âge et la profondeur des particules, en moyenne et en écart type, lorsqu’elles interceptent les sections de contrôle.

À l’exception de la section d’origine, les interceptions se font de manière privilégiée sur

Sections		Simulations		
		d25	d25m	d50
Côte	Transport (Sv)	2,0	1.9	2.1
	Profondeur (m)	-37 (32)	-37 (33)	-37 (32)
	âge (jour)	4 (12)	4 (13)	3 (11)
Large	Transport (Sv)	0.22	0.22	0.29
	Profondeur (m)	-14 (19)	-13 (19)	-15 (19)
	âge (jour)	32 (17)	32 (15)	31 (17)
Nord	Transport (Sv)	0.27	0.25	0.29
	Profondeur (m)	-28 (29)	-28 (29)	-28 (28)
	âge (jour)	24 (30)	23 (26)	19 (27)
Sud	Transport (Sv)	0.02	0.02	0.01
	Profondeur (m)	-122 (54)	-122 (61)	
	âge (jour)	61 (54)	62 (57)	

TABLE 5.4 – Statistiques des expériences lagrangiennes quantitatives. Les nombres entre parenthèses sont les écarts-types calculés autour des valeurs moyennes

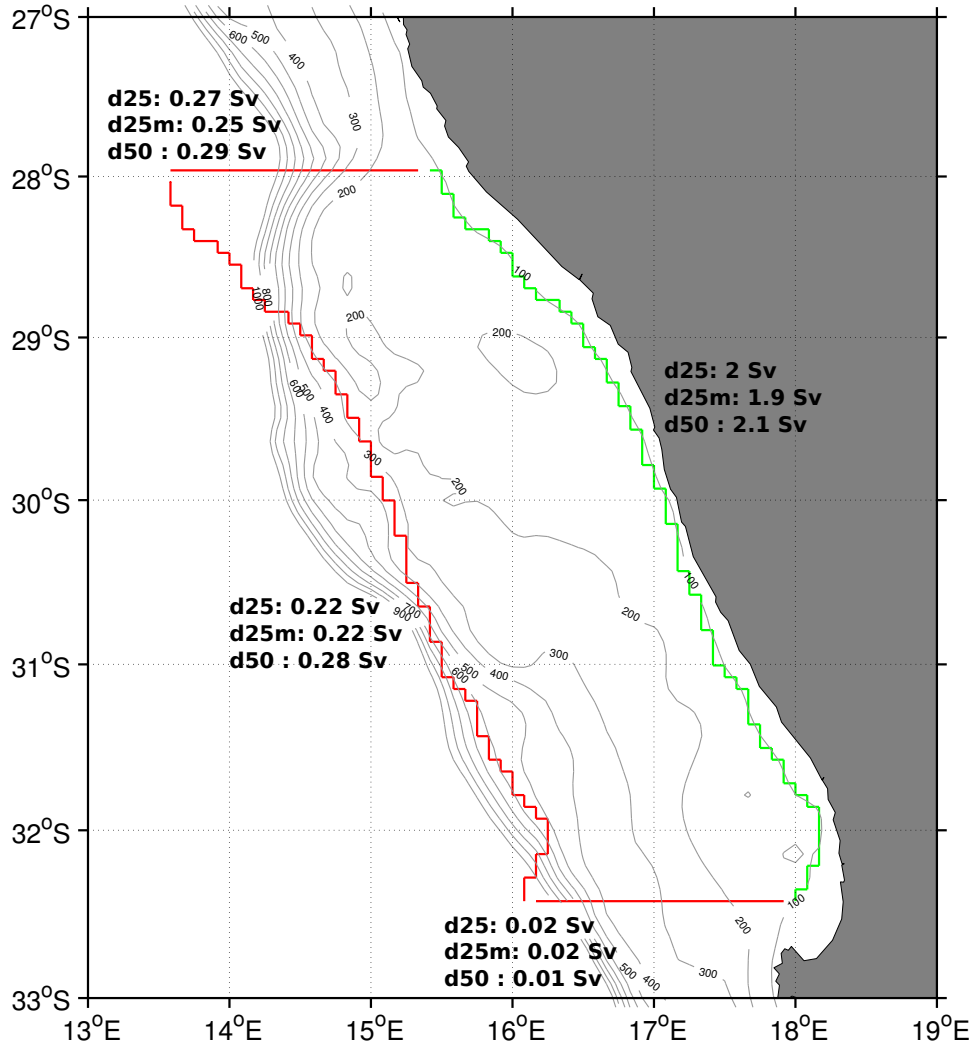


FIGURE 5.6 – Sections définies pour l’expérience lagrangienne quantitative. La section verte est la section de départ des particules à la verticale de l’isobathe 100 m. Les sections rouges Nord, Sud et Ouest sont les autres sections où les particules sont interceptées. Les sections Nord et Sud délimitent en latitude le sous-système du Benguela Sud. La section Ouest est à une distance de $\approx 300\text{km}$ de la section de départ des particules.

les sections Nord et Ouest. Les deux processus physiques à l’origine de ce résultat sont le courant géostrophique de surface dû au gradient de densité (cf. section 5.4) pour la transmission vers la section Nord et le transport d’Ekman des eaux de surface pour la

section "Large". Ce calcul confirme que le vent QS50 induit un transport plus important des masses d'eau superficielles dans la direction perpendiculaire au plateau (cf. aussi Fig. 5.7) ; la dynamique verticale est donc plus intense, la SST côtière plus froide (section 5.2) et donc le jet côtier océanique plus marqué. En effet, le transport total depuis la section initiale jusqu'à la section Nord est également plus important dans d25 ($0.27Sv$) que dans d25m ($0.25Sv$). Ce résultat est directement lié à l'amplitude moyenne des vents à la côte, favorables à l'upwelling durant les premiers jours de l'expérience lagrangienne, avec par ordre décroissant QS50, QS25 puis QS25m. Ce transport de masse d'eau se fait principalement en surface (28 m de profondeur pour les trois simulations à l'arrivée sur la section Nord).

Les particules soumises à l'upwelling participent peu au sous-courant vers le pôle que l'on rencontre en profondeur. On a vu que ce courant de grande échelle était sensible au rotationnel du vent à la côte (cf. section 5.4). Ici, une quantification du transport connectant les sections Sud et Nord aurait été plus appropriée pour interpréter ce courant de grande échelle, même si le transport depuis la section d'origine jusqu'à la section Sud est bien plus important dans d25 et d25m comparé à d50.

Le transport dans la direction transverse au plateau continental (expliqué par les particules atteignant la section Ouest) est plus fort dans la simulation forcée par QS50 ($0.28Sv$) que dans les simulations d25 et d25m qui présentent un transport côte-large sensiblement équivalent ($0.22Sv$) (cf. Tableau 5.4). La Figure 5.7 montre les fonctions de courant associées aux transports des simulations d50 (a), d25 (b) et d25m (c). Elles sont principalement orientées vers le Nord-Ouest et apparaissent sensibles à une activité tourbillonnaire importante (Fig. 5.7). Ce résultat n'est pas surprenant car ces particules sont à la fois advectées par le transport d'Ekman (perpendiculairement à la côte) et par le jet côtier (vers le Nord). Au cours de leurs trajets, les particules sont capturées par les nombreux tourbillons formés sur le plateau. Bien que la Figure 5.7 montre les différences

5.3. Sensibilité de la dynamique du système du Benguela aux fines échelles spatiales et temporelles du forçage atmosphérique 117

d'intensité des courants entre les simulations, les veines principales sont positionnées de manière équivalente. Ce résultat suggère que les cellules principales de l'upwelling côtier du Benguela Sud sont localisées aux mêmes endroits dans les simulations forcées avec QS50 et QS25. Les différences entre le transport côte-large et les fonctions de courant des simulations d25 et d25m sont minimales. La configuration de l'expérience lagrangienne présentée ici ne permet pas de mettre en avant une sensibilité de l'export vers le large au profil du vent à la côte, bien que le jet côtier océanique soit plus actif dans la simulation d25 (Tableau 5.4). Ce résultat demande une attention particulière et sera discuté dans la section 5.5 de ce chapitre.

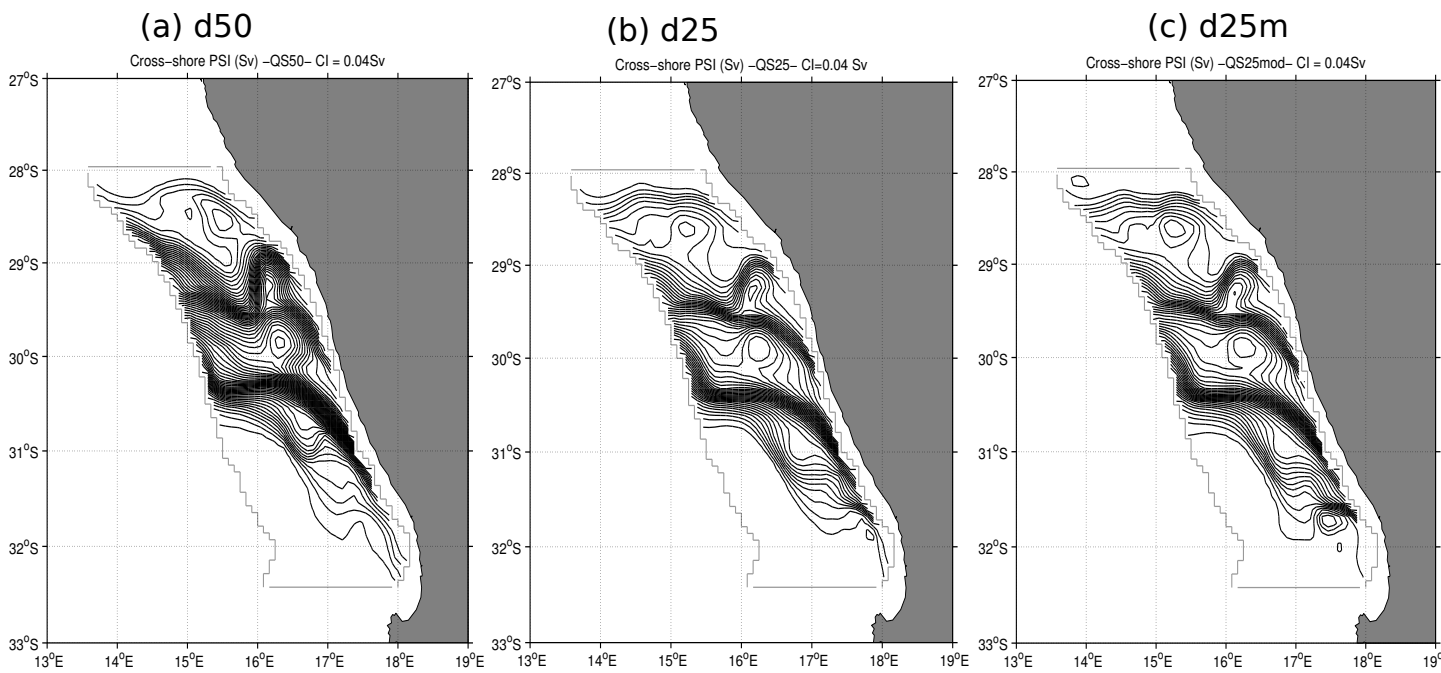


FIGURE 5.7 – Fonctions de courant correspondant au transport réalisé depuis la côte dans la direction transverse au plateau continental pour les simulations d50 (a), d25 (b) et d25m (c). L'intervalle de contour vaut $0.04Sv$.

5.3.2 Sensibilité de la dynamique verticale au profil zonal du vent à la côte

Dans le chapitre 3, nous avons étudié la sensibilité de la SST au profil du vent à la côte (section 4 du papier). Pour rappel, nous avons pu montrer que la SST répond en général rapidement au changement du profil ; les anomalies de température positives (négatives) coïncident avec des anomalies négatives (positives) de rotationnel de la tension du vent. Ainsi, nous avons pu discuter du déséquilibre entre les processus de divergence du transport d’Ekman et du pompage d’Ekman. On se propose dans cette section de compléter et de vérifier ce résultat en ciblant certains aspects dynamiques. On analyse la réponse immédiate (au bout d’un jour d’intégration) de la dynamique du modèle à l’introduction d’un *drop-off* en partant de conditions initiales identiques. Pour cela, on analyse les simulations d25 et d25m qui ont été réalisées à partir d’une même condition initiale. Dans cette partie, l’anomalie d’une variable X , notée ΔX , fera donc référence à $\Delta X = X(d25m) - X(d25)$.

La Figure 5.8 présente les anomalies du rotationnel de la tension du vent en rouge ($\Delta rot(\tau)$) et de la SST en bleu (ΔSST), normalisées et intégrées sur l’extension de la *blind zone* satellite. L’anomalie des vitesses verticales intégrées sur l’extension de la *blind zone* et moyennées sur la profondeur de la cellule d’upwelling (*i.e.*, jusqu’à la profondeur où la vitesse verticale change de signe) est représentée en noir ($\Delta \bar{w}$). Ici, l’extension spatiale des corrections apportées au produit QS25 (*i.e.*, la *blind zone* satellite) est assimilée à l’extension du *drop-off*. L’anomalie des vitesses verticales est bien anti-corrélée avec $\Delta rot(\tau)$ et corrélée avec ΔSST . La vitesse verticale moyennée sur la profondeur de la cellule d’upwelling rend compte des effets cumulés du pompage d’Ekman et de la divergence du transport d’Ekman. Une anomalie non nulle de vitesse verticale indique donc un déséquilibre entre les deux processus d’upwelling. Plus précisément, la diminution de

la composante de la tension du vent parallèle à la côte réduit les vitesses verticales de façon plus importante que l'augmentation du rotationnel cyclonique ne les amplifie. La Figure 5.8 suggère cependant que ce mécanisme n'est pas systématique. En effet, localement, les anomalies de SST peuvent être petites devant l'anomalie du rotationnel de la tension du vent ou de la vitesse verticale (*e.g.*, la bande de latitude autour de $26^{\circ}S$, Fig. 5.8, ou Fig. 16 de la section 3.2).

On cherche à trouver une relation dynamique pour relier la tension du vent et la vitesse

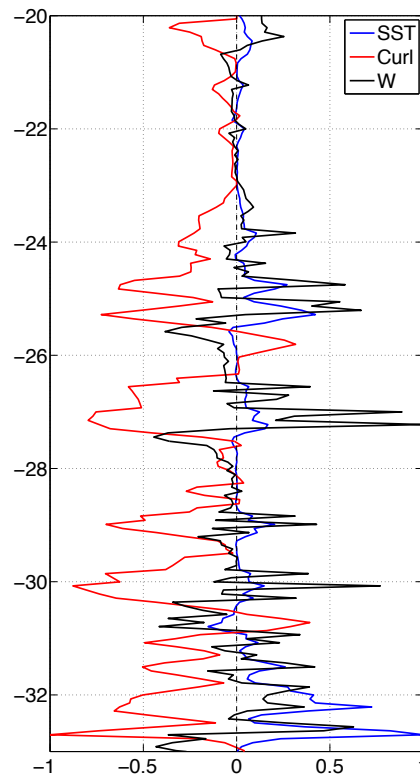


FIGURE 5.8 – Anomalie normalisée du rotationnel de la tension du vent appliquée au 1er janvier 2005 (en rouge), de la réponse en SST (bleu) et de la vitesse verticale moyennée sur la profondeur de la cellule d'upwelling (noir). Les anomalies sont intégrées sur toute l'extension zonale du supposé *drop-off*. Les valeurs réelles des anomalies du rotationnel de la tension du vent et de la SST sont présentées sur la Figure 16 de la section 3.2.

verticale. Pour cela, on commence par écarter les latitudes pour lesquelles aucun upwelling n'est identifié à la côte dans les deux simulations d25 et d25m (*i.e.*, où les vitesses

verticales moyennées sur la profondeur sont négatives). La Figure 5.9 montre le diagramme de dispersion des anomalies de \bar{w} en fonction des anomalies de la composante de la tension du vent parallèle à la côte ($\Delta\tau^{along}$) aux latitudes pour lesquelles un upwelling est effectif dans les deux simulations ($> 90\%$ des cas le long des côtes du domaine). Les points sont colorés en fonction de l’anomalie de SST. Le rouge correspond aux anomalies supérieures à $0.1^\circ C$, le bleu aux anomalies inférieures à $-0.1^\circ C$ et le noir aux anomalies comprises entre $0.1^\circ C$ et $-0.1^\circ C$. Les seuils ont été choisis de façon subjective à partir de la Figure 16-c de la section 3.2. Les anomalies de la tension du vent et les anomalies des vitesses verticales sont fortement corrélées ($\rho = 0.68$) et varient globalement linéairement (Fig. 5.9). Les latitudes où les anomalies importantes de SST sont positives (négatives) sont très fréquemment associées à des anomalies négatives (positives) de la vitesse verticale et de la composante de la tension du vent parallèle à la côte. La dynamique verticale se montre donc sensible au profil du vent à la côte, et la réponse océanique est immédiate (la vérification est faite ici au bout d’un jour d’intégration du modèle). Cependant une anomalie forte de la tension *alongshore* du vent ne correspond pas toujours à une réponse dynamique et thermique ; c’est le cas par exemple du point noir entouré sur la Figure 5.9 (et situé vers $29^\circ S$). À cette latitude, les effets d’augmentation du pompage d’Ekman compensent la diminution de l’upwelling dû à la divergence du transport d’Ekman. En théorie, cet équilibre est satisfait pour des longueurs caractéristiques de l’upwelling côtier (L_{CU}) et de la zone de *drop-off* ($L_{drop-off}$) du même ordre de grandeur [Marchesiello et Estrade, 2009] (cf. section 1.2.3).

Afin de vérifier cette hypothèse dans notre zone d’étude, on se propose de détailler les caractéristiques du forçage appliqué et de la réponse thermodynamique de l’océan pour deux situations opposées. La première montre une réponse dynamique importante au profil de la tension du vent à la côte (exemple (a), point rouge entouré sur la Fig. 5.9, situé

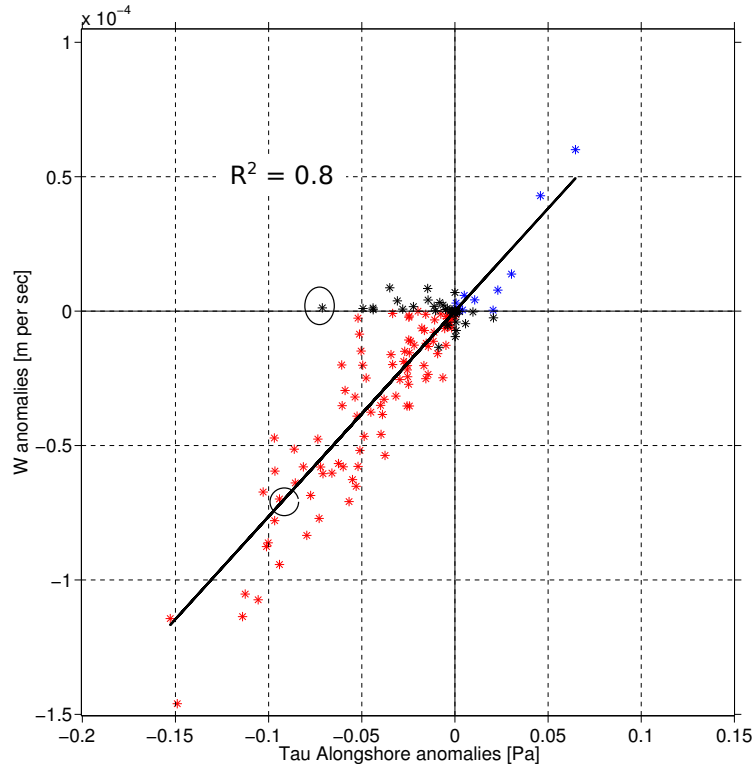


FIGURE 5.9 – Diagramme de dispersion des anomalies de la vitesse verticale moyennée sur la profondeur de la cellule d’upwelling en fonction des anomalies de la composante de la tension du vent parallèle à la côte, pour les latitudes où l’upwelling côtier est effectif. Les points sont colorés en fonction de l’anomalie de SST. Le rouge correspond aux anomalies supérieures à $0.1^{\circ}C$, le bleu aux anomalies inférieures à $-0.1^{\circ}C$ et le noir aux anomalies comprises entre $0.1^{\circ}C$ et $-0.1^{\circ}C$. Les seuils ont été choisis de façon subjective à partir de la Figure 16-c de la section 3.2.

vers $27^{\circ}S$), alors que la deuxième semble insensible aux variations de la tension du vent (exemple (b), point noir entouré sur la Fig. 5.9, situé vers $29^{\circ}S$). L’échelle caractéristique du *drop-off* est ici l’extension zonale où $\Delta\tau^{along} \neq 0$. Pour appréhender l’extension *cross-shore* de l’upwelling côtier, en chaque point de grille d’une latitude donnée on calcule le rapport entre la vitesse verticale locale (moyennée sur la profondeur de la cellule) et la vitesse moyenne du premier point de grille à la côte (supposée maximale pour un upwelling côtier). Ce rapport vaut donc 1 pour le premier point de grille et diminue en s’éloignant de la côte. Il est donné pour la simulation d25 sur la Figure 5.9 mais il a été vérifié que le calcul avec la simulation d25m donne les mêmes résultats.

Chapitre 5. Sensibilité de la dynamique des systèmes d'upwelling de bord
 122 Est aux fines échelles spatiales atmosphériques : approche numérique

Les panneaux du haut de la Figure 5.10 représentent l'anomalie ($d25m - d25$) de la

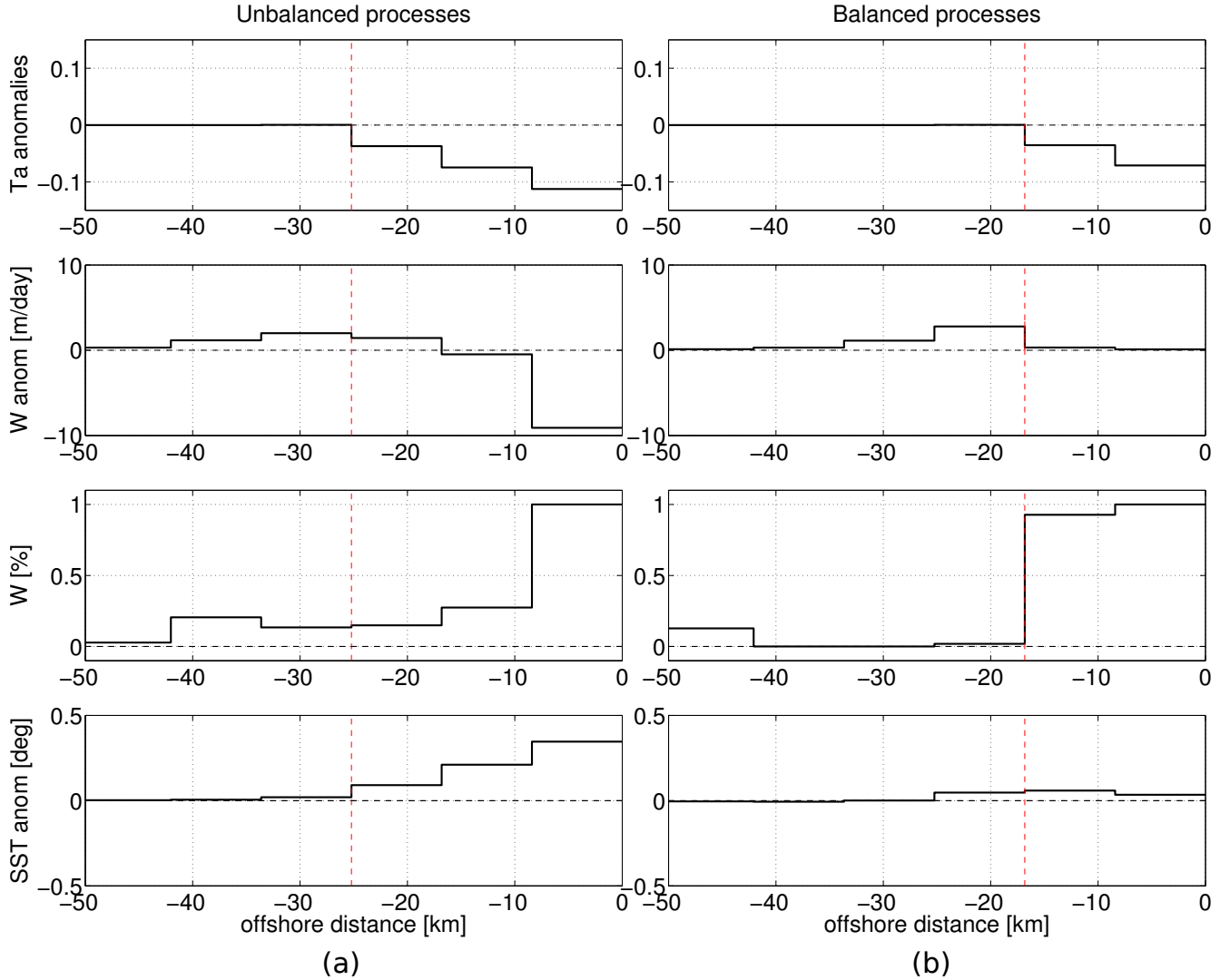


FIGURE 5.10 – De haut en bas : anomalie ($d25m - d25$) de la composante de la tension du vent parallèle à la côte, anomalie de la vitesse verticale moyennée sur la profondeur de la cellule d'upwelling, moyenne sur la profondeur de la cellule d'upwelling de la vitesse verticale de la simulation $d25$ exprimée en pourcentage de la vitesse moyenne modélisée au premier point à la côte et anomalie de SST. Toutes les quantités sont tracées en fonction de la distance à la côte. Le trait vertical en pointillé représente l'extension zonale de la correction apportée au produit QS25 pour forcer la simulation $d25m$. La colonne de gauche (droite) donne les résultats pour le point rouge (noir) encadré sur la Figure 5.9.

composante de la tension du vent parallèle à la côte en fonction de la distance à la côte. L'extension zonale du *drop-off* est de 3 points de grille ($\approx 25km$) pour l'exemple (a) et de 2 points de grille ($\approx 16km$) pour l'exemple (b). Les vitesses de l'upwelling

(deuxième ligne de la Fig. 5.10) sont considérablement diminuées pour l'exemple (a) (perte de $10m.d^{-1}$ de vitesse verticale sur le premier point 'océan') alors qu'elles sont inchangées sur toute l'extension du *drop-off* pour l'exemple (b). La valeur relative des vitesses verticales (au regard de la valeur à la côte) est donnée sur la troisième ligne de la Figure 5.10. Pour l'exemple (a), les vitesses verticales de l'upwelling côtier sont confinées au premier point de grille. En revanche, pour l'exemple (b), des vitesses verticales du même ordre de grandeur sont observées sur toute l'étendue du *drop-off* (symbolisé par la ligne pointillée verticale). Les anomalies de SST complètent la Figure 5.10 (dernière ligne). Elles sont plus importantes et étendues dans l'exemple (a). La colonne de gauche de la Figure 5.10 montre ainsi un exemple pour lequel il y a un déséquilibre entre la diminution du transport d'Ekman et l'augmentation du pompage d'Ekman. Les vitesses verticales dans la simulation d25m (avec *drop-off*) sont donc moins fortes, l'upwelling moins efficace et la SST plus chaude. Cette situation correspond à une échelle caractéristique de l'upwelling côtier ($L_{CU} = 1\Delta x$) plus courte que l'étendue du *drop-off* ($L_{drop-off} = 3\Delta x$). En revanche, l'exemple (b) montre une situation pour laquelle $L_{drop-off} = L_{CU} = 2\Delta x$. Dans ce cas, la compensation des deux effets est vérifiée sur les vitesses verticales et sur la SST (Fig. 5.10-b).

On a vu que l'échelle caractéristique de l'upwelling côtier L_{CU} dépend notamment de la morphologie du plateau continental (cf. section 1.1.1). Les exemples de la Figure 5.10 semblent en accord avec les travaux de *Estrade et al.* [2008], car le plateau continental est étroit dans l'exemple (a) (vers $27^\circ S$, isobathe $200m$ rencontrée à $\approx 50km$ de la côte) alors qu'il est plus large dans l'exemple (b) (vers $29^\circ S$, isobathe $200m$ rencontrée à $\approx 200km$ de la côte). Ce résultat n'a cependant pas pu être vérifié systématiquement. La première limite est le nombre insuffisant de cas où les effets s'équilibrent pour une interprétation statistique. La deuxième est la configuration du modèle dont la topographie n'a pas été finement ajustée à la côte. Le paramètre de la profondeur minimale dans le modèle (h_{min} ,

voir annexe A) pourrait avoir une influence importante sur ce type d’étude.

5.3.3 Statistiques des simulations pluriannuelles et sensibilité de la résolution du forçage à la formation des tourbillons

Dans cette section, nous comparons statistiquement les simulations pluriannuelles d25p et d50p. Pour qualifier le champ tourbillonnaire sur le plateau du Benguela, nous avons détecté et suivi les tourbillons formés sur le plateau sur la période 2004-2008 dans les simulations pluriannuelles d25p et d50p forcées par les champs quotidiens QS25 et QS50. Le nombre, le rayon et la vorticité moyenne au centre des tourbillons sont donnés dans le Tableau 5.5.

Type	Paramètres	d25p	d50p
Anticyclone	Nombre	722	760 (+5%)
	Rayon (km)	35.4	33.5 (-2%)
	$\bar{\zeta}^{centre} (10^{-6}s^{-1})$	2.98	3.35 (+12%)
Cyclone	Nombre	904	941 (+4%)
	Rayon (km)	38.9	38.4 (-1%)
	$\bar{\zeta}^{centre} (10^{-6}s^{-1})$	-8.20	-9.14 (+10%)

TABLE 5.5 – Statistiques des tourbillons détectés dans les simulations d25p et d50p.

La simulation d50p présente un plus grand nombre de tourbillons. Sur les cinq années de simulation, 5% (4%) de plus d’anticyclones (de cyclones) sont créés sur le plateau du Benguela par rapport à d25p. Dans la section 5.3.1.3, nous avons vu que la différence d’EKE en moyenne sur le plateau et sur l’année 2005 était de l’ordre de 20% entre d50 et d25. Pour une simulation pluriannuelle, ce résultat est vérifié (+17% d’EKE dans d50p par rapport à d25p) mais ne reflète pas la faible différence du nombre de tourbillons formés ; ceci suggère que le contenu énergétique d’un tourbillon caractéristique de chacune des deux simulations diffère. En effet, même si le rayon moyen des tourbillons est sensiblement équivalent, la vorticité moyenne est nettement plus grande ($\mathcal{O}(+10\%)$) au centre

des tourbillons d50p. La différence significative sur ce paramètre semble montrer que les tourbillons induits par la circulation forcée par le vent QS50 sont plus énergétiques, même si, en toute rigueur, l'intensité d'un vortex doit être définie par l'intégrale de la vortacité sur l'aire de la structure [Carton, 2001], et non par la vortacité moyenne en son centre.

5.4 Sensibilité à la résolution temporelle : apport des échelles synoptiques atmosphériques du vent et des flux de chaleur

Pour quantifier l'impact de la résolution journalière du forçage atmosphérique, la Figure 5.11-a présente, en fonction de la distance à la côte pour les simulations c25, c50, d25 et d50, l'écart type calculé sur la période janvier-février de la SST moyennée en latitude dans un voisinage de $29^{\circ}S$. Les lignes pleines représentent les moyennes de 3 réalisations des simulations et l'amplitude maximale de l'écart par rapport à ces moyennes est indiquée par les zones colorées. La Figure 5.11-b présente le même résultat mais compare df25 à la moyenne de 3 réalisations de d25.

Les comparaisons de d25/c25 et d50/c50 montrent la différence de variabilité de la SST selon la résolution temporelle du forçage par la tension du vent. Cette différence est notamment très nette au voisinage immédiat de la côte ($\approx 30km$). Elle reste importante sur toute la bande côtière ($\mathcal{O}(200km)$) et semble s'atténuer plus au large. Ce résultat fait écho aux études antérieures menées sur la variance de SST sur le plateau du Benguela [Blanke *et al.*, 2002; 2005]. Le signal synoptique du vent affecte significativement la variabilité de la SST près de la côte, et dans une moindre mesure sur l'extension du plateau continental. Les comparaisons d25/d50 et c25/c50 confirment les conclusions de

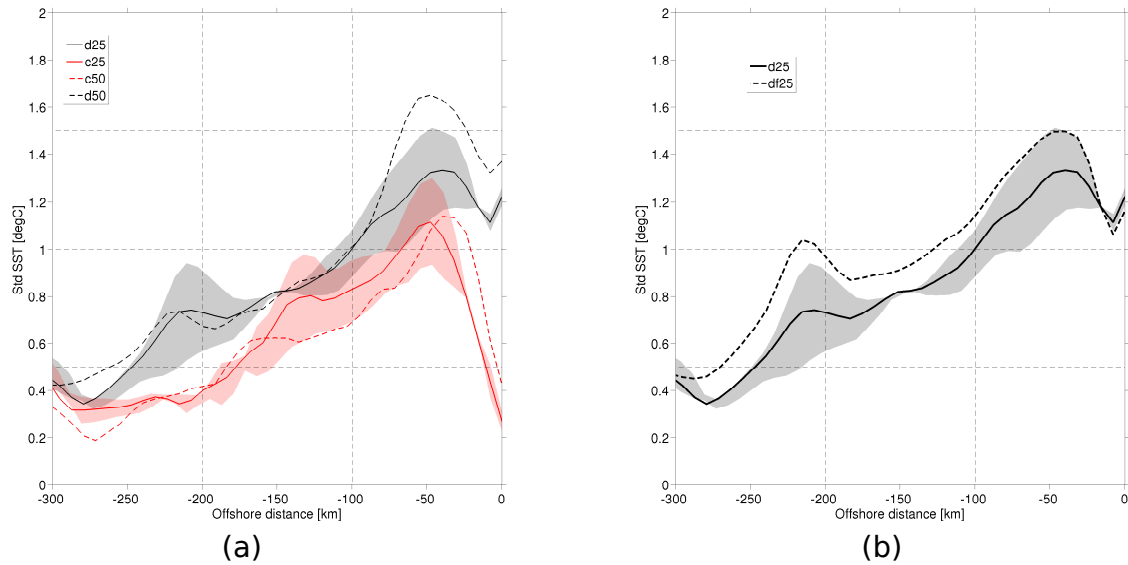


FIGURE 5.11 – Écart type calculé sur la période janvier-février de la SST moyennée en latitude dans un voisinage de $29^{\circ}S$. Les lignes pleines rouge et noire représentent les moyennes respectives de 3 réalisations des simulations c25 et d25. Les zones colorées correspondent à l'écart maximal de ces 3 réalisations par rapport à ces moyennes. (a) La courbe noire en pointillé montre les résultats de d50 et la courbe rouge en pointillé ceux de c50. Elles sont comparées à la moyenne de trois réalisations de d25 et c25. (b) La courbe noire en pointillé montre les résultats de df25 et est comparée à la moyenne de trois réalisations de d25.

la section 5.2 : les fines échelles de variabilité spatiale à la côte ont tendance à réduire la variabilité de la SST dans la bande côtière. Ce résultat est amplifié par l'apport d'une résolution journalière dans le forçage par la tension de vent. En effet, la différence d'écart type de la SST entre c25 et c50 est plus petite qu'entre d25 et d50.

Le contraste en variabilité de SST entre df25 et la moyenne des réalisations d25 est plus faible à la côte que plus au large. Dans le domaine côtier, en effet, l'écart type de df25 est dans la gamme des différentes reproductions de la variabilité de la SST de d25. L'importante variabilité présente dans la bande proche côtière ($0 - 50km$), là où l'impact de la synopticit  du vent est le plus important (Fig. 5.11-a), est très peu sensible à l'affinement de la résolution spatiale et temporelle d'un bilan net. On montre ainsi la prédominance du forçage par le vent dans la variabilité de la SST à la côte. Au large, par opposition, le bilan net de chaleur journalier semble enrichir la variabilité. Un diagnostic parallèle

montre que les biais moyens en SST entre df25 et d25 sont importants au large ($+2^{\circ}C$) et faibles à la côte. La radiation solaire par les courtes longueurs d'onde semble à l'origine de cette anomalie à la sortie du plateau. La part relative des radiations solaires est en effet la plus importante dans le bilan net de chaleur. Une faible anomalie entre le flux journalier et le flux climatologique peut entraîner un réchauffement conséquent.

5.5 Éléments de discussion

Dans ce chapitre, nous avons analysé les effets de la variabilité à fine échelle de l'atmosphère sur la dynamique du système du Benguela au moyen de tests de sensibilité numériques. En partant de conditions initiales identiques, nous avons pu étudier la réponse océanique à des forçages atmosphériques dont un seul paramètre diffère.

Nous avons évalué la sensibilité de la SST au forçage par la tension de vent : plus le vent à la côte est fort, plus la SST est froide et admet une variabilité importante. Ce résultat semble néanmoins sensible à la résolution temporelle du forçage par le vent. On a montré que la différence de variabilité entre les simulations forcées avec des vents journaliers est plus significative qu'avec des vents climatologiques, spécialement dans les premiers kilomètres à la côte. La réponse thermodynamique de l'océan est donc contrôlée par les effets combinés des échelles spatiales et temporelles de la tension du vent.

Toute la structure verticale de l'upwelling est affectée par un changement de la tension de vent. On a notamment vu que plus le vent est important dans la bande côtière, plus le gradient de densité côte-large est marqué. Le courant de surface qui en résulte est alors accéléré et confiné dans les premiers mètres de la colonne d'eau. Le rotationnel cyclonique à la côte, plus fort dans les simulations d25 et d25m, a tendance à décaler le courant de surface vers le large et à l'approfondir (cf. section 5.4). On a également confirmé que les variations à fine échelle du vent dans la bande côtière ont un impact significatif sur

les systèmes d’upwelling [*Capet et al., 2008b*]. Plus précisément, les irrégularités topographiques modulent le vent côtier et conduisent au décollement du jet océanique loin de la côte [*Castelao et Barth, 2007*]. De plus, nous avons vu que la réponse océanique au *drop-off* atmosphérique est contrastée selon la morphologie du plateau et l’extension *cross-shore* de l’anomalie de la tension du vent appliquée. Pour des échelles caractéristiques de l’upwelling côtier et du *drop-off* équivalentes, la dynamique océanique reste inchangée. Plus précisément, l’augmentation de la composante de la vitesse verticale due au pompage d’Ekman compense la diminution de la vitesse due à la divergence du transport d’Ekman. L’anomalie de vitesse verticale entre les simulations d25m et d25 est alors quasiment nulle. Cette configuration est cependant rarement rencontrée car l’échelle du *drop-off* que nous avons imposée (équivalente à la *blind zone* du produit QS25) est généralement plus importante que l’échelle caractéristique de l’upwelling côtier du Benguela, notamment contrôlée par la morphologie du plateau continental. Les paramètres de la configuration numérique, comme la topographie (basée sur ETOPO2 à 2’ de résolution dans notre cas, cf. annexe A), la profondeur minimale ($h_{min} = 75m$) et la résolution horizontale ($1/12^\circ$), sont vraisemblablement cruciaux pour l’évaluation fine d’une telle échelle. Le sous-courant se montre également sensible aux fines échelles du vent dans la bande côtière. Le rotationnel anticyclonique de grande échelle semble forcer un sous-courant plus fort et plus proche de la surface; ce résultat a été mis en avant par des analyses eulériennes et lagrangiennes.

La part relative de l’énergie tourbillonnaire dans l’énergie cinétique totale est équivalente entre toutes les simulations (environ 30%). Ce résultat suggère que la génération d’EKE provient plus de la variabilité interne du système que des fines échelles du forçage appliqué en surface. On a également vu que les composantes géo- et agéostrophique composent l’EKE dans les mêmes proportions quel que soit le produit utilisé pour la

tension du vent (parts relatives de 60 et 40% en moyenne annuelle sur le plateau). Un bilan complet d'énergie de type *Hughes et Wilson* [2008] serait précieux pour séparer les contributions moyenne et turbulente de l'atmosphère ($\bar{\tau}$ et τ') à l'énergie cinétique moyenne ($\bar{\mathbf{u}}$) et tourbillonnaire (\mathbf{u}') de l'océan. En pratique, il s'agit de quantifier les quatre chemins privilégiés de la transmission de quantité de mouvement de l'atmosphère à l'océan : la contribution du vent moyen à l'état moyen océanique ($\bar{\tau} \cdot \bar{\mathbf{u}}$), la contribution du vent moyen à la méso-échelle océanique ($\bar{\tau} \cdot \mathbf{u}'$) et les contributions des fluctuations du vent à l'état moyen et à l'EKE océanique ($\tau' \cdot \bar{\mathbf{u}}$ et $\tau' \cdot \mathbf{u}'$). Comme les sources d'énergie tourbillonnaire océanique sont différenciées entre la côte et la lisière du plateau [*Marchesiello et al.*, 2003], une attention particulière est demandée dans la bande proche côtière où les instabilités barocline et barotrope des courants moyens sont l'origine principale de l'EKE.

La subméso-échelle peut également jouer un rôle important sur toute la verticale des premiers kilomètres océaniques [*Capet et al.*, 2008b] où la résolution horizontale du modèle pourrait être déterminante pour la représentation des processus dynamiques. La configuration *eddy resolving* au $1/12^\circ$ choisie pour cette étude reste un compromis entre les coûts numériques et la résolution de la méso-échelle océanique caractérisée par les méandres du front de SST et de nombreux tourbillons. Des simulations pluriannuelles ont été effectuées pour une étude statistique fiable du nombre de ces structures formées sur le plateau continental du Benguela. La simulation forcée par QS50 montre une augmentation de $\approx 5\%$ du nombre de tourbillons formés entre la côte et la lisière du plateau par rapport à d25p. La faible différence des nombres de tourbillons entre les simulations d25p et d50p est contrastée par une vorticité moyenne au centre des structures beaucoup plus importante dans d50p. Ce résultat suggère une circulation de méso-échelle plus intense dans d50p et est vérifié par un niveau d'EKE moyen plus élevé (+17%). Ces tourbillons, provenant des instabilités de la circulation sur le plateau, participent activement au transport de pro-

priétés physiques et biogéochimiques entre l’océan côtier et l’océan hauturier. Nous avons vu en effet que l’export vers le large des particules, caractérisé par un trajet complexe, est nettement plus grand dans d50, en comparaison à d25 ou d25m. Par contre, peu de différences ont été mises en évidence entre d25 et d25m dans le transport côte-large des particules. Le profil du vent à la côte ne semble donc pas essentiel pour contraindre le transfert entre les sections de contrôle que nous avons choisies. Plusieurs analyses seront nécessaires pour confirmer ou infirmer ce résultat. On peut par exemple définir une section de départ pour les particules qui inclut systématiquement la zone de *drop-off* prescrite pour le vent. De plus, puisque l’anomalie de la tension du vent à la côte entre d25m et d25 ne correspond pas toujours - par construction - à une réduction d’intensité, on peut choisir d’imposer une diminution systématique et analytique du vent côtier pour mieux vérifier l’insensibilité au profil du vent à la côte du transport dans la direction transverse au talus.

Nous avons montré que la variabilité de la SST dans la zone côtière est très peu sensible à la variabilité synoptique du bilan net de chaleur. Ce résultat est en accord avec les conclusions d’une étude de sensibilité de la variance de SST à la résolution temporelle des flux de chaleur dans le système du Humboldt [Aguirre *et al.*, 2014]. Cependant, notre démarche d’analyse demande à être améliorée. En effet, nous utilisons le modèle en mode forcé, en prescrivant une tension de vent et un bilan net de chaleur qui inclut un rappel en SST (cf. section 5.3). La prescription du Q_{net} qui résulte, entre autres, d’observations à haute résolution introduites dans les flux de chaleur sensible et de chaleur latente semble inadaptée pour forcer un modèle océanique. L’organisation spatiale de ces flux repose ainsi en grande partie sur des structures de SST à fine échelle (journalière, $1/4^\circ$, cf. annexe B) que le modèle n’a pas de réelle raison de reproduire naturellement. En effet, les structures modélisées à méso- et subméso-échelle sont avant tout le résultat de la variabilité interne du modèle. La prescription abrupte de ce bilan net de chaleur est

donc hasardeuse, car rien n'assure que la dynamique des couches de surface (forcée en grande partie par les vents) est compatible avec les échanges de chaleur prescrits par un Q_{net} journalier. Par exemple, le flux imposé peut correspondre à une forte évaporation au-dessus d'une structure froide océanique, ou inversement, il peut sous-estimer le flux libéré vers l'atmosphère au niveau d'une anomalie chaude de SST. Le terme de rappel va permettre au modèle de ne pas produire de résultats aberrants numériquement, mais rien ne garantit que les résultats aient une réelle cohérence physique. Une façon plus rigoureuse de procéder serait de calculer les flux turbulents avec la même formulation que celle utilisée au LOS [Fairall et al., 2003], en utilisant les mêmes quantités atmosphériques (vent, humidité, température de l'air), mais en faisant appel à la SST du modèle plutôt qu'à la SST observée.

Conclusions et Perspectives

Sommaire

6.1 Synthèse des résultats, discussion et conclusion	133
6.2 Perspectives	142
6.2.1 Imagerie SAR : vers une mesure statistique du <i>drop-off</i> et la quantification des interactions entre les courants de surface et le vent	142
6.2.2 Modélisation forcée et couplée dans les systèmes d'upwelling et interactions océan-atmosphère	146
6.2.3 Les upwellings dans le contexte du changement climatique	149

Ce chapitre rappelle les grandes lignes du contexte scientifique de notre étude et résume nos principaux résultats. Nous reprenons ainsi quelques éléments discutés dans les sections précédentes du manuscrit et nous nous attachons à replacer ces points forts dans un cadre thématique plus général. Enfin, des perspectives qui s'inscrivent dans une logique de continuité ou de complémentarité sont proposées.

6.1 Synthèse des résultats, discussion et conclusion

Au cours de cette thèse, nous nous sommes intéressés à la dynamique océanique induite par les échelles spatiales et temporelles de l'atmosphère, et du vent en particulier, dans les régions d'upwelling du Benguela et des Canaries. Ces régions sont soumises au vent

local ou régional, soufflant parallèlement à la côte. "Moteur" principal de la résurgence d'eau froide, ce vent est modulé par des processus dont les échelles spatio-temporelles et la nature des interactions avec l'atmosphère, l'océan et le continent environnants diffèrent. Dans ce mémoire, nous nous sommes intéressés notamment à trois gammes d'échelles atmosphériques :

(i) D'abord, le régime de vent des Alizés est contrôlé à l'échelle des bassins Atlantique Sud et Atlantique Nord par la position et l'intensité des anticyclones subtropicaux (Sainte Hélène et Açores). Ils modulent ainsi la saisonnalité de l'upwelling le long des côtes Ouest africaines. Les régions centrales des upwellings Atlantique, sous l'influence permanente des systèmes de hautes pressions atmosphériques, sont ainsi les cellules d'upwelling les plus intenses de chacun des systèmes en terme de pérennité et d'intensité (cellule de Lüderitz et cellule de Dakhla respectivement dans l'hémisphère Sud et l'hémisphère Nord). À l'échelle régionale, ou l'échelle des sous-bassins ($\mathcal{O}(1000\text{km})$), la variabilité intrasaisonnière du vent est contrôlée par le renforcement ou l'atténuation des anticyclones entraînant à la côte l'activation ou la relaxation d'événements d'upwelling.

(ii) À des échelles plus petites ($\mathcal{O}(100\text{km})$), le front caractéristique de SST entre la côte et le large façonne la structure spatiale du vent par les processus de stabilisation/déstabilisation de la colonne d'air. Le rotationnel (la divergence) du vent est directement impacté et répond linéairement à la composante du gradient de SST normale (tangentielle) à la direction du vent. La structure du vent influence les processus d'upwelling. Un vent soufflant en direction de l'équateur et parallèlement à un front de SST aura tendance à diminuer (augmenter) sur le flanc froid (chaud) de ce front de SST et la vitesse verticale due à la divergence du transport d'Ekman à la côte sera réduite. Le rotationnel cyclonique du vent ainsi induit active en retour le pompage d'Ekman sur les bords du front de SST. Les rétroactions océaniques sur les structures du vent (module et champs dérivés) sont caractérisées par une échelle temporelle allant de l'hebdomadaire

au mensuel.

(iii) Enfin, de fines échelles du vent sont couramment observées dans la zone tampon entre l’océan et le continent. L’échelle spatiale caractéristique du *drop-off* ($\mathcal{O}(10\text{km})$) dépend notamment de l’orographie, de la rugosité de surface du continent adjacent et potentiellement des vents environnants (*e.g.* les jets côtiers atmosphériques). La variabilité spatiale et temporelle de l’étendue de ces zones a été peu étudiée; en revanche, la littérature fait état de l’impact important d’une telle réduction de l’amplitude du vent sur toute la structure verticale des upwellings côtiers [*Capet et al., 2004, Renault et al., 2012*].

Nous avons proposé une approche complémentaire pour l’étude des systèmes de bord Est Atlantique. Il s’agit d’analyser et exploiter un système cohérent et multiparamètre d’observations satellite de surface, avec pour objectif de développer des produits de forçage adaptés à la modélisation physique des systèmes d’upwelling. On s’intéresse plus particulièrement aux mécanismes affectant les régions d’upwelling, en caractérisant la dynamique et les échelles de chacun des produits utilisés, puis en évaluant la sensibilité des processus océaniques à la représentation du forçage atmosphérique dans un modèle de circulation océanique. L’utilisation de ce modèle est simplifiée par la mise en place d’outils de pré- et post-traitement que nous avons adaptés pour une série de tests de sensibilité.

Après avoir rappelé les principes de la mesure par diffusionométrie, présenté les méthodes de restitution des champs sur une grille régulière en temps et en espace et détaillé les produits utilisés (chapitre 2), nous avons donc caractérisé les échelles spatiales de variabilité des produits satellite que nous avons à notre disposition. Dans un premier temps, il s’agit de déterminer les échelles spatiales effectives de chacun des produits de

vent (chapitre 3). Pour cela, on définit une échelle de décorrélation spatiale assimilée ici à l'échelle de variabilité. En pratique, on calcule le coefficient de corrélation entre une série temporelle d'un point de référence et la moyenne des séries temporelles des points Nord, Sud, Est et Ouest progressivement éloignés de ce point de référence. Un seuil de corrélation a été choisi ($\rho = 0.95$) et la distance à partir de laquelle ce seuil est atteint est considérée comme l'échelle de variabilité du vent. Cette échelle rend compte à la fois de la variabilité spatiale que le produit est capable de retranscrire, mais traduit aussi une réalité géophysique de la structure spatiale du vent. En comparaison avec des méthodes spectrales plus classiques, cette méthode différencie géographiquement les plus fines échelles de variabilité présentes. Ainsi, on peut mettre en évidence que, durant la saison d'upwelling et au large, le couloir privilégié du passage des Alizés est caractérisé par une échelle spatiale des vents de l'ordre de $300km$ pour chacun des produits (QS50, QS25, AS25 et réanalyse ECMWF). Plus près des côtes, là où de nombreuses interactions océan-atmosphère-continent coexistent, l'échelle de décorrélation est fortement diminuée et la disparité entre les produits est plus importante. Le produit QS25 montre les plus fines échelles de variabilité spatiale dans la bande côtière ($\mathcal{O}(75km)$) et semble donc le produit le plus adapté pour décrire les structures synoptiques du vent liées aux événements d'upwelling, puis étudier les processus physiques à même de générer cette variabilité spatiale. Nous avons pu analyser les structures atmosphériques liées à des événements d'upwelling de l'ordre de quelques jours. Sur la base de la détection d'une anomalie de SST dont l'extension zonale et méridienne est semblable aux échelles effectives du produit QS25 (*i.e.*, $\approx 75km$), les événements définis persistent entre 3 et 7 jours. Nous avons décrit les mécanismes responsables de la variabilité à court terme de la SST, notamment la variabilité de la composante du vent parallèle à la côte et du rotationnel cyclonique du vent, en construisant des images composites des conditions atmosphériques (vents et flux de chaleur) durant ces événements. Ces derniers s'avèrent fortement liés à d'importants

coups de vent affectant l'ensemble des sous-systèmes Nord et Sud des Canaries ou du Benguela. Ces jets côtiers atmosphériques, asynchrones entre les sous-bassins de chaque système, confirment l'hypothèse d'un forçage distant par le positionnement zonal et méridien et l'intensité des centres d'action représentés par l'anticyclone de Sainte Hélène et l'anticyclone des Açores. Le fort rotationnel cyclonique (favorable à un upwelling) détecté pendant les événements marqués en SST souligne les effets cumulés du pompage et du transport d'Ekman. Enfin, en introduisant une stratification réaliste, on vérifie qualitativement que les accélérations typiques du vent de surface à l'origine de tels événements peuvent entraîner un refroidissement du même ordre de grandeur par mélange vertical turbulent. En fin de compte, cette étude montre que les événements froids à la côte sont induits par la combinaison d'un forçage distant de grande échelle (variabilité des cellules de hautes pressions), d'un forçage à l'échelle d'un sous-système (jet côtier) et d'un forçage local (rotationnel et mélange turbulent).

À la lumière de ces éléments qualitatifs (description synoptique des conditions atmosphériques) et quantitatifs (échelles spatiales effectives des produits), les processus physiques affectant le vent dans la bande côtière semblent importants à étudier. En effet, comme le suggère la discussion du chapitre 3, les interactions océan-atmosphère sur des échelles de temps plus longues qu'un événement d'upwelling (*i.e.*, 7 jours et plus) apparaissent essentielles dans la structuration du vent et de son rotationnel. Ce mécanisme a déjà été étudié pour l'océan équatorial [*Chelton et al.*, 2001], les courants de bord Ouest [*O'Neill et al.*, 2010, *Small et al.*, 2008] et même le système d'upwelling californien [*Chelton et al.*, 2007, *Boé et al.*, 2011], mais n'est pas encore complètement compris ni décrit dans les régions d'upwelling de l'Atlantique. La haute résolution effective du nouveau produit QS25 (*i.e.*, $\approx 75\text{km}$ dans la bande côtière) permet une estimation plus précise du couplage air-mer, et plus particulièrement de la rétroaction de la SST sur le vent (papier

présenté dans le chapitre 4). Ce couplage est inhérent à une redistribution contrastée de la quantité de mouvement atmosphérique sur la verticale selon les anomalies spatiales de SST (cf. *Businger et Shaw [1984]*, *Chelton et al. [2004]*). On s'intéresse spécifiquement aux structures du rotationnel du vent induites par la composante normale du gradient de SST par rapport à la direction du vent. On montre notamment que l'intensité de ce processus couplé est sensible à la période d'analyse ; la saison d'upwelling apparaît comme la saison durant laquelle le couplage entre les champs dérivés de la tension de vent et de la SST est le plus actif. Nous avons ainsi pu argumenter que l'échelle temporelle de ce processus est un paramètre déterminant et que le vent doit être suffisamment homogène en direction pour ressentir les effets de la SST. De plus, la variabilité intra-annuelle de la structure de la couche limite atmosphérique, déterminée notamment par le cycle saisonnier des températures de l'air et de l'eau, module la capacité d'une même anomalie de SST à altérer la tension du vent de surface. La part relative du rotationnel dû au gradient de SST est ainsi supérieure durant la saison d'upwelling. Ce processus couplé est attendu sur toute la bande côtière où la variabilité spatiale de la SST est importante. Or, nous avons montré que la relation linéaire reliant le gradient de SST normal à la direction du vent et le rotationnel de la tension du vent est variable dans les directions parallèle et perpendiculaire à la côte. Il en est de même pour l'amplitude du rotationnel du vent imputable à la variabilité spatiale de la SST. Dans la direction *cross-shore* et en se rapprochant des côtes, la présence du continent complique les relations vent/SST et l'orographie induit un rotationnel important. Dans la direction *alongshore*, ce sont les caps et les discontinuités de la ligne de côte qui influencent fortement le vent. Dans les deux cas, la part relative du rotationnel dû aux variations de SST diminue. Ainsi, on montre que les structures et l'amplitude du rotationnel de la tension du vent dans la bande côtière (100 – 300km des côtes) sont largement induites par les structures de SST. Plus près des côtes (0 – 100km), le couplage est toujours actif mais d'autres paramètres

(morphologie de la côte et orographie) façonnent les structures et l'amplitude du rotationnel.

Au cours de cette même étude, on compare la sensibilité des tensions de vent QS50 et QS25 à cette rétroaction de la SST sur le vent. On montre que le produit QS50 est statistiquement moins lié au champ de SST que le produit QS25. De plus, les différences d'amplitude entre les deux produits sont colocalisées en temps et en espace avec les gradients de SST importants ; en d'autres termes, le produit QS50 rend moins bien compte de la rétroaction océanique. Ce résultat explique notamment les valeurs plus importantes de l'amplitude du vent QS50 par rapport à QS25 (cf. Fig. 2.3) et l'importante différence de résolution effective dans la bande côtière des deux produits QuikSCAT. Le produit QS25 résout des échelles spatiales qui sont cohérentes avec les échelles des processus thermodynamiques couplés entre le vent et la SST. Typiquement, le produit QS25 décrit des vents sensibles à la variabilité de méso-échelle du front d'upwelling (méandres et tourbillons $\mathcal{O}(100km)$).

Bien que l'échantillonnage de la mesure diffusiométrique ait été amélioré (cf. chapitre 2) et que les échelles spatiales se soient affinées entre la nouvelle (QS25) et l'ancienne (QS50) génération des produits QuikSCAT distribués par le CERSAT, le problème de la *blind zone* subsiste. Le vent calculé par le modèle ECMWF, dont les structures horizontales au large sont les plus lâches de tous les produits étudiés, montre des structures bien plus fines dans la zone tampon entre l'océan côtier et le continent (cf. chapitre 3). Ce signal est d'autant plus important que la ligne de côte est accidentée. Les incertitudes à la côte, souvent notées dans les solutions des modèles atmosphériques, restent une limite importante et le signal du *drop-off* côtier peut souffrir d'un sens physique contestable (cf. chapitres 3 et 5). Nous avons cependant choisi d'utiliser les profils zonaux de la composante méridienne des réanalyses ECMWF pour compléter les données manquantes à

la côte de la composante méridienne QS25 (cf. chapitres 3 et 5). Même si ce produit (QS25m) ne rend pas forcément compte de la réelle structure géophysique du *drop-off*, il a été utilisé pour une étude de sensibilité des processus océaniques à l'altération du profil du vent à la côte. On compare ainsi les solutions du modèle forcé par QS25m et par QS25 (faisant intervenir une extrapolation 'classique' à la côte).

Le degré de sensibilité de la dynamique océanique reproduite dans un modèle à une altération du profil du vent est une importante problématique [Capet et al., 2008b]. Nous avons vu dans les chapitres 3 et 5 que la réponse thermodynamique immédiate est affectée par l'introduction d'un *drop-off*. La différence entre les solutions du modèle forcé par QS25m et du modèle forcé par QS25 exprime la compétition entre les processus de pompage d'Ekman et de divergence du transport d'Ekman. En effet, si une atténuation du vent à la côte (QS25m) favorise le pompage d'Ekman sur toute la bande côtière où l'anomalie a été introduite, l'accélération de la composante *alongshore* du vent (QS25) privilégie un upwelling côtier plus intense. On vérifie que les deux effets se compensent pour une extension perpendiculaire à la côte du *drop-off* (L_{drop}) équivalente à l'échelle caractéristique de l'upwelling côtier (L_{CU}) [Marchesiello et Estrade, 2010]. Cette dernière est principalement modelée par la topographie, et la géométrie du plateau continental de notre configuration 'Benguela' induit un upwelling côtier dont l'échelle caractéristique est majoritairement plus courte que le *drop-off* introduit. Les deux effets dynamiques ne se compensent donc pas et la diminution de la divergence du transport d'Ekman prend le pas sur l'augmentation du pompage d'Ekman sur toute l'extension du *drop-off*. Les vitesses verticales sont ainsi réduites et la remontée moins efficace des isothermes induit une SST plus chaude, une diminution locale de la vitesse du courant vers l'équateur (via la réduction du front de densité) et une remontée du sous-courant ainsi qu'une légère augmentation de son intensité (cf. chapitre 5). Le niveau d'énergie cinétique tourbillonnaire (EKE) sur le plateau continental et le transport des masses d'eau entre la côte et le large

ne semblent pas statistiquement sensibles à un tel changement du profil du vent. Cependant, l'altération à la côte introduite sur le vent ne correspond pas systématiquement à une diminution du vent côtier et les résultats statistiques et intégrés demanderaient une confirmation en introduisant par exemple une réduction analytique et continue du vent QS25 le long des côtes.

Par comparaison au produit QS50, les plus fines échelles de vent quantifiées dans QS25 ont pour principale conséquence une diminution du vent dans la bande côtière du fait de la sensibilité au processus couplé vent-SST (cf. chapitre 4), mais aussi grâce à l'échantillonnage plus précis près des côtes (cf. chapitre 2). Le niveau moyen d'énergie des deux produits est plus similaire loin des côtes. Le modèle, forcé par les tensions de vent QS25 et QS50, se montre très sensible à ces différences. À partir de conditions initiales identiques, les solutions du modèle divergent rapidement et les biais moyens en SST sur la période janvier-février 2005 atteignent -2°C . Ces biais importants montrent l'importance de la quantification des échelles spatiales du forçage atmosphérique pour l'interprétation des solutions numériques. De plus, toute la dynamique est affectée par le changement de résolution effective du forçage atmosphérique. L'organisation des courants dans la bande côtière est sensible au vent prescrit. Le transport côte-large estimé à partir de particules numériques est nettement plus important dans la simulation forcée par QS50. De plus, l'activité tourbillonnaire y est statistiquement plus développée. Cela suggère que la méso-échelle océanique résulte plus des fluctuations internes océaniques que de la variabilité spatiale du forçage prescrit.

Ces résultats n'ont été discutés que pour le système du Benguela. Le temps imparti pour mener cette étude ne nous a pas permis d'achever d'autres travaux qui auraient sans aucun doute enrichi significativement ce manuscrit de thèse. Nous pensons d'abord à l'analyse des simulations journalières du système des Canaries basées sur la même méthodologie que leurs équivalents réalisés pour le Benguela (chapitre 5). Une première suite à donner

à ces travaux pourrait consister en une étude comparative de la sensibilité à la représentation du forçage atmosphérique dans les deux systèmes de l'Atlantique (cf. section 5.5). En attendant, nous proposons dans la section suivante des perspectives à moyen et long terme qui pourront permettre de répondre à des questions laissées en suspens à la lecture de nos résultats.

6.2 Perspectives

6.2.1 Imagerie SAR : vers une mesure statistique du *drop-off* et la quantification des interactions entre les courants de surface et le vent

Des missions satellite planifiées laissent espérer une nette amélioration de la qualité des produits diffusiométriques au regard de leurs échelles spatiales mais aussi de la caractérisation des vents côtiers. Par exemple, la mission RapidSCAT (cf. *Rodriguez [2013]*) prévue à l'horizon 2020 annonce des produits diffusiométriques grillés à l'échelle globale (niveau L3) avec une résolution d'une dizaine de kilomètres en longitude et latitude. L'étude des vents dans la bande côtière provenant de ces nouvelles sources sera sans doute déterminante pour mieux caractériser les échelles et les processus dynamiques des upwellings côtiers. L'étude des mécanismes couplés pourra être affinée avec l'apport conjoint de produits de SST de résolution plus fine. Les simulations numériques de la circulation océanique seront également enrichies de ces nouvelles échelles de variabilité atmosphérique. L'étude très fine du vent à la côte sera par contre toujours desservie par des problèmes instrumentaux et la *blind zone*, même réduite, restera limitante. Pour des simulations numériques en mode forcé, le profil du vent à la côte demandera à être

complété par extrapolation ou avec l'aide de modèles numériques (à l'image de ce que nous avons construit avec les sorties de modèle ECMWF). Cependant, les modèles atmosphériques souffrent de grandes incertitudes à la côte et une validation des solutions numériques avec des données *in situ* reste coûteuse et compliquée. D'autres capteurs satellite peuvent en revanche être utiles et l'imagerie SAR (*Synthetic Aperture Radar*) offre des nouvelles perspectives grâce à la haute résolution de ses produits.

Le radar SAR présente le net avantage d'effectuer des mesures indifféremment sur le continent et sur l'océan, de jour comme de nuit, et dans toutes les conditions météorologiques (nuages, pluie, etc.). Comme les diffusiomètres, il retranscrit la rugosité de surface par la rétrodiffusion des ondes électromagnétiques. La plateforme ENVISAT (*ENVironmental SATellite*) lancée en 2002 par l'ESA (*European Space Agency*) contient à bord l'instrument ASAR (*Advanced SAR*) capable d'opérer dans une large variété de modes, pour différentes polarisations ou combinaisons de polarisation, sous différents angles d'incidence et pour différentes résolutions spatiales (d'une centaine de mètres au kilomètre). À la différence des diffusiomètres SeaWinds ou ASCAT, il n'effectue pas ses mesures continuellement. Nous ne pouvons donc pas disposer du signal synoptique en continu et les mesures indirectes du vent ne peuvent être utilisées pour le forçage d'un modèle numérique. En effet, par souci d'économie d'énergie, l'instrument ASAR ne mesure la rugosité de surface que le long de traces ponctuelles en temps et en espace. Dans le cadre du projet *Ocean Surface Current Measurements* (CNES-CLS-Ifremer-ESA), l'instrument cible trois régions principales : la Méditerranée, le Gulf Stream et la région du courant des Aiguilles. Par chance, les traces des mesures de cette dernière région interceptent souvent le plateau Sud du système du Benguela. La Figure 6.1 montre une image ASAR captée le 17 janvier 2010 à 21:21:17 UTC durant une situation atmosphérique propice à l'upwelling.

La rugosité de surface mesurée par ASAR fait apparaître de très fines échelles, spécia-

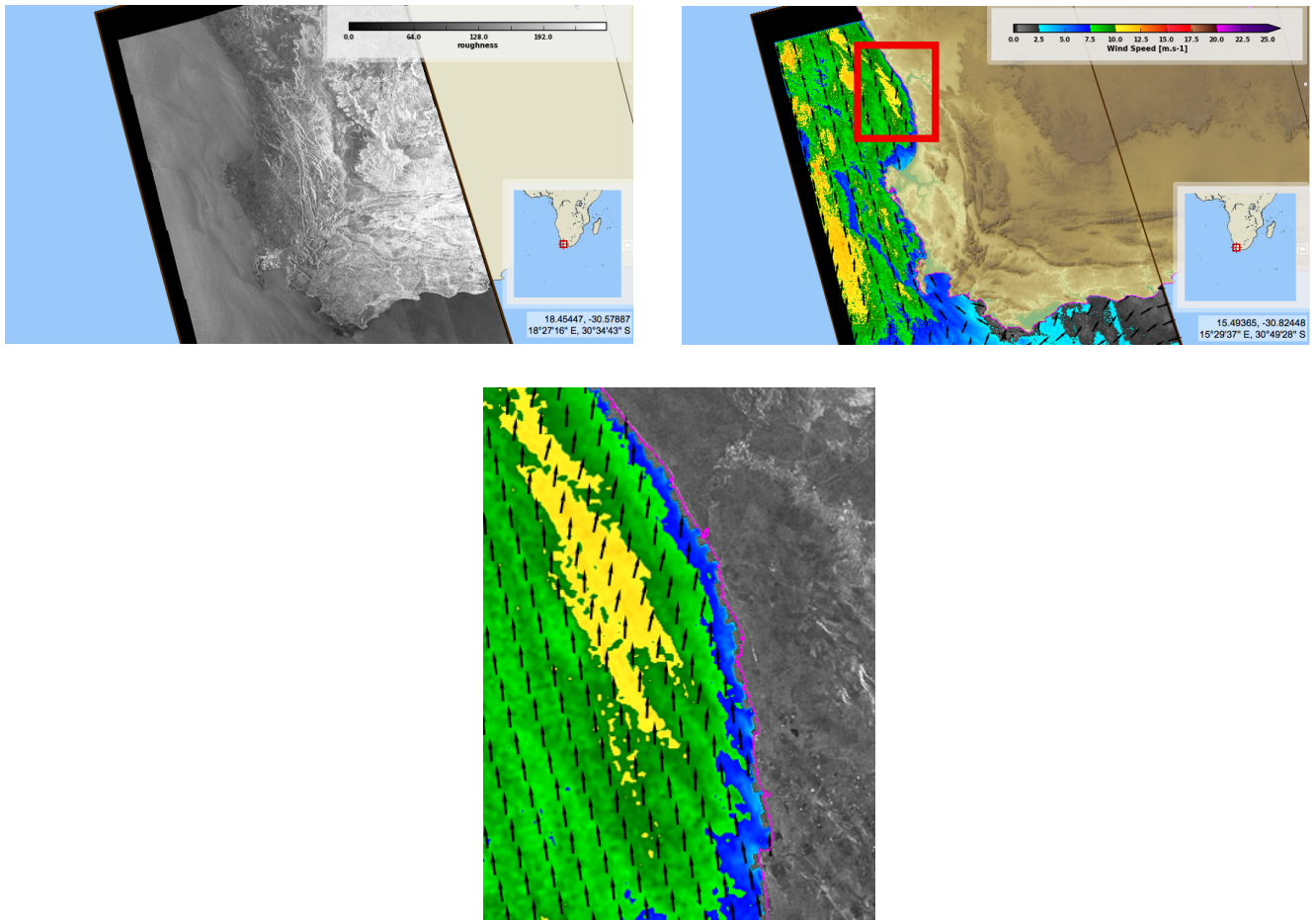


FIGURE 6.1 – Image ASAR centrée sur la zone côtière au Nord de Cape Columbine : rugosité de surface (en haut à gauche), vent de surface dérivé de la mesure (en haut à droite) et zoom sur le rectangle rouge (en bas). Image téléchargée depuis <https://eoda.cls.fr/client/oceano/>

lement près des côtes. Le vent associé, calculé à partir d'un modèle d'inversion sur le même principe que le modèle GMF (cf. chapitre 2) et présenté sur le panneau de droite de la Figure 6.1, est typique d'un événement de jet côtier atmosphérique. Le vent est manifestement contraint par la côte et l'orographie voisine, et la diminution de son amplitude est clairement visible sur le zoom présenté en bas de la figure. À titre informatif, l'étendue *cross-shore* de cette nette diminution (gamme de vent colorée en bleu sur la Figure 6.1) varie entre 5km pour les latitudes les plus au Sud et 1km pour les latitudes les plus au Nord. Cette échelle caractéristique semble bien être variable dans l'espace et

dans le temps (*e.g.*, selon les conditions atmosphériques environnantes).

La multiplicité de ces mesures doit permettre l'étude statistique du *drop-off*. Plus précisément, on pourrait définir une échelle caractéristique de la diminution du vent à la côte selon la latitude (*i.e.*, l'orographie adjacente) et selon les régimes de vent rencontrés. Nous pourrions alors compléter le produit diffusiométrique avec un profil adéquat et réaliste. Ce produit, comparé aux produits *blended* classiques, serait composé seulement de mesures satellite et améliorerait la représentation du profil du vent à la côte. À titre d'exemple, la Figure 6.2, tirée de la thèse de Liyun He Guelton (LOS), compare le profil moyen du vent ECMWF (identique à celui utilisé dans notre étude) et le vent extrait de l'imagerie radar au large d'un fjord norvégien. Les biais de l'amplitude du vent sont essentiellement confinés dans la bande côtière ($0 - 75km$) et le *drop-off* observé est plus abrupt que le *drop-off* modélisé. D'une façon plus générale, la mesure du *drop-off* par imagerie radar pourrait être utilisée pour la validation et la correction des profils déduits de modèles numériques.

Des études récentes ont montré la capacité de l'imagerie radar à restituer le vent [*He Guelton, 2014*] et les courants de surface. Le projet *Ocean Surface Current Measurements* s'intéresse d'ailleurs à des mesures colocalisées du vent et des courants océaniques. La précision de ces mesures nous permettra d'appréhender le couplage dynamique entre le vent et les courants. Celui-ci joue un rôle potentiellement important dans la dynamique atmosphérique et océanique des EBUS [*Colas, 2014*].

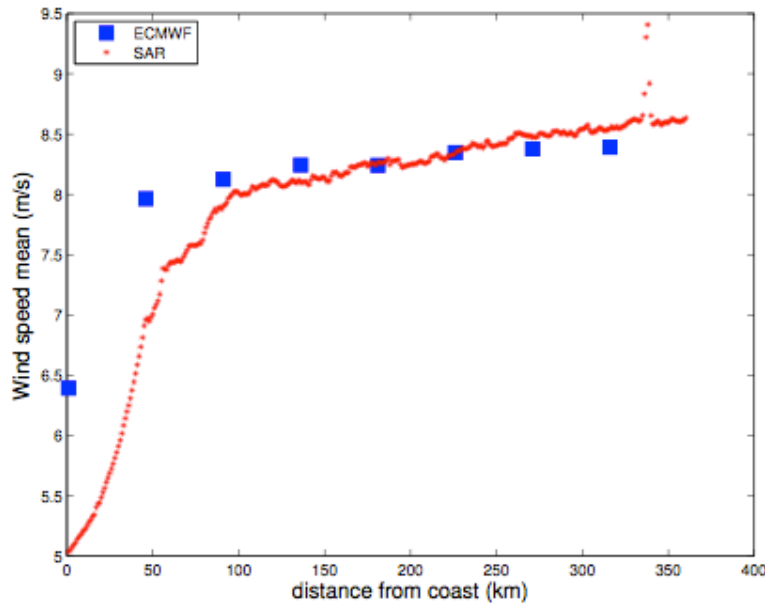


FIGURE 6.2 – Profil moyen du module du vent ECMWF (identique à celui utilisé dans notre étude) et du vent extrait de l’imagerie radar au large d’un fjord norvégien. Figure tirée de la thèse de Liyun He Guelton effectuée au LOS et soutenue le 20 juin 2014.

6.2.2 Modélisation forcée et couplée dans les systèmes d’upwelling et interactions océan-atmosphère

Les performances accrues des calculateurs scientifiques nous incitent à construire des configurations avec des résolutions de plus en plus fines. La question de la résolution horizontale et verticale du modèle numérique ne s’est pas posée au cours de cette thèse mais peut s’avérer essentielle au regard de la dynamique de méso- et subméso-échelle. La résolution horizontale que nous avons adoptée semble suffisante pour simuler la variabilité de la SST sur le plateau continental [Blanke *et al.*, 2005] mais peut s’avérer insatisfaisante pour la représentation de certains processus dynamiques. Les bilans de chaleur et les transferts de propriétés côte-large sont assurément sensibles à la dynamique filamentaire et à une meilleure représentation des tourbillons.

La dynamique de la couche d’Ekman et les bilans de chaleur avec l’atmosphère environnante peuvent être intéressants à analyser pour la vision intégrée des échanges océan-

atmosphère qu'ils proposent. De façon plus générale, c'est le système océan-atmosphère dans son ensemble qu'il est important d'appréhender pour l'étude des systèmes d'upwelling. Nous avons montré par exemple que la part du rotationnel du vent imputable à la SST peut atteindre 60% durant la saison principale d'upwelling, avec des répercussions sur la dynamique verticale océanique. Le couplage thermique entre le vent et la SST joue donc un rôle essentiel dans le fonctionnement d'un upwelling.

Jin et al. [2009] ont utilisé un couplage thermique analytique déduit d'un modèle empirique liant le vent et la SST dans le système de Californie. Spécifiquement, la tension de vent prescrite dans le modèle océanique ($\hat{\tau}$) résulte d'un champ initial ($\tau^* = (\tau^*_x, \tau^*_y)$), déduit de réanalyses météorologiques et dont le rotationnel et la divergence sont modifiés par la SST du modèle à chaque pas de temps 'couplé' (plus long que la résolution journalière du champ de vent initial). Les valeurs des coefficients linéaires reliant les gradients de SST normaux et tangentiels à la direction du vent respectivement au rotationnel et à la divergence du vent sont données par l'étude empirique de *Chelton et al. [2007]*.

Jin et al. [2009] comparent ensuite les simulations forcées par $\hat{\tau}$ et τ^* . La simulation qui prend en compte le couplage empirique diffère statistiquement de son homologue sans couplage, avec une SST plus chaude, un niveau d'énergie moyen globalement plus bas et un nombre de tourbillons de méso-échelle réduit.

Cette approche nous paraît intéressante, car elle permet d'appréhender l'impact océanique du couplage thermique dans les systèmes d'upwelling. Comme le suggèrent cette étude et le chapitre 5 de notre manuscrit, la réponse océanique à un changement de forçage océanique est très rapide (dès la première journée d'intégration du modèle dans notre cas). Cependant, le temps de réponse atmosphérique à la variabilité de la SST est encore loin d'être déterminé avec exactitude. De plus, beaucoup de processus couplés restent négligés dans ce type d'approche. L'utilisation de modèles atmosphériques peut aider à appréhender ces questions. Le modèle WRF [*Skamarock et al., 2008*] offre par exemple la

possibilité de configurations régionales adaptées à l'étude des systèmes d'upwelling côtier. Si on force un tel modèle avec un champ de SST typique d'un front rencontré dans les EBUS, on pourra déterminer le temps de réponse atmosphérique pour l'atteinte d'une solution stable. Pour une approche de type *Jin et al.* [2009], la fréquence à laquelle la tension de vent doit être modifiée par la SST du modèle pourra alors être adaptée suivant cette échelle temporelle caractéristique de l'atmosphère.

Le forçage du modèle ROMS par les sorties du modèle WRF pour des simulations réalistes est une approche déjà suivie dans les EBUS. Pour le système du Humboldt, *Renault et al.* [2012] comparent des simulations forcées par le produit QS50 et par les vents de plusieurs simulations WRF dont la résolution horizontale varie entre ≈ 10 et 30km . La sensibilité à la résolution spatiale et temporelle (période journalière pour QS50 et $\Delta t = 6h$ pour WRF) est importante en termes de variabilité de la SST, bilan de chaleur et dynamique océanique. Cette approche semble également intéressante car elle offre la possibilité d'étudier la sensibilité océanique au cycle diurne du vent.

Enfin, le couplage océan-atmosphère dans son ensemble peut être abordé avec la mise en place de nouveaux outils numériques adaptés (*e.g.*, OASIS). Dans un premier temps, nous pourrions quantifier l'apport d'un couplage océan-atmosphère actif sur la dynamique océanique. À l'image de l'approche suivie dans le chapitre 5, il faudra partir d'un état initial commun et lancer une intégration parallèle de deux simulations : la première sera forcée par le vent et les flux de chaleur d'une simulation WRF en mode forcé et la seconde sera réalisée en mode couplé. Les deux simulations devront être identiques en terme de résolution horizontale et verticale des deux modèles. Les flux de chaleur turbulents du LOS pourront être ici utilisés pour valider les simulations couplées.

6.2.3 Les upwellings dans le contexte du changement climatique

L'étude, la compréhension et l'anticipation de l'impact du changement climatique sur les processus naturels physiques, chimiques ou biologiques représentent un défi majeur pour les scientifiques d'aujourd'hui et de demain. La compréhension des mécanismes et des liens entre toutes les composantes du système "Terre" apparaît aujourd'hui essentielle pour garantir la qualité des scénarii possibles pour le climat de demain. L'accélération observée du changement climatique nous incite à analyser des séries temporelles longues des variables géophysiques. Le projet *ScattWindLongSeries* (proposé au CNES/TOSCA) s'intéresse spécifiquement à la construction d'une longue série temporelle de mesures diffusiométriques. En effet, au cours des deux dernières décennies, plusieurs missions diffusiométriques se sont succédé, assurant une couverture globale et continue des observations de vent à la surface de la mer. Il est possible de valoriser ces missions en analysant les sources de différence entre les données de vents issues de chaque mission, puis en constituant une longue série homogène du vent de surface et des paramètres associés (tension de vent et flux de chaleur) depuis le début des années 90. Les méthodes d'intercalibration des diffusiomètres [*Grodsky et al., 2012, Bentamy et al., 2013*] peuvent être améliorées et étendues à tous les radars spatiaux depuis le lancement de ERS-1 en 1991.

La variabilité interannuelle, voire décennale, des échanges thermiques entre l'atmosphère et l'océan sera diagnostiquée à l'échelle des EBUS de l'Atlantique. La variabilité du vent sera mise en relation avec l'évolution de paramètres de surface observés indépendamment, de préférence à une échelle spatio-temporelle équivalente, comme la SST de *Reynolds et al. [2007]* ou de la base de données Pathfinder [*Casey et al., 2010*], la chlorophylle de surface, ou encore la pression au niveau de la mer pour l'atmosphère. Par exemple, l'upwelling californien admet un refroidissement progressif sur les dernières décennies qui peut s'expliquer par une augmentation moyenne de l'intensité des vents [*Mendelssohn et Schwing, 2002, García-Reyes et Largier, 2010, Lachkar, 2014*]. Il importera de valider le nouveau

produit sur la confirmation de cette hypothèse avant de l'exploiter sur les systèmes d'upwelling moins bien documentés du Benguela et des Canaries [*Barton et al., 2013, Moloney et al., 2013*]. Des études de modélisation compléteront la valorisation de cette longue série temporelle pour estimer dans ces mêmes systèmes d'upwelling la variabilité à basse fréquence de la dynamique et de la physique attribuable aux vents de surface. La réponse des écosystèmes de la marge africaine à ces modifications environnementales pourra alors être appréhendée.

La haute résolution de la série homogène pour les vents permettra aussi une estimation plus précise du couplage air-mer, et plus particulièrement de la rétroaction de la SST sur le vent et de l'évolution de ce couplage sur la durée d'analyse (de 1992 à nos jours). La dépendance de ce processus vis-à-vis de la variabilité à basse fréquence de la SST reste en particulier à préciser, et pourra être traitée à partir de cette série temporelle de plus de 20 ans pour le vent.

Modèle numérique

Sommaire

A.1 Un modèle régional océanique : ROMS	151
A.1.1 Présentation générale	151
A.1.2 Configuration, conditions aux frontières ouvertes et forçage atmo- sphérique	156
A.2 Diagnostic lagrangien de post-traitement : l'outil ARIANE	159

A.1 Un modèle régional océanique : ROMS

A.1.1 Présentation générale

Dans cette étude, le modèle océanique utilisé est la version UCLA-IRD (Institut de Recherche et Développement) du *Regional Oceanic Modeling System* (ROMS) [*Shchepetkin et McWilliams, 2005, Debreu et al., 2012, Penven et al., 2006*]. Dans cette section, une description non exhaustive de certaines formulations est présentée. Pour plus d'information relative au code, le lecteur est invité à consulter *Shchepetkin et McWilliams* [2003; 2005], *Debreu et al.* [2012], *Penven et al.* [2006].

Équations primitives et conditions aux limites

Afin de modéliser les écoulements océaniques, régis par le principe fondamental de la dynamique des fluides géophysiques et traduits par les équations de Navier-Stokes, les équations du modèle ROMS sont basées sur trois hypothèses fondamentales :

- *l'approximation hydrostatique* : Les échelles horizontales étant beaucoup plus grandes que les échelles verticales, on peut considérer l'océan comme une couche d'eau peu profonde. Ainsi, les accélérations verticales (échelles spatiales et temporelles petites) ne sont pas calculées explicitement et la vitesse verticale est déduite de l'équation de continuité.
- *l'approximation de Boussinesq* : La masse volumique de l'eau de mer et la pression ont de faibles variations spatiales et temporelles autour d'une valeur moyenne. Toute variation de masse volumique est négligée dans les équations, sauf dans l'équation de la force de flottabilité.
- *l'hypothèse d'incompressibilité* : La masse d'une parcelle de fluide ne varie pas avec la pression. La relation de continuité devient donc une condition de non-divergence du champ de vitesse.

De plus, si on admet la condition d'ergodicité, il est possible d'utiliser l'approche de Reynolds. Chaque variable instantanée est alors définie comme la somme de sa valeur moyenne (\bar{X}) et de sa fluctuation. Ces hypothèses permettent de transformer les équations de Navier-Stokes en équations primitives. On obtient donc un système de sept équations à sept inconnues résolu par le modèle : les équations des composantes horizontales moyennes de la vitesse, l'équilibre hydrostatique, l'équation de continuité, les équations de conservation des variables thermodynamiques et l'équation d'état de l'eau de mer de l'UNESCO [*Jackett et McDougall, 1995*]. En coordonnées cartésiennes (x, y, z et t), dans

un repère tournant, ce système peut s'écrire de la manière suivante :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \bar{u} - f\bar{v} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x} + A_h \nabla_h^2 \bar{u} + A_z \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \bar{v} + f\bar{u} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{P}}{\partial y} + A_h \nabla_h^2 \bar{v} + A_z \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial z^2} \\ \frac{\partial \bar{P}}{\partial z} + \rho g = 0 \\ \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0 \\ \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \bar{T} = K_h^T \nabla_h^2 \bar{T} + K_z^T \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial z^2} \\ \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \bar{S} = K_h^S \nabla_h^2 \bar{S} + K_z^S \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial z^2} \\ \rho = \rho(T, S, z) \end{array} \right.$$

Les notations précédentes définissent : les composantes de la vitesse moyenne ($\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$), le paramètre de Coriolis (f), la pression moyennée (\bar{P}), la masse volumique de référence (ρ_0), la température potentielle (\bar{T}), la salinité (\bar{S}). Une fermeture exprimée en "contre gradients" et l'hypothèse d'une turbulence homogène sur l'horizontale et la verticale nous ont permis d'introduire ici des coefficients horizontaux et verticaux de viscosité turbulente (A_h, A_z) et de diffusivité turbulente ($K_h^T, K_h^S, K_z^T, K_z^S$) égaux à des constantes.

En surface et au fond, des conditions aux limites doivent être imposées afin de prendre en compte les flux verticaux au niveau de ces frontières. En notant η l'élévation de la surface libre et H la profondeur, on obtient ainsi :

$$z = \eta \left\{ \begin{array}{l} A_z \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \tau_{s_x} \\ A_z \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = \tau_{s_y} \\ K_z^T \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \\ K_z^S \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} = \frac{(E - P)S}{\rho_0} \\ \frac{d\bar{\eta}}{dt} = \bar{w} \end{array} \right. \quad z = H \left\{ \begin{array}{l} A_z \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \tau_{b_x} \\ A_z \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = \tau_{b_y} \\ K_z^T \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} = 0 \\ K_z^S \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} = 0 \\ -\bar{u} \frac{\partial \bar{H}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{H}}{\partial y} = \bar{w} \end{array} \right.$$

Les termes τ_{s_x} , τ_{s_y} , τ_{b_x} , τ_{b_y} sont les composantes de la tension exercée par le vent sur la surface libre et par le courant sur le fond. Le flux de chaleur est noté Q , le coefficient de chaleur massique C_p , et $E - P$ représente la différence du flux d'évaporation et de précipitation en surface.

Discrétisation spatiale et temporelle

Le système d'équations et les conditions aux limites sont ensuite discrétisés selon des coordonnées curvilignes orthogonales sur l'horizontale [*Shchepetkin et McWilliams, 1998*], et des coordonnées sigma (σ) sur la verticale. Dans les deux directions horizontales, les dérivées sont approximées par des différences finies et plus précisément par un schéma centré de second ordre sur une grille Arakawa de type 'C'. Dans la direction verticale, un schéma de différences finies de second ordre est également adopté sur une grille décalée. De plus, les coordonnées σ permettent de suivre la topographie et de diviser la verticale en un nombre égal de points, avec un raffinement de la résolution en surface. Les grilles décalées permettent de formuler les équations sous la forme de flux, ce qui limite le nombre moyen d'opérations et économise du temps de calcul. De plus, la grille Arakawa

'C' est particulièrement bien adaptée aux problèmes de résolution des structures dynamiques plus fines que le rayon interne de Rossby (environ $15km$ sur notre zone, *Chelton et al.* [1998]).

Dans un but d'optimisation du temps de calcul, il y a une séparation explicite des pas de temps pour le calcul des dynamiques barotrope (2D) et barocline (3D). Un schéma robuste de type prédicteur (*Leap-frog*)/correcteur (*Adams-Moulton*) est utilisé pour discrétiser les équations 2D et 3D. Pour des raisons de stabilité du modèle, les pas de temps répondent au critère CFL (*Courant-Friedrichs-Lewy*). Les discrétisations temporelles sont basées sur une séparation des composantes barotrope et barocline.

Le problème du gradient de pression

L'utilisation des coordonnées σ sur la verticale permet une représentation précise des conditions aux limites en surface et au fond. Cependant, cette paramétrisation constitue une source d'erreur importante (liée au gradient de pression). Cette erreur, d'origine purement numérique, provient de la résolution en différences finies près des forts gradients topographiques (erreur de troncature). Afin de limiter cette erreur, un critère de lissage de la bathymétrie h est utilisé : $r = \frac{|\nabla h|}{2h} \leq 0.2$ [*Beckmann et Haidvogel, 1993*]. D'autres types d'erreurs non spécifiques à la coordonnée σ , mais liés à l'approximation de Boussinesq et à l'équation d'état, influent aussi sur le calcul du gradient de pression.

Paramétrisation du mélange

Le mélange turbulent est un processus clé dans les études sur l'activité mésoéchelle de l'océan. La paramétrisation de ces mécanismes sous-maille peut donc s'avérer essentielle au réalisme des simulations.

Les processus de mélange horizontal sont paramétrisés par des termes de dissipation/diffusion

de type laplacien harmonique [*Haidvogel et Beckmann, 1999*]. La dynamique verticale sous-maille non résolue par le modèle utilise le modèle de fermeture turbulente KPP [*Large et al., 1994*]. Le modèle KPP s'appuie sur la résolution de deux équations supplémentaires choisies pour rendre compte de l'état turbulent de l'océan. Il s'agit de résoudre les équations d'évolution de l'énergie cinétique turbulente et de la longueur de mélange associée afin de déterminer les coefficients de viscosité et de diffusité ($A_z, K_z^{T,S}$). Il permet donc, en partie, de répondre aux limites de l'hypothèse hydrostatique en modélisant des processus océaniques liés à l'accélération verticale comme la convection (approfondissement de la couche de mélange).

A.1.2 Configuration, conditions aux frontières ouvertes et forçage atmosphérique

Des études ont montré l'importance de la dynamique de méso-échelle dans les grands systèmes d'upwelling de bord Est [*Capet et al., 2008b, Lathuilière et al., 2008*]. La méso-échelle océanique concerne des processus physiques répondant à l'hypothèse de quasi-géostrophie, et dont les échelles spatiales varient du premier rayon interne de Rossby jusqu'à la centaine de kilomètres. Les échelles typiques rencontrées dans l'océan sont schématisées sur la Figure A.1. Dans nos domaines d'étude, les échelles considérées varient entre environ 10 et 100 km (Fig. A.1). Les échelles temporelles étudiées vont de quelques jours (épisode d'upwelling identifié dans le chapitre 3) à la pluriannualité. Les échelles courtes de variabilité spatiale et temporelle correspondent à des constantes de temps typiques de l'activité tourbillonnaire océanique de méso-échelle.

Dans cette thèse, les domaines de calcul couvrent une vingtaine de degrés en latitude et en longitude, avec une résolution spatiale au $1/12^\circ$. Les grilles permettent une bonne

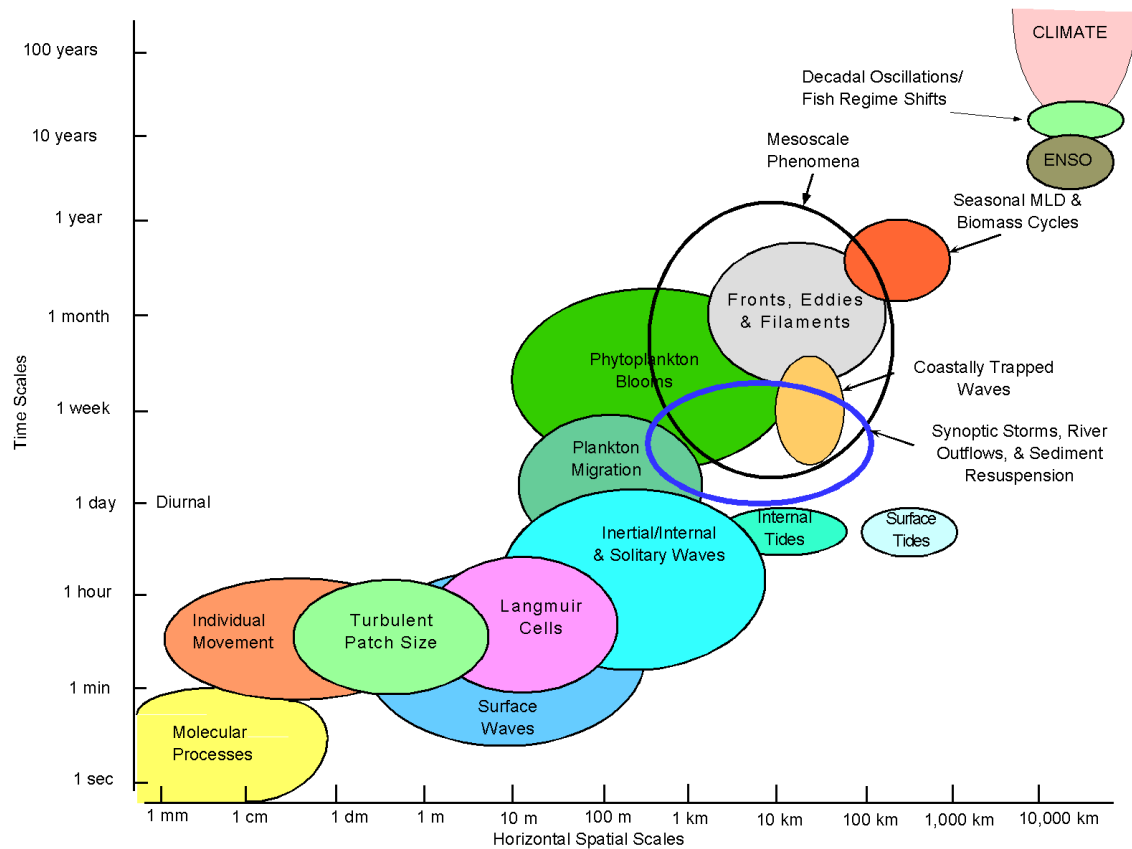


FIGURE A.1 – Echelles spatio-temporelles typiques des processus océaniques. Les échelles étudiées sont encadrées en noir. Image tirée de *Dickey et al.* [2008]

représentation du premier rayon de déformation barocline de Rossby, les configurations sont donc dites *eddy resolving*. La reproduction réaliste des tourbillons de méso-échelle est nécessaire pour estimer au mieux les budgets liés aux transferts d'énergie côte-large. Il est en effet démontré que le transport d'énergie et de matière vers le large via l'activité de méso-échelle représente une part non négligeable du transport total. Cependant, et comme précisé dans la discussion du chapitre 5, la dynamique de submésos-échelle dans les premiers kilomètres océaniques n'est pas bien résolue dans nos configurations.

Dans nos simulations, les frontières ouvertes sont prescrites par la base de données WOA (*World Ocean Atlas*, *Antonov et al.* [2006]). Il s'agit ici de contraindre le modèle

en fournissant les flux de quantité de mouvement entrants, la température et la salinité.

L'atmosphère et l'océan échangent perpétuellement de l'énergie (chaleur), de la quantité de mouvement et de l'eau douce, exprimées sous la forme de flux. Pour rappel, un flux de surface est défini comme la quantité qui traverse normalement une surface horizontale unitaire pendant une seconde. Quatre contributions distinctes composent les flux de chaleur :

- **Le flux radiatif aux courtes longueurs d'onde** : L'océan absorbe le rayonnement électromagnétique aux courtes longueurs d'onde provenant du soleil. Il s'agit d'un gain de chaleur pour l'océan et l'épaisseur de la couche qui est directement soumise à ce rayonnement est calculée à partir de *Paulson et Simpson* [1977].
- **Le flux infrarouge aux grandes longueurs d'onde** : Il s'agit ici d'une perte de chaleur pour l'océan et il est estimé en fonction de la température de surface de la mer (théorie des corps gris).
- **Le flux de chaleur sensible** : Ce flux est lié à la différence de température entre l'océan et l'atmosphère et correspond souvent à un gain de chaleur pour l'océan. Il peut par exemple correspondre à une perte de chaleur pendant d'importants événements d'upwelling.
- **Le flux de chaleur latente** : Il correspond à l'énergie associée au changement de phase de l'eau de mer dans un processus d'évaporation (vaporisation). C'est une perte de chaleur pour l'océan.

Il existe deux façons de concevoir et de prendre en compte les échanges turbulents à l'interface air-mer. ROMS permet ainsi de calculer directement les flux de chaleur et la quantité de mouvement par une formulation *bulk* (cf. chapitre 2). Elle repose sur la détermination des coefficient d'échanges (ou de transfert) permettant d'établir une relation explicite entre les flux turbulents de surface et les gradients verticaux moyens des variables

météorologiques correspondantes. Les champs concernés par cette paramétrisation sont donc :

- La température de l'air (T_a);
- L'humidité relative (r_h);
- Les précipitations (P);
- Les flux infrarouges entrants et sortants (*Longwave- LW*);
- Les radiations aux courtes longueurs d'onde (*Shortwave- SW*);
- Les composantes zonales et méridiennes du vent à 10 m (U_{10} et V_{10}).

Dans cette thèse, nous avons utilisé une autre paramétrisation du forçage atmosphérique : il a été établi à partir des données satellite décrites dans le chapitre 2. En effet, il est possible de fournir au modèle directement la tension de vent et un bilan net de chaleur (Q_{net}). Ce dernier correspond à la somme des contributions des flux de chaleur (*i.e.*, SW , LW , Q_l et Q_s).

A.2 Diagnostic lagrangien de post-traitement : l'outil ARIANE

ARIANE est un code Fortran dédié au calcul des lignes de courant tridimensionnelles d'un champ de vitesse donné. En régime stationnaire, ces lignes de courant coïncident avec les trajectoires de particules fictives dans le modèle.

Les analyses lagrangiennes permises par ARIANE reposent sur une utilisation a posteriori (*offline*) du champ de vitesse calculé par un modèle de circulation générale océanique, moyenné sur une période déterminée (la journée, le mois, l'année, etc.). La méthode utilisée est rapide et précise : seuls les points d'entrée et de sortie d'une maille donnée

sont calculés, et chaque portion de trajectoire respecte exactement la propriété de non-divergence de l'écoulement. La méthode est aussi flexible : elle permet l'intégration à rebours de trajectoires (puisque'elle ne fait pas intervenir de phénomène diffusif dans ses calculs). En contrepartie, ces intégrations lagrangiennes font abstraction dans leur calcul des structures d'échelle temporelle inférieure à la période d'échantillonnage choisie pour la sauvegarde des champs du modèle.

Comme un courant est entièrement déterminé par les particules qui le composent (avec des caractéristiques bien précises : position, vitesse, etc.), les transports d'une masse d'eau ou d'un courant peuvent être calculés à partir de leurs particules, et du transport infinitésimal qui leur est associé.

Le code ARIANE est ainsi employé comme un outil diagnostique pour analyser des simulations réalisées avec les configurations standard des modèles OPA/NEMO et ROMS dont les équations sont discrétisées sur une grille C (selon la classification d'*Arakawa* [1972]). Ce maillage s'avère idéal pour le calcul analytique de segments de lignes de courant successifs [*Blanke et Raynaud, 1997*] à partir d'un échantillonnage temporel Δt donné du champ de vitesse du modèle. Ce schéma d'intégration lagrangienne respecte la conservation locale de la masse et définit donc un outil judicieux pour effectuer un suivi de masse d'eau. La technique utilisée repose sur l'insémination d'une masse d'eau donnée sur une section géographique identifiée par des dizaines ou centaines de milliers de particules individuelles [*Döös, 1995, Blanke et Raynaud, 1997*], en affectant à chacune d'entre elles une fraction infinitésimale du transport incident. Pour un jeu choisi de destinations finales (d'autres sections géographiques, ou le respect d'un critère hydrologique), les transports infinitésimaux peuvent être combinés et permettre l'évaluation de transports directionnels (débits réalisés entre deux sections considérées). En suivant un ensemble de particules

dans l'océan et en sommant de manière algébrique le transport qui leur est alloué au niveau de chaque point de grille vitesse des mailles traversées, il est possible d'obtenir un champ tridimensionnel de transport qui corresponde à l'écoulement de la masse d'eau en étude [*Blanke et al., 1999*].

[Article] Improvement in air-sea flux estimates derived from satellite observations

Manuscript published in *Internationnal Journal of Remote Sensing*, Vol. **34**, **5243-5261**,

doi :10.1080/01431161.2013.787502

Abderrahim Bentamy¹, Seymon A. Grodsky², Kristina Katsaros³, Alberto
M. Mestas-Nuñez⁴, Bruno Blanke⁵, and Fabien Desbiolles^{1,5}

(1) Laboratoire d'Océanographie Spatiale, Ifremer, Centre de Brest, Brest, France

(2) Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Maryland, College Park,
MD, USA

(3) Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, FL, USA

(4) Department of Physical and Environmental Sciences, Texas A & M University-Corpus
Christi, Corpus Christi, TX, USA

(5) Laboratoire de Physique des Océans, UMR 6523 CNRS-Ifremer-IRD-UBO, Brest, France

Improvement in air–sea flux estimates derived from satellite observations

Abderrahim Bentamy^{a*}, Semyon A. Grodsky^b, Kristina Katsaros^c,
Alberto M. Mestas-Nuñez^d, Bruno Blanke^e, and Fabien Desbiolles^{a,e}

^aLaboratoire d’Océanographie Spatiale (LOS), Institut Français pour la Recherche et l’Exploitation de la Mer (IFREMER), France; ^bDepartment of Atmospheric and Oceanic Science, University of Maryland, College Park, MD, USA; ^cRosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Miami, FL, USA; ^dDepartment of Physical and Environmental Sciences, Texas A&M University-Corpus Christi, Corpus Christi, TX, USA; ^eLaboratoire de la Physique des Océans (LPO), UMR 6523 CNRS-Ifremer-IRD-UBO, France

(Received 15 June 2012; accepted 21 November 2012)

A new method is developed to estimate daily turbulent air–sea fluxes over the global ocean on a 0.25° grid. The required surface wind speed (w_{10}) and specific air humidity (q_{10}) at 10 m height are both estimated from remotely sensed measurements. w_{10} is obtained from the SeaWinds scatterometer on board the QuikSCAT satellite. A new empirical model relating brightness temperatures (T_b) from the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) and q_{10} is developed. It is an extension of the author’s previous q_{10} model. In addition to T_b , the empirical model includes sea surface temperature (SST) and air–sea temperature difference data. The calibration of the new empirical q_{10} model utilizes q_{10} from the latest version of the National Oceanography Centre air–sea interaction gridded data set (NOCS2.0). Compared with mooring data, the new satellite q_{10} exhibits better statistical results than previous estimates. For instance, the bias, the root mean square (RMS), and the correlation coefficient values estimated from comparisons between satellite and moorings in the northeast Atlantic and the Mediterranean Sea are -0.04 g kg^{-1} , 0.87 g kg^{-1} , and 0.95, respectively. The new satellite q_{10} is used in combination with the newly reprocessed QuikSCAT V3, the latest version of SST analyses provided by the National Climatic Data Center (NCDC), and 10 m air temperature estimated from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalyses (ERA-Interim), to determine three daily gridded turbulent quantities at 0.25° spatial resolution: surface wind stress, latent heat flux (LHF), and sensible heat flux (SHF). Validation of the resulting fields is performed through a comprehensive comparison with daily, *in situ* values of LHF and SHF from buoys. In the northeast Atlantic basin, the satellite-derived daily LHF has bias, RMS, and correlation of 5 W m^{-2} , 27 W m^{-2} , and 0.89, respectively. For SHF, the statistical parameters are -2 W m^{-2} , 10 W m^{-2} , and 0.94, respectively. At global scale, the new satellite LHF and SHF are compared to NOCS2.0 daily estimates. Both daily fluxes exhibit similar spatial and seasonal variability. The main departures are found at latitudes south of 40° S, where satellite latent and sensible heat fluxes are generally larger.

*Corresponding author. Email: abderrahim.bentamy@ifremer.fr

1. Introduction

Accurate turbulent air–sea fluxes (i.e. momentum, latent heat, and sensible heat) are of great interest in regard to a wide variety of air–sea interaction issues. The main sources of such fluxes over the global ocean are numerical weather prediction (NWP) models, voluntary observing ships (VOSs), and remotely sensed data.

For over a decade, several scientific groups have been developing direct and inverse methods, algorithms, and procedures to calculate long time series of surface winds, wind stress, specific air humidity, and latent and sensible heat fluxes; representative data sets include the Japanese Ocean Flux data sets with the Use of Remote sensing Observations (J-OFURO) (Kubota et al. 2002), the Goddard Satellite-based Surface Turbulent Fluxes (GSSTF) (Chou et al. 2003), the Objectively Analysed Air–Sea Fluxes (OAFLUX) (Yu, Weller, and Sun 2004), the Institut Français pour la Recherche et l'Exploitation de la Mer (IFREMER) (Bentamy et al. 2003, 2008), and the Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data (HOAPS) (Anderson et al. 2010). These satellite fluxes are widely used by the scientific community for various purposes such as forcing ocean circulation models (e.g. Ayina et al. 2006), studying the spatial and temporal variability associated with the El Niño Southern Oscillation (ENSO) (e.g. Mestas-Nuñez, Bentamy, and Kristina 2006), or employing an enhanced spatial and temporal sampling provided by remote techniques to evaluate intra-seasonal variability (e.g. Grodsky et al. 2009). Even though the results of these investigations have increased our understanding of air–sea interactions, further improvements of satellite-based fluxes are still required.

A number of studies assessing the quality of turbulent fluxes have been published in recent years. By comparing latent heat fluxes (LHFs) from buoys and satellites, Bourras (2006) has found that the overall accuracy is of the order of 20–30%, whereas the required error for a quantitative use over the global oceans should be lower than 10%. He has concluded that the main LHF error sources are related to the accuracy of the specific air humidity (q) and surface wind speed (w). Tomita and Kubota (2006) have investigated the accuracy of satellite-based LHF through comparisons with buoy and NWP estimates. In the tropics, the main source of buoy and satellite LHF discrepancy is attributed to the accuracy of satellite q , whereas around Japan the LHF discrepancy is associated with the accuracy of both w and q . They both have concluded that the improvement in satellite LHF estimation requires improvements in remotely sensed w and q at global and regional scales. Santorelli et al. (2011) have conducted detailed investigations on the accuracy of IFREMER and OAFLUX latent and sensible heat fluxes, as well as of basic bulk variables (10 m wind speed, w_{10} ; 10 m specific air humidity, q_{10} ; 10 m air temperature, t_{10} ; and SST) using standard moored buoy and scientific data from dedicated experiments. Their conclusions generally agree with the studies mentioned earlier. In particular, they emphasized that improvement in satellite fluxes should include improvement in the interpolation method used to calculate gridded fields over the global ocean to better reflect conditions during synoptic-scale storms and fronts.

Following the suggested recommendations for improving fluxes, the present study aims to enhance the following three aspects: the determination of q_{10} retrievals over the global oceans, the accuracy of bulk variables and associated turbulent fluxes, and the spatial and temporal resolutions of the flux fields. This study takes advantage of the availability of new air–sea interaction data sets estimated from the updated International Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set (ICOADS) (Berry and Kent 2011), and of the new QuikSCAT wind retrievals (Fore et al. 2011).

The statistical parameters defined by Bentamy, Katsaros, and Queffeuilou (2011), aiming to characterize differences between *in situ* and satellite data, are used to assess the quality of satellite bulk variables and fluxes.

2. Data

The main basic bulk variables required for turbulent flux estimations are surface wind speed (w), specific air humidity (q), specific surface humidity (s), air temperature (t), and sea surface temperature (SST). Moored buoys, ships, and NWP models provide valuable estimates of these variables with various spatial and temporal resolutions. They are used in this study for the calibration and/or validation of satellite retrievals at local, regional, and global scales.

2.1. Scatterometer data

To ensure homogeneity of w and its variability, this study employs only wind retrievals from the SeaWinds scatterometer on board QuikSCAT. The QuikSCAT scatterometer is described in many scientific papers; readers may find a complete description in JPL (2006), including instrument physics, retrieval and ambiguity removal methods, rain detection and flagging techniques, and quality control procedures. Briefly, QuikSCAT is a rotating antenna with two emitters of different polarity: H-pol with an incidence angle of 46.25° and V-pol with an incidence angle of 54° . The inner beam has a swath width of about 1400 km, while the outer beam swath is 1800 km in width. Since the QuikSCAT scatterometer is a Ku-band radar, rain has a substantial influence on its measurements. Previous studies showed that the rain impact may attenuate the scatterometer signal resulting in wind speed underestimation, or raindrop impacts may change the sea surface shape resulting in overestimation of the retrieved winds. Results from Portabella et al. (2012) indicate that rain backscatter contributes to the scatterometer signal, resulting generally in wind speed overestimation; intense rain causes overestimates of $15\text{--}20\text{ m s}^{-1}$ for cross-track winds. So, rain attenuation dominates over rain backscatter in regard to extreme winds. QuikSCAT wind products include several rain flags determined from the scatterometer's observations and from the collocated radiometer rain rate on board other satellites.

This study uses QuikSCATV3, the latest version of QuikSCAT wind retrievals (<ftp://podaac.jpl.nasa.gov/OceanWinds/quikscat/preview/L2B12/v3/>). They have been made available by the Jet Propulsion Laboratory (JPL)/Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PODAAC) scientific team (Fore et al. 2011). QuikSCAT V3 products are calculated through use of a geophysical model function ensuring consistency with winds retrieved from microwave radiometers such as the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) and WindSat (Ricciardulli and Wentz 2011). QuikSCAT wind retrievals are provided over swaths at a wind vector cell (WVC) of 12.5 km spatial resolution. This new scatterometer product is assumed to improve wind speed performance in rain and at high wind speeds.

The accuracy of QuikSCATV3 data is determined through various comparisons with buoy wind measurements, QuikSCATV2 retrievals, and remotely sensed winds derived from the C-band, ASCAT scatterometer aboard the Metop-A satellite. The main findings (not shown) are the results of the comparisons and are similar to those obtained previously (Bentamy et al. 2012). QuikSCATV3 and QuikSCATV2 exhibit similar comparison results versus buoys. ASCAT and QuikSCATV3 statistics are of the same order as ASCAT and QuikSCATV2. Similar discrepancies characterizing ASCAT and QuikSCATV2 comparisons are found for ASCAT and QuikSCATV3. For instance, the most significant discrepancies are found at tropical and high latitudes. QuikSCATV3 are improved when compared with the earlier results reported by Bentamy et al. (2012). We expect that the remaining discrepancies between C-band radar and Ku-band radar wind retrievals are inherent in their characteristics, including the radar's penetrating wavelengths and backscatter

interactions with surface waves at different wavelengths. Such effects would be pronounced in low wind speed regimes and at certain values of SST.

2.2. Radiometer data

The SSM/I measurements used in this study are the same as those in Bentamy et al. (2003, 2008). The SSM/I radiometers on board the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) F11, F13, F14, and F15 satellites provide measurements of surface brightness temperatures (T_b) at frequencies 19.35, 22.235, 37, and 85 GHz (hereafter referred to as 19, 22, 37, and 85 GHz), respectively. Horizontal and vertical polarization measurements are taken at 19, 37, and 85 GHz. Only vertical polarization is available at 22 GHz. Owing to the choice of channels operating at frequencies outside strong absorption lines (for water vapour 50–70 GHz), the detected radiation is a mixture of radiation emitted by clouds, water vapour in the air, and the sea surface, as well as radiation emitted by the atmosphere and reflected at the sea surface. Brightness temperature measurements as well as the associated geophysical parameters are provided by the Global Hydrology Resource Center (GHRC) (<http://ghrc.msfc.nasa.gov/>).

2.3. Buoys

Data from a number of moored buoys located in different basins are used for ground truth validation. These include eight Atlantic moorings off the French and English coasts, maintained by the UK Met Office and/or Météo-France (MFUK), 96 moorings off the Atlantic and Pacific US coasts, maintained by the US National Data Buoy Center (NDBC), 66 moorings of the Tropical Atmosphere Ocean (TAO) array in the equatorial Pacific, 13 moorings of the Prediction and Research Moored Array in the Atlantic (PIRATA) network in the equatorial Atlantic, and 9 moorings of the Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction (RAMA) project. TAO, PIRATA, and RAMA will be hereafter referred to as tropical buoys. Meteorological buoy data are provided as hourly averages. Measurement height varies between 3 and 10 m depending on mooring configuration. Buoy wind, specific air humidity, and air temperature are converted to the standard height of 10 m using the COARE3.0 algorithm of Fairall et al. (2003). The latter is also used to estimate buoy turbulent fluxes.

2.4. NOCS data

A new daily mean air–sea interaction gridded data set (Berry and Kent 2011) is provided by the National Oceanography Centre, Southampton, and is referred to as the NOCS Flux Data set v2.0 (NOCS2.0). The gridded values are available over the global ocean with a spatial resolution of $1^\circ \times 1^\circ$. Daily parameters such as w_{10} , q_{10} , t_{10} , SST, LHF, and SHF are provided with uncertainty estimates. The accuracy of NOCS2.0 gridded parameters was investigated through various comparisons including buoy, satellite, and numerical model data. For instance, comparison with buoys deployed and maintained by the Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI) Upper Ocean Processes Group (UOP) indicates that the mean differences (NOCS2.0–WHOIUOP) of w_{10} and q_{10} are about 0.30 m s^{-1} and 0.40 g kg^{-1} , respectively (Table II of Berry and Kent 2011).

2.5. ERA-Interim

ERA-Interim (Simmons et al. 2006) refers to the reanalyses of atmospheric parameters produced by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). It uses

4D-variational analysis on a spectral grid and covers 1989 to the present. The ERA-Interim data used in this study were obtained from the ECMWF data server on a fixed grid of 0.75° . The main parameters used in this study are specific air humidity and air temperature at 2 m, available at synoptic times (00:00:00, 06:00:00, 12:00:00, 18:00:00 UTC), which are converted to q_{10} and t_{10} , respectively, utilizing the COARE3.0 model (Fairall et al. 2003). The quality of q_{10} and t_{10} is checked through comparisons with MFUK, TAO, and PIRATA buoy estimates. The main finding of interest for this study is that ERA-Interim t_{10} is underestimated for buoy t_{10} exceeding 20°C . A bias correction is determined from linear regression between ERA-Interim and buoy t_{10} estimates.

2.6. Collocation

For q_{10} calibration purposes, values of q_{10} and SST from the SSM/I, NOCS2.0, and ERA-Interim are collocated in space and time. SST data are from version 2 of the optimum interpolated (OI) daily SST analyses (Reynolds et al. 2007) with a spatial resolution of 0.25° . A common collocation procedure is utilized. ERA-Interim q_{10} and t_{10} occurring within 50 km and three hours of a SSM/I cell location and time, respectively, are bi-linearly interpolated in both space and time at the SSM/I cell. SSM/I brightness temperatures and NOCS2.0 q_{10} occurring on the same day are matched if the spatial difference is less than 100 km. The same collocation approach is used for SSM/I T_b and daily SST, except that the spatial difference criterion is 25 km.

3. Specific air humidity improvement

3.1. Retrieving specific air humidity from satellite measurements

Based on collocated SSM/I and ICOADS data, several authors have assessed the relationship between satellite brightness temperature (T_b) and *in situ* specific air temperature (e.g. Kubota et al. 2008; Jackson, Wick, and Robertson 2009). The former is mainly related to the linear relationship between specific air humidity and column integrated water vapour content (ν) obtained from satellite microwave radiometers (Schulz, Schlüssel, and Grassl 1993). SSM/I T_b measurements are sensitive to ν especially in the 19V, 19H, 22V, and 37V channels. In Bentamy et al. (2003), the development of a SSM/I-based method for the retrieval of q_{10} from brightness temperatures is based on a model determined from collocated SSM/I T_b and COADS q_{10} over limited oceanic areas of the North Atlantic and eastern equatorial Pacific, and during a limited period (1996–1998). This model was successfully used by several groups for q_{10} estimation from either SSM/I or AMSRE measurements, as well as to assess the development of new q_{10} models (e.g. Anderson et al. 2010; Kubota et al. 2008; Jackson, Wick, and Robertson 2009). However, Grodsky et al. (2009) and Santorelli et al. (2011) underlined the need for improvement in remotely sensed specific air humidity. To achieve such enhancement, the newly updated and enhanced NOCS2.0 data are used as references for new q_{10} modelling. For instance, Figure 1 shows the difference between NOCS2.0 and the previous version of satellite q_{10} of Bentamy et al. (2003) as a function of satellite-derived q_{10} and for five NOCS2.0 SST ranges. The findings (Figure 1) suggest inclusion of SST as a variable in a satellite q_{10} model. Furthermore, investigation of NOCS2.0 and satellite q_{10} differences indicates a stratification dependency. The latter would be an indication of the modification of the relationship between ν and q as a function of stratification variability. Therefore, the new q_{10} model includes terms related to SST and to differences between 10 m air and SSTs (ΔT):

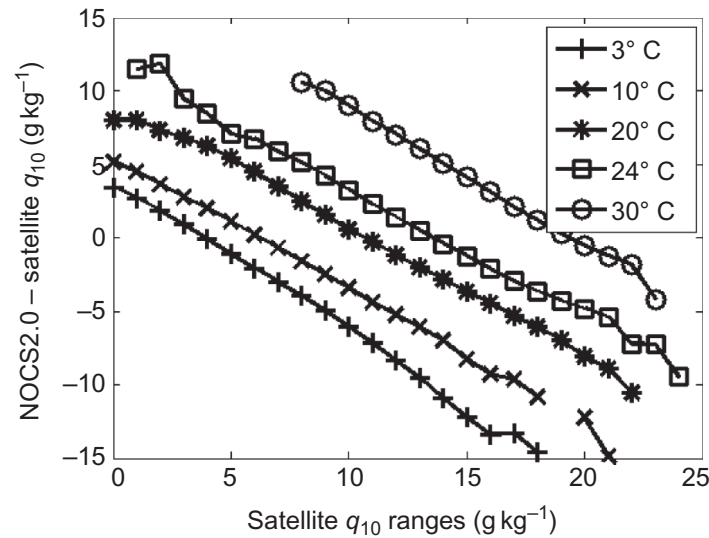


Figure 1. NOCS2.0 minus satellite q_{10} difference as a function of satellite q_{10} . Lines are average difference in 1 g kg^{-1} satellite q_{10} bin for data grouped in the five SST bins. Satellite (IFREMER) q_{10} is from Bentamy et al. (2003).

$$q_{10} = f_1(T_{b,19V}) + f_2(T_{b,19H}) + f_3(T_{b,22V}) + f_4(T_{b,37V}) + g(\text{SST}) + h(\Delta T). \quad (1)$$

The functions $f_1, f_2, f_3, f_4, g,$ and h are determined through a maximum likelihood procedure based on the use of collocated data: SSM/I $F11T_b$, NOCS2.0 q_{10} , SST, and ERA-Interim t_{10} . Only matchups occurring during January, April, August, and September 2005 are used for q_{10} model calibration, thus leaving the remaining *in situ* data for verification purposes. Owing to the strong correlation between ν and brightness temperatures, and the correlation between specific air humidity and SST, q_{10} in Equation (1) is mainly weighted by functions $f_1, f_2, f_3, f_4, h,$ and g . Overall, although the term $h(\Delta T)$ has a small impact, it maintains the bias between NOCS2.0 and satellite q_{10} close to zero with respect to the air–sea temperature difference.

3.2. Daily analysis

This study aims at estimating daily 10 m specific air humidity from radiometer retrievals. However, one should assess the meaning of daily averaged q_{10} based on the use of limited remotely sensed observations. Indeed, local equator crossing times of the SSM/I at the ascending node are about 19 hours for F11, 18 hours for F13, 20 hours (1999) and 17 hours (2009) for F14, and 21 hours (2000) and 18 hours (2009) for F15. Such radiometer orbit characteristics lead to limited observations during morning and evening local times. The impact of the radiometer sampling scheme on the accuracy of the calculation of q_{10} daily estimates is evaluated using hourly buoy q_{10} data. For each buoy, two kinds of daily averaged estimates are calculated. The first ($\overline{q_a^b}$) is determined as an arithmetic mean of all available daily measurements (generally 24-hourly data), whereas the second ($\overline{q_a^s}$) is calculated as an arithmetic mean of hourly buoy q_{10} collocated in space (distance less than 25 km) and time (separation time less than 1 hour) with radiometer passes. Differences between $\overline{q_a^b}$ and $\overline{q_a^s}$ are investigated based on the use of MFUK and tropical buoy q_{10} measurements (figures not shown). In the Eastern Atlantic and Mediterranean Sea, $\overline{q_a^b}$ and $\overline{q_a^s}$ differences, estimated at each buoy location, exhibit a similar behaviour. The mean

differences are low (0.18 g kg^{-1}), indicating that $\overline{q_a^s}$ are slightly underestimated when compared with $\overline{q_a^b}$. The associated root mean square (RMS) values are lower than 0.40 g kg^{-1} . In the tropical basins, where specific air humidity values are maximal, the mean differences are close to zero, and RMS values do not exceed 0.40 g kg^{-1} . The results characterizing $\overline{q_a^b}$ and $\overline{q_a^s}$ differences do not exhibit any significant geophysical patterns, except at a buoy located off the coast of the Mediterranean Sea. Therefore, we conclude that daily average air humidity based on the particular temporal sampling of satellite observations deviates from the ‘true’ daily mean by less than 0.18 g kg^{-1} . The magnitude of this bias is considered as the characteristic error of satellite q_{10} , as can be seen below.

These results allow the determination of daily averaged 10 m specific air humidity from radiometer brightness temperature measurements. They are estimated as gridded fields with the same spatial resolution as the gridded daily wind fields (see the following section). All available and valid brightness temperature measurements from F11, F13, F14, and F15 satellites during 2005–2007 are used. For each day and for each individual SSM/I swath cell, valid brightness temperatures (instantaneous) and the spatially closest daily averaged SST and 6-hourly 10 m air temperature are selected. Specific air humidity is estimated based on Equation (1). Time differences and accuracy characteristics (Meissner, Smith, and Wentz 2001) of brightness temperatures derived from various instruments may contribute to an inconsistency between q_{10} derived from Equation (1) and actual values expected to be used for the daily gridded specific air humidity calculation. To reduce the non-consistency impact, auxiliary information providing a mean description of q_{10} during a given day is also used. It is derived from 6-hourly ERA-Interim q_{10} estimates (q_{mod}). The following linear relationship between retrievals (q_{10}) and auxiliary data q_{mod} is assumed:

$$E(q_{10}(x, y, t)) = \alpha_0 + \beta_1 q_{\text{mod}}(x, y, t), \tag{2}$$

where x, y , and t represent spatial and temporal coordinates, and α_0 and β_1 are coefficients to be estimated. The operator E is the mathematical mean (conventional first moment), and q_{mod} indicates Era-Interim q_{10} collocated in space and time with each individual satellite retrieval. Equation (2) is known as the external drift constraint (Wackernagel 1998).

The objective method aiming to calculate gridded daily specific air humidity from retrievals is similar to the method used for daily ASCAT wind field analyses (Bentamy and Croizé-Fillon 2011). Daily satellite q_{10} (q_{sat}) is estimated based on the following assumption:

$$q_{\text{sat}} = \frac{1}{(t_b - t_a)} \int_{t_a}^{t_b} \left(\sum_{j=1}^N \lambda_j q_{10}(x_j, y_j, t) \right) dt + \varepsilon, \tag{3}$$

with unbiased constraint $\sum_{j=1}^{j=N} \lambda_j = 1$ and external drift constraint (Equation (2)), where $q_{10}(x_j, y_j, t)$ indicates the j th q_{10} retrieval available over a given satellite swath cell with geographical coordinates (x_j, y_j) and at time t . t_a and t_b indicate the time interval falling between 00:00:00 and 23:59:59 (UTC) when retrievals are available. N is the retrieval number selected for daily analysis calculation; λ is the weighting vector to be estimated and is the solution of the following linear system:

$$\sum_{j=1}^{j=N} \lambda_j C_{ij} - \mu_1 - \mu_2 q_{\text{mod}i} = C_{i0} \quad \text{for } i = 1, 2, 3, \dots, N$$

$$\sum_{j=1}^{j=N} \lambda_j = 1 \quad (4)$$

$$\sum_{j=1}^{j=N} \lambda_j q_{\text{mod},j} = q_{\text{mod},0},$$

where \mathbf{C}_{ij} stands for the covariance matrix between q_{10} observations, while μ_1 and μ_2 are the Lagrangian terms used to take into account the unbiased and external drift constraints. Index 0 indicates the grid point where daily analysis is performed.

The objective method requires parameterization of the spatial and temporal covariance structure of specific air humidity. It is determined from retrievals occurring during January, April, July, and October 2005 over the global ocean between 55° S and 55° N.

3.3. Accuracy of satellite daily specific air humidity

The quality of the resulting daily satellite q_{10} estimates (q_{sat}) is mainly investigated through comprehensive comparisons with daily averaged 10 m specific air humidity (q_{buoy}) from buoys during 2005–2007, for which period both new (q_{sat}) and old ($q_{\text{sat_old}}$) values are available. Daily buoy estimates are calculated as an arithmetic mean of all valid hourly data. For each day within the period, all daily buoy and satellite data separated by less than 25 km are selected. Consequently, 2910 collocations from MFUK and 16,999 from tropical networks, with specific air humidity ranging from 2 to 25 g kg⁻¹, met all the collocation quality control criteria. The buoy–satellite comparisons are complemented by comparisons with daily ship data from NOCS2.0 for two regions: a low-humidity region in the mid-latitude North Atlantic and Mediterranean Sea (20° W–10° E, 35° N–60° N) and a more humid region in the tropical Atlantic (70° W–10° E, 15° S–15° N). These regions are selected based on ground truth mooring locations. The northern region hosts the MFUK moorings while the tropical region hosts the PIRATA mooring array. In addition, the quality of the daily satellite q_{10} analysis is investigated on global scales through comparisons with daily estimates from NOCS2.0 and ERA-Interim. Only the 2007NOCS2.0 q_{10} are used for the global comparisons because these data were excluded from the calibration of the q_{10} model (1).

Even though buoy as well as ship q_{10} data are used as ground truth references, both sources may have uncertainties mainly related to hygrometer type, measurement height, and solar radiation contamination (Kent, Woodruff, and Berry 2007). The assessment of the quality of the reference data is beyond the scope of this article.

To limit possible impacts of sampling errors of *in situ* data, comparisons are limited to q_{10} with relative random error less than 10%. Most of the cases (>95%) when this error exceeds 10% occur in dry conditions ($q_{10} < 4$ g kg⁻¹) at the MFUK buoys. The statistics established for these specific cases yield an overestimation of satellite q_{10} .

Figures 2(a) and (b) illustrate validation results obtained for MFUK and tropical moorings, respectively. The statistics characterizing buoy and satellite comparisons are estimated. Table 1 provides the biases and standard deviations (STDs) of buoy and satellite differences (in that order), and correlation coefficients (r). The statistics associated with the performance of daily q from Bentamy et al. (2003) indicated as $q_{\text{sat_old}}$ are also provided. The updated daily satellite q_{sat} gives a good representation of daily *in situ* q_{10} estimates. Correlation coefficients between tropical and satellite and between MFUK and satellite daily q_{10} are 0.85 and 0.95, respectively. At MFUK buoy locations, correlation

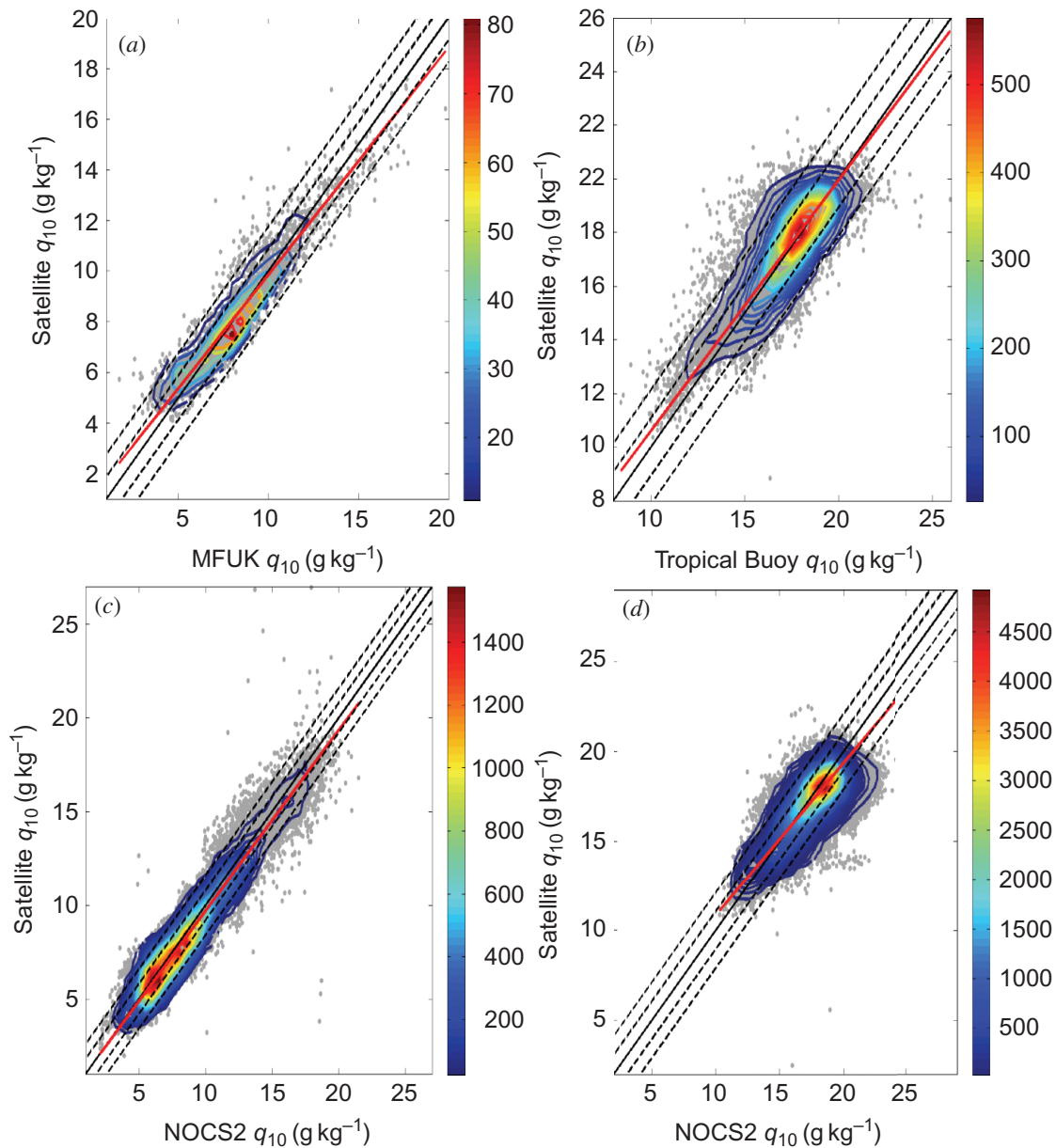


Figure 2. Daily averaged specific air humidity from buoys (MFUK (a) and tropical (b)) and satellites. Panels (c) and (d) show companion comparisons with daily NOCS2.0 q_{10} from the two areas surrounding MFUK and tropical arrays, respectively. Black and red lines are perfect and symmetrical linear fits, respectively. Inner and outer dashed lines show one and two standard deviations of *in situ* minus satellite q_{10} , respectively. Numbers in the colour bars represent the number of collocated data per 0.50 g kg^{-1} bins. Only bins with the number of collocated data exceeding a threshold (30 for mooring and 100 for NOCS2.0 comparisons) are shown in colour. The rest of the collocated data are shown as grey dots.

coefficient varies between 0.92 and 0.95 leading to no significant location dependence. Even though correlation coefficients are quite high at tropical locations, better results are found at buoys moored off the Equator, where polar-orbiting satellite sampling is better than at low latitudes. NOCS2.0 and satellite q comparisons (Table 1) indicate similar correlation results.

The biases for the new q_{10} are low (Table 1) and are not statistically significant. Biases increase for low and high q_{10} (Figures 2(a) and (b)), indicating slight overestimation and underestimation, respectively, which is also evident from the regression fit lines in Figure 2.

Table 1. Statistical parameters of differences between daily buoys (MFUK, TAO, PIRATA, RAMA) and satellite specific air humidity estimated for 2005–2007. Bias, STD, and r stand for mean and standard deviation difference (buoy minus satellite) values, and correlation coefficients, respectively. Bias and STD are in g kg^{-1} units.

	Length	q_{sat}			$q_{\text{sat_old}}$		
		Bias	STD	r	Bias	STD	r
MFUK	2910	−0.04	0.87	0.95	−0.20	1.43	0.90
TAO/PIRATA/RAMA	16,999	−0.10	1.05	0.85	0.88	1.62	0.75
NOCS2.0 (MFUK)	67,104	0.23	0.79	0.95	0.42	1.57	0.88
NOCS2.0 (Tropical)	129,341	0.27	1.05	0.83	0.74	1.55	0.73

However, the bias always stays within one STD. Therefore, the bias behaviour as a function of buoy q_{10} ranges may be partly related to the collocation procedures (satellite data coverage and q_{10} latitude dependency), to differences in estimates of daily averaged buoy and satellite q_{10} , and to differences in the buoy and satellite temporal and spatial sampling schemes. The highest departure between daily averaged buoy and satellite q_{10} is depicted in the Pacific warm pool region. Satellite q_{10} tends to be overestimated compared with *in situ* estimates. Furthermore, buoy q_{10} exhibits higher temporal variability than that reported from satellite q_{10} . Similar bias dependencies on q_{10} are present in comparisons with NOCS2.0 q_{10} (Figures 2(c) and 2(d)). Biases at buoy locations (where at least one year of collocated data are available) display weak geographical variations. Air humidity bias varies from -0.10 to 0.10 g kg^{-1} at the mid-latitude MFUK locations, but the bias range increases in more humid tropical conditions where it varies from -0.30 to 0.30 g kg^{-1} at the tropical mooring locations, except at the 125° W , 2° S TAO mooring where the bias is anomalously strong, reaching 0.90 g kg^{-1} . The bias analysis indicates that the q_{10} model (Equation (1)) works better in extra-tropical areas where most of the water vapour is trapped near the surface and when assessing the relationship between v and q . However, the q_{10} model is less accurate in regions of active convection where water vapour may exist aloft, and this is related to atmospheric processes that are not highly correlated to surface fluxes, especially at a daily scale.

STD of daily satellite and *in situ* (buoy and ship) specific air humidity is also weaker at mid-latitudes and increases in the tropics (Table 1); STD increases from 0.79 to 1.05 g kg^{-1} . It depicts weak changes among buoy locations with the exception of higher values in the Mediterranean Sea, where STD is about 1.10 g kg^{-1} . At the two Mediterranean MFUK locations, atmospheric conditions are strongly variable. For instance, STD of specific air humidity measured by MFUK buoys moored in the Mediterranean Sea is twice as strong as that at the Atlantic MFUK moorings. Better satellite data sampling is needed to decrease STD between satellite and buoy data in the Mediterranean Sea.

The newly developed algorithm used for estimating satellite daily specific air humidity provides significant improvements over the previous example (Bentamy et al. 2003). Indeed, statistics characterizing comparisons between buoy and satellite, as well as NOCS2.0 and satellite, clearly show that results are better for the updated q_{sat} in various study regions (Table 1). For instance, RMS difference values between the new and old daily satellite q_{10} estimates (estimated from bias and STD values) are reduced by more than 50%.

At a global scale, the updated q_{sat} are compared with daily averaged 10 m q from NOCS2.0 (q_{nocs}). The two q_{10} sources are collocated in space and time. For each day, q_{sat} values are linearly interpolated over a q_{mod} gridded map. The resulting collocated daily data

are used to estimate monthly, seasonal, and annual statistical parameters, such as mean and STD of each q product, mean and STD differences, and correlation coefficient between q_{nocs} and q_{sat} (in this order). Only results derived from collocated data occurring during 2007 are shown. They are not used for calibration dealing with the determination of the retrieval model (Equation (1)).

The spatial variability of specific air humidity from the two products exhibits very similar features for both monthly and seasonal and annual scales. The former are highly related to spatial patterns of SST and precipitation and the major spatial patterns of specific air humidity (Jackson, Wick, and Robertson 2009). For instance, Figure 3 illustrates q_{sat} spatial patterns estimated for the northern hemisphere (NH) winter (December–January–February, DJF), spring (March–April–May, MAM), summer (June–July–August, JJA), and autumn (September–October–November, SON). q_{10} values exceeding 18 g kg^{-1} are mainly found along the convergence zones in the tropical Atlantic, Pacific, and Indian oceans. High values reaching or exceeding 19 g kg^{-1} are depicted in the western Pacific warm pool throughout the year, in the tropical and northeastern Indian Ocean areas during spring and summer seasons, respectively, and in the Caribbean and Gulf of Mexico during summertime. Seasonal variations result in significant differences in specific air humidity estimates between NH winter and summer. They reach 6 g kg^{-1} in northeastern oceanic regions, north of the Indian Ocean, the Gulf of Mexico, over the entire Mediterranean Sea, off the northwestern African coasts, and over the southeastern Indian Ocean. Such spatial and seasonal patterns are likely closely related to those of SST.

The spatial differences between NOCS2.0 and satellite q_{10} during NH winter and summer seasons are shown in Figure 4. Upper and lower panels illustrate bias and STD differences, respectively. The new q_{sat} daily estimates reduce the discrepancies between *in situ* and satellite in terms of both mean difference and variability. Indeed, previous studies reported that the IFREMER (old version) specific air humidity was underestimated by 1 g kg^{-1} compared with ICOADS over the inter-tropical ocean (Jackson, Wick, and Robertson 2009), while it was slightly overestimated over subtropical oceanic areas. Both statistical parameter spatial distributions (Figure 4) do not exhibit significant geophysical

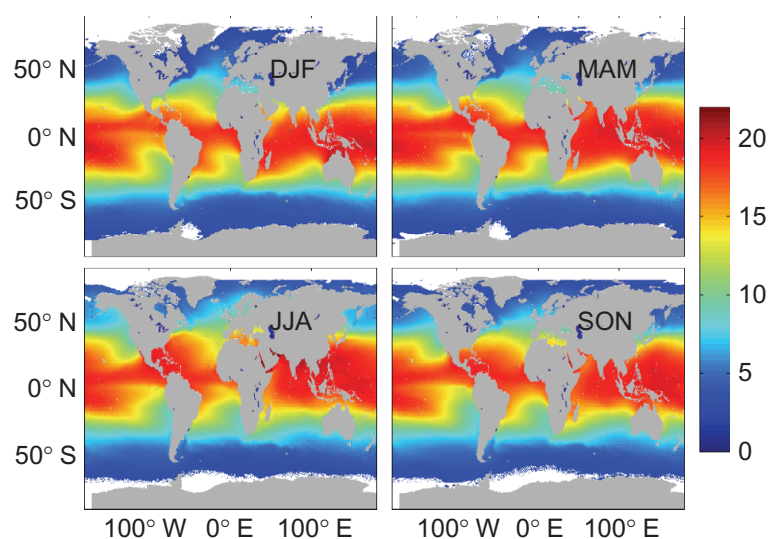


Figure 3. Northern hemisphere winter (December–January–February (DJF)), spring (March–April–May (MAM)), summer (June–July–August (JJA)), and autumn (September–October–November (SON)) mean q_{10} patterns estimated from daily satellite analyses for the period 2005–2007. Colour indicates q_{10} values in g kg^{-1} .

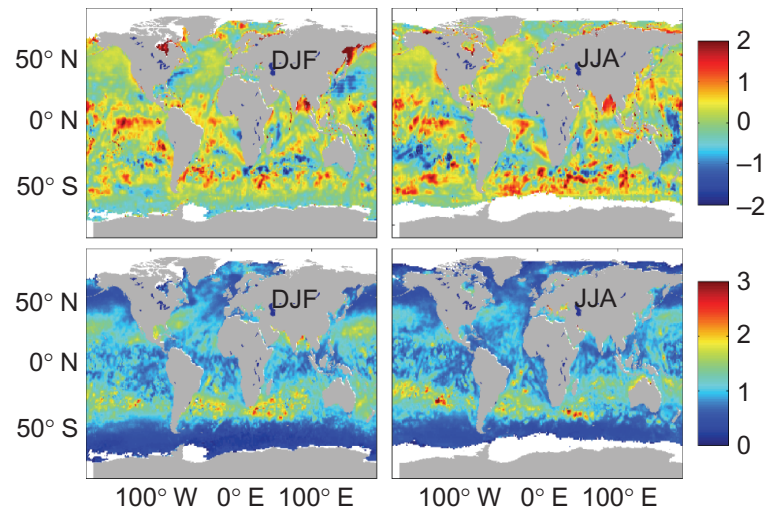


Figure 4. Mean difference (top) and standard deviation (bottom) between daily NOCS2.0 and satellite q_{10} for boreal winter (DJF) and summer (JJA) during 2005–2007. Colour indicates mean and STD values in g kg^{-1} .

pattern dependency. More than 84% (DJF) and 95% (JJA) of q difference values are lower than 1 and 1.5 g kg^{-1} , respectively, whereas the associated STDs are lower than 2 g kg^{-1} for 95% of total grid points. Most of the differences exceeding 1 g kg^{-1} are found in the southern ocean and/or in regions where NOCS2.0 q error exceeding 1.3 g kg^{-1} is associated with issues related to sampling by ships (Berry and Kent 2011). Excluding these poorly sampled regions leads to an improvement in NOCS2.0 and satellite comparisons: more than 95% of differences do not exceed 1.20 g kg^{-1} . At regional scales, two areas located in the northwestern Atlantic and Pacific oceans, likely related to Gulf Stream and Kuroshio currents, are depicted during NH winter season. Specific air humidity is assumed to be low (Figure 4) due to continental cold air outbreaks. These discrepancies might be partly related to the uncertainties of the retrieval model (Equation (1)) at some specific locations and for some local atmospheric and oceanic conditions.

4. Daily wind fields

Surface wind speeds and directions may be retrieved from scatterometers and radiometers. In this study, only QuikSCATV3 retrievals are used. As mentioned in Section 2, these are corrected with respect to the results of Bentamy et al. (2012). The calculation of daily gridded wind fields from scatterometer wind observations is performed using the same objective method as that for the estimation of daily ASCAT wind fields (Bentamy and Croizé-Fillon 2011). The resulting wind field accuracy is investigated through comparison with daily averaged winds from MFUK, NDBC, PIRATA, RAMA, and TAO moored buoy estimates. The main statistics characterizing scatterometer and buoy daily wind speeds and direction comparisons are summarized in Table 2. Bias and STD are mean and STD values of differences between buoy and satellite data, respectively. r is the correlation coefficient, and for wind direction, it is estimated as vector correlation (Bentamy and Croizé-Fillon 2011b). It varies between -2 and $+2$. The overall statistics indicate that the daily scatterometer wind fields compare well to daily averaged buoy data. RMS differences do not exceed 2 m s^{-1} and 20° , which are the scatterometer specifications for wind speed and direction, respectively. For *in situ* and scatterometer daily winds higher than 3 m s^{-1} , no

Table 2. Statistical parameters of differences between daily buoys (MFUK, NDBC, TAO, PIRATA, RAMA (tropical)) and satellite wind speeds ($m s^{-1}$), wind directions ($^{\circ}$), wind stress amplitude ($dyn m^{-2}$), latent heat flux (LHF) ($W m^{-2}$), and sensible heat flux (SHF) ($W m^{-2}$). Numbers to the right of mooring names are sampling lengths of buoy and satellite-collocated daily data.

	MFUK (12146)			NDBC (28048)			Tropical (49843)		
	Bias	STD	r	Bias	STD	r	Bias	STD	r
Speed	-0.36	1.58	0.92	-0.27	1.09	0.94	-0.25	1.25	0.85
Direction	0.00	19.00	1.76	-5.00	23.00	1.74	-4.00	17.00	1.65
Stress	-0.01	0.07	0.92	-0.01	0.04	0.95	-0.01	0.03	0.85
Latent heat	5.00	27.00	0.89	13.00	37.00	0.89	2.00	31.00	0.79
Sensible heat	-2.00	10.00	0.94	-2.00	10.00	0.96	-4.00	6.00	0.77

significant bias trend is found. For lower wind speed ranges, scatterometer winds tend to be slightly overestimated compared with those estimated by buoys. The biases in wind direction are relatively small. Despite differences in buoy and scatterometer sampling schemes used for the estimation of daily winds, correlation values attest that satellite daily winds reproduce *in situ* estimates fairly well. The lowest correlation value is found for tropical buoy and satellite wind comparisons, due to the low wind speed conditions within these specific oceanic regions.

5. Turbulent fluxes

Daily surface wind stress and the associated zonal and meridional wind stress components, and surface latent and sensible heat fluxes are estimated over global oceans from daily winds (Section 4), specific air humidity (Section 3), SST, and air temperature utilizing the COARE3.0 bulk parameterization algorithm (Fairall et al. 2003). SST are from the daily OI analyses (Reynolds et al. 2007), while t_{10} are daily averaged estimates calculated from Era-Interim analyses (Section 2). Calculations of gridded bulk variables and turbulent flux fields are performed over global oceans with a spatial resolution of 0.25° in both longitude and latitude. Spatial and temporal resolutions of the flux fields are consistent with SST analyses.

The quality of the new flux fields is first examined through comparisons with turbulent fluxes estimated from daily averaged, buoy bulk variables. Most NDBC buoys do not provide measurements of specific air humidity (or relative humidity); these are calculated from air and dew point measurements. Since daily turbulent fluxes are estimated utilizing COARE 3.0 parameterization, any departures between buoy and satellite daily fluxes highlight differences in daily bulk variables. In this article, statistics related to comparisons between buoy and satellite daily wind stress (τ), latent (LHF), and sensible (SHF) heat fluxes are provided (Table 2). These are calculated from collocated buoy and satellite data for 2005–2007.

As expected, buoy and satellite daily wind stress exhibit similar comparison results to those found for wind speed (Table 2). This is clearly illustrated by correlation coefficient values. Furthermore, negative bias values are associated with a slight overestimation of satellite wind speeds.

Daily satellite LHF is slightly underestimated in comparison with buoy data. Biases from the MFUK, NDBC, and tropical moorings are 5, 13, and $2 W m^{-2}$, respectively, which correspond to 7, 12, and 1% of mean buoy LHF. Again we find a somewhat high temporal

correlation of satellite and *in situ* turbulent fluxes (Table 2), which tends to decrease in the tropics. Remaining sampling issues show moderately strong RMS errors, i.e. $\sim 30 \text{ W m}^{-2}$ for MFUK and tropical moorings and 37 W m^{-2} in the Atlantic western boundary sampled by NDBC moorings. The positive (buoy minus satellite) LHF biases at MFUK and NDBC locations are mainly related to the underestimation of high LHF ($>200 \text{ W m}^{-2}$) at low q and/or for high winds. In fact, the satellite q is higher than *in situ* q in dry conditions (Figure 2) that leads to LHF underestimation. Excluding cases with buoy $q < 3 \text{ g kg}^{-1}$ reduces the satellite LHF biases down to 4 W m^{-2} (MFUK) and 6 W m^{-2} (NDBC) while the RMS error reduces to 25 W m^{-2} (MFUK) and 29 W m^{-2} (NDBC).

Satellite daily SHF has high correlation with *in situ* data at extratropical locations and somewhat reduced correlation in the tropics (Table 2). The biases at MFUK and NDBC moorings are lower than 2 W m^{-2} in magnitude, which are negligible. In the tropics where time mean SHF is weak, satellite SHF is overestimated by 4 W m^{-2} . This departure is related to the underestimation of air temperature in warm and humid conditions (not shown). These comparisons show improvements by the new satellite SHF. Indeed, the previous version of SHF (Bentamy et al. 2008) was biased by more than 10 W m^{-2} according to Santorelli et al. (2011).

For global comparisons, we select NOCS2.0 daily LHF and SHF with uncertainties lower than 40 and 20 W m^{-2} , respectively. The above thresholds are the median values of NOCS2.0 LHF and SHF errors. They are chosen in order to maintain sufficient *in situ* data for comparison. Consequently, most selected NOCS2.0 data are located in northern basins. The lowest NOCS2.0 data sampling is in the tropics and in southern latitudes. In particular, there is a factor of 20 between sampling lengths at 40° N and 40° S . The spatial distribution of the seasonal mean NOCS2.0 minus satellite LHF does not show any systematic basin-scale patterns. The highest positive differences (NOCS2.0 – satellite $> 30 \text{ W m}^{-2}$) are found in the Mediterranean Sea throughout the year, and in western boundaries during local winter. To summarize, Figures 5 and 6 show NOCS2.0 and satellite LHF comparisons of zonally averaged fluxes stratified by ocean basin. The two LHF products have similar latitudinal dependencies, especially to the north, where *in situ* data coverage is better. For both data sets the zonal mean LHF exceeds 100 W m^{-2} in the trade wind zones (Figures 5

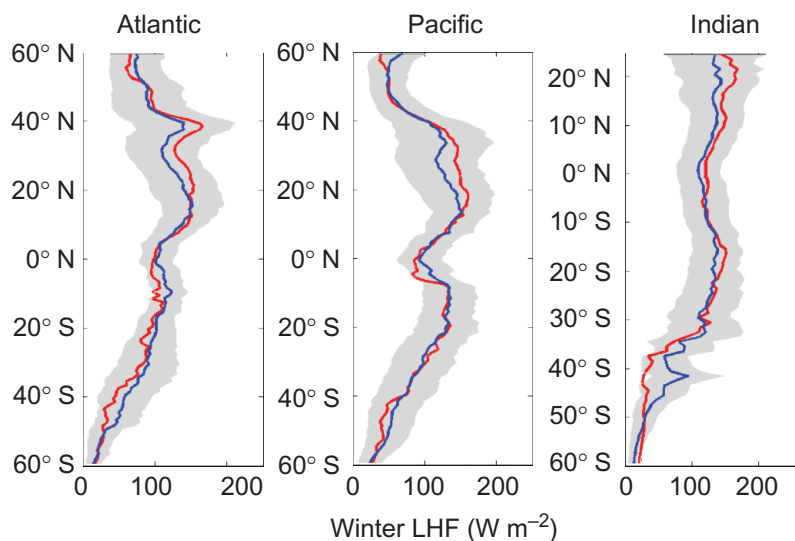


Figure 5. Latitudinal averages of NOCS2.0 (red) and satellite (blue) of LHF estimated over the Atlantic (left), the Pacific (middle), and the Indian (right) oceans for 2005–2007 boreal winter.

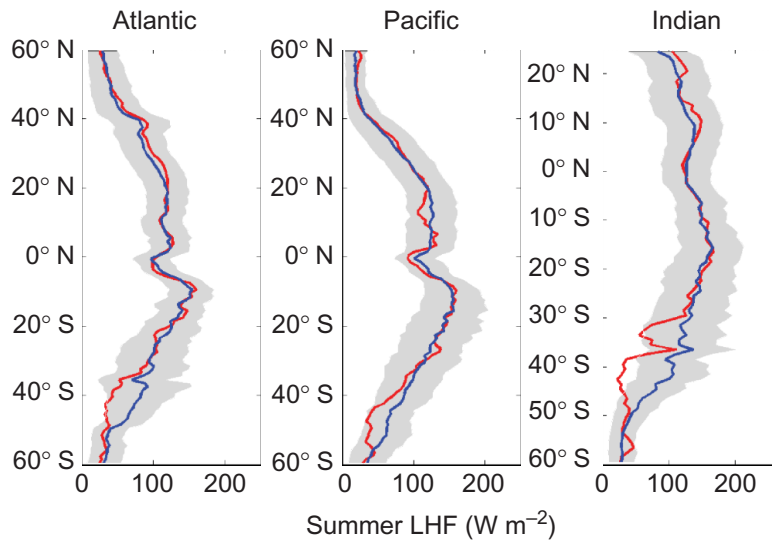


Figure 6. Latitudinal averages of NOCS2.0 (red) and satellite (blue) of LHF estimated over the Atlantic (left), the Pacific (middle), and the Indian (right) oceans for 2005–2007 boreal summer.

and 6), where rather strong winds and dry air are both present. Seasonal variability, which is pronounced in the Atlantic and Pacific, is associated with stronger winds in local winter. Both NOCS2.0 and satellite LHF indicate maxima along 40 and 36° N in the Atlantic and Pacific, respectively, during the winter season (Figure 5), reflecting contributions from high LHF in the western boundaries associated with winter storms. These high LHF are absent in local summer (Figure 6). Locally weak LHF is present throughout the year along the equator in the Atlantic and Pacific due to lower winds and rather cold SST in the eastern cold tongue regions. The lowest LHF is found at high latitudes due to cold SST and related low air humidity. Owing to sampling issues, discrepancies between NOCS2.0 and satellite LHF are stronger in southern oceans. For instance, near 40° S in the Atlantic and Indian Oceans, these exceed 30 $W m^{-2}$ in boreal summer (Figure 6). Lower ship-based LHF may be linked to the need for ships to avoid stormy seas. Indeed, 90% of NOCS2.0 daily LHF along 40° S in the Indian Ocean are lower than 50 $W m^{-2}$, but this percentage is only 20% for satellite daily LHF.

Zonally averaged sensible heat fluxes from NOCS2.0 and satellite exhibit qualitatively similar behaviour (Figures 7 and 8). Both SHF estimates do not exceed 20 $W m^{-2}$ in the tropics, and increase towards the mid-latitudes of the winter hemisphere. The highest sensible heat loss occurs around 40° N in the Atlantic and Pacific in boreal winter due to high winds and strong air–sea temperature difference (ΔT) in the western boundary regions. The northern SHF amplification is not present in local summer, reflecting a significant seasonal drop in storm track activity. Although the two SHFs are highly correlated, satellite SHF is higher than NOCS2.0. The difference is apparent during local winter, when it increases up to 25 $W m^{-2}$ in the north Pacific between 30 and 40° N (Figure 7). Even higher differences occur in the southern ocean in austral winter (Figure 8). Discrepancies between NOCS2.0 and satellite SHF are more pronounced during the summer season in regions located south of 40° S, where satellite SHF exhibits much more seasonal variation than that of NOCS2.0. Summertime departures found at high southern latitudes are mainly associated with differences in wind speeds and with poor temporal and spatial samplings of NOCS2.0 daily data and missing strong wind events, which are avoided by ships.

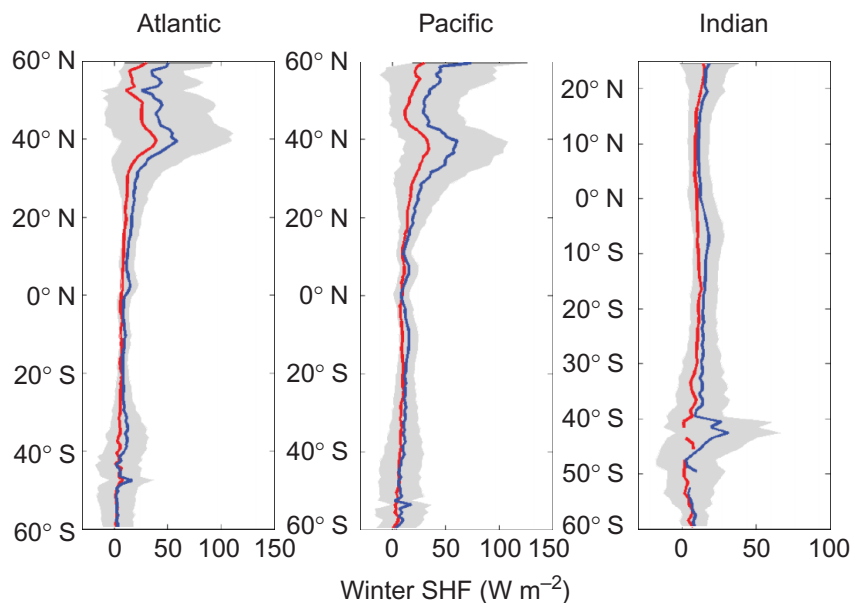


Figure 7. Boreal winter (DJF) zonal mean NOCS2.0 (red) satellite (blue) SHF over the Atlantic (left), Pacific (middle), and Indian (right) oceans for 2005–2007.

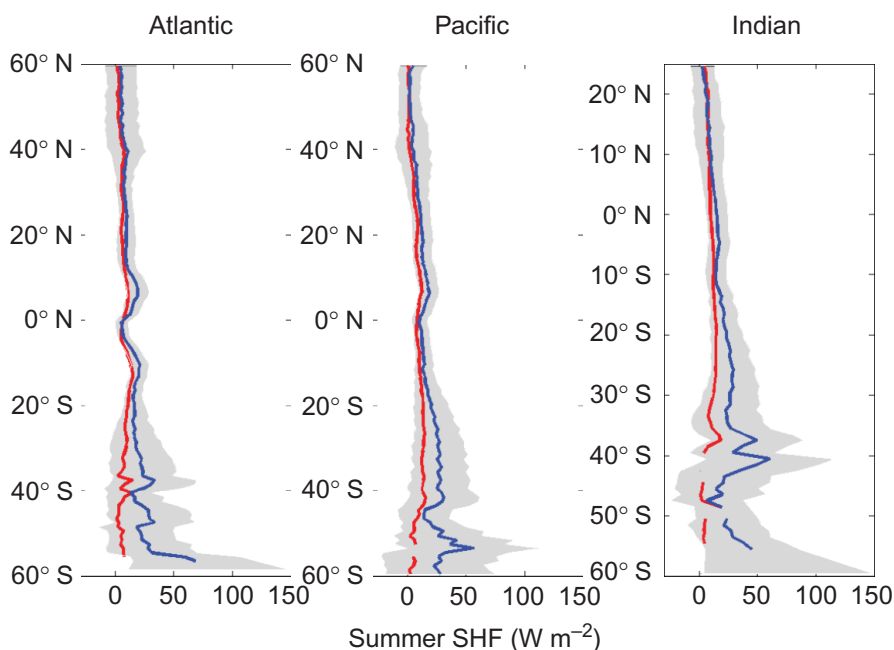


Figure 8. Boreal summer (JJA) zonal mean NOCS2.0 (red) satellite (blue) SHF over the Atlantic (left), Pacific (middle), and Indian (right) oceans for 2005–2007.

6. Conclusion

The presence of biases in the Bentamy et al. (2003) version of the IFREMER turbulent fluxes required improvement of the product. The availability of the new air–sea interaction gridded data set (NOCS2.0) calculated from height-adjusted ICOADS data allows for enhancement of satellite-derived, turbulent fluxes over the global ocean. The new version of the IFREMER satellite, turbulent air–sea fluxes is based on a synergy of remote-sensing and atmospheric reanalysis data. It includes a newly improved air humidity retrieval scheme,

new QuikSCATV3 scatterometer winds, and adopts t from the ECMWF Era-Interim atmospheric reanalysis.

The core of the air humidity retrieval scheme remains unchanged. This is based on the statistical relationship between microwave brightness temperature and q_{10} , which in turn is based on the quasi-linear relationship between q_{10} and integral atmospheric water vapour content (Schultz et al. 1993). However, the direct application of this retrieval algorithm in Bentamy et al. (2003) results in a SST-dependent q_{10} bias, which suggests the inclusion of SST as an additional parameter in the satellite q_{10} retrieval algorithm. Furthermore, the analysis of q_{10} bias reveals a dependence on atmospheric stratification that reflects modifications in the relationship between water vapour content and q_{10} over ocean SST fronts. Therefore, the new q_{10} retrieval algorithm developed in this article includes SST and the air–sea temperature difference terms along with the traditional microwave brightness terms. The retrieval algorithm parameters are fitted using the global *in situ* data from the bias-corrected version of ICOADS (NOCS2.0). The new satellite q_{10} has a reduced bias that no longer depicts the large-scale patterns (dry tropics and wet subtropics) found in the previous IFREMER product.

All satellite observations are objectively mapped on a daily $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grid following Bentamy and Croizé-Fillon (2011). The validation of daily gridded q_{10} shows good comparisons with *in situ*, daily mean mooring measurements in the North Atlantic and tropics. The RMS values are about 1 g kg^{-1} , while the correlation coefficients exceed 0.85. Similar results are obtained from comparisons with daily NOCS2.0 data not used in the development of the satellite retrieval model.

Daily satellite LHF is slightly underestimated in comparison with *in situ* buoy data. The LHF bias (buoy minus satellite) is 5 W m^{-2} (or 7% of the mean buoy LHF) and 13 W m^{-2} (12%) at mid-latitudes locations (MFUK and NDBC moorings, respectively). It decreases to 2 W m^{-2} (1%) at the tropical moorings. SHF is slightly overestimated by 2 W m^{-2} (11%) at MFUK, by 2 W m^{-2} (7%) at NDBC, and by 4 W m^{-2} (51%) at the tropical moorings. On a global scale, satellite-derived LHF and SHF exhibit similar spatial and temporal patterns to those derived from NOCS2.0. Global comparisons between NOCS2.0 and satellite suggest that both LHF and SHF exceed *in situ* values for storm track belts during local winter, which are particularly evident at high southern latitudes. The increased difference in the south is in part explained by the poor temporal and spatial samplings of NOCS2.0 daily data and missing strong wind events, which are avoided by ships. Indeed, 90% of NOCS2.0 daily LHF along 40° S in the Indian Ocean is lower than 50 W m^{-2} , but this percentage is only 20% for satellite daily LHF.

Statistical comparisons between *in situ* (moorings and NOCS2.0) and satellite bulk variables and turbulent fluxes assess the improvement of the new calculations with regard to previous IFREMER satellite flux accuracy. In future, flux calculations will first be performed for the whole QuikSCAT period (August 1999–November 2009). The spatial and temporal patterns of the resulting flux fields will be investigated and compared with those derived from satellite observations such as HOAPS, from blended data such as AOFLUX, or from meteorological reanalyses such as ERA-Interim. The extension of the calculation to the periods of the European Satellite Remote Sensing satellites ERS-1 and ERS-2 (March 1992–January 2001) and of ASCAT (February 2007–present) is expected.

Acknowledgements

This research was supported by TOSCA (Terre, Océan, Surfaces continentales, Atmosphère) and SIMED (Simulation de la Méditerranée) projects, NFS (ATM0631685), and NASA (NNXIOAD99G,

NNX09AF34G). We thank D. Croz -fillon, F. Paul, J. F. Piollé, A. Santorelli, F. Kelly, and IFREMER/CERSAT for data processing support. The authors are grateful to ECMWF, EUMETSAT, CERSAT, JPL, NOAA, NOCS, Météo-France, NDBC, PMEL, and UK MetOffice for providing numerical, satellite, and *in situ* data.

References

- Andersson, A., K. Fennig, C. Klepp, S. Bakan, H. Gra l, and J. Schulz. 2010. "The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data – HOAPS-3." *Earth System Science Data* 2: 215–234. doi:10.5194/essd-2-215-2010.1.
- Ayina, L. H., A. Bentamy, A. Mestas-Nunez, and G. Madec. 2006. "The Impact of Satellite Winds and Latent Heat Fluxes in a Numerical Simulation of the Tropical Pacific Ocean." *Journal of Climate* 19: 5889–5902. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3939.1>.
- Bentamy, A., L.-H. Ayina, W. Drennan, K. Katsaros, A. Mestas-nuñez, and R. T. Pinker, 2008. "15 Years of Ocean Surface Momentum and Heat Fluxes from Remotely Sensed Observations." *FLUXNEWS*, No. 5, January 2008, World Climate Research Program, Geneva, 14–16. http://www.sail.msk.ru/newsletter/fluxnews_5_final.pdf
- Bentamy, A., and D. Croiz Fillon. 2011. "Gridded Surface Wind Fields From Metop/ASCAT Measurements." *International Journal of Remote Sensing* 33: 1729–1754.
- Bentamy, A., S. A. Grodsky, J. A. Carton, D. Croizé-Fillon, and B. Chapron. 2012. "Matching ASCAT and QuikSCAT Winds." *Journal Geophysical Research* 117: C2. doi:10.1029/2011JC007479.
- Bentamy, A., K. Katsaros, A. Mestas-Nuñez, W. Drennan, E. Ford, and H. Roquet. 2003. "Satellite Estimates of Wind Speed and Latent Heat Flux Over the Global Oceans." *Journal of Climate* 16: 637–656. [http://dx.doi.org/10.1175/15200442\(2003\)0160637:SEOWSA2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/15200442(2003)0160637:SEOWSA2.0.CO;2).
- Bentamy, A., K. Katsaros, and P. Queff lou. 2011. "Satellite Air Sea Fluxes." In *Remote Sensing of Changing Oceans*. <http://www.springer.com/earth+sciences+and+geography/geophysics/book/978-3-642-16540-5>.
- Berry, D. I., and E. C. Kent. 2011. "Air-Sea Fluxes From NOCS2.0: The Construction of a New Gridded Dataset with Uncertainty Estimates." *International Journal Climatology* 31: 987–1001. CLIMAR-III Special Issue, doi:10.1002/joc.2059.
- Bourras, D. 2006. "Comparison of Five Satellite-Derived Latent Heat Flux Products to Moored Buoy Data." *Journal of Climate* 19: 6291–6313. doi:10.1175/JCLI3977.1.
- Chou, S.-H., E. Nelkin, J. Ardizzone, R. M. Atlas, and C.-L. Shie. 2003. "Surface Turbulent Heat and Momentum Fluxes Over Global Oceans Based on the Goddard Satellite Retrieval, Version 2 (GSSTF2)." *Journal of Climate* 16: 3256–3273.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, and J. B. Edson. 2003. "Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE3.0 Algorithm." *Journal of Climate* 16: 571–591.
- Fore, A., B. Stiles, R. S. Dunbar, B. Williams, A. Chau, L. Ricciardulli, F. Wentz, T. Meissner, and E. Rodriguez. 2011. "Point-Wise Wind Retrieval and Ambiguity Removal Improvements for the QuikSCAT Climatological Data Set." International Ocean Vector Wind Science Team Meeting, Annapolis, MD, May 9–11. <http://coaps.fsu.edu/scatterometry/meeting/past.php#2011>.
- Grodsky, S. A., A. Bentamy, J. A. Carton, and R. T. Pinker. 2009. "Intraseasonal Latent Heat Flux Based on Satellite Observations." *Journal of Climate* 22 (17): 4539–4556. <http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI2901.1>.
- Jackson, D. L., G. A. Wick, and F. R. Robertson. 2009. "Improved Multisensor Approach to Satellite-Retrieved Near-Surface Specific Humidity Observations." *Journal of Geophysical Research* 114: D16303. doi:10.1029/2008JD011341.
- JPL (Jet Propulsion Laboratory). 2006. "QuikSCAT science data product user's manual (version 2.0)." *Jet Propulsion Laboratory Publication D-18053*, Pasadena, CA, 84 p. <http://podaac.jpl.nasa.gov/quikscat>
- Kent, E., S. D. Woodruff, and D. I. Berry. 2007. "Metadata from WMO Publication No. 47 and an Assessment of Voluntary Observing Ship Observation Heights in NOCS2.0." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 24: 214–234.
- Kubota, M., and T. Hihara. 2008. "Retrieval of Surface Air Specific Humidity over the Ocean using AMSR-E Measurements." *Sensors* 8: 8016–8026. doi: 10.3390/s812801.

- Kubota, M., N. Iwasaka, S. Kizu, M. Konda, and K. Kutsuwada. 2002. "Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations (J-OFURO)." *Journal of Oceanography* 58: 213–225.
- Meissner, T., D. K. Smith, and F. J. Wentz. 2001. "A 10-Year Intercomparison Between Collocated Special Sensor Microwave Imager Oceanic Surface Wind Speed Retrievals and Global Analyses." *Journal of Geophysical Research* 106 (C6): 11731–11742.
- Mestas-Nuñez, A., A. Bentamy, and K. Kristina. 2006. "Seasonal and El Nino Variability in Weekly Satellite Evaporation Over the Global Ocean During 1996–98." *Journal of Climate* 19: 2025–2035. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3721.1>.
- Portabella, M., A. Stoffelen, W. Lin, A. Turiel, A. Verhoef, J. Verspeek, and J. Ballabrera-Poy. 2012. "Rain Effects on ASCAT-Retrieved Winds: Toward an Improved Quality Control IEEE." *Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 50: 2495–2506. doi:10.1109/TGRS.2012.2185933.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax. 2007. "Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature." *Journal of Climate* 20: 5473–5496.
- Ricciardulli, L., and F. Wentz. 2011. *Reprocessed QuikSCAT (V04) Wind Vectors with Ku-2011 Geophysical Model Function*. Remote Sensing Systems Technical Report 043011. http://www.ssmi.com/qscat/qscat_Ku2011_tech_report.pdf
- Santorelli, A., R. T. Pinker, A. Bentamy, W. Drennan, K. Katsaros, J. Carton, and A. Mestas-Nunez. 2011. "Differences Between Two Estimates of Air Sea Turbulent Heat Fluxes over the Atlantic Ocean." *Journal of Geophysical Research* 116: No. C09028. doi: 10.1029/2010JC006927.
- Schulz, J., P. Schlüssel, and H. Grassl. 1993. "Water Vapour in the Atmosphere Boundary Layer over Oceans from SSM/I Measurements." *International Journal of Remote Sensing* 14: 2773–2789.
- Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi. 2006. "ERA-Interim: New ECMWF Reanalysis Products From 1989 Onwards." *ECMWF Newsletter* 110: 26–35.
- Tomita, H., and M. Kubota. 2006. "An Analysis of the Accuracy of Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations (J-OFURO) Satellite-Derived Latent Heat Flux Using Moored Buoy Data." *Journal of Geophysical Research* 111: C07007. doi: 10.1029/2005JC003013.
- Wackernagel, H. 1998. *Multivariate Geostatistics*, 291 p. Berlin: Springer.
- Yu, L., R. A. Weller, and B. Sun. 2004. "Improving Latent and Sensible Heat Flux Estimates for the Atlantic Ocean (1988–1999) by a Synthesis Approach." *Journal of Climate* 17: 373–393.

Bibliographie

- Agenbag, J. J., et L. V. Shannon (1988), A suggested physical explanation for the existence of a biological boundary at $24^{\circ}30'$ s in the benguela system., *S. Afr. J. mar. Sci*, 6, 119–132. (Cité page 74.)
- Aguirre, C., R. D. Garreaud, et J. A. Rutllant (2014), Surface ocean response to synoptic-scale variability in wind stress and heat fluxes off south-central chile, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 65, 64–85. (Cité pages 97 et 130.)
- Antonov, J., R. Locarnini, T. Boyer, A. Mishonov, et H. Garcia (2006), World ocean atlas 2005, vol. 2 : Salinity, edited by : Levitus, s., noaa atlas nesdis 61, *US Gov. Print. Off., Washington, DC*. (Cité page 157.)
- Arakawa, A. (1972), Design of the ucla general circulation model. numerical simulation of weather and climate., *Tech. rep.*, Dept. of Meteorology, University of California, Los Angeles. Tech. Rep. 7, 116 p. (Cité page 160.)
- Ayina, H. L., et A. Bentamy (2007), Une approche globale pour améliorer les données de flux turbulents estimés à l'aide des capteurs satellites., *Téledetection*, 7, 91–110. (Cité pages 24 et 32.)
- Barnier, B., J. Capella, et J. J. O'Brien (1994), The use of satellite scatterometer winds to drive a primitive equation model of the Indian Ocean : The impact of bandlike sampling., *J. Geophys. Res.*, 99(14), 187–196. (Cité page 26.)
- Barth, J. A. (1994), Short-wave length instabilities on coastal jets and fronts, *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 99(C8), 16,095–16,115. (Cité page 8.)
- Barthelmie, R. (1999), The effects of atmospheric stability on coastal wind climates, *Meteorological Applications*, 6(01), 39–47. (Cité pages 12 et 14.)
- Barton, E. D., A. Huyer, et R. L. Smith (1977), Temporal variation observed in the hydrographic regime near cabo corveiro in the northwest african upwelling region, february to april 1974, *Deep Sea Research*, 24(1), 7–23. (Cité page 6.)
- Barton, E. D., D. Field, et C. Roy (2013), Canary current upwelling : More or less ?, *Progress in Oceanography*, 116, 167–178. (Cité page 150.)
- Beckmann, A., et D. Haidvogel (1993), Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. Part 1 : Problem formulation and model accuracy, *J. Phys. Oceanogr.*, 23(8), 1736–1753. (Cité page 155.)
- Bentamy, A., et J. F. Piollé (1994), Observation des vents de surface sur les océans au moyen de mesures diffusiométriques., *Téledetection*, 4(2), 125–137. (Cité pages 26 et 28.)

- Bentamy, A., Y. Quilfen, P. Quefeulou, et A. Cavania (1994), Calibration and validation of the ers-1 scatterometer., *Tech. rep.*, Ifremer., Brest, Technical Report DRO/OS-94-01, 80pp. (Cité pages 28 et 32.)
- Bentamy, A., L. Ayina, W. Drennan, K. Katsaros, A. Mestas-Nuñez, et R. Pinker (2008), 15 years of ocean surface momentum and heat fluxes from remotely sensed observations, *FLUX NEWS*, pp. 14–16. (Cité page 38.)
- Bentamy, A., S. Grodsk, J. A. Carton, D. Croizé-Fillon, et B. Chapron (2011), Matching ASCAT and QuikSCAT winds., *J. Geophys. Res.*, 117(C02011), doi :10.1029/2011JC007479. (Cité pages 28 et 29.)
- Bentamy, A., A. Grodsky, S. and Mestas-Nunez, B. Blanke, et F. Desbiolles (2013), Improvments of Turbulent Air-Sea Fluxes Derived from Satellite Observations., *International J. of Remote Sens.* (Cité pages 35, 39, 99, 101 et 149.)
- Berry, D. I., et E. C. Kent (2011), Air–sea fluxes from icoads : the construction of a new gridded dataset with uncertainty estimates, *International Journal of Climatology*, 31(7), 987–1001. (Cité page 35.)
- Blanke, B., et S. Raynaud (1997), Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent : An Eulerian and Lagrangian approach from GCM results, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1038–1053. (Cité pages 99 et 160.)
- Blanke, B., M. Arhan, S. Speich, et G. Madec (1999), Warm water paths in the equatorial Atlantic as diagnosed with a general circulation model, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2753–2768. (Cité pages 113 et 161.)
- Blanke, B., C. Roy, P. Penven, S. Speich, J. C. McWilliams, et G. Nelson (2002), Linking wind and upwelling interannual variability in a regional model of the southern Benguela, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2188, doi :10.1029/2002GL015718. (Cité pages 96 et 125.)
- Blanke, B., S. Speich, A. Bentamy, C. Roy, et B. Sow (2005), Modeling the structure and variability of the southern Benguela upwelling using QuikSCAT wind forcing, *J. Geophys. Res.*, 110, C07018, doi :10.1029/2004JC002529. (Cité pages 4, 16, 19, 96, 125 et 146.)
- Boé, J., A. Hall, F. Colas, J. C. McWilliams, X. Qu, J. Kurian, et S. B. Kapnick (2011), What shapes mesoscale wind anomalies in coastal upwelling zones?, *Climate dynamics*, 36(11-12), 2037–2049. (Cité pages 14 et 137.)
- Burls, N., et C. Reason (2008), Modelling the sensitivity of coastal winds over the southern benguela upwelling system to different sst forcing, *Journal of Marine Systems*, 74(1), 561–584. (Cité pages 19 et 96.)
- Businger, J., et W. Shaw (1984), The response of the marine boundary layer to mesoscale variations in sea-surface temperature, *Dynamics of atmospheres and oceans*, 8(3), 267–281. (Cité pages 74 et 138.)

- Capet, X., P. Marchesiello, et J. C. McWilliams (2004), Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L13311, doi :10.1029/2004GL020123. (Cité pages 4, 15, 97, 107 et 135.)
- Capet, X., F. Colas, J. McWilliams, P. Penven, et P. Marchesiello (2008a), Eddies in eastern boundary subtropical upwelling systems, *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, pp. 131–147. (Cité page 17.)
- Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, et A. F. Shchepetkin (2008b), Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part i : Flow structure, eddy flux, and observational tests, *J. Phys. Oceanogr.*, *38*, 29–43. (Cité pages 97, 128, 129, 140 et 156.)
- Carr, M. (2002), Estimation of potential productivity in eastern boundary currents using remote sensing, *Deep-Sea Res. II*, *49*, 59–80. (Cité page 4.)
- Carr, M.-E. (1998), A numerical study of the effect of periodic nutrient supply on pathways of carbon in a coastal upwelling regime, *Journal of plankton research*, *20*(3), 491–516. (Cité page 16.)
- Carton, X. (2001), Hydrodynamical modeling of oceanic vortices, *Surv. Geophys.*, *22*, 179–263. (Cité page 125.)
- Casey, K. S., T. B. Brandon, P. Cornillon, et R. Evans (2010), The past, present, and future of the avhrr pathfinder sst program, in *Oceanography from Space*, pp. 273–287, Springer. (Cité page 149.)
- Castelao, R. M. (2012), Sea surface temperature and wind stress curl variability near a cape, *Journal of Physical Oceanography*, *42*(11), 2073–2087. (Cité page 13.)
- Castelao, R. M., et J. A. Barth (2007), The role of wind stress curl in jet separation at a cape, *Journal of Physical Oceanography*, *37*(11), 2652–2671. (Cité page 128.)
- Chaigneau, A., M. Le Texier, G. Eldin, C. Grados, et O. Pizarro (2011), Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern south pacific ocean : A composite analysis from altimetry and argo profiling floats, *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, *116*(C11). (Cité page 100.)
- Chelton, D. B., R. A. deSzoeke, M. G. Schlax, K. El Naggar, et N. Siwertz (1998), Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation, *J. Phys. Oceanogr.*, *28*, 433–460, doi :10.1175/1520-0485(1998)028<0433:GVOTFB>2.0.CO;2. (Cité pages 5 et 155.)
- Chelton, D. B., S. K. Esbensen, M. G. Schlax, N. Thum, M. H. Freilich, F. J. Wentz, C. L. Gentemann, M. J. McPhaden, et P. S. Schopf (2001), Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical pacific, *Journal of Climate*, *14*(7), 1479–1498. (Cité page 137.)
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich, et R. F. Milliff (2004), Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds, *Science*, *303*(5660), 978–983. (Cité pages 10, 13, 74 et 138.)

- Chelton, D. B., M. G. Schlax, et R. M. Samelson (2007), Summertime coupling between sea surface temperature and wind stress in the California current system, *Journal of Physical Oceanography*, 37(3), 495–517. (Cité pages 13, 137 et 147.)
- Colas, F. (2014), Modeling studies of ocean-atmosphere coupling at the oceanic mesoscale, in *Ocean Sciences Meeting*, Honolulu, Hawaii. (Cité page 145.)
- Debreu, L., P. Marchesiello, P. Penven, et G. Cambon (2012), Two-way nesting in split-explicit ocean models : algorithms, implementation and validation, *Ocean Modelling*, 49, 1–21. (Cité pages 48 et 151.)
- Dickey, T. D., F. Nencioli, V. S. Kuwahara, C. Leonard, W. Black, Y. M. Rii, R. R. Bidigare, et Q. Zhang (2008), Physical and bio-optical observations of oceanic cyclones west of the island of Hawaii, *Deep-Sea Res. II*, 55, 1195–1217. (Cité pages 157 et 195.)
- Döös, K. (1995), Inter-ocean exchange of water masses, *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 100(C7), 13,499–13,514. (Cité page 160.)
- Durand, M.-H., P. Cury, R. Mendelssohn, C. Roy, A. Bakun, et D. Pauly (1998), Global versus local changes in upwelling systems. (Cité page 3.)
- Ekman, V. W. (1905), On the influence of the earth's rotation on ocean currents, *Ark. Mat. Astron. Fys.*, 2, 1–53. (Cité page 4.)
- Estrade, P. (2006), Mécanisme de décollement de l'upwelling sur les plateaux continentaux larges et peu profonds d'Afrique du nord-ouest., Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest. (Cité page 6.)
- Estrade, P., P. Marchesiello, D. Verdière, A. Colin, et C. Roy (2008), Cross-shelf structure of coastal upwelling : A two dimensional extension of Ekman's theory and a mechanism for inner shelf upwelling shut down, *Journal of Marine Research*, 66(5), 589–616. (Cité pages 5, 6 et 123.)
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, et J. B. Edson (2003), Bulk parametrization of air-sea fluxes : Updates and verification for the COARE algorithm, *Journal of Climate*, 16, 1571–1594. (Cité pages 33, 34, 43, 45, 131 et 193.)
- Fao, A. O. (2004), *La situation mondiale des pêches et de l'aquaculture 2004*, Food & Agriculture Org. (Cité page 4.)
- Fennel, W., T. Junker, M. Schmidt, et V. Mohrholz (2012), Response of the Benguela upwelling systems to spatial variations in the wind stress, *Continental Shelf Research*, 45, 65–77. (Cité page 14.)
- Fore, A. G., B. W. Stiles, A. H. Chau, B. A. Williams, R. S. Dunbar, et E. Rodríguez (2014), Point-wise wind retrieval and ambiguity removal improvements for the QuikSCAT climatological data set, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 52(1), 51–59. (Cité page 40.)
- Fréon, P., M. Barange, et J. Arístegui (2009), Eastern boundary upwelling ecosystems : integrative and comparative approaches, *Progress in Oceanography*, 83(1), 1–14. (Cité page 3.)

- García-Reyes, M., et J. Largier (2010), Observations of increased wind-driven coastal upwelling off central california, *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 115(C4). (Cité page 149.)
- Garreaud, R., et R. C. Muñoz (2005), The low-level jet off the west coast of subtropical south america : Structure and variability, *Monthly Weather Review*, 133(8), 2246–2261. (Cité page 11.)
- Grima, N. (1997), Détermination des champs de vent et de tension satellitaires. impact à travers un modèle de circulation océanique dans les régions tropicales., Ph.D. thesis, Université Denis Diderot, Paris. (Cité pages 26 et 29.)
- Grodsky, S. A., V. N. Kudryavtsev, A. Bentamy, J. A. Carton, et B. Chapron (2012), Does direct impact of sst on short wind waves matter for scatterometry?, *Geophysical Research Letters*, 39(12). (Cité page 149.)
- Gruber, N., Z. Lachkar, H. Frenzel, P. Marchesiello, M. Münnich, J. C. McWilliams, T. Nagai, et G.-K. Plattner (2011), Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems, *Nature geoscience*, 4(11), 787–792. (Cité page 4.)
- Haidvogel, D., et Beckmann (1998), Numerical models of the coastal ocean, in *The sea*, vol. 10, edited by K. Brink et A. Robinson, pp. 457–482, John Wiley & Sons, Inc. (Cité page 98.)
- Haidvogel, D., et A. Beckmann (1999), *Numerical ocean circulation modeling*, vol. Series on environmental science and management Vol. 2, Imperial College Press. (Cité page 156.)
- He Guelton, L. (2014), Statistical Emulation of High Resolution SAR Wind fields from low-resolution model predictions, Ph.D. thesis, Télécom Bretagne. (Cité page 145.)
- Hill, M. (1998), *Methods and guidelines for effective model calibration*, US Geological Survey. (Cité page 10.)
- Hughes, C. W., et C. Wilson (2008), Wind work on the geostrophic ocean circulation : An observational study of the effect of small scales in the wind stress, *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 113(C2). (Cité page 129.)
- Jackett, D. R., et T. J. McDougall (1995), Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 12(4), 381–389, doi :10.1175/1520-0426(1995)012<0381:MAOHPT>2.0.CO;2. (Cité page 152.)
- Jin, X., C. Dong, J. Kurian, J. C. McWilliams, D. B. Chelton, et Z. Li (2009), Sst-wind interaction in coastal upwelling : Oceanic simulation with empirical coupling, *Journal of Physical Oceanography*, 39(11), 2957–2970. (Cité pages 14, 147 et 148.)
- Kaimal, J. C., et J. J. Finnigan (1994), Atmospheric boundary layer flows : their structure and measurement. (Cité page 14.)

- Kelly, K. A., R. C. Beardsley, R. Limeburner, K. H. Brink, J. D. Paduan, et T. K. Chereskin (1998), Variability of the near-surface eddy kinetic energy in the california current based on altimetric, drifter, and moored current data, *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 103(C6), 13,067–13,083. (Cité page 8.)
- Lachkar, Z. (2014), Effects of upwelling increase on ocean acidification in the california and canary current systems, *Geophysical Research Letters*, 41(1), 90–95. (Cité page 149.)
- Large, W., et S. Pond (1982), Sensible and latent heat flux measurements over the ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 12(5), 464–482. (Cité page 33.)
- Large, W. G., J. McWilliams, et S. C. Doney (1994), Oceanic vertical mixing : A review and a model with a non-local boundary layer parameterization., *Reviews of Geophysics*, 32, 363–403. (Cité page 156.)
- Lathuilière, C. (2008), Echanges côtes-larges et propriétés biogéochimiques dans les régions d’upwelling de bord Est, Ph.D. thesis, Université Paris VI. (Cité page 4.)
- Lathuilière, C., V. Echevin, et M. Lévy (2008), Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest african coast, *J. Geophys. Res.*, 113(C05007), 363–403, doi : 10.1029/2007JC004433. (Cité pages 74 et 156.)
- Mann, K., et J. Lazier (1991), Dynamics of marine ecosystems. (Cité page 3.)
- Marchesiello, P., et P. Estrade (2009), Eddy activity and mixing in upwelling systems : a comparative study of northwest africa and california regions, *International Journal of Earth Sciences*, 98(2), 299–308. (Cité pages 8, 17 et 120.)
- Marchesiello, P., et P. Estrade (2010), Upwelling limitation by onshore geostrophic flow, *Journal of Marine Research*, 68(1), 37–62. (Cité pages 5 et 140.)
- Marchesiello, P., M. J. C., et A. Shchepetkin (2003), Equilibrium structure and dynamics of the california current system., *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 753–783. (Cité pages 4, 8, 96, 97, 107, 112 et 129.)
- Mbengue, A. A. (2009), Estimation par satellite de l’humidité spécifique au-dessus de l’océan par radiométrie hyperfréquence, Ph.D. thesis, Université de Versailles, St-Quentin-En-Yvelines. (Cité page 31.)
- McCreary, J. (1981), A linear stratified ocean model of the coastal undercurrent, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 302(1469), 385–413. (Cité page 9.)
- Mendelssohn, R., et F. Schwing (2002), Common and uncommon trends in sst and wind stress in the california and peru–chile current systems, *Progress in Oceanography*, 53(2), 141–162. (Cité page 149.)
- Moloney, C., V. Coyne, C. Griffiths, D. Scott, et M. Sowman (2013), Society, marine ecosystems, innovation and change : current states of knowledge in south africa, *African Journal of Marine Science*, 35(3), 359–360. (Cité page 150.)

- Monin, A., et A. Obukhov (1954), Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere, *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 151, 163–187. (Cité pages 31 et 32.)
- Münchow, A. (2000), Wind stress curl forcing of the coastal ocean near point conception, california, *Journal of physical oceanography*, 30(6), 1265–1280. (Cité pages 4 et 17.)
- Neshyba, S., C. Mooers, R. Smith, et R. Barber (1989), Poleward Flows Along Eastern Ocean Bouandaries. (Cité page 9.)
- Okubo, A. (1970), Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences, *Deep-Sea Res.*, 17, 445–454. (Cité page 100.)
- O’Neill, L. W., D. B. Chelton, et S. K. Esbensen (2010), The effects of sst-induced surface wind speed and direction gradients on midlatitude surface vorticity and divergence, *Journal of Climate*, 23(2), 255–281. (Cité pages 13 et 137.)
- Oost, W., C. Jacobs, et C. Van Oort (2000), Stability effects on heat and moisture fluxes at sea, *Boundary-layer meteorology*, 95(2), 271–302. (Cité pages 34 et 193.)
- Parry, M. L. (2007), *Climate Change 2007 : impacts, adaptation and vulnerability : contribution of Working Group II to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, vol. 4, Cambridge University Press. (Cité page 2.)
- Paulson, C. A., et J. J. Simpson (1977), Irradiance measurements in the upper ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 7(6), 952–956. (Cité page 158.)
- Penven, P. (2000), A numerical study of the southern benguela circulation with application to fish recruitment, Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest. (Cité page 19.)
- Penven, P., A. C. Roy, C. and de Verdière, et J. Largier (2000), Simulation of a coastal jet retention process using a barotropic model, *Oceanol. Acta*, 23, 615–634. (Cité pages 6 et 19.)
- Penven, P., L. Debreu, P. Marchesiello, et J. C. McWilliams (2006), Evaluation and application of the roms 1-way embedding procedure to the central california upwelling system, *Ocean Modelling*, 12(1), 157–187. (Cité page 151.)
- Pickett, M. H., et J. D. Paduan (2003), Ekman transport and pumping in the california current based on the u.s. navy’s high-resolution atmospheric model (coamps), *J. Geophys. Res.*, 108(C10), doi :10.1029/2003JC001902. (Cité pages 5, 7, 16 et 17.)
- Pond, S., et G. L. Pickard (1983), *Introductory dynamical oceanography*, Gulf Professional Publishing. (Cité page 5.)
- Renault, L., B. Dewitte, M. Falvey, R. Garreaud, V. Echevin, et F. Bonjean (2009), Impact of atmospheric coastal jet off central chile on sea surface temperature from satellite observations (2000–2007), *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 114(C8). (Cité page 11.)

- Renault, L., B. Dewitte, P. Marchesiello, S. Illig, V. Echevin, G. Cambon, M. Ramos, O. Astudillo, P. Minnis, et J. K. Ayers (2012), Upwelling response to atmospheric coastal jets off central chile : A modeling study of the october 2000 event, *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 117(C2). (Cité pages 5, 12, 15, 17, 97, 135 et 148.)
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, et M. G. Schlax (2007), Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature, *Journal of Climate*, 20(22), 5473–5496. (Cité pages 38 et 149.)
- Robinson, I. S. (1985), *Satellite Oceanography : An introduction for oceanographers and remote-sensing scientists.*, Hoepli, Ellis Horwood, Chichester (UK). (Cité page 27.)
- Rodriguez, E. (2013), The scientific goals of the RapidScat mission., in *International Ocean Vector Wind Science Team Meeting*, Kona, Hawaii. (Cité page 142.)
- Roy, C. (1998), An upwelling-induced retention area off senegal : a mechanism to link upwelling and retention processes, *South African Journal of Marine Science*, 19(1), 89–98. (Cité page 6.)
- Shchepetkin, A. F., et J. C. McWilliams (1998), Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation, *Monthly Weather Review*, 126, 1541–1580. (Cité page 154.)
- Shchepetkin, A. F., et J. C. McWilliams (2003), A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with nonaligned vertical coordinate, *J. Geophys. Res.*, 108(C3), 3090, doi :10.1029/2001JC001047. (Cité pages 48, 98 et 151.)
- Shchepetkin, A. F., et J. C. McWilliams (2005), The regional oceanic modeling system (ROMS) : a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Model.*, 9, 347–404, doi :10.1016/j.ocemod.2004.08.002. (Cité pages 48, 98 et 151.)
- Skamarock, W., J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill, D. Barker, M. Duda, X. Huang, W. Wang, et J. Powers (2008), A description of the advanced research wrf version 3., *Tech. rep.*, NCAR Technical Note. (Cité page 147.)
- Small, R., S. DeSzoeko, S. Xie, L. O’Neill, H. Seo, Q. Song, P. Cornillon, M. Spall, et S. Minobe (2008), Air–sea interaction over ocean fronts and eddies, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 45(3), 274–319. (Cité pages 13 et 137.)
- 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 : Oceans (1978–2012)*, 93(C12), 15,467–15,472. (Cité pages 33, 34, 43 et 193.)
- Song, Q., D. B. Chelton, S. K. Esbensen, N. Thum, et L. W. O’Neill (2009), Coupling between sea surface temperature and low-level winds in mesoscale numerical models, *Journal of Climate*, 22(1), 146–164. (Cité page 12.)
- Stewart, R. H. (1985), *Methods of satellite oceanography.*, University of California Press. (Cité page 27.)
- Stiles, B. (2014), Discovering a decade of coastal winds from scatterometers, in *International Ocean Vector Wind Science Team Meeting*, Brest, France. (Cité page 41.)

-
- Taylor, P. K., et M. J. Yelland (2001), The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves, *Journal of physical oceanography*, 31(2), 572–590. (Cité pages 33, 34 et 193.)
- Ulaby, F. T., R. K. Moore, et A. K. Fung (1986), Microwave remote sensing active and passive. vol iii : From theory to applications., *ARTECH Inc., Deham(mass)*, p. p.609. (Cité page 27.)
- Veitch, J., P. Penven, et F. Shillington (2009), The benguela : A laboratory for comparative modeling studies, *Progress in Oceanography*, 83(1), 296–302. (Cité page 96.)
- Wentz, F. J., et D. K. Smith (1999), A model function for the ocean-normalized radar cross-section at 14ghz derived from nscat observations., *J. Geophys. Res.*, 104, 11,449–11,515. (Cité page 28.)
- Wooster, W. S., A. Bakun, et D. R. McLain (1976), The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the north atlantic, *J. mar. Res.*, 34, 131–141. (Cité page 10.)

Table des figures

1.1	Concentration de Chlorophylle en moyenne annuelle (image SeaWiFS) issue de http://oceancolor.gsfc.nasa.gov . Les grands systèmes d'upwelling sont encadrés en blanc.	3
1.2	Moyenne annuelle de la pression atmosphérique de surface (en mb) sur l'Océan Atlantique déduite des données NCEP (<i>National Centers for Environmental Predictions</i>). Les domaines d'étude sont encadrés en gris et couvrent les systèmes des Canaries et du Benguela. La position moyenne approximative de l'ICTZ durant l'été et l'hiver boréal est indiquée avec une ligne pointillée grise. La carte est tirée du serveur web de la NOAA (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/histdata/)	11
1.3	Composante méridionale du vent sur le domaine du Benguela le 3 janvier 2011 à 06.00.00 UTC calculée par le modèle spectral opérationnel IFS de l'ECMWF de résolution spatiale $\approx 16km$ (T1279) à 06.00.00 UTC.	16
2.1	Comparaison de la couverture spatiale des capteurs diffusiométriques QuikSCAT et ASCAT le 4 décembre 2007. Image de la NOAA, source : http://www.noaa.gov	25
2.2	Dépendance du coefficient de transfert de quantité de mouvement au module du vent avec plusieurs paramétrisations : ligne pleine, COARE 3.0 [Fairall et al., 2003]; ligne pointillée, Smith [1988]; ligne avec o, Oost et al. [2000] et avec x, Taylor et Yelland [2001]. Figure tirée de Fairall et al. [2003]	34
2.3	Diagramme de dispersion du module du vent (W) dans le domaine du Benguela (35S-15S et 0-20W) en janvier 2008 pour (a) les vents AS25 et QS25 et (b) les vents QS50 et QS25. Toutes les données sont labellisées par un carré gris; les contours représentent la densité des données colocalisées ($C.I. = 100\text{observations} - \text{par} - \text{bin}^2$); la ligne continue est $y = x$ et les lignes en pointillés correspondent aux droites +/- 1 et 2 écarts types de $W(AS25) - W(QS25)$ pour (a) et $W(QS50) - W(QS25)$ pour (b).	37
2.4	Représentation de la grille des produits L3 et du centre des pixels QS25 (rouge) et QS50 (bleu) pour le sud du Benguela. Les contours représentent les structures du stress du vent le 1er janvier 2005.	40
2.5	Erreur relative de la tension du vent COARE 3.0 en fonction de l'erreur relative sur deux des paramètres. L'erreur de la vitesse du vent est toujours en abscisse et elle est couplée à l'erreur sur la SST (panneaux de gauche), sur la température de l'air (panneaux centraux) et sur l'humidité spécifique de l'air (panneaux de droite). Les conditions initiales de l'amplitude du vent sont $4 m.s^{-1}$ pour (a), $8 m.s^{-1}$ pour (b) et $12 m.s^{-1}$ pour (c). Les lignes en pointillés de (b) et (c) représentent une erreur de la vitesse du vent correspondant à $2 m.s^{-1}$, soit l'erreur maximale donnée par l'instrument QuikSCAT.	42

5.1	(a) Moyenne (couleurs, en $^{\circ}C$) et écart type (contours, en $^{\circ}C$) de la SST calculés sur la période Janvier-Février 2005 à partir de la simulation d25. Biais moyen (couleurs, en $^{\circ}C$) et écart type des différences entre les simulations d25m(b), d50(c), dECM(d) et la simulation d25, considérée comme simulation de référence. La ligne grise indique l'isobathe 200m.	103
5.2	Série temporelle de la moyenne spatiale de la SST sur le plateau continental (profondeurs inférieures à 200m) (panneau du haut) et de la variance associée (panneau du bas) pour les quatre simulations d25 (ligne rouge), d25m (ligne pointillée magenta), d50 (ligne noire) et dECM (ligne bleue).	105
5.3	Profil moyen à $27^{\circ}S$ sur la période janvier-février 2005 (en haut) de la tension du vent parallèle à la côte des produits QS50 (noir), QS25 (rouge) et QS25m (magenta) et (en bas) du rotationnel de la tension de vent associé.	106
5.4	Moyenne sur janvier-février de la composante <i>alongshore</i> de la vitesse (couleurs en $m.s^{-1}$) et de la température (contours tous les $1^{\circ}C$) à $27^{\circ}S$ et pour les simulations d25 (a), d25m (b) et d50 (c).	108
5.5	(a) Moyenne annuelle de l'EKE pour la simulation d25. L'EKE est décomposée en une part géostrophique (b) (calculé à partir de la hauteur du niveau de la mer) et une part agéostrophique (c).	111
5.6	Sections définies pour l'expérience lagrangienne quantitative. La section verte est la section de départ des particules à la verticale de l'isobathe 100 m. Les sections rouges Nord, Sud et Ouest sont les autres sections où les particules sont interceptées. Les sections Nord et Sud délimitent en latitude le sous-système du Benguela Sud. La section Ouest est à une distance de $\approx 300km$ de la section de départ des particules.	115
5.7	Fonctions de courant correspondant au transport réalisé depuis la côte dans la direction transverse au plateau continental pour les simulations d50 (a), d25 (b) et d25m (c). L'intervalle de contour vaut $0.04Sv$	117
5.8	Anomalie normalisée du rotationnel de la tension du vent appliquée au 1er janvier 2005 (en rouge), de la réponse en SST (bleu) et de la vitesse verticale moyennée sur la profondeur de la cellule d'upwelling (noir). Les anomalies sont intégrées sur toute l'extension zonale du supposé <i>drop-off</i> . Les valeurs réelles des anomalies du rotationnel de la tension du vent et de la SST sont présentées sur la Figure 16 de la section 3.2.	119
5.9	Diagramme de dispersion des anomalies de la vitesse verticale moyennée sur la profondeur de la cellule d'upwelling en fonction des anomalies de la composante de la tension du vent parallèle à la côte, pour les latitudes où l'upwelling côtier est effectif. Les points sont colorés en fonction de l'anomalie de SST. Le rouge correspond aux anomalies supérieures à $0.1^{\circ}C$, le bleu aux anomalies inférieures à $-0.1^{\circ}C$ et le noir aux anomalies comprises entre $0.1^{\circ}C$ et $-0.1^{\circ}C$. Les seuils ont été choisis de façon subjective à partir de la Figure 16-c de la section 3.2.	121

5.10	De haut en bas : anomalie ($d25m - d25$) de la composante de la tension du vent parallèle à la côte, anomalie de la vitesse verticale moyennée sur la profondeur de la cellule d'upwelling, moyenne sur la profondeur de la cellule d'upwelling de la vitesse verticale de la simulation d25 exprimée en pourcentage de la vitesse moyenne modélisée au premier point à la côte et anomalie de SST. Toutes les quantités sont tracées en fonction de la distance à la côte. Le trait vertical en pointillé représente l'extension zonale de la correction apportée au produit QS25 pour forcer la simulation d25m. La colonne de gauche (droite) donne les résultats pour le point rouge (noir) encadré sur la Figure 5.9.	122
5.11	Écart type calculé sur la période janvier-février de la SST moyennée en latitude dans un voisinage de $29^{\circ}S$. Les lignes pleines rouge et noire représentent les moyennes respectives de 3 réalisations des simulations c25 et d25. Les zones colorées correspondent à l'écart maximal de ces 3 réalisations par rapport à ces moyennes. (a) La courbe noire en pointillé montre les résultats de d50 et la courbe rouge en pointillé ceux de c50. Elles sont comparées à la moyenne de trois réalisations de d25 et c25. (b) La courbe noire en pointillé montre les résultats de df25 et est comparée à la moyenne de trois réalisations de d25.	126
6.1	Image ASAR centrée sur la zone côtière au Nord de Cape Columbine : rugosité de surface (en haut à gauche), vent de surface dérivé de la mesure (en haut à droite) et zoom sur le rectangle rouge (en bas). Image téléchargée depuis https://eoda.cls.fr/client/oceano/	144
6.2	Profil moyen du module du vent ECMWF (identique à celui utilisé dans notre étude) et du vent extrait de l'imagerie radar au large d'un fjord norvégien. Figure tirée de la thèse de Liyun He Guelton effectuée au LOS et soutenue le 20 juin 2014.	146
A.1	Echelles spatio-temporelles typiques des processus océaniques. Les échelles étudiées sont encadrées en noir. Image tirée de <i>Dickey et al.</i> [2008]	157

Liste des tableaux

5.1	Type de forçage des différentes simulations analysées dans ce chapitre.	101
5.2	Moyenne annuelle de l'énergie cinétique totale (TKE) décomposée en énergie cinétique moyenne (MKE) et énergie cinétique tourbillonnaire (EKE) pour l'ensemble du plateau continental. Le premier pourcentage en noir représente les parts relatives de MKE et EKE dans TKE. Le pourcentage en rouge correspond à l'augmentation ou la diminution de chacun des termes par rapport à la simulation de référence d25. Les * renvoient à des simulations réalisées à partir d'un état initial différent.	110
5.3	Parts relatives des composantes géostrophique et agéostrophique de l'EKE totale (cf. Tableau 5.2). La partie agéostrophique est définie comme la différence entre l'EKE totale (calculée à partir des composantes u et v du modèle) et l'EKE géostrophique (calculée à partir de l'élévation de surface libre).	112
5.4	Statistiques des expériences lagrangiennes quantitatives. Les nombres entre parenthèses sont les écarts-types calculés autour des valeurs moyennes	114
5.5	Statistiques des tourbillons détectés dans les simulations d25p et d50p.	124


```
gemini /$ matlab -nodesktop
/opt/matlab/matlab2012b/bin: 1: /bin/util/oscheck.sh: lib64/lib64.sc: no license for this user....
fatal error
message from cvic@djihad: please use python
message from bbl@psgforever: please use idl
gemini /$
gemini /$
gemini /$ ssh desbiolles@caparmor
Password:
-----
ENCOUNTERED A FATAL ERROR:
USER UNAUTHORIZED:
No more access for this f***ing user
-----
gemini /$
gemini /$
gemini /$ top
32414 desbiolles 20 553m 5114 3638 D 58 45 12:12:10 Flappybird
29299 desbiolles 20 114m 2146 3974 D 42 55 12:12:10 OpenArena
gemini /$
gemini /$
gemini /$ who
desbiolles@droिताubut
bbl@psgforever
qjамет@bestFlappyGamer
cvic@djihad
mk@omthebest
puce@lequipe
blc@biblioplanet
prez@blaguepourrie
nico@ogm
thuck@pecheurdelextreme
gemini /$
gemini /$
gemini /$ info
gemini/home/desbiolles: ---- FILE SYSTEM IS OBSOLETE ----
! WARNING ! Please logout and reboot system
gemini /$
gemini /$
gemini /$ /home/desbiolles/rm -rf
gemini /$
End of the process....
```

```
-----
!!!!!!!!This is the end my only friend, the end!!!!!!!!!!!!!!
-----
```


Fabien Desbiolles

Impact des fines échelles spatio-temporelles de l'atmosphère sur le couplage entre océan hauturier et plateau continental dans un système d'upwelling de bord Est

MOTS-CLÉS : système d'upwelling de bord Est, fines échelles atmosphériques, interactions air-mer, profil du vent à la côte, diffusiométrie, modélisation numérique.

Cette thèse s'intéresse à la dynamique océanique induite par les échelles spatiales et temporelles de l'atmosphère, et du vent en particulier, dans les régions d'upwelling du Benguela et des Canaries. Ces régions sont sous l'influence d'un vent local ou régional, soufflant parallèlement à la côte. "Moteur" principal de la résurgence d'eau froide, ce vent est modulé par des processus physiques à des échelles spatio-temporelles variées. La nature des interactions avec l'atmosphère, l'océan et le continent environnants diffère selon les processus.

Depuis deux décennies, des efforts remarquables portent sur la description par télédétection des champs atmosphériques à la surface de l'océan. Un nombre croissant de missions spatiales et des améliorations techniques majeures ont permis de raffiner la résolution horizontale et temporelle des produits disponibles à l'échelle globale. La disponibilité de multiples mesures diffusiométriques grillées, traitées et distribuées par le LOS-CERSAT, nous amène dans un premier temps à comparer et analyser la richesse et la finesse des échelles retranscrites par différents produits. Ainsi, plusieurs gammes d'échelles de vent sont différenciées et leurs signatures sur l'upwelling côtier sont étudiées. L'intensité des anticyclones subtropicaux (Sainte Hélène et Açores) module la saisonnalité de l'upwelling le long des côtes Ouest africaines. Les régions centrales des upwellings de l'Atlantique, sous l'influence permanente de ces centres de haute pression, sont ainsi les cellules d'upwelling les plus intenses de chacun des systèmes en termes de pérennité et d'intensité (cellule de Lüderitz et cellule de Dakhla respectivement dans l'hémisphère Sud et l'hémisphère Nord). À l'échelle régionale, ou l'échelle des sous-bassins ($O(1000\text{ km})$), la variabilité intrasaisonnière du vent est contrôlée par le renforcement ou l'atténuation des anticyclones entraînant à la côte l'activation ou la relaxation d'événements d'upwelling.

À des échelles plus petites ($O(100\text{ km})$), le front caractéristique de température de surface (SST) entre la côte et le large façonne la structure spatiale du vent par des processus de stabilisation/déstabilisation de la colonne d'air. Un vent soufflant en direction de l'équateur et parallèlement à un front de SST aura tendance à diminuer (augmenter) sur le flanc froid (chaud) de ce front. Le rotationnel (la divergence) du vent est directement impacté(e) et répond linéairement, au premier ordre, à la composante du gradient de SST normale (tangentielle) à la direction du vent. Ces rétroactions océaniques sont caractérisées par une échelle temporelle allant de l'hebdomadaire au mensuel.

Enfin, de fines échelles du vent sont couramment observées dans les premiers kilomètres de l'océan au voisinage de la côte. L'interface entre le large et le continent est en effet associée à un affaiblissement significatif des vents. L'extension zonale de cette transition ($O(10\text{ km})$) dépend notamment de l'orographie et de la rugosité de surface du continent adjacent. L'impact d'une telle réduction du vent sur la structure des upwellings côtiers, la dynamique sous-jacente et le transport côte-large de particules est appréhendé à l'aide d'analyses numériques eulériennes et lagrangiennes.

Oceanic response to fine atmospheric spatial and temporal scales in an eastern boundary upwelling system

KEY WORDS: eastern boundary upwelling system, atmospheric fine scales, air-sea interactions, coastal wind profile, scatterometry, numerical model.

This study focuses on the oceanic response to fine atmospheric spatial and temporal scales, and especially fine wind patterns in the Benguela and Canary upwelling systems. These regions are under the influence of local or regional wind, blowing parallel to the coast. The wind is the main driver of the cold-water upwelling and is modulated by several physical processes at various scales. The nature of the interactions with the atmosphere, the ocean and the adjacent continent differs according to these processes.

For the past 20 years, outstanding efforts have been made in the description and understanding of the atmospheric conditions at the sea surface. An increasing number of space missions and major technical improvements have allowed refinement of the horizontal and temporal resolution of the products available at global scale. The availability of multiple gridded scatterometer measurements, processed and distributed by the LOS-CERSAT, brings us first to compare and analyze the richness and fineness of the scales of a few products. We differentiate several wind scales and study their signatures on coastal upwelling dynamics.

The intensity of the subtropical anticyclones (Saint Helena and Azores) modulates the seasonality of the upwelling along the African west coast. The central regions of both upwelling systems are permanently under the influence of these atmospheric highs and, thus, are the most intense upwelling cells of each system, both in terms of durability and intensity (Lüderitz and Dakhla cells for the southern and the northern hemisphere, respectively). On a regional scale, or basin scale ($O(1000\text{ km})$), the intraseasonal wind variability is driven by the strengthening or weakening of these anticyclones, causing the activation or relaxation of upwelling events at the coast. At smaller scales ($O(100\text{ km})$), the characteristic sea surface temperature (SST) front between the coastal and open ocean shapes the spatial structure of the wind by stabilization/destabilization of the air column. An equatorward-blowing wind parallel to an SST front tends to decrease (increase) on the cold side (warm) of this front. The curl (divergence) of the wind is directly impacted and the first order response varies linearly with the crosswind (downwind) SST gradient. This oceanic feedback is characterized by weekly to monthly temporal scales.

Finally, small-scale wind structures are frequently observed in the first kilometers of the coastal ocean. Indeed, the interface between the open ocean and the continent is associated with a significant wind drop-off. The zonal extension of this transition ($O(10\text{ km})$) depends on the orography and on the surface roughness of the adjacent continent. The impact of such a wind reduction on the structure of the coastal upwelling, the underlying ocean dynamics and the cross-shore transport of particles is diagnosed with both Eulerian and Lagrangian numerical analyses.