



Echanges côtes-large et propriétés biogéochimiques dans les régions d'upwelling de bord Est

Cyril Lathuilière

► To cite this version:

Cyril Lathuilière. Echanges côtes-large et propriétés biogéochimiques dans les régions d'upwelling de bord Est. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2008. Français. NNT : . tel-00472688

HAL Id: tel-00472688

<https://theses.hal.science/tel-00472688>

Submitted on 13 Apr 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité : océanographie physique et biogéochimique
Ecole doctorale des sciences de l'environnement d'Île de France

Présentée par Cyril LATHUILIÈRE
Pour obtenir le titre de docteur de l'université Pierre et Marie Curie

Échanges côte-large et propriétés
biogéochimiques dans les régions
d'upwelling de bord Est

Soutenue le 4 décembre 2008 devant le jury composé de :

Pr Alain SALIOT	Président
Dr Laurent MÉMERY	Rapporteur
Dr Bruno BLANKE	Rapporteur
Dr Yves MOREL	Examineur
Dr Steven HERBETTE	Examineur
Dr Marina LÉVY	Directrice de thèse
Dr Vincent ÉCHEVIN	Co-directeur de thèse

Thèse préparée au Laboratoire d'océanographie et du climat :
expérimentation et approches numériques (LOCEAN)

Table des matières

Introduction	7
1 Upwelling côtier et production primaire	11
1.1 Système d'upwelling côtier	11
1.1.1 Dynamique du processus d'upwelling	12
1.1.2 Dynamique de mésoéchelle dans les EBUS	17
1.1.3 Impact sur l'écosystème	20
1.2 Contexte régional	23
1.2.1 Contexte de grande échelle	23
1.2.2 Distribution des nutriments	26
1.2.3 Écosystème marin et production primaire	28
2 Variabilité du contenu en chlorophylle à la surface de l'océan le long des côtes africaines entre 10 et 33 °N	31
2.1 Introduction	31
2.2 Détection du contenu en chlorophylle par satellite.	32
2.2.1 Produit standard SeaWiFS	32
2.2.2 Les limites de la télédétection de chlorophylle	34
2.2.3 Comparaison avec d'autres programmes similaires.	35
2.3 Variabilité saisonnière et intra-saisonnière	36
2.3.1 Résumé	36
2.3.2 Article JGR07	40
2.3.3 Remarques et conclusions	53
2.4 Comparaison avec l'algorithme SMA	53
2.5 Conclusion	55
3 Modélisation idéalisée d'un système d'upwelling côtier	57
3.1 Modélisation de l'écosystème océanique.	57
3.1.1 Modèle de circulation océanique	57

3.1.2	Modèle d'écosystème	58
3.1.3	Modélisation offline	60
3.2	Problématique spécifique aux modèles cycliques	62
3.3	Modèle retenu	64
3.3.1	Partie commune de la configuration	64
3.3.2	Spécificités des différentes simulations envisagées	66
3.4	Sensibilité des caractéristiques physiques	68
3.4.1	Écoulement moyen	68
3.4.2	Dynamique de mésoéchelle et énergie cinétique turbulente	73
3.5	Conclusion	77
4	Impact de la dynamique de mésoéchelle	79
4.1	Introduction	79
4.2	Résumé de SUB08	80
4.3	Article SUB08	81
4.4	Discussion	113
4.4.1	Sensibilité aux taux de croissance	113
4.4.2	Paramétrisation par des flux diffusifs	114
4.5	Conclusion	117
5	Discussion	119
5.1	Apport de nutriments et export de phytoplancton	120
5.2	Impact du profil de vent	123
5.2.1	Modèle et approche	124
5.2.2	Impact sur les profils côtiers	130
5.3	Impact de l'effet beta	134
5.4	Conclusion	139
	Conclusion générale	141

Remerciements

Je voudrais en premier lieu remercier les membres du jury pour leur participation. La richesse des questions et des remarques soulevées constitue une motivation supplémentaire pour la poursuite de la compréhension des systèmes d'upwelling de bord Est, de leur fonctionnement et du fonctionnement de l'écosystème tout à fait particulier qu'on y trouve.

Un petit mot particulier pour Steven qui m'a aiguillé il y a maintenant environ 4 ans sur les systèmes d'upwelling de bord Est en me proposant un sujet de stage de master sur le courant des Canaries. Cette thèse aurait probablement été fort différente sans le stage réalisé préalablement et ton soutien.

Je voudrais remercier très chaleureusement Gurvan. Non seulement tu as permis à cette thèse de voir le jour en acceptant d'en être le directeur officiel pendant l'essentiel de ces 3 années, mais les discussions que nous avons eu périodiquement ont fait évoluer ma compréhension des upwellings de bord Est. Tu as su aussi trouvé les mots justes et m'apporter le soutien dont j'avais besoin dans les moments cruciaux de cette thèse. Bref cette thèse doit beaucoup à tes conseils précieux.

Un grand merci à mes deux co-directeurs de thèse qui ont réalisé l'encadrement direct. Vincent, je pense que nous avons bien fait d'instaurer nos réunions du jeudi matin, autant d'occasion de débattre du rôle de l'effet beta, des OBCs, des zones de rappel, des configs académiques et réalistes, des ondes diverses et variées, ... Au départ, il était prévu que tu apportes essentiellement ton expertise sur la partie physique, mais l'évolution de tes recherches vers le couplage biogéochimique t'ont amené à finalement échanger sur une gamme beaucoup plus large de thématique. Marina, merci pour la compréhension des cycles biogéochimiques et le professionnalisme que tu m'as apporté lors de cette thèse. Ta vision synthétique a grandement participé à rendre compréhensible mon travail.

Cette thèse a été rendu possible par la possibilité offerte par la DGA d'effectuer une formation par la recherche. Je remercie à ce titre Jérôme Paillet de m'avoir indiqué cette possibilité et Thomas, qui a finalement opté pour une autre voie.

Je voudrais ensuite remercier tous ceux qui m'ont permis d'utiliser un envi-

ronnement de modélisation efficace. En premier lieu, Anne-Sophie. Tu as passé beaucoup de temps à traquer les bugs inévitables sur la partie biogéochimique du modèle lorsque la partie dynamique évolue, ainsi qu'à adapter un jeu de paramètres biogéochimiques dont la quasi-totalité est utilisée dans cette thèse. Cette thèse a largement bénéficié de ton travail et de ta disponibilité lors de la prise en main du modèle. Un élément technique s'est révélé absolument indispensable au cours de cette thèse, c'est le module de diagnostique de tendance par couche. Charles, ton travail a permis de faire évoluer considérablement le modèle utilisé dans cette thèse en permettant de faire une étude extrêmement rigoureuse de tous les termes. C'est un très bel outil, maintenant inclus dans la référence du code NEMO. Je n'oublie pas bien sûr la NEMO team, qui m'a permis de passer outre un certain nombre de difficultés techniques. Plus généralement je remercie le laboratoire pour son accueil.

Merci également à tous ceux qui ont participé de près ou de loin à cette thèse par leurs discussions, En particulier Cyril, Julien, Sylvie pour leur soutien sur les images satellite, Patrick, Anne-Marie, sur la partie plutôt modélisation.

Merci à tous ceux qui participent à la bonne ambiance dans ce laboratoire dans les bureaux de doctorants, sans prétention d'exhaustivité et dans l'ordre alphabétique, Agathe, Agnès, Anne-Sophie, Aurélie, Julien, Laure, Matthieu, Rym, Yoav, ...

Lorsque j'ai commencé à rédiger ce texte de remerciement, je me suis posé la question suivante : dois-je remercier la SNCF ou bien est-ce à ce vénérable établissement de me remercier pour tous ces kilomètres parcourus ? Je n'ai pas de réponse définitive, c'est sans doute un peu des deux. La majeure partie des lignes de cette thèse ont été écrites dans un train.

Enfin merci à toi, Anne-Cécile, d'avoir supporté les affres d'une thèse sans en connaître toutes les joies. Tu as contribué grandement à cette thèse en ayant rendu ces années agréables.

Introduction

Cette thèse s'inscrit dans la problématique générale de la compréhension de la production primaire et des cycles biogéochimiques dans les upwellings de bord Est (Eastern boundary upwelling system - EBUS). Ces régions sont bien connues pour leur intense productivité biologique. En dépit d'une superficie relativement modeste, inférieure à 1% de la surface des océans, elles concentrent en effet une part importante du volume de pêche, de l'ordre de 20% des captures de poissons selon Pauly et Christensen (1995). Cette richesse est principalement due aux vents alizés qui soufflent parallèlement à la côte, ce qui génère un upwelling côtier. Un fort apport en nutriments enrichit alors l'écosystème de surface. Une production primaire intense se produit dans une bande côtière riche en phytoplancton. L'étude de la variabilité de cette bande côtière se situe au coeur de la présente thèse.

L'extension vers le large de la zone riche en phytoplancton dépend très largement des échanges de masses d'eau entre la côte et le large. Ceux-ci peuvent prendre plusieurs formes : la circulation moyenne advecte vers le large les eaux de surface sous l'effet du vent et sous l'effet de courants géostrophiques moyens de grande échelle. D'autre part, une circulation de plus petite échelle à la fois dans le temps et dans l'espace se superpose à cette circulation moyenne. Les échanges côte-large peuvent alors être intermittents et dans les deux sens. La problématique de cette thèse est la variabilité de la bande côtière riche en relation avec les échanges côte-large.

Les principaux objectifs de cette thèse sont donc les suivants :

- Documenter l'extension vers le large de bande côtière riche.
- Comprendre comment cette extension est contrôlée
- Quantifier les processus impliqués dans l'extension vers le large

Pour remplir ces objectifs, j'ai suivi plusieurs approches concourantes : une analyse de la variabilité de la chlorophylle à partir de données de couleur de l'eau et une étude de processus à partir d'un modèle idéalisé d'upwelling côtier.

Les questions abordées dans cette thèse sont valables dans tous les systèmes d'upwelling côtier. Cependant, nous avons choisi de nous placer dans le contexte de

l'upwelling de la côte nord-ouest africaine que j'appellerai désormais NWAUS (North West African Upwelling System), également appelé "système d'upwelling du courant des Canaries". Le choix de ce système d'upwelling est guidé par plusieurs aspects. Tout d'abord, des quatre systèmes d'upwelling de bord Est que sont le NWAUS, la Californie, le Benguela et le Pérou-Chili, c'est probablement le moins étudié. Après un effort important dans les années 70, cette région a été peu étudiée jusqu'à assez récemment. D'autre part, l'inter-comparaison des 4 systèmes d'upwelling montre que le NWAUS est celui qui présente à la fois la plus grande variabilité saisonnière et la plus grande diversité de comportement le long de la côte (Carr et Kearns, 2003).

Je présenterai l'approche suivie dans cette thèse et les résultats qu'elle a donnés de la façon suivante : dans le premier chapitre, je présente une étude bibliographique des points essentiels à la suite de l'étude. Elle comprend une présentation du processus d'upwelling côtier incluant en particulier la dynamique de mésoéchelle dans les EBUS et une description du contexte régional de l'étude.

La première étape a été d'analyser la variabilité de la chlorophylle dans la région d'étude. Avant d'étudier l'extension vers le large de la chlorophylle, je décrirai la répartition de la chlorophylle le long des côtes nord-africaines et je l'analyserai en fonction du contexte régional et des variables physiques essentielles à la description d'un système d'upwelling. Le premier résultat de cette thèse sera ainsi de compléter le tour d'horizon du contexte grande échelle par la description de la variabilité saisonnière de la chlorophylle et de faire le lien avec le forçage par le vent. Pour cela, un jeu de données basé prioritairement sur les données satellites est construit. Il associe les estimations de chlorophylle de surface du capteur SeaWiFS, les données de température de surface de l'océan de Pathfinder et les données de tension de vent estimée par QuikSCAT. Une climatologie de nitrate issue du World Ocean Atlas (version 2001) est ajoutée pour renseigner sur la disponibilité des nutriments en surface. Notre approche comporte deux points essentiels : premièrement, la dimension perpendiculaire à la côte est analysée en détail. L'extension vers le large des hautes valeurs de chlorophylle est finalement aussi importante que la valeur de la chlorophylle dans cette zone riche. Deuxièmement, nous étudions la variabilité intra-saisonnière de la chlorophylle et nous la comparons à celle du vent. Après avoir documenté l'extension de la chlorophylle nous discutons des facteurs la contrôlant. Pour cela, nous confrontons l'extension vers le large aux résultats sur la variabilité intra-saisonnière, sur la richesse en chlorophylle près de la côte et sur la richesse en nutriment en surface.

Dans la suite de la thèse, l'accent est mis sur les processus contrôlant l'extension vers le large de la chlorophylle. Parmi ces processus, l'impact de la turbulence

océanique apparaît comme un des plus importants et a été peu étudié dans les EBUS. Pour étudier l'impact de la dynamique de mésoéchelle sur la productivité d'un upwelling côtier, j'ai construit un modèle d'upwelling idéalisé. Pour réduire la complexité de l'analyse, ce modèle ne reproduit pas les variations le long de la côte à grande échelle. Pour ce faire, des conditions aux frontières cycliques sont utilisées de façon à représenter la circulation le long d'une côte infinie. Dans le chapitre 3, j'analyserai les conséquences des conditions aux frontières cycliques et les biais associés. Je montrerai que la paramétrisation du courant qui alimente l'upwelling côtier permet de reproduire une circulation tout à fait réaliste.

Le chapitre 4 est l'étude de l'impact de la dynamique de mésoéchelle sur l'écosystème d'un upwelling côtier. Elle utilise le modèle précédemment analysé. Dans ce chapitre, j'étudie l'étalement vers le large de la bande côtière riche sous l'action de la dynamique de mésoéchelle ainsi que l'impact sur les bilans biogéochimiques.

Le chapitre 5 a pour objectif de discuter plusieurs points soulevés lors des chapitres précédents. Tout d'abord, les résultats obtenus sur l'impact de la dynamique de mésoéchelle dans le chapitre 4 montre un comportement différent de ce qui a été décrit dans les régions d'océan ouvert. Je propose dans la section 5.1 une étude à l'aide d'un modèle analytique simple qui montre l'existence de régimes différents en fonction de l'intensité de l'upwelling. Ensuite je présente deux études de sensibilité, au profil de vent côtier dans la section 5.2 et à l'effet bêta dans la section 5.3. Ces deux études de sensibilité ont pour première vocation de montrer la robustesse des résultats obtenus mais elles ont une portée plus large ce qui m'a incité à les placer dans ce dernier chapitre.

Bien que cette thèse soit écrite en français, j'utiliserai le terme upwelling emprunté à la langue anglaise. Le même terme trouve un équivalent français dans le vocabulaire météorologique avec le mot ascendance. Cependant, l'essentiel de la littérature océanographique francophone préfère le terme upwelling. C'est en particulier le cas des articles publiés en français que je cite dans cette thèse (Fraga, 1974; Herbland et Voituriez, 1974).

Chapitre 1

Upwelling côtier et production primaire

Ce premier chapitre a pour objectif de présenter les aspects essentiels de la physique et des écosystèmes dans systèmes d'upwelling. Dans un premier temps, je présenterai le processus d'upwelling côtier. Quelle est la réponse de l'océan au vent ? Quelle circulation s'établit ? Quelles sont les structures de mésoéchelle qui sont créées et entretenues ? Les caractéristiques de ce processus sont largement partagées par les différentes régions d'upwelling côtiers. Je présenterai donc des résultats d'études effectuées sur l'ensemble des systèmes d'upwelling côtier. Étant donné le caractère régional de l'étude, je présenterai ensuite le contexte régional de la thèse, à savoir la partie orientale et tropicale de l'océan atlantique Nord.

1.1 Système d'upwelling côtier

Cette partie vise d'une part à expliciter la dynamique de l'upwelling côtier et d'autre part à présenter l'activité turbulente dans les régions d'upwelling. Ces régions ont en effet une activité turbulente mésoéchelle particulière. La seconde partie de cette présentation des systèmes d'upwelling traite de la nature de la dynamique de mésoéchelle dans les système d'upwelling. Celle-ci est d'autant plus importante que les structures dynamiques de mésoéchelle ont un impact majeur sur les processus biogéochimiques dans l'océan, comme cela a été étudié dans l'océan ouvert.

1.1.1 Dynamique du processus d'upwelling

Du forçage par le vent à l'upwelling côtier

Tout d'abord, commençons par le processus fondamental : les courants d'Ekman. Ces courants s'établissent sous l'action du vent à la surface de l'océan dans une couche de surface dite d'Ekman, dont l'épaisseur est de l'ordre 20m. Ces courants sont classiquement décrits en régime stationnaire pour un océan profond par la spirale d'Ekman (Ekman, 1905). Le principe est l'équilibre entre la tension imposée par le vent sur la surface de l'océan, la friction et la force de Coriolis. Le transport résultant, intégré sur la couche d'Ekman, est orthogonal à la tension du vent, dévié vers la droite de 90° dans l'hémisphère nord. Le transport s'exprime en fonction de la tension de vent τ , de la masse volumique de l'eau ρ et du facteur de Coriolis f :

$$T_E = \frac{\tau}{\rho \cdot f}$$

A proximité de la côte, la hauteur d'eau diminue et il est nécessaire de prendre en compte la couche limite de fond pour étendre le calcul théorique au plateau continental (Estrade, 2006). Des mesures in situ ont permis de préciser la structure des courants au niveau du plateau continental (Lentz, 1992) [Fig. 1.1]. La composante perpendiculaire à la côte est homogène dans la couche de mélange. La couche immédiatement en dessous de la couche de mélange contribue pour une fraction significative (25%-50%) au transport vers le large. En revanche, le transport vers le large intégré sur la dimension verticale correspond au transport calculé par la spirale d'Ekman (Lentz, 1992).

Le transport d'Ekman a des conséquences sur les vitesses verticales. En effet, lorsque le transport d'Ekman est convergent, un transport vers le bas compense la convergence, on a donc un downwelling. Inversement, une divergence du transport d'Ekman est associé à un upwelling. Dans les deux cas, la vitesse verticale d'Ekman w_E est alors :

$$w_E = \frac{rot(\tau)}{\rho \cdot f}$$

Un rotationnel de vent positif se traduit par une divergence des courants d'Ekman et donc par une vitesse verticale d'Ekman positive. On parle de pompage d'Ekman (Ekman pumping) dans le cas d'un downwelling. Par extension, on parlera de pompage d'Ekman positif si celui-ci est un upwelling et négatif s'il s'agit d'un downwelling. Cette vitesse verticale de grande échelle tend à déplacer la thermocline vers le haut ou vers le bas.

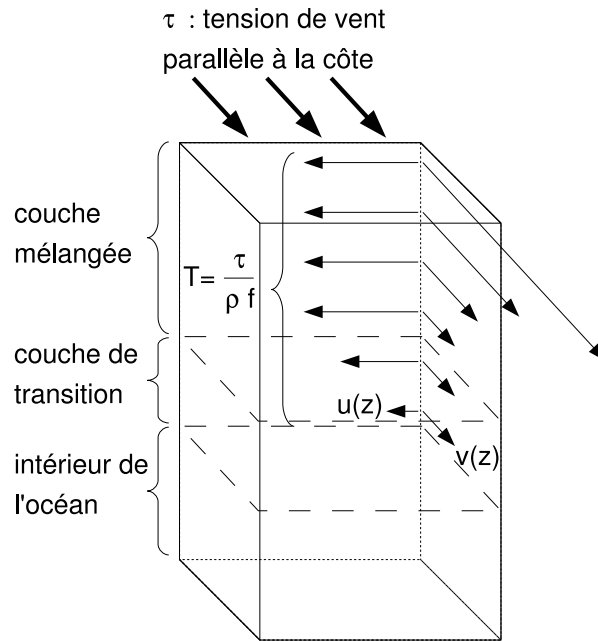


FIG. 1.1 – Schéma des courants forcés par une tension de vent parallèle à la côte sur le plateau continental. Les composantes perpendiculaire (u) et parallèle (v) à la côte sont représentées. D'après Lentz (1992). Ce schéma est à rapprocher de la spirale d'Ekman (Ekman, 1905). Il s'agit d'un schéma obtenu à partir de données in situ.

Au niveau de la côte, le transport d'Ekman subit une discontinuité. Dans les régions où le vent a une composante parallèle à la côte dirigée vers l'équateur, les courants d'Ekman ont tendance à exporter des eaux de surface vers le large. La compensation se fait par un upwelling côtier. Il s'agit du même phénomène que le pompage d'Ekman à la différence qu'il est localisé à la côte et qu'il est beaucoup plus concentré et intense.

Le flux de masse vertical associé à l'upwelling côtier vaut $F = -\frac{\tau_{al}}{\rho \cdot f}$, où τ_{al} est la tension de vent parallèle à la côte dirigé vers le pôle. Dans de nombreuses régions, le vent côtier subit un fléchissement en intensité à proximité de la côte (Bakun et Nelson, 1991; Pickett et Paduan, 2003; Dorman et al., 2006). Ce fléchissement est associé à un rotationnel de vent positif [Fig 1.2].

Par simplicité on peut supposer que la tension de vent est parallèle à la côte et on choisit un repère tourné dans l'axe de la côte où on appelle x et y les coordonnées [Fig 1.2]. On a alors un rotationnel de vent $rot(\tau) = \frac{\partial \tau_{al}}{\partial x} > 0$. Si on calcule F_E le pompage d'Ekman intégré entre la côte et une distance L de la côte on obtient :

$$F_E = \int_{x=-L}^{x=0} \frac{rot(\tau)}{\rho \cdot f}$$

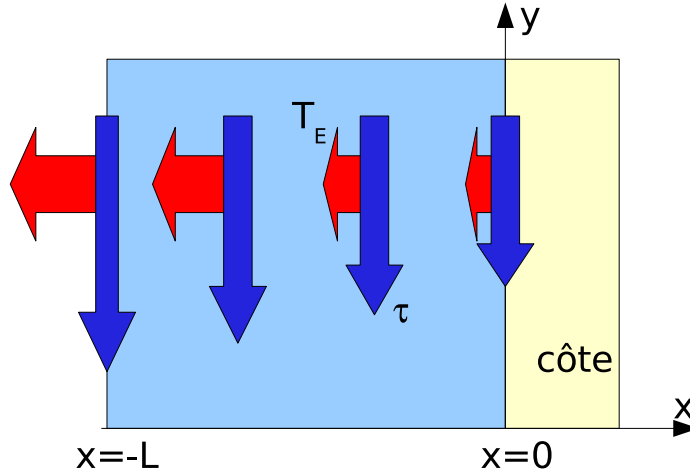


FIG. 1.2 – Schéma de la tension de vent τ et du transport d'Ekman associé T_E dans le cas d'un fléchissement du vent à proximité de la côte. L'upwelling côtier est égal au transport d'Ekman à la côte alors que le pompage d'Ekman total dans la bande côtière de largeur L est égal à la différence entre le transport d'Ekman au large et celui à la côte. Au final, l'upwelling total dans la bande côtière est égal au transport d'Ekman à la distance L de la côte.

$$F_E = - \int_{x=-L}^{x=0} \frac{1}{\rho \cdot f} \frac{\partial \tau_{al}}{\partial x}$$

$$F_E = \frac{1}{\rho \cdot f} (\tau_{al}(x=0) - \tau_{al}(x=-L))$$

Par conséquent, l'upwelling total dans la bande de largeur L , incluant l'upwelling côtier et le pompage d'Ekman vaut donc :

$$F_T = - \frac{1}{\rho \cdot f} (\tau_{al}(x=-L))$$

On reconnaît la valeur de l'upwelling côtier si la côte était situé à la position $x = -L$. Autrement dit, le flux vertical de masse est donné par le transport d'Ekman dirigé vers le large calculé à la limite de la bande côtière considéré. Le fléchissement du vent à proximité de la côte ne réduit pas l'upwelling dans la bande côtière considérée mais il faut néanmoins noter que l'upwelling est alors réparti sur la bande côtière plus large, ce qui a un impact sur la circulation océanique, que je détaillerai après avoir présenté celle-ci.

Établissement de l'upwelling côtier

L'établissement de l'upwelling se fait en plusieurs phases : le vent le long de la côte accélère un jet côtier. Au fur et à mesure du développement de l'upwelling, le front d'upwelling parallèle à la côte, séparant les eaux froides récemment apparues en surface des eaux du large s'éloigne de la côte (Austin et Lentz, 2002; Castelao et Barth, 2006a).

Une onde de Kelvin générée à la frontière de la zone de forçage la plus proche de l'équateur se propage et stabilise la vitesse du jet. Des ondes de Kelvin sont générées à chaque discontinuité de l'upwelling côtier, c'est-à-dire à chaque variation de l'intensité du vent et chaque accident du trait de côte (Crepon et al., 1984). Les ondes de Kelvin induisent une convergence du courant-jet d'upwelling qui compense partiellement la divergence côtière créée par le transport d'Ekman dirigé vers le large. Il y a donc une réduction de l'upwelling. La dernière phase est l'équilibrage du bassin au moyen des ondes de Rossby en relation avec la variation du facteur de Coriolis (effet β). En particulier le jet côtier subit une radiation en ondes de Rossby.

Structure du champ de vitesse

La structure du champ de vitesse est classiquement décrite en le décomposant en deux composantes : la vitesse parallèle à la côte et la vitesse perpendiculaire à la côte. Dans la dimension transverse à la côte, la vitesse est dirigée vers le large en surface (0-40m) et vers la côte en dessous (50-200m) [Fig. 1.3a]. Cette description est schématique et présente la circulation moyenne. La superposition de circulations dues à la topographie et aux structures comme les tourbillons de mésoéchelle présentées ci-après rendent les résultats d'observations instantanées in situ plus complexes, par exemple au Cap Blanc (21°N) (Johnson, 1976).

Les mécanismes d'alimentation en subsurface des eaux upwellées n'est que partiellement connue. Le transport associé à cette alimentation est de l'ordre du transport d'Ekman en surface, c'est-à-dire de l'ordre de quelques Sv pour 1000 km de côte. Les vitesses associées sont donc de l'ordre de quelques cm/s. Les caractéristiques en température et en salinité des eaux arrivant à la côte montrent que les eaux sources se situent à environ 100-150m de profondeur (Carr et Kearns, 2003). Cette estimation est obtenue en déterminant la profondeur des eaux du large ayant les mêmes caractéristiques en température et salinité que les eaux d'upwelling. Les courants sont en équilibre géostrophique avec le gradient de pression parallèle à la côte (Capet et al., 2008).

Le champ de vitesse parallèle à la côte montre un jet côtier vers l'équateur en

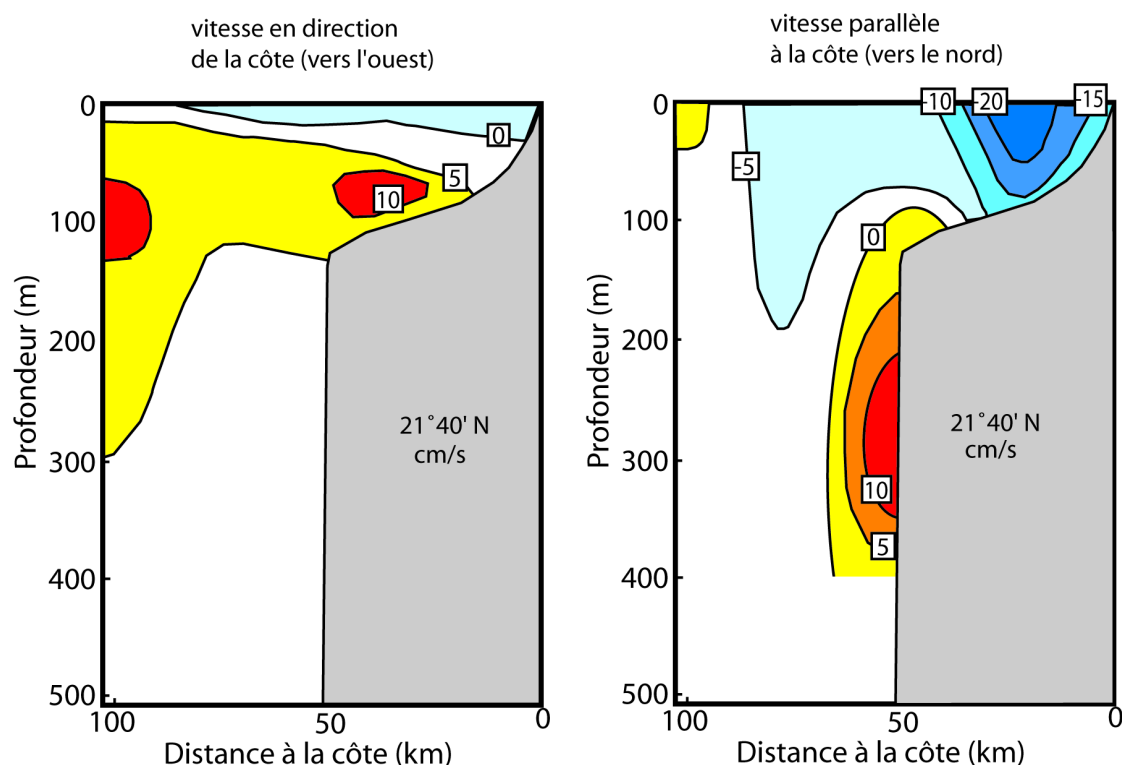


FIG. 1.3 – Courants parallèle à la côte et perpendiculaire à la côte d'après une campagne de mesure de 1974 au niveau du Cap Blanc (21°N). Il s'agit de la moyenne sur les mois de mars et avril (d'après Barton, 1998)

surface et un sous-courant de 150 à 400m de profondeur [Fig. 1.3a]. Le jet côtier (également appelé courant-jet d'upwelling) est associé au front d'upwelling par l'intermédiaire de l'équilibre géostrophique. Le sous-courant situé le long du talus continental a une dynamique plus complexe. Plusieurs raisons conduisent à son existence : le gradient de pression parallèle à la côte est la principale. En effet, un tel gradient se met en place sous l'effet du vent en équilibre avec le courant perpendiculaire à la côte qui alimente l'upwelling. Le gradient est dirigé vers l'équateur. Or à la côte, ce gradient de pression ne peut être équilibré par un courant géostrophique puisque celui-ci devrait alors franchir le talus continental. Autrement dit, à la côte le gradient de pression parallèle à la côte ne peut être équilibré par la force de Coriolis à l'image de la situation à l'équateur. De même qu'à l'équateur, le gradient de pression conduit alors à un courant opposé au gradient de pression. Le sous-courant d'upwelling est donc dirigé vers le pôle. La mise en place de ce sous-courant est liée aux ondes de Kelvin précédemment évoquées pour l'établissement de l'upwelling côtier (Hurlburt et Thompson, 1973; Sugihara, 1982; Philander et Yoon, 1982).

Le rotationnel de vent tend à créer également un sous-courant. Ce rotationnel de

vent transfère de la vorticité positive à l'océan. Les masses d'eau ont alors tendance à se déplacer vers le pôle de façon à conserver leur vorticité potentielle, ce qui génère un sous-courant. L'effet du rotationnel de vent est également de faire remonter le sous-courant vers la surface (Capet et al., 2004; Fennel et Lass, 2007).

1.1.2 Dynamique de mésoéchelle dans les EBUS

Les systèmes d'upwelling présentent une activité de mésoéchelle particulière. Les images satellites montrent à la fois des structures de type tourbillon et des structures plus fines notamment dans la région frontale séparant les eaux froides d'upwelling et les eaux de surface du large [Fig. 1.4]. Ceci est visible aussi bien sur les champs physiques (SST) que sur les champs biogéochimiques (chlorophylle) [Fig. 1.4].

Cette partie vise à expliquer la nature des structures observées. Je traiterai dans un premier temps des structures de petites échelles au niveau du front d'upwelling. Ensuite, je ferai la transition avec les structures tourbillonnaires observées plus loin au large.

Instabilité d'un courant de bord

Le jet côtier d'un système d'upwelling présente souvent des méandres. Le phénomène s'explique principalement par l'instabilité barocline. En imposant une pente aux surfaces isopycnales, l'upwelling côtier favorise l'inversion du gradient de vorticité potentielle, condition nécessaire au développement de l'instabilité barocline (Charney, 1947; Eady, 1949). L'analyse de la stabilité d'un front d'upwelling dans un modèle à 2 couches suggère que le cas particulier d'un front d'upwelling induit une condition d'instabilité moins restrictive que dans le cas d'un modèle quasi-géostrophique (Barth, 1989a). L'idée sous-jacente est que la pente de la topographie et les forts déplacements des interfaces élargissent la condition d'instabilité. Il se développe alors une instabilité barocline proche de l'instabilité barocline traditionnelle (Barth, 1989a,b, 1994). La longueur d'onde est d'environ 100km dans un système linéarisé autour d'un état d'équilibre stationnaire.

Un second mode dit frontal peut également se développer avec une longueur d'onde plus petite (environ 20km). Ce second mode est intimement lié à l'instabilité barocline mais possède également un mécanisme de type instabilité de Kelvin-Helmoltz (Barth, 1994). Les deux modes ont une énergétique légèrement différente. La contribution de l'énergie cinétique de l'état moyen est plus grande dans le cas du mode traditionnel de grande longueur d'onde. A partir de modèles numériques, de nombreuses études ont confirmé les résultats de l'analyse de stabilité linéaire (Mc-

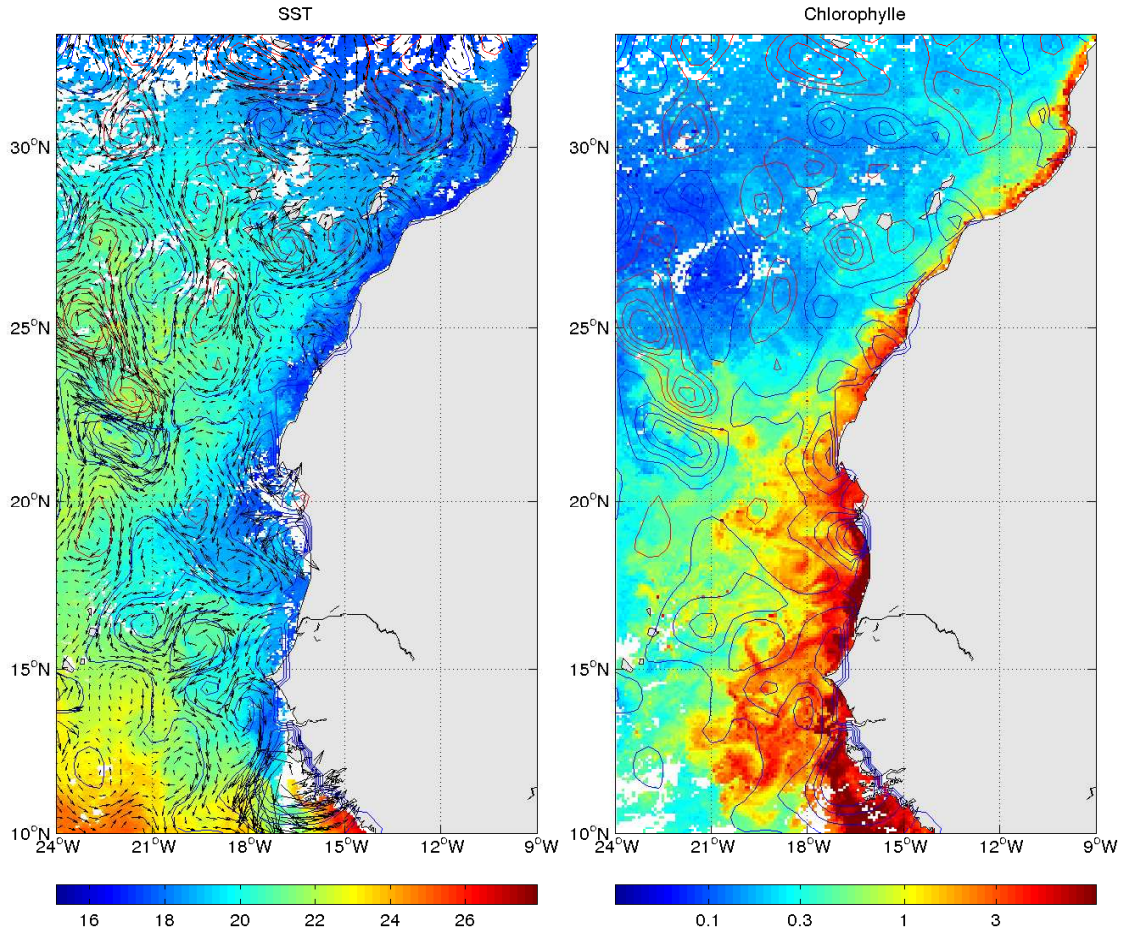


FIG. 1.4 – Observations de température de surface (SST) et de chlorophylle à partir de l'espace pour le 20 février 2003 le long de la côte Nord-ouest africaine. La SST est mesurée par AVHRR/Pathfinder. La chlorophylle est estimée par le programme SeaWIFS. Le champ d'anomalie de vitesse géostrophique est superposé à la SST. Il est calculé à partir des données altimétriques AVISO. Les contours sont les iso-contours d'anomalies de hauteur de la mer. Les contours rouges sont des anomalies positives (tourbillons anticycloniques) et les contours bleus sont des anomalies négatives (tourbillons cycloniques).

Creary et al., 1991; Durski et Allen, 2005) et ont retrouvé l'existence d'un mode de grande longueur d'onde (entre 50 et 100 km) et d'un mode de courte longueur d'onde. La longueur d'onde du mode court est alors plus petite que les prédictions de l'analyse linéaire de l'ordre de 8-10km selon Durski et Allen (2005).

La longueur du mode le plus instable dépend de l'état du système qui lui varie dans le temps. Des échelles plus grandes (40-80km) se développent après le développement de modes courts (8-10km) (Durski et Allen, 2005) [Fig. 1.5]. Dans l'expérience de Durski et Allen (2005), qui modélise l'établissement d'un système

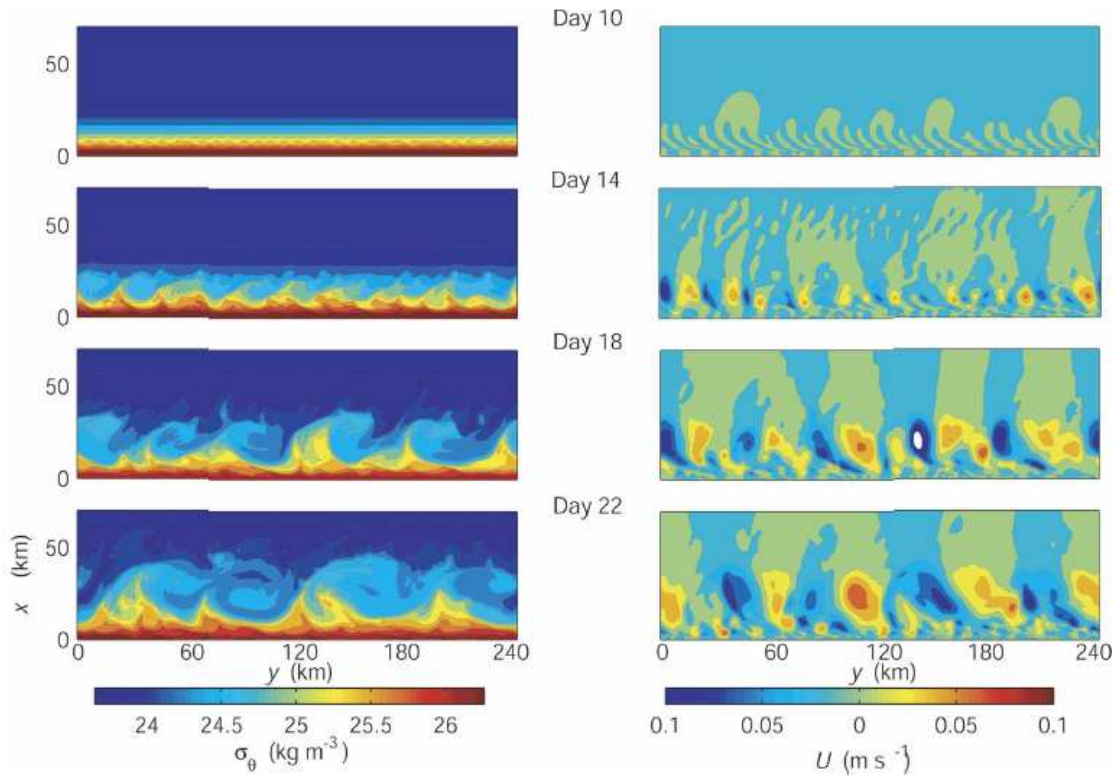


FIG. 1.5 – Évolution de la densité de surface (à gauche) et de la vitesse parallèle à la côte (à droite). Il s'agit de résultats pris aux jours 10, 14, 18 et 22. Dans cette simulation, la topographie est uniforme le long de la côte. Un vent uniforme et constant déclenche un upwelling côtier à partir d'un état au repos. (Reproduit de Durski and Allen, 2005)

upwelling côtier idéalisé, la longueur d'onde la plus présente visuellement passe de 10km au jour 10 à 50km au jour 18 et 60 km au jour 22 [Fig. 1.5]. Les processus permettant aux échelles courtes de transférer de l'énergie vers les échelles longues restent une question assez ouverte et mettent vraisemblablement en jeu des interactions non-linéaires.

La turbulence océanique de mésoéchelle

Une activité de mésoéchelle relativement intense est observée dans les EBUSs. Elle est caractérisée par un champ de tourbillons en interaction. Ces tourbillons se traduisent sur l'élévation de la surface libre par des anomalies plus ou moins circulaires [Fig. 1.4]. La source principale pour la formation et le maintien de ce champ de tourbillons est l'instabilité barocline des courants de bord (Marchesiello et al., 2003). A chaque apport d'énergie par un coup de vent, celle-ci est d'abord communiquée aux structures de petites tailles, avant de migrer vers les structures

plus grandes (Durski et Allen, 2005). Plusieurs mécanismes ont été proposés pour expliquer le déplacement progressif de l'énergie vers les grandes échelles. Comme ce sont les modes les plus instables qui se développent le plus vite, on ne voit apparaître les modes de plus grandes longueurs d'ondes que plus tard (McCreary et al., 1991). Une autre hypothèse est que les interactions non linéaires entre les perturbations induit une augmentation de la taille des perturbations (McCreary et al., 1991).

Lorsqu'un courant orienté de la côte vers le large transport des eaux froides d'upwelling, on parle de filament d'upwelling [Fig. 1.4]. Plusieurs concepts de filaments ont été avancés (Strub et al., 1991). Dans un certain nombre de cas, il s'agit d'une déformation du jet côtier pour faire un méandre de la taille d'environ 100-300km (Flament et al., 1985). Les filaments constituent alors la partie du méandre allant vers le large. Les filaments peuvent également être générés par le champ de tourbillons de mésoéchelle, dans les régions où le champ de vitesse est dirigé vers le large. Ce concept diffère du précédent par la différence d'intensité entre le jet côtier et les tourbillons, par la continuité du jet dans le cas du méandre. L'éventuelle continuité du jet côtier est importante car elle signifie que le jet côtier transporte des matériaux sur de grandes distances alors que dans l'autre cas, l'eau du jet côtier se renouvelle (Strub et al., 1991). Enfin, les jets (*squirts*) sont générés par la convergence des courants parallèles à la côte sous l'action du forçage, par exemple dans le cas d'une structure de vent de petite échelle (Strub et al., 1991).

Les filaments se présentent sous la forme d'une langue d'eau froide plutôt mince (30km) pouvant être quasi rectiligne ou fortement déformée par des instabilités (Flament et al., 1985). Les filaments contribuent de façon très significative au transport vers le large. Flament et al. (1985) estiment cette contribution supérieure au transport d'Ekman le long de la côte californienne. Kostianoy et Zatsepin (1996) estiment que la moitié du transport vers le large se passe dans les filaments. La localisation des filaments est généralement déterminée par la topographie. Ils sont souvent au niveau des caps (Marchesiello et al., 2003). Les accidents topographiques facilitent le décollement du jet côtier de la côte et de la rupture de pente entre le plateau et le talus continental (Dale et Barth, 2001; Castelao et Barth, 2006b). De plus, la localisation des fronts de SST est pour une large partie contrôlée par la topographie (Castelao et al., 2005).

1.1.3 Impact sur l'écosystème

Dans cette thèse, on s'intéresse principalement aux premiers maillons de l'écosystème à savoir le phytoplancton et le zooplancton. Avant de développer les spécificités des écosystèmes des régions d'upwelling côtier, je voudrais rappeler ici les grands

traits des écosystèmes marins. La production primaire en est le premier maillon en transformant de la matière minérale en matière organique. Elle est principalement dépendante de la lumière, des nutriments et de la biomasse préexistante. La lumière est le premier facteur structurant un écosystème basé sur la photosynthèse. C'est donc autour de la lumière que va s'articuler l'écosystème marin. En fonction de l'absorbance de l'eau, la lumière éclaire une couche de surface d'épaisseur variable entre quelques mètres à une centaine de mètres. Dans cette couche, la communauté phytoplanctonique se développe et sert de nourriture au reste de la chaîne trophique. Une partie de la matière organique produite est régénérée au sein même de la couche de surface et entretient la production primaire. L'autre partie est exportée vers l'intérieur de l'océan où elle est dégradée puis reminéralisée par des organismes variés (animaux, bactéries, etc...). Cet enrichissement par le haut explique pour partie la richesse en nutriments des eaux profondes. La conséquence de la photosynthèse est d'appauvrir en nutriments la couche de surface.

La disponibilité des nutriments est le deuxième facteur déterminant pour la production primaire. Les principaux sont les dérivées de l'azote, nitrate et ammonium, et du phosphore, le phosphate ainsi que des nutriments minoritaires qui n'en sont pas moins nécessaires pour synthétiser certaines molécules : les silicates et le fer qui doit être sous une forme assimilable. Suivant les cas, soit la lumière soit les nutriments limitent la croissance du phytoplancton. En général aux hautes latitudes (au delà de 30-40° de latitude), c'est plutôt la lumière qui est limitante. Plus proche de l'équateur ce sont souvent les nutriments. Une illustration de ce principe dans l'océan atlantique Nord est l'étude de Lévy et al. (2005). Entre 40 et 45°N, la lumière est le facteur limitant (régime subpolaire). Entre 30 et 35°N ce sont les nutriments qui sont limitants (régime subtropical). Entre les deux, on trouve un régime intermédiaire où les deux facteurs sont limitants.

Dans le régime où les nutriments sont limitants, le facteur-clé pour comprendre la richesse de l'écosystème est alors de comprendre comment la couche de surface est alimentée en nutriments. Dans l'océan tropical, les zones riches en chlorophylle sont associées à un rotationnel de vent positif et donc un pompage d'Ekman positif qui enrichit la couche de surface en nutriments.

Dans le cas d'un système d'upwelling côtier, l'essentiel des apports de nutriments vient du transport vertical à la côte. En comparaison avec ce qu'il se passe dans l'océan ouvert, les flux de nutriments sont beaucoup plus grands. La production primaire est donc en grande partie contrôlée par cet apport côtier. Comme les systèmes d'upwelling côtiers se trouvent dans des régions essentiellement subtropicales (10°-40° de latitude), la lumière disponible est importante et en conséquence

une importante production primaire se produit nourrissant une chaîne trophique bien connue des pêcheurs (sardines et anchois, grands migrateurs, etc...). La variabilité de la physique de l'océan contrôle largement ces plus hauts niveaux trophiques (Cury et Roy, 1988; Demarcq et Faure, 2000).

La concentration en phytoplancton est généralement maximale à proximité de la côte puis diminue progressivement pour atteindre les valeurs de l'océan ouvert au large. Cela a été observée par des campagnes océanographiques (Chavez et al., 1991) et par des images satellites (Bricaud et al., 1987; Van Camp et al., 1991; Henson et Thomas, 2007). En utilisant 3 sites d'observations situés à des 3 distances de la côte africaine, la campagne EUMELI a bien mis en évidence la succession de régimes biologiques : eutrophe près de la côte (20°32'N, 140 km au large du Cap Blanc), mésotrophe dans la zone de transition (18°30'N, 400km au large) et enfin oligotrophe au large (21°N, 1400km au large) (Morel, 1996). Le site mésotrophe s'est révélé être plutôt alternativement oligotrophe et eutrophe suivant que le site était sous influence d'un filament d'upwelling ou non. L'effet de moyenne donne l'impression d'un régime intermédiaire, alors que la réalité semble être plus complexe.

Dans les EBUS, les communautés phytoplanctoniques s'adaptent aux forts apports de nutriment. Dans la région d'upwelling, la communauté phytoplanctonique est dominée par les diatomées (Chavez et al., 1991). Au large, les groupes dominants sont plutôt des espèces de phytoplancton de plus petite taille (*synechococcus* et *prochlorococcus*) (Chavez et al., 1991). Les cartes de type de phytoplancton obtenues par la méthode PHYSAT montre que les zones d'upwelling portent une signature différente en terme de communauté de phytoplancton (Alvain et al., 2005). La communauté zooplanctonique s'adapte également avec une évolution de la côte vers le large (Mackas et al., 1991). Cette évolution vers le large s'accompagne d'une augmentation de la biodiversité. Au niveau du site oligotrophe d'EUMELI, la biodiversité de la communauté zooplanctonique est beaucoup plus grande que sur les sites mésotrophes et eutrophes (Andersen et al., 1997).

La distribution spatiale des propriétés biogéochimiques est fortement contrôlée par les structures dynamiques associées à la turbulence océanique. De fortes concentrations de chlorophylle sont observées dans les filaments d'upwelling [Fig 1.4]. Un lien entre les filaments riches en phytoplancton et les ondes de Rossby a été mis en évidence au départ dans le cas de l'océan ouvert (Uz et al., 2001). Les différents processus responsables sont l'advection horizontale (Killworth et al., 2004), l'advection verticale du maximum profond de chlorophylle (Charria et al., 2003, 2006) et la concentration des matériaux flottants (Dandonneau et al., 2003). Killworth et al. (2004) montre que dans la majeure partie de l'océan, l'effet prépondérant est l'ad-

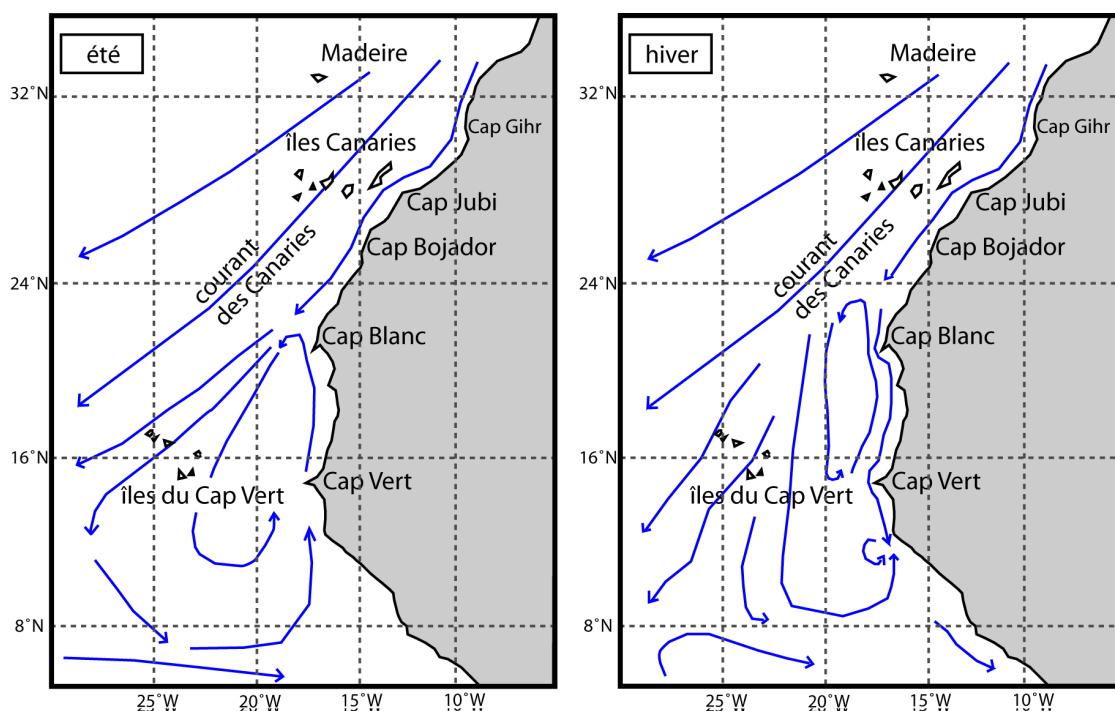


FIG. 1.6 – Circulation de surface de l'océan d'après Barton (1998), pour l'hiver et l'été.

vection latérale de chlorophylle. C'est cet effet que Bonhomme et al. (2007) ont mis en évidence dans l'upwelling du Pérou.

1.2 Contexte régional

1.2.1 Contexte de grande échelle

Le système d'upwelling de bord Est de l'océan atlantique Nord-est s'étend à proprement parlé depuis environ 10°N jusqu'à la péninsule ibérique. Une des particularités majeures de ce système par rapport aux autres upwellings de bord Est (Californie, Pérou-Chili et Benguela), est l'existence du détroit de Gibraltar, qui rompt l'imperméabilité de la côte : en autorisant des échanges, il permet aux courants côtiers de se disperser également vers l'est. Il s'ensuit une séparation dynamique entre la partie Nord (péninsule ibérique) et la partie Sud (Afrique) (Barton, 1998; Aristegui et al., 2004). Cela facilite l'étude séparée des deux régions en les rendant indépendantes.

Les grandes structures de la circulation générale de cette région ont été déterminées à partir des observations du champ de densité et du champ de vitesse géostrophique associé (Stramma, 1984). La zone étudiée comprend une partie du bord Est de la

gyre subtropicale nord-atlantique [Fig. 1.6]. Cela se traduit par le courant des Açores suivi du courant des Canaries (Barton, 1998). Dans la partie Sud, on rencontre une cellule de circulation cyclonique permanente connue sous le nom du dôme de Guinée [Fig. 1.6]. Celle-ci est soumise à de fortes variations saisonnières (Mittelstaedt, 1991). En particulier, le système de courants équatoriaux tend à la renforcer en été, lorsque le NECC (Northern Equatorial Counter Current) se déplace vers le Nord de 5° de latitude pour suivre l'équateur climatique, la zone de convergence intertropicale (ITCZ - Inter Tropical Convergence Zone) (Mittelstaedt, 1991; Stramma et al., 2005). Une intense dynamique de mésoéchelle se superpose à cette circulation moyenne. Dans une étude de modélisation, Stramma et al. (2005) notent qu'il est difficile de distinguer la circulation moyenne tant la circulation instantanée est dominée par les structures mésoéchelles, ce qui est également visible sur la figure 1.4.

Les deux structures, la gyre subtropicale et la gyre de recirculation, sont forcées par la tension de vent à la surface de l'océan [Fig. 1.7a]. La distribution de tension de vent est très fortement marquée par un régime d'alizés, vents de Nord-est des régions subtropicales. La partie Nord associée à la gyre subtropicale est marquée par un rotationnel de vent négatif, alors que la partie Sud associée à la gyre de recirculation est marquée par un rotationnel de vent positif [Fig. 1.7b]. La vitesse verticale engendrée tend à déplacer la thermocline vers le bas au Nord et vers le bas au Sud.

La circulation générale que l'on vient de décrire se traduit en terme de distribution des masses d'eau. En surface, on trouve une couche d'environ 150m d'épaisseur dites eaux de surface (SW) soumise aux échanges avec l'atmosphère. Il existe localement d'autres masses d'eaux comme les eaux du Banc d'Arguin (ABW). Ces eaux côtières chaudes et peu salées peuvent sortir du plateau et se diffusent dans les masses environnantes (Fraga, 1974). En dessous, entre 150m et environ 700m de profondeur, c'est le domaine des eaux centrales qui présentent un fort contraste méridional (Tomczak, 1981; Zenk et al., 1991; Arhan et al., 1994). Au nord des îles du Cap Vert et du Cap Blanc, on trouve les eaux centrales nord-atlantiques (NACW). Elles prennent naissance dans les moyennes latitudes dans l'océan atlantique Nord. Au sud, on trouve des eaux centrales sud atlantiques (SACW). Ces deux masses d'eau ont des caractéristiques différentes : les NACW sont plus chaudes et moins salées. Entre ces deux masses d'eau, on trouve une zone frontale dite Cape-Verde Frontal zone (CVFZ) (Zenk et al., 1991). Cela se traduit par des fronts très marqués en température et en salinité [Fig. 1.8a]. Ce front est susceptible d'être sujet à l'instabilité barocline et barotrope (Onken et Klein, 1991; Spall, 1992; Erasmi et al., 1998) et présente une intense activité tourbillonnaire (Lathuilière, 2005). Au niveau

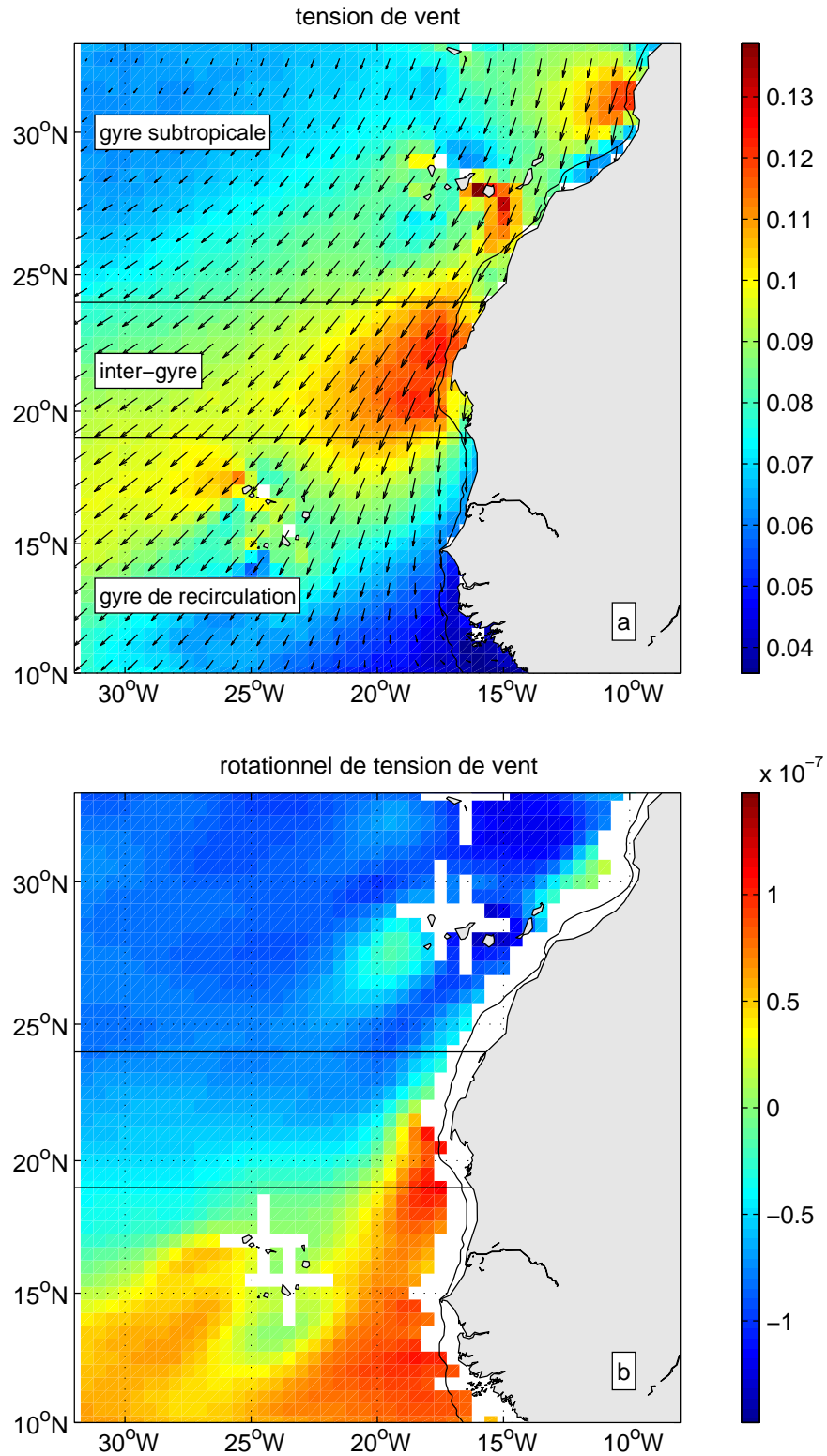


FIG. 1.7 – Valeur moyenne sur la période 2000-2004 de (a) la tension de vent mesurée par QuikSCAT ainsi que sa direction (en N/m^2), (b) du rotationnel de tension de vent (en N/m^3) Les régions définies dans le chapitre 2 sont représentées sur la figure (a).

de la zone frontale du Cap Vert, les images satellite montrent un filament permanent de grande échelle, appelé filament géant du Cap Blanc (Van Camp et al., 1991; Garbrić et al., 1993). Ce filament est de plus grande taille que les filaments situés entre deux tourbillons de mésoéchelle. Dans le cas présent, le filament du Cap Blanc est associé à la jonction entre la gyre subtropicale et la gyre de recirculation [Fig. 1.6]. Les deux structures ont en effet tendance à induire des courants dirigés vers le large au niveau du Cap Blanc. La présence du filament est confirmée par des missions océanographiques (Fraga, 1974; Mittelstaedt, 1976). Pour achever la description des différentes masses d'eau présentes dans la région, en dessous des eaux centrales, on trouve des eaux méditerranéennes (MW) ayant franchi le détroit de Gibraltar, des eaux antarctiques intermédiaires (AIW) et des eaux profondes nord-atlantiques (NADW).

Une autre particularité importante du NWAUS est la présence des îles Canaries (Barton, 1998; Aristegui et al., 2004). L'archipel se situe au niveau du talus continental. Par conséquent la circulation de grande échelle doit soit passer par les divers détroits entre les îles et entre les îles et l'Afrique soit contourner par l'ouest l'archipel. La circulation est complexe autour des îles. Les mesures dans les différents détroits montrent une grande variabilité temporelle (Hernandez-Guerra et al., 2002; Knoll et al., 2002). D'autre part, les îles Canaries atteignent des altitudes importantes jusqu'à 3700m sur Tennerife. En conséquence, le vent subit des effets orographiques importants avec des régions d'intensification et de relaxation (Basterretxea et al., 2002) [Fig. 1.7a]. Ces effets orographiques se traduisent par des zones de rotationnel de vent positif et négatif [Fig. 1.7b] induisant du pompage d'Ekman et favorisant la création de tourbillons dans le sillage des îles Canaries. En particulier, un tourbillon cyclonique permanent est présent au sud de Gran Canaria et interagit avec le jet côtier (Barton et al., 1998, 2004). Celui-ci contourne le cyclone et forme ainsi un méandre.

1.2.2 Distribution des nutriments

Nous avons vu que les caractéristiques des eaux de subsurface ne sont pas homogènes spatialement. En particulier, les eaux centrales sont réparties entre NACW et SACW. Or ces deux masses d'eaux possèdent des caractéristiques très différentes en terme de nutriments (Tomczak, 1981). On observe un gradient Nord-Sud important avec des eaux plus riches dans la partie sud. Par exemple l'isoline 20 mg/m³ de nitrate à 200m de profondeur se situe à proximité de la ligne de changement de signe du rotationnel de vent [Fig. 1.7b, 1.8b]. L'isoline 10 mg/m³ de nitrate à la même profondeur se situe à peine 400km plus au Nord, ce qui indique un fort

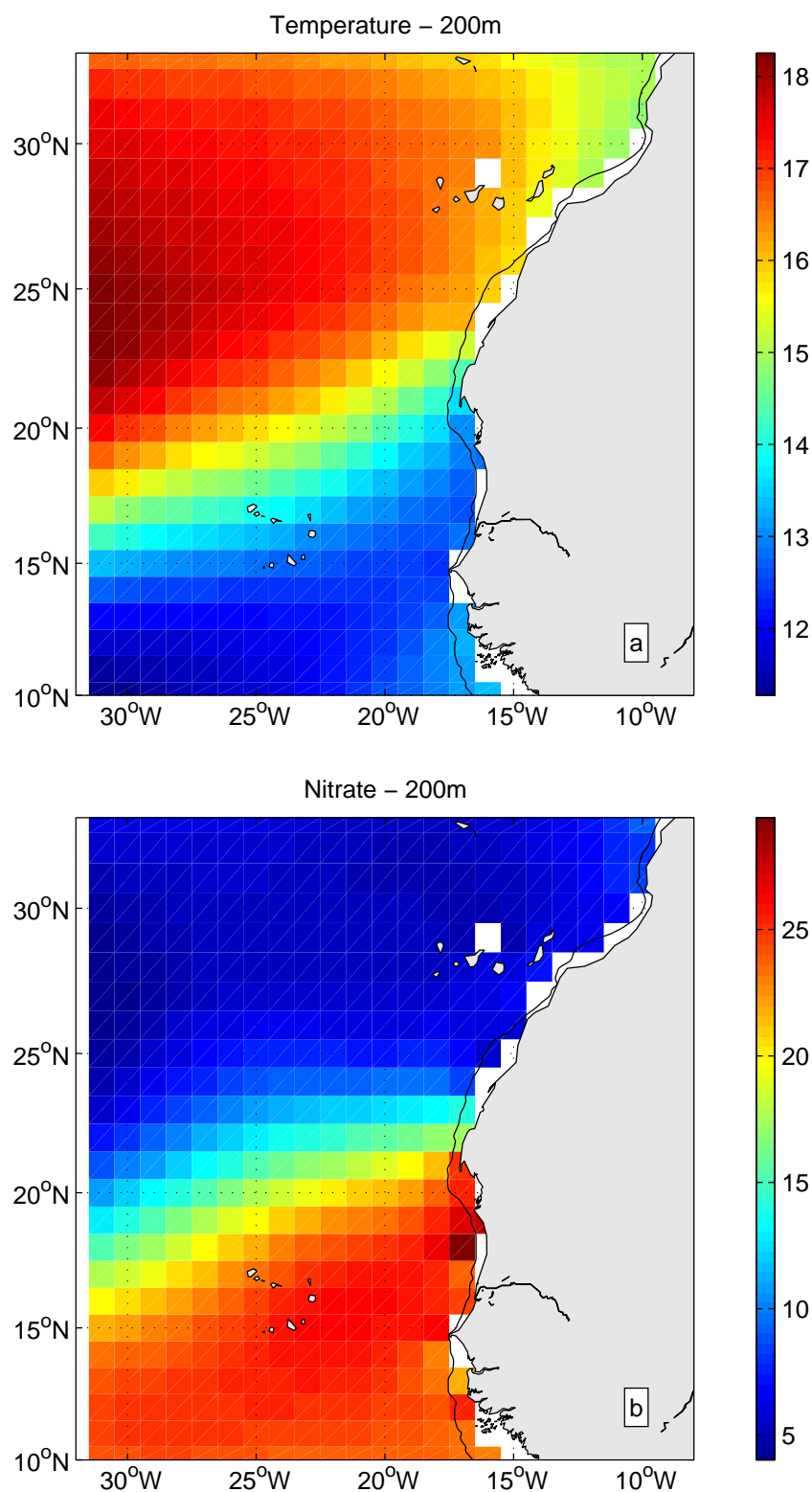


FIG. 1.8 – Valeur moyenne annuelle de (a) la température à 200m de profondeur (en °C), (b) de la concentration en nitrate à 200m (en mmol/m³). Les deux champs sont extraits de la climatologie World Ocean Atlas dans sa version de 2001.

gradient méridional. Les missions océanographiques des années 70 ont retrouvé ce gradient Nord-Sud de nutriment dans les eaux sources de l'upwelling, c'est-à-dire dans les eaux de subsurface lorsque celles-ci arrivent en surface (Fraga, 1974).

Une des caractéristiques communes des systèmes d'upwelling est la présence d'un sous-courant dirigé vers le pôle [Section 1.1 ; Fig. 1.3]. Ce sous-courant a tendance dans le NWAUS à advecter vers le Nord les SACW riches en nutriments le long du talus continental. L'effet de cette advection tend à être limité à environ 25°N mais il peut être étendu au moins jusqu'à 28°N (Barton, 1998), voire jusqu'au détroit de Gibraltar.

1.2.3 Écosystème marin et production primaire

Dans cette partie, je mets l'accent sur les particularités du NWAUS en terme d'écosystème. La conversion des nutriments en phytoplancton est particulièrement efficace dans le NWAUS. Le rapport entre la concentration en chlorophylle et la concentration des nutriments est deux fois plus grand dans les upwellings de l'océan Atlantique que dans ceux du Pacifique (Carr et Kearns, 2003). La disponibilité importante de micro-nutriments (silicate, fer,...) en est probablement la raison. Comme la production primaire nouvelle est grande, les besoins en nutriments minoritaires sont importants et les carences sont possibles. Le plateau continental est généralement riche en dérivés du fer et enrichit les eaux côtières. De plus dans l'atlantique, des nuages de poussières en provenance du Sahara déposent en surface des micro-nutriments tel que le fer (Duce et al., 1991; Kaufman et al., 2005). Les dépôts ont été estimés au niveau de l'archipel des Canaries et dépassent les besoins correspondant à la production primaire mesurée (Claustre et al., 2002). La variabilité des apports éoliens ne sont pas corrélés à la variabilité de la production primaire dans cette même région (Neuer et al., 2004). Au niveau de l'upwelling mauritanien, il a été montré que les silicates peuvent être les premiers nutriments limitants pour la croissance du phytoplancton dans les eaux d'upwelling (Herbland et Voituriez, 1974). Il semblerait donc que la production primaire dans l'océan atlantique subtropical ne soit pas ou peu limitée par le fer. Cette faible limitation par les nutriments minoritaires est tout à fait compatible avec l'étude de Carr et Kearns (2003) montrant que la productivité biologique relativement aux apports de nutriments est grande dans l'atlantique en comparaison du pacifique. La question de la limitation par le Fer dans cette région reste malgré tout une question ouverte et fait encore l'objet de nombreuses études. Le fait que de fer ne soit pas limitant a une grande importance en terme de modélisation, puisque cela permet d'utiliser un modèle n'incluant pas explicitement le fer.

Conclusion

Ce chapitre avait pour but de présenter les connaissances préalables à la thèse. Les processus contrôlant les systèmes d'upwelling côtier ont été décrits et j'y ferai référence tout au long de la thèse. Un élément essentiel en est le transport d'Ekman résultant de la tension de vent à la surface de l'océan. Sous l'effet du vent et de la divergence horizontale due au transport d'Ekman, une circulation propre aux systèmes d'upwelling côtier se met en place. Elle comprend un courant-jet d'upwelling en surface et s'écoulant le long de la côte vers l'équateur et un sous-courant dirigé vers le pôle situé en subsurface le long du talus continental. Dans cet environnement, une turbulence océanique de mésoéchelle se développe en puisant son énergie dans une large mesure de l'instabilité barocline du courant de bord.

Dans une deuxième partie, j'ai rappelé le contexte régionale de cette thèse. Ce contexte sera particulièrement utile dans le chapitre 2 consacré à la variabilité de la chlorophylle de surface. La circulation de grande échelle est essentiellement constitué du bord Est de la gyre subtropicale nord-atlantique et d'une gyre cyclonique de recirculation au Sud. Je voudrais insister sur une conséquence essentielle : Ces deux structures sont constituées de masses d'eaux très différentes (SACW et NACW) et les profondeurs de nutricline sont très différentes au sein des deux masses d'eau. Le contraste est particulièrement fort en ce qui concerne les nutriments. A 200m de profondeur, les eaux de la partie Nord sont 4 fois moins riches en nitrate que dans la partie Sud. Il faudra garder à l'esprit ce contraste pour interpréter la distribution de chlorophylle dans le chapitre suivant. Un autre aspect important est la forte saisonnalité de la gyre de recirculation. Elle est pilotée par le cycle saisonnier de la position de la zone de convergence inter-tropicale (ITCZ). Enfin le dernier point essentiel que je veux mettre en exergue, c'est la forte productivité biologique de la région en terme de conversion des macro-nutriments en phytoplancton. Il semble que les limitations par les nutriments minoritaires (Fer, silicates,...) jouent un rôle bien moindre que dans bien d'autres régions du monde comme l'océan circumpolaire antarctique ou le système d'upwelling du Pérou-Chili.

Chapitre 2

Variabilité du contenu en chlorophylle à la surface de l'océan le long des côtes africaines entre 10 et 33 °N

2.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous nous intéressons plus particulièrement à la concentration en chlorophylle dans la couche de surface de l'océan. En effet, ce pigment est un bon indicateur de la concentration en phytoplancton et il présente le grand avantage d'être observable depuis l'espace. Dans le cheminement de la thèse, décrire la variabilité de la chlorophylle de surface (SCHL) et la relier aux forçages nous est apparu comme une étape indispensable.

Dans un premier temps, je rappellerai le principe de la télédétection du contenu en chlorophylle de la couche superficielle de l'océan. Dans un deuxième temps, je présenterai l'étude proprement dite. Elle a donné lieu à un article publié dans *Journal of Geophysical Research*, consacré à la variabilité saisonnière et intra-saisonnière de la chlorophylle de surface. La variabilité saisonnière est en effet le principal mode de variabilité. La variabilité intra-saisonnière nous a renseigné sur le comportement de l'écosystème face au forçage par le vent aux fréquences synoptiques (échelles de temps inférieures à deux semaines). Cette partie sera présentée sous la forme d'une reproduction de l'article précédé d'un résumé. Enfin, je discuterai l'importance de la prise en compte des aérosols sahariens pour améliorer la couverture des images satellites. Lorsque des nuages d'aérosols absorbants tels que les nuages de sable venant du désert du Sahara passent, l'algorithme standard ne peut être utilisé pour

traiter les données ce qui réduit la couverture. Pour illustrer ce point important dans la région d'étude, je comparerai pour l'année 1998 les données traitées par Moulin et al. (2001) avec les données standard utilisées dans l'article.

2.2 Détection du contenu en chlorophylle par satellite.

Le produit au coeur de cette étude est l'estimation du contenu en chlorophylle-a dans l'océan de surface. J'en ferai donc une description détaillée. Le principe de base de la télédétection de la concentration en chlorophylle par satellite est de la relier à la couleur de l'océan. Pour cela, la luminance est mesurée depuis l'espace à plusieurs longueurs d'onde dont l'une est de 555 nm c'est-à-dire la longueur d'onde absorbée par la chlorophylle. Ensuite, un algorithme est utilisé pour estimer le contenu en chlorophylle. L'algorithme le plus classique, utilisée par la NASA pour les programmes actuels (SeaWiFS et MODIS), se décompose en deux étapes. La première consiste à retrouver la luminance à la surface de l'océan, c'est-à-dire à estimer la luminance qui, après la traversée de l'atmosphère, induit la luminance mesurée au sommet de l'atmosphère. Cette étape utilise un modèle de transfert radiatif. La seconde étape consiste à estimer la concentration de chlorophylle qui correspond au spectre d'émission à la surface de l'océan.

2.2.1 Produit standard SeaWiFS

Le radiomètre SeaWiFS est placé à bord du satellite OrbView-2. Celui-ci a été lancé le 1 août 1997 et est opérationnel depuis le 18 septembre 1997. L'ensemble était conçu pour fournir en continu des données pendant 5 ans. Le système a connu un incident début 2008 et connaît depuis des interruptions sporadiques. Le programme SeaWiFS aura fourni 10 années de données. Le satellite est en orbite héliosynchrone de façon à voir chaque point toujours à la même heure solaire. Pour cela, l'orbite est quasi-polaire avec une altitude de 705km. Le radiomètre mesure la luminance à 8 longueurs d'ondes : 412nm, 443nm, 490nm, 510nm, 555nm, 670nm, 765nm et 865nm. A partir de la luminance L , on définit la réflectance ρ en normalisant par le flux lumineux solaire :

$$\rho = \frac{\pi \cdot L}{F_o \cdot \cos(\theta)}$$

F_o est la flux lumineux solaire non-terrestre c'est-à-dire non-diffusée par l'at-

mosphère terrestre et θ est l'angle zénithal incident du rayonnement solaire dans l'atmosphère.

L'algorithme se décompose en deux parties : la première consiste à déterminer la réflectance de l'océan à sa surface au moyen d'un modèle de transfert radiatif de l'atmosphère et de corrections atmosphériques (Gordon, 1997). La seconde étape consiste à déterminer la concentration de chlorophylle à partir de la couleur de l'eau telle que connue par les réflectances précédemment déterminées (O'Reilly et al., 1998).

La luminance mesurée au sommet de l'atmosphère L_t se décompose en plusieurs termes :

$$L_t = L_r + (L_a + L_{ra}) + t.L_{wc} + T.L_g + t.L_w$$

L_r est la luminance due à la diffusion moléculaire de Rayleigh. Elle est très bien connue. L_a est la contribution de la diffusion associée à la diffusion par les aérosols, L_{ra} celle due à la diffusion de Rayleigh par les aérosols. Ces contributions nécessitent des modèles d'aérosols. L_{wc} est la luminance due à l'écume de la mer. Elle est estimée à partir de l'état de la mer supposé en fonction des vents de surface. L_g est la contribution de la réflexion directe de la lumière solaire sur la surface de l'océan (*Sun glint*). Cette contribution est faible dans le cas de SeaWiFS. L_w est la luminance de l'océan à la surface de l'eau. C'est la grandeur cherchée. T et t sont les transmittances directes et diffuses de l'atmosphère. Sans rentrer dans les détails, la transmittance est le ratio d'énergie transmis par l'atmosphère au cours de la traversée des rayons lumineux. Le terme direct ou diffus précise si cela concerne une seule direction (direct) ou l'ensemble des directions (diffus). L'effort le plus grand porte donc sur la contribution relative aux aérosols. Ce qui est fait est d'estimer la contribution des aérosols dans une partie du spectre où L_w est très faible à savoir le proche-infra-rouge. A partir de la luminance associée aux aérosols dans le proche infra-rouge, une extrapolation est faite sur l'ensemble du spectre avec bien sûr des hypothèses simplificatrices associées.

A partir du spectre de réflectance marine, on déduit la concentration de chlorophylle à partir d'un modèle bio-optique marin empirique. Cet algorithme empirique est déterminé à partir d'une base de données associant mesure in situ de chlorophylle et réflectance marine co-localisée (O'Reilly et al., 1998) :

$$chl = 10^{a_0 + a_1.R + a_2.R^2 + a_3.R^3}$$

Dans cette formule empirique intervient le coefficient R directement lié au spectre

de réflectance :

$$R = \log_{10}(\max(\frac{\rho_w(\lambda = 443nm)}{\rho_w(\lambda = 555nm)}, \frac{\rho_w(\lambda = 490nm)}{\rho_w(\lambda = 555nm)}, \frac{\rho_w(\lambda = 510nm)}{\rho_w(\lambda = 555nm)}))$$

L'algorithme global repose sur plusieurs hypothèses :

- hypothèse de l'océan noir : l'océan ne rétro-diffuse pas de lumière. En particulier, la luminance issue de l'océan est négligeable dans le proche infrarouge ($\lambda > 670nm$). Cette hypothèse permet de déterminer la contribution atmosphérique dans cette partie du spectre.
- les aérosols se comportent comme le modèle d'aérosols utilisé pour extrapoler la contribution des aérosols dans le domaine du visible à partir de celle déterminée dans le proche infrarouge.

2.2.2 Les limites de la télédétection de chlorophylle

Une des principales limites du traitement standard est de supposer que l'atmosphère absorbe de façon uniforme les différentes longueurs d'ondes mesurées. Cette supposition est en particulier fausse lorsqu'il y a des aérosols absorbants dans l'atmosphère. Or le sable saharien transporté par l'atmosphère rentre dans ce cas. Cette absorption induirait une surévaluation de la chlorophylle, si les pixels dans ce cas n'étaient masqués suivant un critère basé sur l'épaisseur optique : en cas de nuage d'aérosols absorbants, l'épaisseur optique est grande et le pixel est considéré comme non traitable au même titre qu'un nuage classique constitué d'eau. La conséquence de ce type de situation est que le seuil d'épaisseur optique en deçà duquel on peut traiter le pixel est choisi bas. L'impact des nuages d'aérosols est donc de réduire la couverture. Pour aller plus loin, d'autres algorithmes ont été mis en place. En utilisant un modèle d'aérosols absorbants, on peut traiter les zones avec des épaisseurs optiques plus grandes. C'est avec les produits obtenus grâce à cette approche que je compare les produits standards à la fin de ce chapitre.

L'objectif de précision des estimations de chlorophylle était de $\pm 35\%$, ce qui correspond à une précision d'environ ± 0.15 pour $\log_{10}(\text{chl})$. L'objectif est globalement atteint dans l'océan ouvert (Hooker et McClain, 2000). Cependant, en dehors des aérosols absorbants, deux autres situations engendrent des biais importants : les hautes valeurs de chlorophylle et les eaux côtières. Pour les hautes valeurs de chlorophylle, l'explication vient en partie des biais des modèles de spectre d'émission utilisés, qui sont ajustés en fonction des valeurs petites et moyennes. En effet, les grandes valeurs de chlorophylle sont le résultat de situations physiques et biologiques particulières et sont peu échantillonnées. Pour ce qui est des zones côtières, plusieurs

phénomènes concourent à rendre la situation délicate pour la télédétection de la chlorophylle. La transition entre l’océan et le continent produit un changement brutal des paramètres atmosphériques. La probabilité d’avoir des nuages d’aérosols absorbants augmentent, les activités humaines produisent parfois de suies en favorisant la combustion de matières diverses. Les fleuves apportent des quantités importantes de matériaux augmentant la turbidité ce qui détériore la détermination de la concentration de chlorophylle à partir du spectre d’émission à la surface de l’océan. La présence de colorants comme les matières organiques dissoutes colorées amplifient le phénomène. La limite des eaux turbides se situe généralement sur l’isobath à 50m dans le NWAUS, comme indiqué par les cartes d’eaux du cas II (turbides) de Bricaud et al. (1987). Les eaux côtières sont également riches en chlorophylle par rapport au large et présentent donc les incertitudes liées à ces hautes valeurs. Enfin les données de chlorophylle de surface pour des colonnes d’eau d’épaisseur inférieur à 50 m sont difficiles à interpréter dans la mesure où la chlorophylle benthique peut être mise en suspension par des coups de vent qui épaississent la couche de mélange jusqu’au fond (Wynne et al., 2006). En raison de ces sources d’incertitude, je n’utiliserai pas les données de couleur de l’eau pour les zones peu profondes dans la mesure du possible. Dans l’étude des variations le long de la côte, je me placerai plus loin au large sur l’isobath à 200m. Dans le cas des variations dans le sens perpendiculaire à la côte, je représenterai la chlorophylle jusqu’à la côte tout en étant prudent sur l’interprétation des valeurs situées très proches de la côte.

2.2.3 Comparaison avec d’autres programmes similaires.

Le programme SeaWiFS est le premier programme d’observation de couleur de l’eau ayant un caractère opérationnel c’est-à-dire permettant d’observer en continu la surface de la Terre et à traiter les données correspondantes. Ce programme a été précédé par le *Coastal Zone Color Scanner* (CZCS) de 1978 à 1986, qui a permis l’établissement de la chaîne de traitement précédemment décrite. Il a également permis les premières descriptions de carte de couleur de l’eau. Dans le NWAUS, il a notamment permis de décrire la zone côtière avec ses filaments (Bricaud et al., 1987; Van Camp et al., 1991). Les comparaisons entre les programmes SeaWiFS et CZCS montrent que certaines régions étaient déjà correctement traitées par le CZCS alors que d’autres présentent des différences très importantes. Dans une étude consacrée à la productivité biologique dans les 4 principaux systèmes d’upwelling côtier, Thomas et al. (2001) montrent une bonne correspondance entre le cycle saisonnier moyen vu par CZCS et vu par SeaWiFS pour le NWAUS.

Le programme SeaWiFS est suivi d’autres programmes en particulier Modis

Aqua. Modis Aqua reprend les caractéristiques de SeaWiFS. Il échantillonne la couleur sur plus de longueurs d'ondes. La résolution des produits standard est augmentée, passant de 9 à 4km. Cependant, nous utiliserons les données produites par SeaWiFS de façon à bénéficier de la longue série temporelle disponible (depuis 1997).

2.3 Variabilité saisonnière et intra-saisonnière

2.3.1 Résumé

Dans cette étude, nous étudions la variabilité saisonnière et intra-saisonnière de la chlorophylle de surface le long de la côte nord-ouest-africaine. L'étude se limite à la période 2000-2004. Plusieurs raisons m'ont guidé vers ce choix. Tout d'abord, la période exclut les années 1998 et 1999. Ces années présentent des anomalies de grande amplitude (Helmke et al., 2005; Pradhan et al., 2006). Un lien avec le fort événement El Nino ayant lieu dans le pacifique est probable (Pradhan et al., 2006). Je pense qu'il est utile d'exclure de l'étude ce genre d'année, car les processus créant les anomalies inter-annuelles de chlorophylle peuvent tout à fait être différents des processus contrôlant le cycle saisonnier et la variabilité intra-saisonnière. Le point que nous venons d'évoquer est d'autant plus important que la densité de probabilité de la chlorophylle est de type log-normale (Campbell, 1995), ce qui accorde une grande importance aux événements extrêmes dans la moyenne. D'autre part, durant cette période sont disponibles les jeux de données choisis pour l'étude : la chlorophylle fournie par le capteur SeaWiFS, la tension de vent fournie par QuikSCAT et la température de surface de l'océan fournie par AVHRR Pathfinder. Afin de nous renseigner sur la disponibilité des nutriments, nous complétons cet ensemble de données par une climatologie mensuelle de nitrate de surface issue du World Ocean Atlas 2001.

Pour quantifier ce que nous observons, nous définissons plusieurs indices :

- le CSET (Cross Shore Ekman Transport) : il s'agit du transport d'Ekman perpendiculaire à la côte. Ce transport correspond au forçage par le vent de l'upwelling côtier.
- le TUI (Temperature-based Upwelling Index) : Il s'agit de la différence entre la SST au large et à la côte. Cet index traduit la réponse physique à l'upwelling.
- le CEI (Chlorophyll Extension Index) : il s'agit d'un index pour l'extension vers le large de la zone riche en chlorophylle. La définition retenue est la distance de la côte pour laquelle la concentration en chlorophylle est 3 fois plus grande qu'au large (1200-1500km au large).

L'étude de l'état moyen et du cycle saisonnier de la chlorophylle nous a permis de distinguer 3 régions qui présentent des caractéristiques relativement homogènes :

- la région de la gyre subtropicale nord-atlantique (24-33°N)
- la région inter-gyre, correspondant à la région du Cap Blanc (19-24°N)
- la région de la gyre de recirculation, associée au dôme de Guinée (10-19°N)

Dans l'étude du cycle saisonnier, nous décrivons à la fois les variations le long de la côte et les variations dans la direction côte-large. Les diagrammes latitude-temps sont calculés le long de la rupture de pente entre le plateau et le talus continental. Nous y représentons la chlorophylle, l'indice CSET, l'indice TUI et enfin la concentration en nitrate en surface. 3 sections zonales à 16°N, 21°N et 26°N représentent les 3 régions définies. Un diagramme latitude-temps de l'indice CEI climatologique donne une vision synthétique de l'extension vers le large moyenne des hautes valeurs de chlorophylle.

La variabilité intra-saisonnière est avant tout décrite par l'évolution de la chlorophylle et de la tension de vent parallèle à la côte pour l'année 2003 à 16°N et 26°N. L'accent est mis sur le contrôle de la variabilité intra-saisonnière de la chlorophylle par le vent. L'année 2003 a été choisie pour sa bonne couverture des données de chlorophylle. Les autres années de 2000 à 2004 donnent des résultats qualitativement similaires. Pour généraliser les résultats observés, des corrélations sont calculées entre les anomalies corrigées des variations saisonnières de chlorophylle et de tension de vent parallèle à la côte. L'ensemble de l'approche a permis d'obtenir les résultats suivants que je vais présenter région par région.

La région de la gyre subtropicale est avant tout caractérisée par des valeurs de chlorophylle relativement modestes (0.3-3 mg/m³) avec un cycle saisonnier peu marqué avec un maximum en été. Le cycle saisonnier du vent présente également un cycle saisonnier peu prononcé avec un maximum également en été. L'extension vers le large de la chlorophylle reste modeste (moins de 200km). En revanche, les variations le long de la côte présentent aussi bien pour la chlorophylle que pour le vent des maximums locaux à 27°N et 31°N. Ces maximums correspondent à des filaments se développant en face des caps (Hagen et al., 1996; Basterretxea et al., 2002; Barton et al., 2004; Pelegri et al., 2005). En terme de variabilité intra-saisonnière, la concentration en chlorophylle répond de façon systématique au vent. Chaque coup de vent produit un événement d'upwelling suivi d'un bloom de phytoplancton. Les corrélations entre les anomalies de chlorophylle et de vent confirment cette relation tout au long de l'année.

La région de la gyre de recirculation est caractérisée par une forte saisonnalité. J'ai distingué 3 saisons : le début de la saison d'upwelling (de septembre à janvier),

la fin de la saison d'upwelling (février à mai) et la saison de relaxation (de juin à septembre). Durant le début de la saison d'upwelling, la chlorophylle atteint des valeurs relativement élevées (2 mg/m^3). Le forçage par le vent est alors important. Des conditions d'upwelling sont donc présentes. La variabilité intra-saisonnière de la chlorophylle est sensiblement de même nature que dans la région de la gyre subtropicale, ce qui est confirmé par une corrélation significative entre les anomalies de vent et de chlorophylle. Le CEI reste également modeste durant cette saison : environ 200km. Enfin, la concentration en nitrate ne dépasse pas 1 mmol/m^3 . Pendant la fin de la saison d'upwelling, les valeurs de chlorophylle sont plus élevées ($5\text{-}10 \text{ mg/m}^3$) et le CEI atteint plus de 400km. La variabilité intra-saisonnière de la chlorophylle n'a plus de lien avec la variabilité intra-saisonnière de tension de vent. Les corrélations entre anomalies de vent et de chlorophylle sont faibles et non significatives. La concentration en nitrate en surface est de l'ordre de 5 mmol/m^3 . Durant la saison de relaxation, la chlorophylle a une concentration de 0.5 mg/m^3 . Le forçage par le vent de l'upwelling est faible, avec un CSET compris entre 0 et $0.2 \text{ m}^2/\text{s}$ et un CET nul. Les eaux de surface à la côte sont plus chaudes de plusieurs degrés que les eaux du large. Ceci est le signe d'un réchauffement à la côte mais pas nécessairement d'un downwelling.

La région inter-gyre est caractérisée par de hautes valeurs de chlorophylle ($2\text{-}5 \text{ mg/m}^3$) avec un cycle saisonnier peu marqué. La variabilité intra-saisonnière de la chlorophylle n'est pas corrélée avec celle du vent. Le comportement de l'écosystème se rapproche beaucoup de celui présent dans la région de la gyre de recirculation lors de la fin de la saison d'upwelling. Cette région apparaît comme une zone de transition. La richesse en nutriments et en chlorophylle est une caractéristique de la région sud. La persistance des conditions d'upwelling toute au long de l'année est par contre caractéristique de la région de la gyre subtropicale.

Les 3 régions présentent des valeurs de chlorophylle différentes lors des périodes d'upwelling, avec $5\text{-}10 \text{ mg/m}^3$ au niveau de la gyre de recirculation, $2\text{-}5 \text{ mg/m}^3$ dans la région inter-gyre et $0.3\text{-}3 \text{ mg/m}^3$ dans la région de la gyre subtropicale. Ce fort contraste entre le Nord et le Sud s'explique très bien par la différence en concentration en nitrate en subsurface.

Au delà de cette description en 3 régions, cette étude a été l'occasion d'une discussion sur les causes de l'extension vers le large des hautes valeurs de chlorophylle, sur les différents comportements observés en terme de variabilité intra-saisonnière et sur la cause de la chute brutale de la chlorophylle au mois de mai dans la région de la gyre de recirculation.

Le CEI montre des variations importantes. Le facteur prépondérant pour le

déclenchement d'une forte extension vers le large des concentrations élevées en chlorophylle est l'excès de nutriments. Nous avons pu montrer que lorsque le CEI est grand, on trouve des valeurs en surface de nitrate significatives (plus de 1 mmol/m^3). Inversement, lorsque le CEI est faible, la concentration en nitrate de surface est faible. Le processus sous-jacent est l'excès de nutriments. Si les nutriments sont limitants pour la production primaire, tous les nutriments upwellés sont consommés en quelques jours près de la côte. Le phytoplancton est synthétisé à la côte et son extension vers le large est limitée par sa durée de vie. La production primaire au large n'est donc que peu soutenue par les apports de nutriments à la côte. Dans le cas contraire, si les nutriments ne sont pas limitants pour la production primaire dans la zone côtière, la partie non consommée des nutriments est exportée plus au large. La production primaire est donc répartie sur une bande côtière plus large. L'extension vers le large est donc plus uniquement limitée par la durée de vie du phytoplancton puisqu'il faut ajouter la distance parcourue entre la zone d'upwelling et le lieu de production du phytoplancton. Cet processus est une condition nécessaire et suffisante pour déclencher une forte extension vers le large.

D'autres facteurs ont été identifiés et amplifient le phénomène. En se rapprochant de l'équateur, la largeur de la zone côtière limitée par le front d'upwelling augmente puisqu'elle est dimensionnée par le rayon de Rossby barocline (Allen, 1973), qui augmente à mesure que le facteur de Coriolis diminue (Chelton et al., 1998). D'autre part, le rotationnel de tension de vent est souvent fortement positif dans les régions d'upwelling côtier (Bakun et Nelson, 1991; Capet et al., 2004; Castelao et Barth, 2006b). Associé au pompage d'Ekman, il fournit un apport supplémentaire de nutriments susceptible d'accroître la largeur de la bande côtière riche. Cependant, nous avons pu vérifier qu'il n'est pas suffisant pour contrôler le cycle saisonnier de la chlorophylle. Enfin la dynamique de mésoéchelle et de sub-mésoéchelle est également un bon candidat pour augmenter le CEI via les filaments qu'elles génèrent. L'importance de ce processus sera l'objet de la suite de cette thèse.

Le lien entre la variabilité intra-saisonnière de chlorophylle et la variabilité intra-saisonnière de vent est également intimement lié à la situation d'excès de nutriments. En effet les résultats de cette étude montrent une très bonne correspondance entre le lien fort vent-chlorophylle et de faible concentration en nitrate en surface en présence de conditions d'upwelling. Lorsque les nutriments sont limitants, les nutriments apportés par les coups de vent favorables à l'upwelling sont consommés rapidement. La production primaire est donc fortement augmentée et un pic de chlorophylle se produit. Lorsque les nutriments ne sont pas limitants, les apports supplémentaires ne font qu'ajouter des nutriments à un stock disponible. La vitesse de consommation

des nutriments n'est pas modifiée puisque celle-ci est limitée par un autre facteur que la concentration des nutriments disponibles. Par conséquent la concentration en chlorophylle n'est pas affectée sur de courtes échelles de temps par les apports supplémentaires en nutriments.

2.3.2 Article JGR07

Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest African coast

C. Lathuilière,¹ V. Echevin,¹ and M. Lévy¹

Received 3 July 2007; revised 12 October 2007; accepted 31 December 2007; published 7 May 2008.

[1] Five years of SeaWiFS ocean color data are used to characterize the variability of surface chlorophyll (SCHL) over seasonal and intraseasonal timescales along the northwest African coast (between 10°N and 33°N). This variability is interpreted in regards of remotely sensed wind stress and sea surface temperature and of climatological surface nitrate concentration. Three regions with fairly different behaviors are identified: the region of the subtropical gyre (24°N–33°N) is characterized by a weak seasonality and chlorophyll confined at the coast. The inter-gyre region off Cape Blanc (19°N–24°N) is characterized by a weak seasonality and a persistent large offshore extension of chlorophyll. The region of the recirculation gyre (10°N–19°N) is characterized by a strong seasonality and a large offshore extension of chlorophyll from February to May followed by an abrupt chlorophyll drop that propagates northward from May to June. The seasonal variability is well explained by the seasonal variability in wind-forcing. Nutrient limitation is the key factor that explains the weak offshore extension of chlorophyll in the North. The chlorophyll drop in the South is attributed to the weakening of the wind-forcing and the simultaneous advection of warm water from the South by a coastal and seasonal branch of the North Equatorial Counter Current (NECC). Intraseasonal variability is present in all regions. The cases of good correlation between the intraseasonal variability of the chlorophyll and of the wind-forcing are found to be associated with weak chlorophyll offshore extension and large nutrient limitation.

Citation: 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.

1. Introduction

[2] The northwest African coast is characterized by a strong coastal upwelling [Wooster *et al.*, 1976]. As in other major coastal upwelling systems (Peru-Chili, Benguela and California), this upwelling results from the strong equatorward alongshore component of the trade winds, which drives a cross-shore Ekman transport under the action of the Coriolis force. This offshore transport is compensated by a nearshore upward vertical transport of cold and nutrient-rich waters, which favors phytoplankton growth [Herbland and Voituriez, 1974; Huntsman and Barber, 1977; Bricaud *et al.*, 1987; Van Camp *et al.*, 1991]. Variability of phytoplankton biomass is expected to be driven by the variability of nutrient inputs, which is related to the variability of the coastal upwelling.

[3] A good indicator of coastal upwelling and of its variability is the Sea Surface Temperature (SST) near the shore. At small timescales, SST cooling events generally occur a few days after upwelling-favorable wind stress events [Van Camp *et al.*, 1991]. Over seasonal and interannual timescales, the link between wind stress and coastal

upwelling has also been confirmed, both from historical reports [Wooster *et al.*, 1976] and satellite data [Van Camp *et al.*, 1991; Nykjaer and Van Camp, 1994; Santos *et al.*, 2005].

[4] The variability of coastal upwelling results in a strong variability of the forcing of the ecosystem. Comparison of the four major coastal upwelling systems shows that the northwest African coast is the most spatially and seasonally variable one in terms of primary production [Carr and Kearns, 2003]. This variability is still poorly documented.

[5] This study has two objectives: First, to document and characterize the variations of SCHL within the Canary upwelling system (10°N–33°N) over seasonal and intraseasonal timescales, with a focus on the cross-shore extension of the high SCHL area. Second, to interpret the observed variability in terms of wind-forcing and to investigate the potential impact of the large scale circulation, with an emphasis on the nutrients variations associated with the large scale circulation.

[6] For this purpose, we used chlorophyll satellite data. Their good spatial and temporal coverage allows the construction of a climatology out of a period without strong interannual event, i.e., 2000–2004; This contrasts with previous studies focusing on the period 1997–1999 characterized by a strong interannual activity [Thomas *et al.*, 2001; Helmke *et al.*, 2005; Pradhan *et al.*, 2006]. In order to interpret the variations of SCHL, wind stress and Sea

¹LOCEAN/IPSL, UPMC/IRD/CNRS/MNHN, Paris, France.

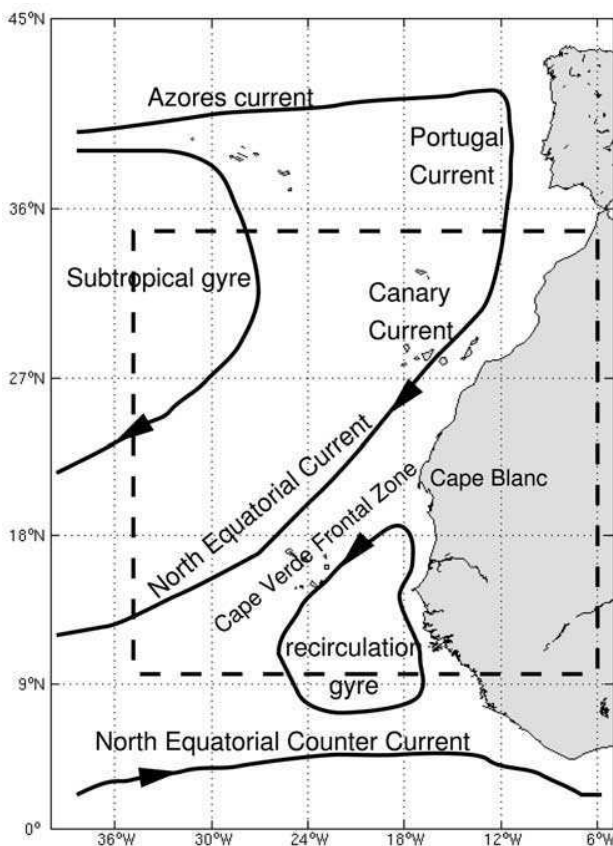


Figure 1. Large scale circulation (adapted from Mittelstaedt [1991] and Stramma *et al.* [2005]). The study area is superimposed in dashed.

Surface Temperature (SST) remotely sensed products are used as proxies for respectively coastal upwelling forcing and the physical response to coastal upwelling. To complete the description of the biological response, the climatological data set of nitrate is used (see section 3.1).

[7] A description of the large scale circulation is presented in section 2. This drives the distinction of three regions, which have rather different characteristics in terms of chlorophyll variability: the subtropical region (24°N–33°N), the region of the recirculation gyre (10°N–19°N) and, in between, the inter-gyre region off Cape Blanc (19°N–24°N). In section 3 we describe the data sets and in particular how the SCHL climatology is constructed. In section 4, the SCHL seasonal variations are described over the three regions and interpreted in regards of the seasonal variations of the upwelling conditions. The intraseasonal variability of SCHL is presented in section 4.3. The main questions raised by those results are discussed in section 5. First, we provide an explanation for the variations of the offshore extension of the high SCHL concentration zone. Second, we relate the SCHL drop observed in May south of 20°N to the weakening of the trade winds and to the seasonal cycle of the large scale circulation within this region. Finally, we discuss the different behaviors of the

response in SCHL to wind-forcing over intraseasonal time-scale. A summary of the results is presented in section 6.

2. Physical Background

[8] Here we briefly review the circulation in the region (Figure 1). Wind-driven upwelling events occur all along the northwest African coast [Wooster *et al.*, 1976]. The upwelling front between the upwelled cold coastal waters and the warmer open ocean waters is associated with a surface density gradient, geostrophically balanced by an equatorward baroclinic coastal jet [Allen, 1973]. The rough estimate of the cold coastal band width is the Rossby radius of deformation [Allen, 1973], ranging from 30 km to 60 km in our region of interest [Chelton *et al.*, 1998]. The circulation associated with coastal upwelling is thus confined to the nearshore region. Further offshore, the general circulation is mainly driven by the large-scale wind stress curl. The circulation is dominated by the eastern branch of the north Atlantic subtropical gyre, which consists of the Azores current, the Portugal current, the Canary current and the North Equatorial current (NEC) (Figure 1) [Barton, 1998]. North of 22°N, in the subtropical gyre, the large scale circulation along the coast is directed southward. South of 20°N, a cyclonic recirculation gyre drives a predominately poleward circulation along the coast (Figure 1), opposed to the coastal jet [Mittelstaedt, 1991]. The recirculation gyre is influenced by the equatorial current system [Mittelstaedt, 1991]. Its southern branch is fed by the eastward flowing North Equatorial Counter Current (NECC). The position of this current has a large seasonal cycle [Mittelstaedt, 1991; Stramma *et al.*, 2005]. It is located near 5°N in winter and reaches 10°N in the summer. Thus during summer, the NECC is deflected by the coastal boundary and a large part of the flow is directed poleward along the shore. In winter, the NECC flows eastward, south of the African peninsula into the Guinean Gulf. The subtropical gyre and the recirculation gyre are separated by the Cape Verde Frontal zone [Zenk *et al.*, 1991]. At the surface, ocean color images actually show a persistent high-SCHL so-called “giant filament” off Cape Blanc (21°N) [Van Camp *et al.*, 1991; Gabric *et al.*, 1993] associated with the offshore divergence between the subtropical gyre and the recirculation gyre (Figure 1) and confirm results from oceanographic cruises [Fraga, 1974; Mittelstaedt, 1976].

[9] Moreover in the subtropical gyre, the wind stress curl is negative (Figure 2b), which results in downward Ekman pumping and thus in a deep nutricline (Figure 2b). In the recirculation gyre, the wind stress curl is positive and Ekman pumping is directed upward, resulting in a shallow nutricline. Consequently, there is a large scale meridional gradient in the depth of the nutricline; the nutrient concentration of waters brought by coastal upwelling varies significantly alongshore [Fraga, 1974; Tomczak, 1981; Zenk *et al.*, 1991; Barton, 1998; Aristegui *et al.*, 2004].

3. Data and Methods

3.1. Data Sets

[10] Three types of satellite-derived products are used: Wind stress, SST and SCHL. This study is restricted to the

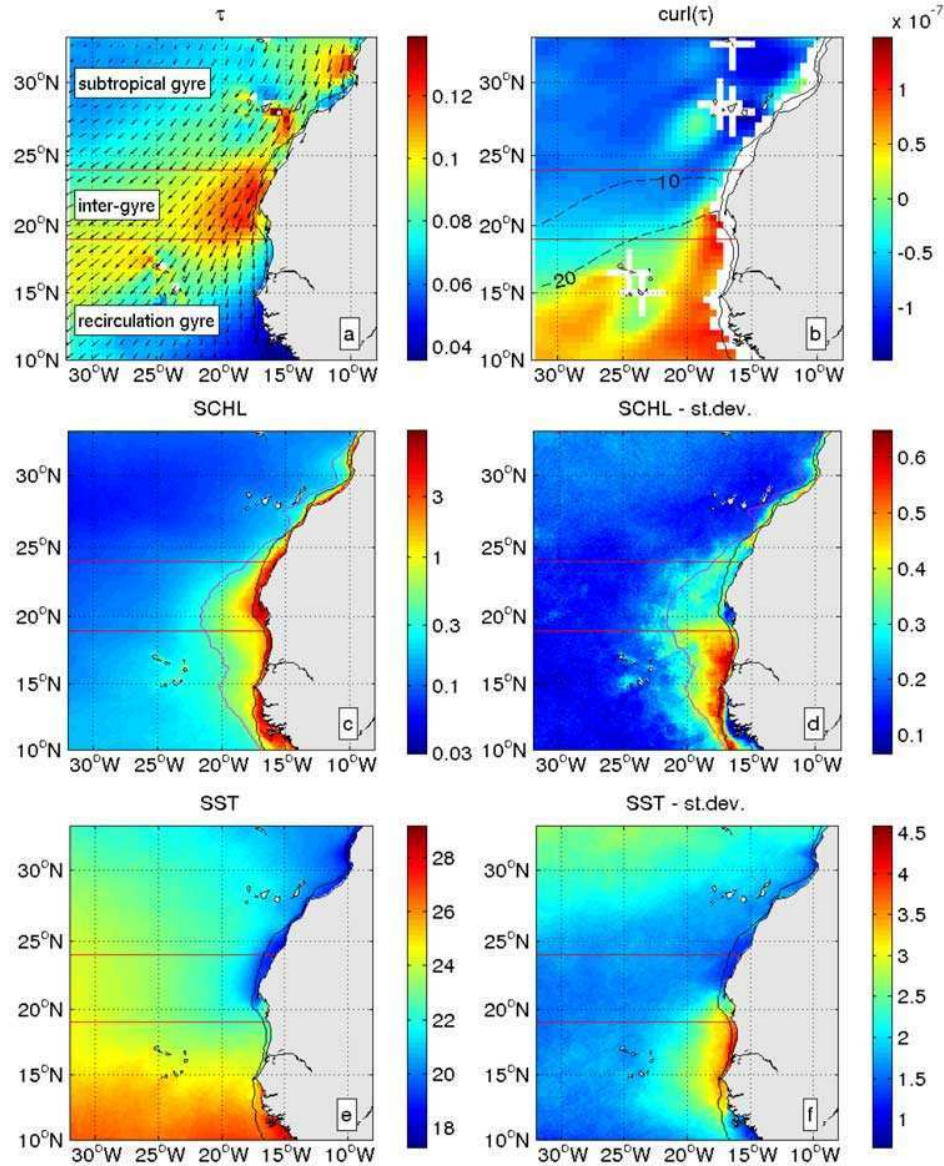


Figure 2. Annual mean value over the period 2000–2004 (a) Wind stress (derived from QuikSCAT, resolution $1/2^\circ$). (b) Wind stress curl (derived from QuikSCAT, resolution $1/2^\circ$) and nitrate concentration at 200 m in black dashed lines (iso-line 10 and 20 mmol/m^3). (c) Surface chlorophyll-a (derived from SeaWiFS, resolution 9 km) (mg/m^3), the magenta line marks the CEI, which is the line where SCHL is 3 times the offshore SCHL. (d) Standard deviation of $\log(\text{SCHL})$. Magenta line is duplicated from c. (e) Sea Surface Temperature (derived from AVHRR, resolution 4 km) ($^\circ\text{C}$). (f) Standard deviation of Sea Surface Temperature ($^\circ\text{C}$). The black line is the shelf break defined by the 200 m isobath. The horizontal red lines mark the latitude of the boundaries of the three regions labeled on Figure (a).

period 2000–2004 which allows to use concomitant SeaWiFS, QuikSCAT and AVHRR data sets. Moreover, this period excludes the strongly anomalous 1998–1999 years following the strong El Niño/La Niña event in the Pacific, which had a significant impact in the Atlantic [Helmke et al., 2005; Pradhan et al., 2006].

[11] We used level 3 (9 km resolution) SeaWiFS data for SCHL. All operations on SCHL are carried out in logarithmic scale in order to respect the lognormal distribution of SCHL [Campbell, 1995]. SST estimates are derived from

V5 4 km All Sst composite AVHRR (NOAA) data and are associated with a quality index, ranging between 0 and 7. A quality criterion is used in order to remove the artifacts of atmospheric effects: The threshold was chosen at 6 whereas the best sst data set include only sst data with a quality flag of 7 [http://podaac.jpl.nasa.gov:2031/DATA_SET_DOCS/avhrr_pathfinder_sst_v5.html]. Wind stress and wind stress curl products distributed by CERSAT, at IFREMER, Plouzané (France) and based on QuikSCAT sensor, of $1/2^\circ$ resolution, were also used. Because of this relatively coarse

resolution, the wind stress (curl, respectively) is not available in a narrow coastal band of 50 km, (150 km, respectively) (Figure 2b).

[12] To investigate the seasonal cycle, a climatological year is constructed from the 2000–2004 5-year period for SCHL, SST and wind stress. The climatologies are constructed by averaging 8 day composites for SCHL and SST and 7 day composites for wind stress, and then by smoothing with a window of 20 days and 30 km. To study the intraseasonal variations, daily data were used, which were averaged on a latitudinal band of 1° and smoothed with a 6-day window.

[13] The correlations of anomalies presented in section 4.3 are computed from 8-day SCHL composites and 7-day wind stress composites. The anomalies are calculated by subtracting the mean climatological seasonal cycle. The wind stress anomalies are then regridded on a 8 days temporal grid, with a time lag of 4 days between wind stress and SCHL, which provides the best correlation.

[14] We also used a nitrate climatology from the World Ocean Atlas (WOA, 2001) [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/pr_woa01.html]. The spatial resolution of these data is 1° and one month.

3.2. Derived Indices

[15] We will use three indices for our analysis, which are computed at every latitude and each time step of the climatology:

[16] • The Cross-Shore Ekman Transport (CSET): $CSET = \tau_{al}/(\rho f)$ with τ_{al} the equatorward alongshore wind stress, ρ the density and f the Coriolis factor. The CSET is a good index of coastal upwelling because upwelling compensates the cross-shore transport. The wind stress value at approximately 50 km off the shelf break is used, which is the closest good quality wind stress data from the coast. The alongshore component is not the meridional component: we calculated an adjustment for the angle of the coastline.

[17] • The Temperature-based Upwelling Index (TUI): this index is defined as the difference between the offshore SST (taken as the mean SST in a band located within 500–700 km from the coast) and the SST on the shelf. The TUI measures the impact of upwelling on the SST structure.

[18] • The Chlorophyll Extension Index (CEI), defined as the distance from the coast where the SCHL concentration is equal to three times the mean SCHL concentration 1200 km–1500 km offshore (Figures 2c and 2d). The CEI measures the lateral extension of the high SCHL band off the coast.

4. Results

4.1. Mean State and Variability

[19] The SCHL annual mean and standard deviation are shown on Figures 2c and 2d. On annual average, the SCHL distribution shows a sharp contrast between the coastal band and the open ocean (Figure 2c). SCHL values reach more than 1 mg/m^3 all along the northwest African coast whereas the mean offshore value is comprised in the range $0.08\text{--}0.2 \text{ mg/m}^3$. This contrast is clearly the consequence of nutrient upwelling along the coast. The CEI is approximately 50–200 km north of 24°N and increases up to 400 km south of 25°N (magenta line on Figure 2c).

[20] The standard deviation of $\log(\text{SCHL})$ shows that the variability of SCHL is mainly restricted to the coastal band limited by the CEI and is low in the open ocean (Figure 2d). Moreover, the standard deviation shows large alongshore variations, with a significant transition at 19°N : it is twice as high in the south compared to the north. Note that, at 12°N and 20°N , the standard deviation is very low close to the coast and higher on the shelf break (Figure 2d). These features can be explained by the topography. In these two locations, the shelf is wide and shallow ensuing in upwelling being localized at the shelf break rather than near the shore [Estrade, 2006].

[21] In terms of SST, coastal upwelling induces a nearshore surface cooling because of the deep origin of upwelled waters. Figure 2e, which shows the annual mean SST, clearly reveals this cold coastal band north of 20°N . However, there is no cross-shore SST gradient south of 20°N , which is indicative that another process has to be accounted for. On the other hand, the variability of SST is much higher in the South than in the North (Figure 2f); in the north, the standard deviation of SST at the coast is actually weaker than in the open ocean, whereas in the south, the area of high standard deviation extends up to 500 km from the coast.

[22] It is worth to note that the standard deviation of SCHL (Figure 2d) and SST (Figure 2f) show similar patterns, with a higher variability south of 20°N . This zone corresponds to the cyclonic recirculation gyre (Figure 1) which, as mentioned before, exhibits a strong seasonal variability (section 2).

4.2. Seasonal Cycle

[23] Surface chlorophyll variations are now studied on the shelf break along the coast. The climatological seasonal cycle has fairly homogeneous behaviors in the three regions previously defined (Figure 3a):

[24] • The region of the subtropical gyre ($24^\circ\text{N}\text{--}33^\circ\text{N}$) is characterized by a small amplitude of the seasonal cycle and a relatively low annual mean SCHL (less than 1 mg/m^3).

[25] • The region of the recirculation gyre ($10^\circ\text{N}\text{--}19^\circ\text{N}$) is characterized by a large seasonal cycle of SCHL.

[26] • The inter-gyre region off Cape Blanc ($19^\circ\text{N}\text{--}24^\circ\text{N}$) is characterized by a small amplitude of the seasonal cycle and a high annual mean SCHL (approximately 2 mg/m^3).

[27] • We will now examine the seasonal cycle in these three regions in details on the basis of Figures 3 and 4.

4.2.1. Region of the Subtropical Gyre

[28] North of 24°N , SCHL displays large alongshore variations (Figure 3a). In particular, two SCHL peaks are noticeable at 27°N and at 31°N , with SCHL values higher than 1 mg/m^3 , while in between the peaks, SCHL is lower than 0.3 mg/m^3 . In comparison, temporal variations are relatively weak. They consist mainly in an increase of SCHL in summer at 27°N and 31°N . More precisely, SCHL increases from April to August and decreases from August to October, which is consistent with the seasonal evolution of the upwelling-favorable winds (Figure 3b). Moreover, the CEI remains low, with high chlorophyll concentrations confined to the shelf (less than 30 km from the coast) all yearlong, as shown by a section of SCHL at 26°N (Figure 4a). Note that there is a large variability in the offshore extension of intermediate SCHL values. In summer this distance is approximately 100 km whereas it reaches

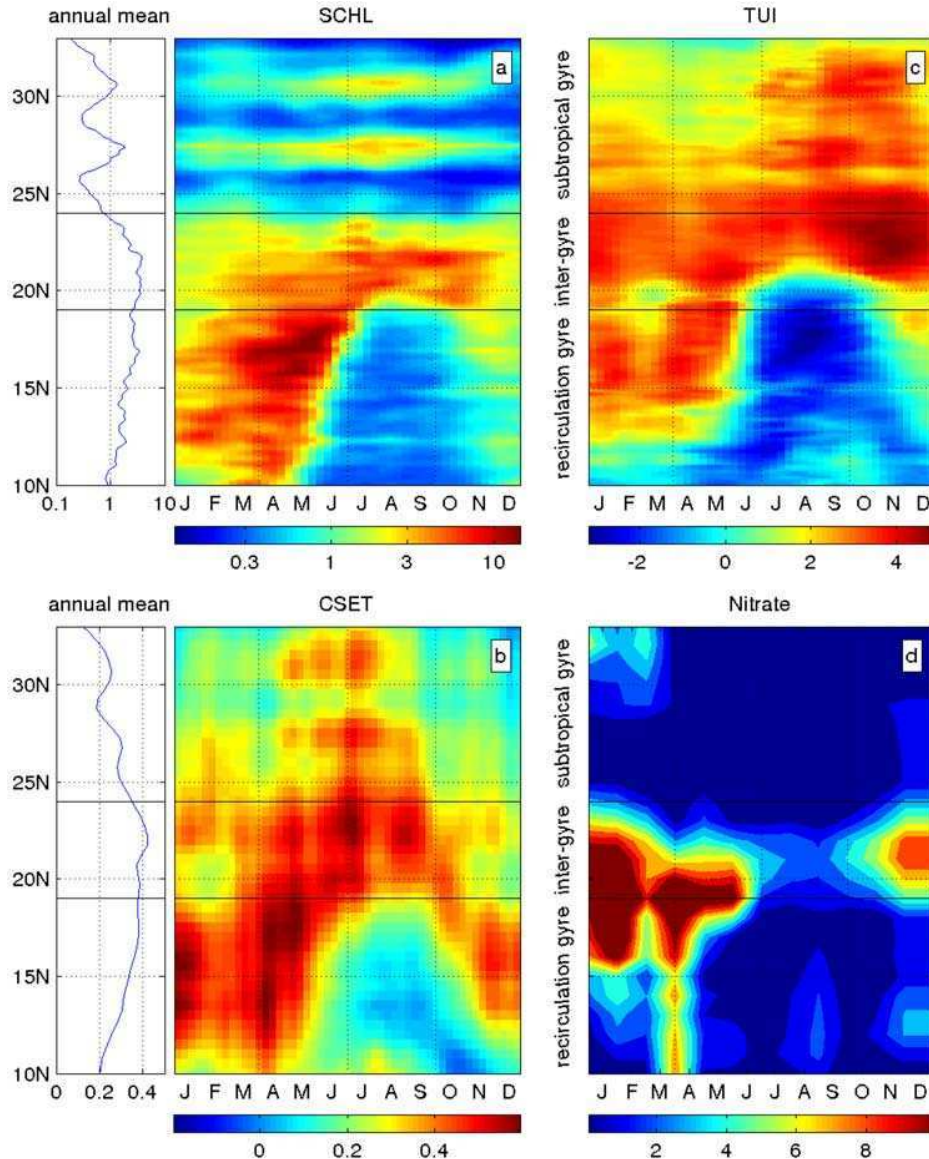


Figure 3. Climatological hovmüller along the shore: (a) SCHL on the shelf break (isobath 200 m). The annual mean of SCHL is plotted on the left and the resolution is 9 km and 8 days. (b) CSET (m^2/s). The annual mean of CSET is plotted on the left and the resolution is $1/2^\circ$ and 7 days. (c) TUI, the resolution is 4 km and 8 days. (d) Coastal surface nitrate concentration (mmole/m^3) from World Ocean Atlas 2001. The resolution is 1° and 1 month. The horizontal lines mark the boundaries of the region of the subtropical gyre, the inter-gyre region and the region of the recirculation gyre.

400 km in February. The peak of SCHL in winter in the open ocean is characteristic of the winter convection and typical of oligotrophic regimes. The moderate level of maximal SCHL (in comparison with the South, see below) is very likely due to the relatively low nutrient concentration in the subsurface waters, which results from the large scale spatial pattern of the nutricline depth (Figure 2b).

[29] In order to interpret the seasonal variability of SCHL, we now focus on CSET, the upwelling index defined in section 3.2. CSET shows an increase in April and a decrease in August-September (Figure 3b). This CSET peak results from the intensification of the trade winds in Spring and Summer. Latitudinal variations are clearly identified: CSET

peaks between 30°N and 33°N and between 26°N and 29°N . These peaks are located off capes, suggesting that orographic effects may accelerate the wind locally (Figure 2a). Previous studies have shown an intensified upwelling off Cape Ghir (31°N) [Hagen *et al.*, 1996; Pelegri *et al.*, 2005] and off Cape Jubi (27°N) interacting with the Canary Islands [Basterretxea *et al.*, 2002; Barton *et al.*, 2004; Aristegui *et al.*, 2004]. The meridional variations of CSET are similar to the SCHL ones, clearly suggesting that the seasonal and latitudinal variability of SCHL north of 24°N is driven by the variability of coastal upwelling. The intensification of CSET in summer results

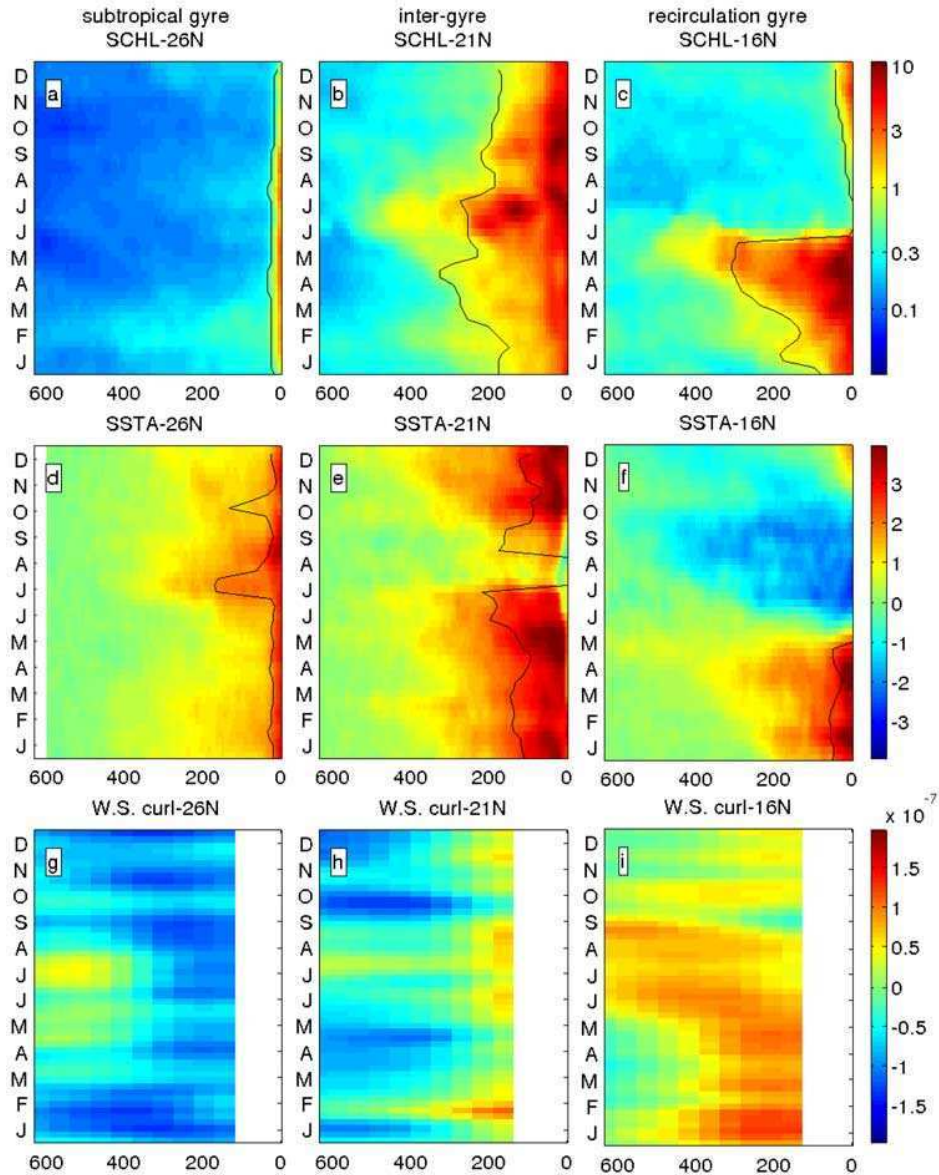


Figure 4. Climatological SCHL (resolution 9 km and 8 days), SST anomaly (offshore SST - SST) (resolution 4 km and 8 days) and wind stress curl (resolution 1/2° and 7 days) at 26°N (region of the recirculation gyre), 21°N (inter-gyre region) and 16°N (region of the subtropical gyre). The black lines indicate the position of the CEI (see section 3.2) on (a-c) and the position of the waters 1°C warmer than the coldest waters on (d-f) when the SST coastal anomaly reaches more than 2°C (under upwelling conditions).

in an increase of SCHL. Note that CSET peaks in early July, whereas SCHL peaks in late July early August.

[30] The second upwelling index, related to surface temperature (TUI), gives another perspective on the upwelling conditions. The TUI is persistently positive (Figure 3c), coastal surface waters are thus throughout the year cooler than open ocean surface waters (Figure 2e). Between 27°N and 33°N, the TUI reaches 1°C in winter and increases to more than 3°C from May to September. The rise of TUI is simultaneous with the peak of CSET (Figure 3b) and the peak of SCHL (Figure 3a). Between 24°N and 27°N, the seasonal variability is less pronounced and the TUI remains stable at approximately 3°C.

[31] In brief, the region of the subtropical gyre shows relatively high SCHL peaks at 27°N and 31°N which intensify in spring and decrease in autumn. The variability of these peaks is linked to the variability of the upwelling conditions in space and time. Moreover, the upwelled nutrients are likely to be rapidly consumed by phytoplankton, as shown by the nitrate low surface concentrations all yearlong in this region (Figure 3d).

4.2.2. Region of the Recirculation Gyre

[32] South of 19°N, temporal variations are much stronger than spatial ones. SCHL increases gradually from less than 1 mg/m³ in September to up to 10 mg/m³ in May (Figure 3a). SCHL drops in late Spring, in May at 12°N and

in June at 17°N, exhibiting a northward propagation. A southward propagation of the onset of SCHL increase can also be noticed in October–November south of 19°N. The cross-shore section at 16°N shows that the CEI increases from August to May, reaches up to 400 km in May–June and abruptly drops in June (Figure 4c). By July, the high chlorophyll band has almost disappeared.

[33] The evolution of SCHL is now contrasted with that of CSET (Figure 3b), which is positive and thus favorable to coastal upwelling most of the year. From November to May, the CSET exceeds 0.4 m²/s. In late spring, it progressively decreases to less than 0.2 m²/s. The comparison between SCHL and CSET suggests that high SCHL are closely associated with CSET values higher than 0.2 m²/s. It also confirms that wind-forcing is a key factor in this region. However, note that SCHL is significantly lower in autumn than in winter and spring despite similar CSET values. This suggests that the intensity of the wind-driven upwelling is not the only factor driving seasonal variability. Another factor is likely to be the nitrate concentration (Figure 3d), which is low in autumn and increases during winter. This suggests that the role of the accumulation of nutrients in the surface layer, which are not all assimilated by the ecosystem, may be crucial for the variability.

[34] The TUI also shows a strong seasonal cycle between 12°N and 18°N (Figure 3c). It is positive (3°C) between January and May, drops to a significantly negative value (−2°C) in June, levels off until October and then increases until January. From January to May, positive TUI confirms the occurrence of coastal upwelling (Figure 3b). In summer, negative TUI are observed even though the CSET is positive (Figure 3). This suggests that the SST field is not primarily driven by coastal upwelling during this relaxation period. It is very likely that the warm temperature at the coast (negative TUI) results from the poleward horizontal advection of warm waters by the NECC in summer [Mittelstaedt, 1991; Stramma *et al.*, 2005]. The strong seasonality of the TUI, and in particular the fact that coastal waters are actually warmer than offshore waters during part of the year (when TUI < 0), also explains why there is no significant SST gradient south of 20°N between the coast and the open ocean on an annual mean (Figure 2e). As already mentioned for SCHL and CSET, there is a poleward propagation of the TUI drop (Figure 3c). The mechanisms driving this drop will be discussed in section 5.

[35] In summary, the region of the recirculation gyre is characterized by the existence of two well marked seasons: an upwelling season from approximately October to May and a relaxation season from June to September. SCHL gradually increases during the upwelling season, during which the CEI increases. The very high SCHL and the nutrient excess in this region during the upwelling season compared to the northern region, is due to the nutrient richness of subsurface water caused by a shallow nutricline (Figure 2b). A sharp SCHL drop from 10 mg/m³ to 0.3 mg/m³ occurs in May–June. This drop is simultaneous with the decrease of trade winds. Beside, a northward shift in the position of the NECC is also observed at the same time [Mittelstaedt, 1991; Stramma *et al.*, 2005]. The relaxation season is marked by low SCHL, low wind-forcing and

significantly negative TUI, which suggests advection of water from the South.

4.2.3. Inter-Gyre Region Off Cape Blanc

[36] In the region of transition between the subtropical gyre and the recirculation gyre (19°N–24°N), SCHL is high (>1 mg/m³) all year long (Figure 3a). SCHL is maximum from March to November south of 22°N where it reaches more than 3 mg/m³. Note that this is significantly higher than the maximum in the region of the subtropical gyre. SCHL is lower from December to February. A section of SCHL at 21°N shows a high CEI (Figure 4b). Its width ranges between 200 km and 300 km.

[37] In this region, the CSET is positive throughout the year which is characteristic of persistent upwelling conditions (Figure 3b). A relaxation of the CSET down to 0.2 m²/s can however be noticed from November to February. From February to October, the CSET exceeds 0.4 m²/s. This period corresponds to the period of the highest SCHL. Nitrate concentrations (Figure 3d) are relatively high (more than 3 mmol/m³ from October to June), suggesting that limitation of productivity by nutrients is probably weak. In summer, the nitrate concentration decreases: the ecosystem seems to assimilate a larger part of the upwelled nutrients. Despite this apparently weak limitation by nutrients, SCHL closely follows the CSET temporal variations.

[38] The TUI is positive all year long north of 20°N and from November to May between 19 and 20°N. North of 21°N, the TUI seasonal cycle is similar to the one of the region of the subtropical gyre and is indicative of persistent upwelling conditions. Between 19 and 21°N, the TUI seasonal cycle is more similar to the one of the region of the recirculation gyre, even though CSET is positive even in summer (higher than 0.3 m²/s, Figure 3b).

4.3. Intraseasonal Variability

[39] The link between SCHL and wind stress is now studied at intraseasonal timescale. We focus on the region of the subtropical gyre and the region of the recirculation gyre, which show contrasted behaviors. The intraseasonal variability of SCHL is first illustrated by the temporal evolution of SCHL on the shelf break in 2003 (Figure 5). The year 2003 was chosen because of the relatively good coverage of the SeaWiFS data, and we have verified that the other years give qualitatively similar results. Our analyzes focus on two latitudes (16°N and 26°N), which are representative of the region of the subtropical gyre and the region of the recirculation gyre. Then, we compute correlations between SCHL and wind-forcing, based on the 5 years of data and over the entire regions (Figure 6), which allows us to generalize the results presented for 2003.

4.3.1. Region of the Subtropical Gyre

[40] Figure 5a shows the temporal evolution of SCHL and of the equatorward alongshore wind stress during 2003 at 26°N. This evolution is compared to the corresponding climatological seasonal cycle of SCHL and wind stress (dashed lines), which highlights that the variability at intraseasonal timescales has a larger amplitude than the mean seasonal variability.

[41] We focus on the response of SCHL to the wind stress peaks. 13 upwelling events occurred in 2003 (Figure 5a). Most of them (a₄, a₅, a₆, a₇, a₁₀ and a₁₂) are followed by a strong increase in SCHL. In these cases, the time lag

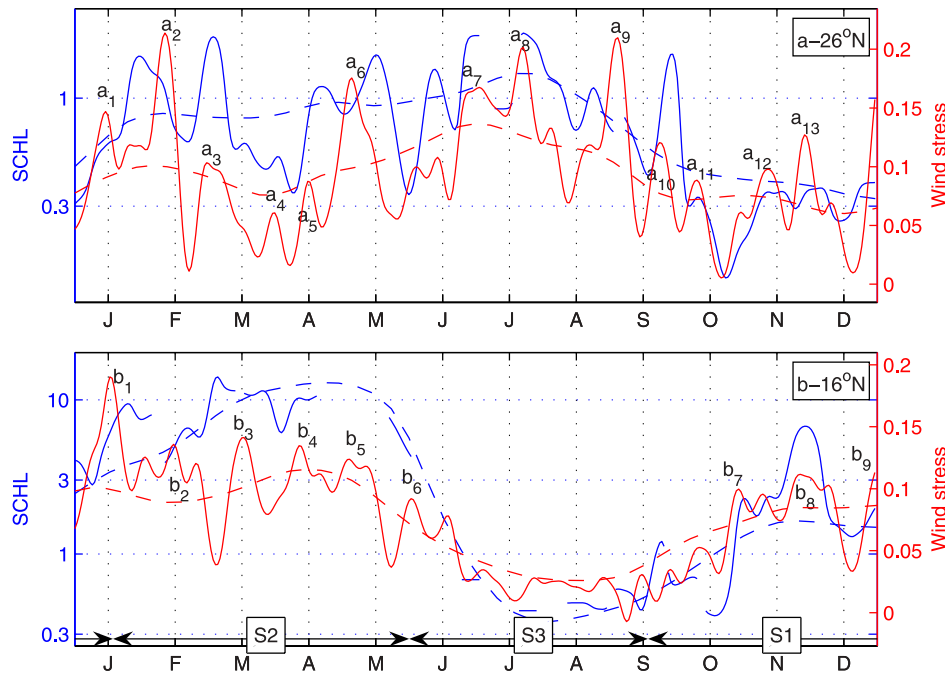


Figure 5. Temporal evolution on the shelf break (mean of the 3 pixels nearest the 200 m isobath) of the SCHL (blue) and the southward alongshore wind stress (red) for the year 2003 (solid lines) and the climatological mean seasonal cycle (dashed lines): (a) at 26°N, (b) at 16°N. The temporal resolution is daily but the data are smoothed (see section 3.1). The three defined seasons (see section 4.3.2) are indicated by the arrows: the beginning of the upwelling season (S1), the end of the upwelling season (S2) and the relaxation season (S3).

between the wind stress and the SCHL peak is short and ranges between 0 and 10 days. The remaining wind events provoke different responses of the ecosystem. The peak a_1 is followed by a SCHL increase but this increase does not stop after the relaxation of the wind stress. The SCHL maximum occurs more than 15 days after the wind stress peak. Event a_2 is unexpectedly followed by a SCHL decrease. Event a_8 occurs during a time period with poor SeaWiFS data. High SCHL following event a_8 suggests that an increase has occurred during the cloudy period in the beginning of July. Event a_9 is not followed by a SCHL peak

but the SCHL data coverage was also poor at this time as shown by the gap of the solid blue line. Events a_4 , a_{11} and a_{13} are followed by a weak SCHL peak. In brief, the SCHL variability is in most cases well explained by the wind stress variability. Only a few events (a_2 and possibly a_9) fall out of that rule.

4.3.2. Region of the Recirculation Gyre

[42] In the southern region, the SCHL intraseasonal variability has a smaller amplitude than the seasonal cycle (Figure 5b). To better characterize the description of the variability in this region, we distinguish 3 seasons

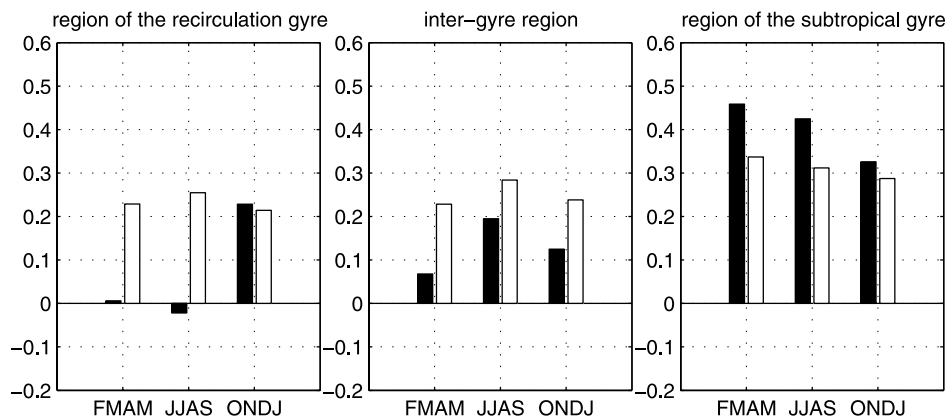


Figure 6. Mean correlation between equatorward alongshore wind stress anomalies and SCHL anomalies (black bars) over the period 2000–2004. The significance threshold with a confidence of 95% is indicated by the white bars.

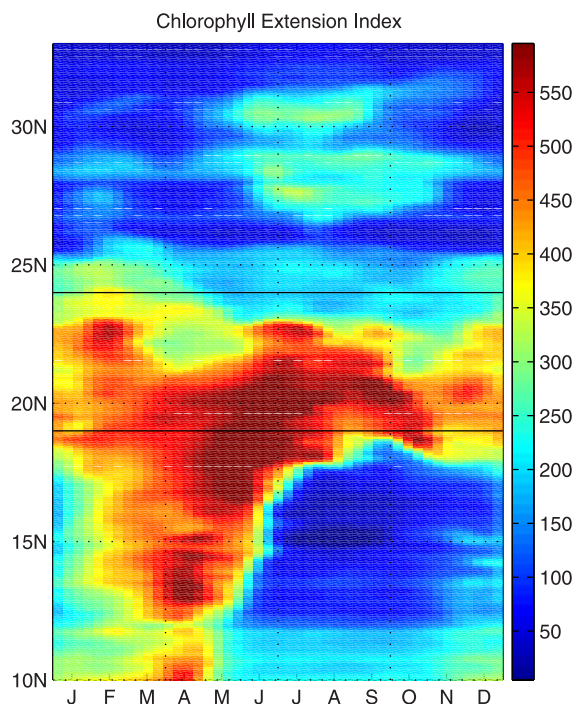


Figure 7. CEI (definition in section 3.2) computed from the SeaWiFS climatology. The resolution is 9 km and 8 days.

(Figure 5b): the beginning of upwelling season (September–January), the end of the upwelling season (February–May) and the relaxation season (May–September). Note that these seasons are illustrated by the arrows on Figure 5b.

[43] At the beginning of the upwelling season (from September to January), wind stress conditions become favorable to upwelling. Once equatorward alongshore wind stress reaches $0.05 \text{ m}^2/\text{s}$ (event b_7) SCHL increases from $0.4 \text{ mg}/\text{m}^3$ to more than $2 \text{ mg}/\text{m}^3$. From November to January, SCHL peaks follow the wind stress peaks: b_7 , b_8 , b_9 , b_1 are followed by SCHL maximum with a short time lag (between 0 and 5 day), which is similar to what happens in the region of the subtropical gyre. On the opposite, from February to May, peaks of wind stress (b_2 , b_3 , b_4) are not followed by SCHL peaks. The variations of SCHL do not seem to be related with those of the wind stress. From April to June, the response in SCHL is not detected by the satellite because of the high cloud coverage associated with the African monsoon. Responses to events b_5 and b_6 are thus missing. Wind stress variations show a slight relaxation in March (between b_2 and b_3). However, SCHL increases at the same time. From May to August, during the highly cloudy relaxation season associated with the African monsoon, SCHL data are sparse, and the SCHL values are weak (approximately $0.5 \text{ mg}/\text{m}^3$), which makes it difficult to relate its variations with those of wind stress.

4.3.3. Correlations

[44] A quantification of the link between wind stress and SCHL, based on 5 years of data, is given by the correlation of wind stress anomalies and SCHL anomalies (Figure 6). Details are given in section 3.1. In the region of the recirculation gyre, the correlation is significant only during the third season (October to January) and relatively weak

(0.25), which confirms the qualitative results. In the inter-gyre region, no significant correlation is found. In the region of the subtropical gyre, the correlation between wind stress and SCHL anomalies is significant all yearlong and is relatively high, strongest in Spring with a value of 0.45.

[45] In summary, the link between the intraseasonal variability of SCHL and the intraseasonal variability of the wind-forcing, namely the occurrence of synoptic events, remains strong throughout the year in the North, whereas it is significant only at the beginning of the upwelling season in the South. The processes, which may explain the relations between the wind stress and the biological response will be discussed in the next section.

5. Discussion

[46] This study has investigated the variability of surface chlorophyll variability along the NW African coast over seasonal and intraseasonal timescales and how it relates to the variability of the wind. We now focus on three issues: first, we seek to understand what drives the variations of the CEI. Second, we address the cause of the drop of SCHL in late Spring in the region of the recirculation gyre. Third, we investigate why the link between the wind-forcing and the SCHL concentration at intraseasonal timescales fluctuates over the seasons.

5.1. Offshore Extension of Chlorophyll

[47] Our results highlight that the CEI is highly variable in time and in space. Figure 7 shows that the CEI remains narrow (less than approximately 100 km) in the region of the subtropical gyre, wide (approximately 200 km) in the inter-gyre region and its width steeply fluctuates between less than 10 km during the relaxation season and approximately 400 km at the end of the upwelling season in the region of the recirculation gyre. Furthermore, the seasonal variations of this index in the region of the recirculation gyre are well explained by the seasonal cycle of the wind-forcing (Figures 3b and 7). We now focus on the meridional variations. Here we discuss the potential impact of several processes, physical and biological: the distance of the upwelling front from the coast, the wind stress curl, the mesoscale and submesoscale dynamics, and the limitation of phytoplankton growth by nutrients.

[48] Let us first consider the physical processes. The first dynamical characteristic which impacts the CEI is the distance of the upwelling front from the coast. Within this band, cold nutrient-rich waters upwell and phytoplanktonic biomass is produced. The front which separates the cold recently upwelled waters from the open ocean waters, is, according to theoretical studies, roughly located at a distance of one Rossby radius of deformation (R_d) [Allen, 1973]. In our region, the alongshore variation of the Coriolis parameter and of the stratification induces significant variations of R_d . Estimations based on climatological data show a poleward decrease of R_d [Chelton et al., 1998]: R_d is approximately 60 km at 15°N , 40 km at 21°N and 30 km north of 27°N . We now compare those theoretical values to the width of the cold coastal band, defined as the area where SST is within 1°C of the coldest upwelled waters (Figures 4d, 4e and 4f). The width of this coastal band varies significantly with latitude. In the south it can be

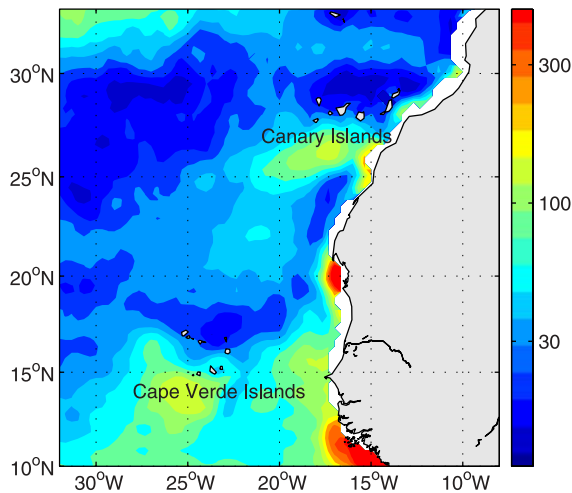


Figure 8. Eddy kinetic energy (cm^2/s^2) estimated from geostrophic velocities derived from satellite-derived sea level anomalies.

estimated to 40 km during the upwelling season (Figure 4f). Off Cape Blanc (21°N) it reaches 80 km (Figure 4e) and it drops to less than 30 km at 26°N (Figure 4d). This shows a good agreement between the theoretical estimations and the observations except at 21°N , where the large scale circulation results in an offshore divergence off Cape Blanc. Thus from north to south, the upwelling and the primary production occur in a wider coastal band, and chlorophyll-rich waters are less confined to the coast.

[49] The second process is the impact of upward Ekman pumping associated with positive wind stress curl on nutrient input. An important contribution of Ekman pumping in a band extending 200 km from the coast has been reported in several regions where coastal upwelling occurs [Enriquez and Friehe, 1995; Castelain and Barth, 2006]. The vertical mass flux due to Ekman pumping in this coastal band can reach the same magnitude as the vertical nearshore upward mass flux due to coastal upwelling, as was shown for instance along the Brazilian coast [Castelain and Barth, 2006]. In order to evaluate the impact of this process over seasonal timescale, we now compare climatological wind stress curl section at 16°N , 21°N and 26°N to SCHL section (Figures 4g–4i). Note that the wind stress curl products used in this study do not provide data within a 150 km wide coastal band. Assuming that wind stress curl patterns are continuous and that the coast tends to create positive wind stress curl [Bakun and Nelson, 1991; Capet et al., 2004], wind stress curl can be extrapolated in the masked coastal band, based on the data between 100 km and 200 km from the coast. In the region of the recirculation gyre, positive wind stress curl extends to 300 km from shore between January and September (Figure 4i). Ekman pumping may thus enhance primary production during the upwelling season. However, the period of positive wind stress curl continues beyond May, when the abrupt SCHL drop occurs. This suggests that SCHL is not significantly affected by the nutrient input by Ekman pumping over seasonal timescale, although it has been shown to contribute to half

of the variance of the anomalies of SCHL on interannual timescale [Pradhan et al., 2006].

[50] Mesoscale dynamics, such as for instance advection by filaments, has been shown to be a major process in the cross shelf particle transport off the Cape Blanc region [Karakas et al., 2006]. Between 17°N and 23°N , Kostianoy and Zatsepin [1996] estimated that half of the upwelled waters flow across the upwelling front in filaments. To investigate the possible role of mesoscale dynamics, we examine the alongshore variations of eddy kinetic energy, assuming that strong mesoscale and submesoscale activity result in a high eddy kinetic energy (EKE) in our region. EKE is estimated from sea level anomalies from the merged mapped product AVISO using measures of Topex-Poseidon and ERS during the period 1992–2005 [http://www.jason.oceanobs.com/html/donnees/produits/hauteurs/global/msla_fr.html]. Geostrophic velocities anomalies are deduced from sea level anomalies and a 3-month high-pass filter is applied to subtract the seasonal and interannual variability. Figure 8 displays the patterns of EKE. It is high downwind of the Canary and Cape Verde archipelagos and in the coastal zone especially south of 17°N . Progressing south, EKE clearly increases alongshore from $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ (17°N) to $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ (12°N – 15°N). The CEI width may thus increase southward due to an increase of the horizontal mixing induced by mesoscale processes. Note that the nature of the mesoscale processes involved can be various, as for instance mesoscale eddies, baroclinic instabilities of the upwelling jet, coastal and planetary waves and that mesoscale dynamics and wind stress are interlinked and cannot be considered as two separate processes.

[51] In addition to physical processes, the impact of the limitation of phytoplankton growth by nutrients may be a crucial process. When nutrients limit phytoplankton growth, they are quickly consumed and their surface concentration is generally low. When nutrients are not limiting the growth, they are only partly consumed near the shore. The remaining nutrients are advected offshore by Ekman transport, allowing phytoplankton to grow offshore, in a large coastal band. We hypothesize that the offshore extension of SCHL occurs when the nutrient input from the deep water is larger than the uptake by phytoplankton growth at the coast. In order to test this hypothesis, we examine the climatological nutrient distribution. Surface nitrate concentration is low in the region of the subtropical gyre, less than $1 \text{ mmol}/\text{m}^3$ (Figure 3d). It is more than $5 \text{ mmol}/\text{m}^3$ most of the year in the inter-gyre region, with a slight minimum in summer at $2 \text{ mmol}/\text{m}^3$. In the region of the recirculation gyre, it is systematically low (less than $1 \text{ mmol}/\text{m}^3$) during the relaxation season (May–October) and increases from November to March. Note that this nitrate increase is simultaneous with the increase of SCHL and the increase of the CEI. To further support this biological hypothesis, we also notice that, as mentioned in section 2, the reversal of the wind stress curl around 20°N results in more nutrients in the south than in the north. This is apparent in the subsurface NO_3 distribution (Figure 2b) and PO_4 distribution in the upwelled waters [Carr and Kearns, 2003, Figure 2]. Since the annual mean vertical mass flux, estimated in this study by the CSET, is roughly spatially constant (0.2 – $0.4 \text{ m}^2/\text{s}$, Figure 3b), the meridional variations

of the annual coastal nutrient input is thus primarily driven by the meridional variations of the nutrient concentration in the source waters, which are then upwelled. Consequently, the coastal nutrient input is much stronger in the South and this vertical flux of nutrients exceeds the assimilation capacity of the ecosystem.

5.2. Dual Cause of the Chlorophyll Drop

[52] Our results have pointed out a sharp drop of SCHL in May in the region of the recirculation gyre. This drop is concomitant with the weakening of wind-forcing (Figures 3a and 3b), which is surprisingly moderate. The weakening of the CSET begins one month before SCHL begins to decrease. This is not surprising since the excess of nutrient in April (Figure 3d) can sustain phytoplankton growth after the upwelling season. A particularly noticeable characteristic of the SCHL drop is its northward propagation with time. A northward propagation of the signal in CSET is also observed (Figure 3b). It is very likely that, the weakening of the wind-forcing is not sufficient to explain the SCHL drop, since a CSET value of $0.2 \text{ m}^2/\text{s}$ is sufficient to trigger an increase of SCHL up to $1 \text{ mg}/\text{m}^3$ in October but not sufficient to maintain more than $0.3 \text{ mg}/\text{m}^3$ in June (Figure 3). Another process has to be accounted for: the advection of chlorophyll-poor water by the NECC during this season. This hypothesis is suggested by the equatorial current system. In spring, the coastal circulation is oriented poleward in the region of the recirculation gyre (especially due to NECC). The advection of warm waters is also consistent with the highly negative TUI value observed in summer south of 20°N (Figure 3c). This advection from the South also results in transport of nutrient- and chlorophyll-poor waters originating offshore in the South. Figure 3a shows that the SCHL (and CSET) drop propagates at $10/15 \text{ km}/\text{day}$ ($11/17 \text{ cm}/\text{s}$). This is consistent with the velocity of the NECC, which further support the hypothesis of the advection by the NECC. Note that the two processes, the weakening of the trade winds and the advection by the NECC, are very likely coupled.

5.3. Intraseasonal Variability

[53] Our results have highlighted two different behaviors in terms of the response of SCHL to wind stress over intraseasonal timescale. First, the one expected in cases of nutrient limitation: a few days (5–10 days) after a wind-forcing peak, a peak of SCHL is observed. Note that this time lag is also consistent with the time lags deduced from observations in the California current system [Spitz *et al.*, 2005]. This expected behavior is observed all year long in the North and at the beginning of the upwelling season in the South, where, as mentioned in section 5.1, phytoplankton growth is limited by nutrients. Thus the intraseasonal variability of SCHL is to a large extent driven by the intraseasonal variability of the nutrient input, which closely depends on the intraseasonal variability of coastal upwelling.

[54] A different behavior is observed in the South at the end of the upwelling season. In that case there is no correlation between the SCHL variations and the wind-forcing variations. During this season, the nitrate surface concentration is quite high (Figure 3d), indicating that the limitation by nutrient is weak (section 5.1). A new input of nutrients by an upwelling-favorable wind event does not trigger an immediate response of the ecosystem.

[55] Even though our interpretation is well supported by the surface nitrate concentrations, other processes might affect the intraseasonal variability of SCHL and explain the absence of correlation between SCHL and wind stress, such as rapid grazing and propagation of coastal trapped waves. By deflecting the nutricline downward and upward, coastal trapped waves may induce a variability in the coastal nutrient input. However, a close examination of the sea level anomaly time series does not reveal significant propagation events at this latitude and at the time period of decorrelation (not shown). Moreover the sea level anomaly over intra seasonal timescale are rather forced by the local wind-forcing north of 12°N than the result of a wave propagation [Lazar *et al.*, 2006].

6. Summary

[56] In this study, satellite and climatological data were used to investigate the variability of SCHL along the northwest African coast over seasonal and intraseasonal timescales. The SCHL variations are compared to those of the wind-forcing, the main driving force of the coastal upwelling. Previous studies, based on snapshot ocean color images and on oceanographic cruises, have suggested the existence of a significant spatial and temporal variability of the offshore extension of high surface chlorophyll concentrations. This study provides a basin-wide description of the seasonal SCHL patterns, that confirms spatially and temporally localized observations. Our approach also permits the assessment of this extension over seasonal timescale. This new outcome has been allowed by the good coverage of the ocean color images and the existence of long time series. This study emphasizes strong variations along the coast and has delimited three regions with fairly different behaviors: the region of the subtropical gyre (24°N – 33°N), the inter-gyre region off Cape Blanc (19°N – 24°N) and the region of the recirculation gyre (10°N – 19°N).

[57] The region of the subtropical gyre is characterized by a weak SCHL seasonal cycle peaking in summer with relatively low SCHL values. Upwelling conditions are persistent all yearlong but the high chlorophyll is confined to the shelf. The negative wind stress curl deflects the nitracline downward, resulting in a lower nutrient concentration in the upwelled waters than further South. During upwelling events, the upwelled nutrients are rapidly consumed near the shore: the offshore extension of SCHL is thus weak and the intraseasonal variability of SCHL immediately responds to that of the wind stress.

[58] The region of the recirculation gyre is characterized by a strong seasonal cycle with an upwelling season from October to May and a relaxation season between June and September. The concentration of SCHL and its offshore extension gradually increase during the upwelling season and abruptly drop in May. The amplitude of the intraseasonal variability is low compared to the amplitude of the seasonal cycle. This region is characterized by a positive wind stress curl, which deflects the nitracline upward, increasing the nutrient concentration in the subsurface waters. At the beginning of the upwelling season, the response in SCHL to intraseasonal wind variations is similar to that of the region of the subtropical gyre. During the later period of the upwelling season, the variations of SCHL

concentration are not related to the variations of the wind stress. This unexpected response in SCHL is likely caused by the weakening of the nutrient limitation of phytoplankton growth, due to the high nutrient surface concentration in this time period. An excess of nutrients also appears as the major process allowing chlorophyll-rich waters to extend offshore, although mesoscale dynamics may also contribute to this offshore extension.

[59] Our results show an abrupt drop of SCHL at the end of the upwelling season, which propagates northward from 10°N to 20°N. Contrasting wind and SST climatologies suggests that this drop results from the simultaneous decrease of the wind-driven upwelling and from the advection of warm and chlorophyll-poor waters from the South by the coastal branch of the NECC.

[60] The main limitation of our approach is that it is based only on the variability of phytoplankton. Information on the distribution of zooplankton would allow a more accurate description of the biological processes. The fluxes between the different components of the ecosystem may also be crucial to advance the understanding of the offshore extension of the rich ecosystem associated with coastal upwelling. Moreover, the spatial and temporal coverage of satellite data limits the description of the intraseasonal variability of the chlorophyll. To further investigate the mechanisms driving the observed chlorophyll distribution, future work will use a coupled biophysical model on the basis of the accurate description of the mean seasonal variability of the surface chlorophyll, which is the main outcome of this study.

[61] **Acknowledgments.** The work of Cyril Lathuilière was supported by DGA. Financial support for this research was also provided by CNRS, IRD, CNES and MERCATOR.

References

- Allen, J. S. (1973), Upwelling and coastal jets in a continuously stratified ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **3**(3), 245–257.
- Aristegui, J., X. A. Alvarez-Salgado, E. D. Barton, F. G. Figueiras, S. Hernandez-Leon, C. Roy, and A. M. P. Santos (2004), Oceanography and fisheries of the Canary current/Iberian region of the eastern North Atlantic, in *The Sea*, chap. 23, vol. 14, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, pp. 877–931, John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Bakun, A., and C. Nelson (1991), The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions, *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 1815–1834.
- Barton, E. D. (1998), Eastern boundary of the north atlantic: Northwest Africa and Iberia, in *The Sea*, vol. 11, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, pp. 633–657, John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Barton, E. D., J. Aristegui, P. Tett, and E. Navarro-Pérez (2004), Variability in the Canary Islands area of the filament-eddy exchanges, *Prog. Oceanogr.*, **62**, 71–94.
- Basterretxea, G., E. D. Barton, P. Tett, P. Sangra, E. Navarro-Pérez, and J. Aristegui (2002), Eddy and deep chlorophyll maximum response to wind-shear in the lee of Gran Canaria, *Deep Sea Res., Part I*, **49**, 1087–1101.
- Bricaud, A., A. Morel, and J.-M. André (1987), Spatial/temporal variability of algal biomass in the mauritanian upwelling zone, as estimated from CZCS data, *Adv. Space Res.*, **7**(2), 53–62.
- Campbell, J. (1995), The lognormal distribution as a model for bio-optical variability in the sea, *J. Geophys. Res.*, **100**(C7), 13,237–13,254.
- 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., and E. Keams (2003), Production regimes in four eastern boundary current systems, *Deep Sea Res., Part II*, **50**, 3199–3221.
- Castelao, R., and J. Barth (2006), Upwelling around cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03602, doi:10.1029/2005GL025182.
- Chelton, D. B., R. A. deSzoeke, M. G. Schlax, K. El Naggar, and N. Siwertz (1998), Geographical variability of the first baroclinic Rossby Radius of deformation, *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 433–460.
- Enriquez, A., and C. Friehe (1995), Effects of wind stress and wind stress curl variability on coastal upwelling, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 1651–1671.
- Estrade, P. (2006), Wide and shallow shelf response to wind-driven upwelling. Application to the Canary Current system, Phd thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Fraga, F. (1974), Distribution des masses d'eau dans l'upwelling de Mauritanie, *Tethys*, **6**(1–2), 5–10.
- Gabric, A., L. Garcia, L. Van Camp, L. Nykjaer, W. Eifler, and W. Schrimpf (1993), Offshore export of shelf production in the cape blanc (Mauritania) giant filament as derived from coastal zone color scanner imagery, *J. Geophys. Res.*, **98**(C3), 4697–4712.
- Hagen, E., C. Züllicke, and R. Feistel (1996), Near-surface structures in the Cape Ghir filament off Morocco, *Oceanol. Acta*, **19**, 6577–6598.
- Helmke, P., O. Romero, and G. Fischer (2005), Northwest African upwelling and its effect on offshore organic carbon export to the deep sea, *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB4015, doi:10.1029/2004GB002265.
- Herbland, A., and B. Voituriez (1974), La production primaire dans l'upwelling mauritanien en mars 1973, *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, **12**(3), 187–201.
- Huntsman, S. A., and R. T. Barber (1977), Primary production off north-west Africa: The relationship to wind and nutrient conditions, *Deep Sea Res.*, **24**, 25–33.
- Karakas, G., N. Nowald, M. Blaas, P. Marchesiello, S. Frickenhaus, and R. Schlitzer (2006), High-resolution modelling of sediment erosion and particulate transport across the northwest African shelf, *J. Geophys. Res.*, **111**, C06025, doi:10.1029/2005JC003296.
- Kostianoy, A. G., and A. G. Zatsepin (1996), The West African coastal upwelling filaments and cross-frontal water exchange conditioned by them, *J. Mar. Syst.*, **7**, 349–359.
- Lazar, A., I. Polo, S. Arnault, and G. Mainsant (2006), Kelvin waves activity in the eastern tropical Atlantic, Proceedings of the Symposium on 15 Years of Progress in Radar Altimetry, March 13–18, 2006, Venice, Italy (ESA SP-614, July 2006).
- Mittelstaedt, E. (1976), On the currents along the Northwest African coast south of 22° North, *Dt. hydrogr. Z.*, **29**(3), 97–117.
- Mittelstaedt, E. (1991), The ocean boundary along the northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface, *Prog. Oceanogr.*, **26**, 307–355.
- Nykjaer, L., and L. Van Camp (1994), Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991, *J. Geophys. Res.*, **99**(C7), 14,197–14,207.
- Pelegri, J. L., et al. (2005), Hydrographic cruises off northwest Africa: The Canary current and the Cape Ghir region, *J. Mar. Syst.*, **54**, 39–63.
- Pradhan, Y., S. L. Lavender, N. J. Hardman-Mountford, and J. Aiken (2006), Seasonal and inter-annual variability of chlorophyll-a concentration in the Mauritanian upwelling: Observation of an anomalous event during 1998–1999, *Deep Sea Res., Part II*, **53**, 1548–1559.
- Santos, M. P., A. S. Kazmin, and A. Peliz (2005), Decadal changes in the Canary upwelling system as revealed by satellite observations: Their impact on productivity, *J. Mar. Res.*, **63**, 359–379.
- Spitz, Y. H., J. S. Allen, and J. Gan (2005), Modeling of ecosystem processes on the Oregon shelf during the 2001 summer upwelling, *J. Geophys. Res.*, **110**, C10S17, doi:10.1029/2005JC002870.
- Stramma, L., S. Hüttl, and J. Schafstall (2005), Water masses and currents in the upper tropical northeast Atlantic off northwest Africa, *J. Geophys. Res.*, **110**, C12006, doi:10.1029/2005JC002939.
- Thomas, A. C., M.-E. Carr, and P. T. Strub (2001), Chlorophyll variability in eastern boundary currents, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(18), 3421–3424.
- Tomczak, M., Jr. (1981), An analysis of mixing in the frontal zone of south and north Atlantic central water off north-west Africa, *Prog.*, **10**, 173–10,192.
- 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.
- Wooster, W., A. Bakun, and D. McLain (1976), The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the north Atlantic, *J. Mar. Res.*, **34**, 131–141.
- Zenk, W., B. Klein, and M. Schröder (1991), Cape Verde frontal zone, *Deep Sea Res., Part I*, **38**, S505–S530.

V. Echevin, C. Lathuilière, and M. Lévy, LOCEAN/IPSL, Université Pierre et Marie Curie, 4 pl. Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France. (vincent.echevin@locean-ipsl.upmc.fr; cyril.lathuiliere@locean-ipsl.upmc.fr; marina.levy@locean-ipsl.upmc.fr)

2.3.3 Remarques et conclusions

Cette étude a permis de faire apparaître 3 régions au comportement relativement homogène. Cette distinction nous a permis de faire une synthèse des observations satellite de couleur de l'océan concernant le cycle saisonnier. Ma première motivation pour cette étude était simplement de comprendre la variabilité saisonnière de l'écosystème. Or les seules études renseignant celle-ci à partir de données satellite étaient les études de Thomas et al. (2001) et Carr et Kearns (2003), consacrées à l'inter-comparaison des 4 EBUSs. La conséquence en est une description très succincte puisque l'accent est placé sur l'inter-comparaison. L'étude que j'ai réalisée est allée beaucoup plus loin. La construction de la climatologie tient compte des spécificités de la côte nord-africaine. Elle est en particulier basée sur une période de faible variabilité interannuelle. Les autres nouveaux résultats de cette étude sont la description de la dimension perpendiculaire à la côte et la description saison par saison de la variabilité intra-saisonnière de la chlorophylle. C'est l'analyse simultanée de la concentration de chlorophylle à la côte, de l'extension vers le large via le CEI et du rapport entre variabilité intra-saisonnière du vent et de la chlorophylle, qui nous a permis d'interpréter de manière cohérente les observations en termes de limitation de la production primaire par les nutriments.

2.4 Comparaison avec la variabilité intra-saisonnière en 1998 déterminée par l'algorithme SMA

Dans cette partie, nous discutons du produit satellite utilisé. Nous avons en effet utilisé le produit SeaWiFS standard (STD) dans l'étude précédente. Or nous avons également utilisé le produit développé par Cyril Moulin (Moulin et al., 2001). L'algorithme utilisé vise à estimer correctement les valeurs de chlorophylle sous les nuages d'aérosols absorbants en ajustant un modèle d'aérosols au spectre observé depuis le capteur spatial. Il s'appelle en conséquence Spectral Matching Algorithm (SMA). Les propriétés optiques du nuage d'aérosols en sont ensuite déduites.

La figure 2.1 montre une figure analogue à la figure 5 de l'article JGR07. Nous y représentons pour l'année 1998, la chlorophylle de surface le long de la côte nord-ouest-africaine déterminée par l'algorithme STD (en bleu) et avec SMA (en vert). Le vent (en rouge) est celui déterminé à partir du capteur ERS. Le capteur QuikSCAT n'était en effet pas encore opérationnel en 1998.

Commençons par la figure concernant 26°N (Fig. 2.1a). La comparaison des deux jeux de données de chlorophylle (courbes bleue et verte) montre une très bonne cor-

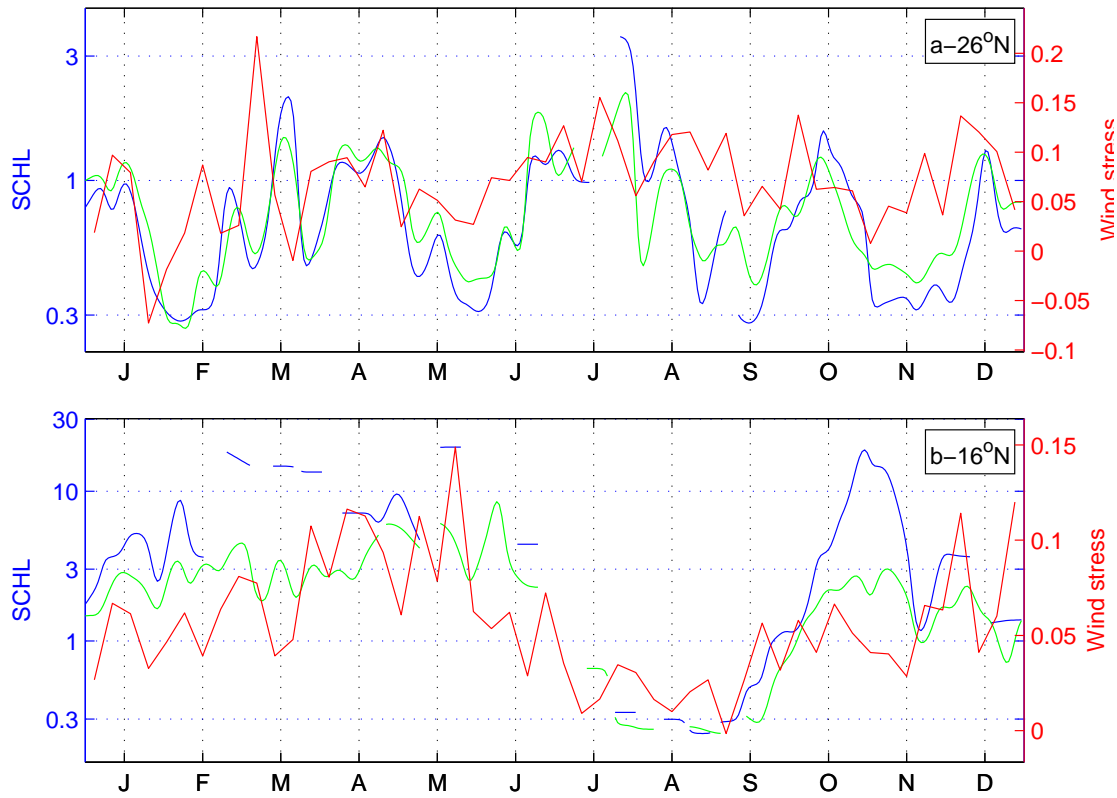


FIG. 2.1 – Évolution en 1998 le long des côtes africaine de la chlorophylle de surface (mg/m^3) en données SMA (en vert) et STD (en bleu) ainsi que le vent parallèle à la côte donnée par le capteur ERS (en rouge) : à (a) 26°N et (b) 26°N .

respondance. L'algorithme SMA donne tantôt des valeurs plus grandes et plus faibles que STD. Il n'y a pas de différence importante. Il y a donc une forte consistance de SMA. On notera simplement en août une meilleure couverture. A cette latitude, l'étude des données STD de l'année 2003 avait montré une forte correspondance entre la variabilité du vent et celle de la chlorophylle. La comparaison des courbes rouge et bleue montrent le même comportement en 1998.

A 16°N , la comparaison des deux algorithmes appelle plus de commentaires (Fig. 2.1b). Premièrement SMA donne des valeurs bien plus faibles que STD lorsque la valeur de chlorophylle estimée par STD est supérieure à $3 \text{ mg}/\text{m}^3$. L'algorithme SMA a été mis au point en effet pour estimer des valeurs plus faibles. Il s'agit là d'une des limites de l'approche. De plus, la couverture des données SMA est beaucoup plus grande. L'algorithme SMA produit des données quasi-continûment jusqu'en mai alors que STD ne permet de traiter qu'assez peu de données entre février et mai. En janvier et de septembre à décembre, les variations de la chlorophylle SMA suivent bien celles de la chlorophylle STD, ce qui conforte la consistance des deux

algorithmes sur l'intersection des couvertures respectives.

Pour ce qui est du lien entre le vent et la chlorophylle, les résultats obtenues à partir des données STD sur l'année 2003 sont également valables pour l'année 1998. De septembre à janvier, les pics de vents induisent des pics de chlorophylle avec un retard de l'ordre de quelques jours. De février à mai, le lien entre les variations de vent et de chlorophylle est très difficile à faire. L'accroissement de la couverture des données de chlorophylle confirme les résultats précédemment obtenus. De juin à septembre, la saison de relaxation est très pauvre en données pour les deux algorithmes. En effet, il s'agit d'une saison très nuageuse en lien avec la migration vers le Nord de la zone de convergence intertropicale (ITCZ).

L'évolution de la chlorophylle en 1998 à 16°N montre également des variations sans lien apparent avec l'évolution du vent. Il s'agit du pic de chlorophylle présent entre octobre-novembre. L'amplitude est variable en fonction du produit utilisé en raison de la saturation vers 3 mg/m³ du produit SMA alors le maximum est de 15mg/m³ pour le produit standard. Cette anomalie est très intrigante. L'étude de Pradhan et al. (2006) y est en grande partie consacrée et suggère un lien avec l'évènement El Nino dans l'océan pacifique. Les mécanismes en jeu dans la génération de cette anomalie restent une question ouverte.

En conclusion, le produit SMA apporte effectivement une grande plus-value en améliorant de façon très importante la couverture des données. Les résultats obtenus avec les données STD sont en bon accord avec les résultats obtenus avec les données SMA. Dans le cas idéal nous aurions voulu faire l'étude JGR07 avec des données traitées suivant l'algorithme SMA. Cela n'a pas été possible car ces données ne sont disponibles que pour 1998. Or l'année 1998 est marquée par d'intenses phénomènes inter-annuels. D'autre part, appliquer l'algorithme pour les années 2000 à 2004 était hors de portée pour la présente thèse. Utilisant un principe similaire de correction d'aérosols absorbant à cet algorithme SMA, des techniques utilisant des réseaux de neurones sont utilisés pour faire une correction atmosphérique des aérosols avec un coût calcul réduit (Brajjard et al., 2006). Ce type de données permettra d'aller bien plus loin dans l'analyse de la variabilité intra-saisonnière lorsqu'il aura acquis un caractère opérationnel.

2.5 Conclusion

Ce deuxième chapitre avait pour objectif la description de la variabilité de la chlorophylle de surface estimée par le système d'observation SeaWiFS, en mettant l'accent sur l'extension vers le large des fortes concentrations présentes dans la région

côtière. L'analyse du cycle saisonnier a montré le très fort lien entre les cycles saisonniers du vent et de la chlorophylle. J'ai mis en évidence que les régions et les saisons où l'extension vers le large est grande correspond aux périodes et saisons où la concentration en nitrate est importante et où le lien entre la variabilité synoptique du vent et de la chlorophylle de surface est ténu. En n'étant pas entièrement et rapidement consommé, le stock en surface de nutriments est alors advecté vers le large, expliquant l'extension vers le large plus importante. Parallèlement, le temps nécessaire à la consommation explique le faible lien entre le vent à haute fréquence et la chlorophylle à haute fréquence. L'ensemble des phénomènes observés montre le rôle capital de la présence en excès de nutriments.

Le cycle saisonnier de l'indice d'extension vers le large de chlorophylle défini dans ce chapitre est en bon accord avec le cycle saisonnier du vent et de la chlorophylle. L'essentiel des variations temporelles de cette extension vers le large apparaît donc comme contrôlé par la variabilité du transport d'Ekman et de la richesse en nutriments. Néanmoins, d'autres mécanismes ont été proposés et participent à l'extension vers le large. La largeur de la région d'upwelling est tout d'abord variable. La dynamique de mésoéchelle génère des filaments qui advectent vers le large des matériaux biogéochimiques, ce qui fera l'objet du chapitre 4. Le rotationnel de vent induit un upwelling qui alimente en nutriments la couche de surface, ce qui sera étudié dans le chapitre 5.

Chapitre 3

Modélisation idéalisée d'un système d'upwelling côtier

Pour lever certaines limitations inhérentes aux études de données, la suite de la thèse utilise des modèles d'océan. Ce chapitre a trois objectifs : premièrement, présenter le cadre de modélisation utilisé à savoir le modèle de circulation océanique OPA ainsi que le modèle d'écosystème LOBSTER. Deuxièmement, présenter la configuration utilisé dans le chapitre suivant. Il s'agit d'un modèle idéalisé reproduisant la circulation océanique le long d'une côte infinie en utilisant des conditions aux frontières périodiques au Nord et au Sud. Troisièmement, évaluer l'impact de certains choix de modélisation. En particulier, j'étudierai l'impact de l'introduction d'une paramétrisation du courant de subsurface qui alimente l'upwelling côtier.

3.1 Modélisation de l'écosystème océanique.

Le modèle que l'on utilise s'appuie sur un modèle de circulation générale de l'océan (OGCM) dans une version régionale. Il est couplé à un modèle d'écosystème simple. Après avoir présenté ces deux composantes, je m'intéresserai à une version particulière dite “offline”, qui résout les équations d'évolution du modèle d'écosystème séparément de celles du modèle d'océan. Je rappellerai qu'il s'agit d'une méthode spécifique, permettant des expériences supplémentaires mais ayant ses propres limites.

3.1.1 Modèle de circulation océanique

Nous utilisons ici le modèle OPA 9.0, basé sur les équations primitives formulées en coordonnées z (Madec et al., 1998; Madec, 2008). Ces équations sont discrétisées à

la fois en temps et en espace. La grille horizontale est régulière. Il s’agit d’une grille C dans la classification d’Arakawa. Les niveaux verticaux ont en revanche une épaisseur variable. Ils sont plus rapprochés à proximité de la surface pour mieux représenter cette zone où sont concentrés les processus auxquels nous nous intéressons. Enfin, la cellule en bas de la colonne d’eau voit son épaisseur ajustée pour coller au plus près à la topographie voulue selon la technique dite de “*partial steps*” (Pacanowski et Gnanadesikan, 1998).

La surface de l’océan est dite libre et filtrée, c’est-à-dire que la hauteur d’eau est variable. Le filtrage consiste à supprimer les ondes barotropes les plus rapides pour augmenter le domaine de stabilité en terme de pas de temps. Le time-stepping est en effet de type saute-mouton (*leapfrog* dans la littérature anglophone) auquel on applique un filtre de Robert-Asselin qui limite la divergence entre les pas de temps consécutifs. Il s’agit d’un schéma explicite conditionnellement stable. Le pas de temps est donc conditionné par le pas d’espace horizontal et la vitesse de propagation des ondes les plus rapides.

Le schéma d’advection TVD est utilisé (Lévy et al., 2001). Il s’agit d’un schéma peu diffusif mais relativement dispersif. C’est un choix guidé par la volonté de résoudre la turbulence océanique ce qui nécessite une faible diffusion. Pour la même raison, la classique diffusion laplacienne est remplacée par une diffusion bilaplacienne qui a un effet diffusif à plus courte échelle spatiale. Le schéma de paramétrisation du mélange vertical est basé sur l’énergie cinétique turbulente (TKE) (Blanke et Delecluse, 1993).

3.1.2 Modèle d’écosystème

Le modèle de circulation océanique est couplé au modèle LOBSTER. Dans la version que nous utilisons le mot couplé est d’usage mais en partie impropre puisque le modèle de circulation océanique ne dépend pas du modèle d’écosystème. L’impact du contenu en pigment de la colonne d’eau sur la pénétration du flux solaire dans l’intérieur de l’océan est en effet négligé. En rendant l’océan plus absorbant, le phytoplancton modifie la gamme de profondeur où le flux solaire est appliqué, ce qui affecte la stratification verticale (Lengaigne et al., 2007; Duteil et al., 2008). Le modèle LOBSTER est un modèle à 6 compartiments : nitrate, ammonium, phytoplancton, zooplancton, détritiques et matière organique dissoute [Fig. 3.1]. C’est donc un modèle simplifié par rapport au modèle de Fasham et al. (1990) qui compte en plus un compartiment bactérie. Techniquement, on peut distinguer deux parties dans ce modèle : la partie transport et la partie sources et puits (SMS). Ces deux parties sont visibles sur l’équation d’évolution d’un traceur C_i :

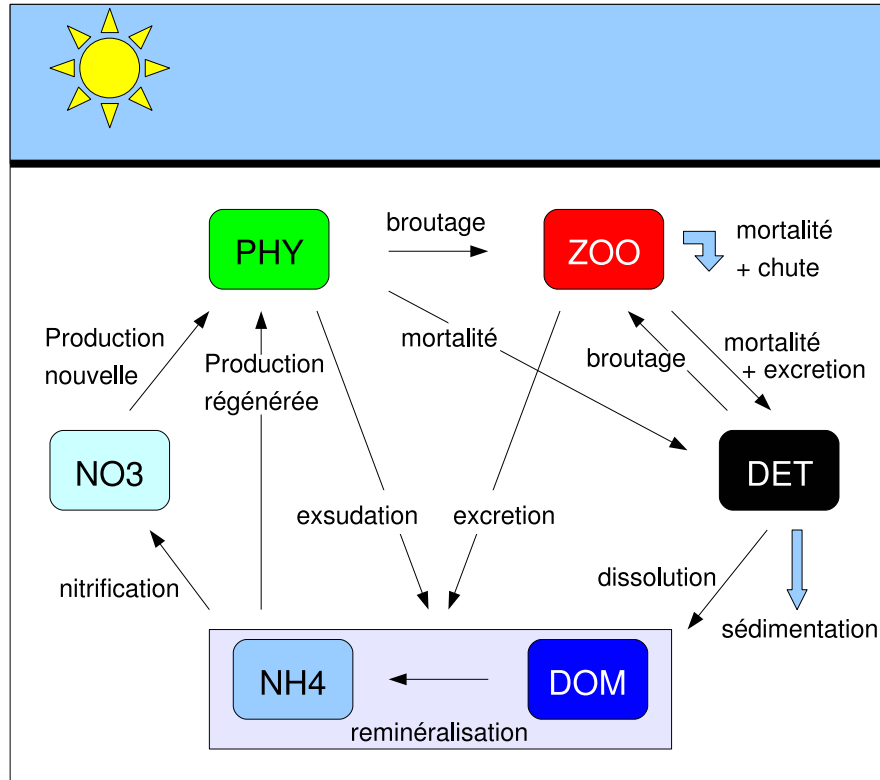


FIG. 3.1 – Schéma du modèle d'écosystème LOBSTER dans la couche euphotique (de 0 à 150 m de profondeur). En dessous, les compartiments restent les mêmes mais les flux sont simplifiés.

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -\underline{U}\nabla C_i + \frac{\partial}{\partial z}(K_z \frac{\partial C_i}{\partial z}) + \nu \Delta C_i + SMS(C(j = 1, \dots, 6))$$

La partie transport applique les processus dynamiques et physiques à l'image de ce qui se passe pour les traceurs actifs que sont la température et la salinité pour le modèle de circulation. On parle là de l'advection et de la diffusion. Dans cette configuration comme dans la plupart des simulations couplées physique-biologie, on utilise le même schéma d'advection et de diffusion pour les champs de traceurs biologiques que pour les champs de traceurs physiques.

La partie SMS de l'équation englobe les processus biologiques représentés sur la figure 3.1. A chaque pas de temps d'intégration du modèle, on estime à partir des champs actuels les flux entre les différents compartiments à l'aide de paramétrisations. La valeur de chaque compartiment est alors mise à jour en tout point de grille en fonction des différents flux entrants et sortants du compartiment considéré. La production primaire est séparée en deux formes : la production pri-

maire nouvelle consomme des nitrates qui sont en général apportés dans la couche de surface par les processus physiques et par la nitrification. La production primaire régénérée consomme l'ammonium qui provient des processus de reminéralisation de la matière organique. Le zooplancton se nourrit à la fois de phytoplancton et de détritus. A chaque étape à la fois de production primaire et de broutage, un flux d'azote enrichit les compartiments de détritus, de matière organique dissoute et d'ammonium de façon à représenter l'exsudation et l'excrétion. Enfin deux processus paramètrent l'export vertical de matière organique vers le fond. Le premier est la chute rapide du zooplancton mort. Elle est modélisée par un puits de zooplancton et une source de nitrate en profondeur. Le deuxième processus est la lente chute des détritus. Ce sont les seuls processus qui ne conservent pas localement la quantité totale d'azote. Sans ces deux processus, un système initialisé avec une quantité d'azote uniforme conserverait cette propriété au cours de l'intégration du modèle. En dessous de la couche biologique (de 0 à 150m de profondeur), les termes SMS sont simplifiés puisque la biologie y est plus simple, la production primaire étant inexistante. Tous les compartiments subissent simplement une reminéralisation sous forme de nitrate.

Les limitations de ce type de modèle tiennent essentiellement à la simplicité de la production primaire. La présence d'un seul compartiment de phytoplancton et de zooplancton ne permet de représenter que des écosystèmes relativement uniformes spatialement en terme de communauté planctonique. Les nutriments minoritaires tels que la silice et le fer ne sont pas représentés explicitement. Le modèle n'est donc pas à même de représenter les variations spatiales liés à la variabilité de ces nutriments minoritaires. Ce modèle est particulièrement indiqué pour des études de processus. Pour des études visant à reproduire une grande variabilité spatiale de communauté planctonique et de conditions de nutriments, l'utilisation d'un modèle plus complexe comme PISCES serait plus indiqué (Aumont et al., 2003).

3.1.3 Modélisation offline

La modélisation offline consiste à utiliser le modèle d'écosystème seul. Les champs physiques nécessaires à l'intégration du modèle d'écosystème (champ de vitesse et de coefficient de mélange vertical) ont été calculés auparavant et sont alors lus dans des fichiers d'entrée au lieu d'être copié depuis les variables du modèle de circulation océanique. L'intérêt est d'une part de faire des simulations en économisant le coût de l'intégration du modèle physique, et d'autre part de faire des expériences avec des champs physiques qui ne sont pas issus directement d'un modèle de physique. Par exemple, j'utilise dans le chapitre suivant des champs physiques moyennés dans

le temps et l'espace. La modélisation offline est également utile dans le contexte de l'océanographie opérationnelle comme dans le projet mercator-vert. Avec l'augmentation de la résolution des modèles de circulation, il devient difficile de faire les simulations biologiques associées sur la même grille simultanément. Avec la modélisation offline, il est possible de réduire la résolution de la simulation biologique tout en conservant une circulation de grande échelle bénéficiant d'une réalisation à haute résolution.

De nombreux tests ont été réalisés pour la mise au point de ce modèle offline. J'ai réalisé des tests de convergence en réduisant la durée des fenêtres de moyenne des champs physiques. Les sorties du modèle physique utilisées pour forcer le modèle d'écosystème sont en effet des moyennes. Il y a donc un sous-échantillonnage des champs physiques par rapport à un forçage online. La taille de la fenêtre moyenne est typiquement de 3 jours pour un modèle physique standard. En faisant varier la fenêtre de 10 jours à 2 heures, on observe effectivement que la solution offline semble converger vers la solution online lorsque la fenêtre de moyenne tend vers le pas de temps d'intégration du modèle. Cette expérience montre que le modèle offline ne présente pas de biais systématique, mais que la différence entre les solutions online et offline résultent bien du sous-échantillonnage des champs physiques. La conclusion sous-jacente est également l'importance des hautes fréquences de la physique. En effet, lorsque la fenêtre de moyenne des champs physiques est de 3 jours, les structures de mésoéchelle ne sont pas co-localisées entre la solution online et offline.

Un autre aspect est la sensibilité de la modélisation offline aux propriétés de la simulation physique. J'ai en effet testé au cours de cette thèse des modélisations offline à partir de modélisation physique relativement différentes, notamment les différentes versions du modèle idéalisé cyclique d'upwelling côtier. Alors que les schémas d'advection et de diffusion sont les mêmes, les résultats des modèles offline sont très variables. Le principal résultat est l'importance du mélange vertical et notamment de la paramétrisation de la convection (qui consiste à mettre une très forte diffusion verticale en cas d'inversion de gradient vertical de densité potentielle). En cas d'épisode de convection en subsurface sur un pas de temps, la forte diffusion verticale est étendue par effet de moyenne à toute la fenêtre de moyenne en raison de la forte non-linéarité du coefficient de mélange vertical. Dans le modèle offline, la forte diffusion a alors lieu sur une durée égale à la fenêtre de moyenne au lieu d'avoir lieu durant un unique pas de temps d'intégration du modèle. L'amélioration du modèle physique a résolu le problème en réduisant la convection de subsurface. Cependant, des solutions envisagées durant cette thèse pour améliorer la représentation du mélange vertical en modélisation offline pourraient être utiles dans d'autres cas.

Elles consistent à diagnostiquer le coefficient de mélange vertical à partir de l'énergie associé au mélange vertical. On peut se demander si la simulation sur laquelle j'ai effectué les tests, ne peut pas se rapprocher des simulations avec assimilation. Elles présentent en effet des aspects similaires avec la présence de processus numériques qui introduisent des chocs sur l'état du système. Est-ce que les solutions envisagées pourraient être utile pour effectuer des simulations offline à partir de simulations de circulation océanique avec assimilation de données ?

En conclusion, la modélisation offline est un outil très utile permettant soit de réaliser des simulations à moindre coût soit de réaliser des expériences avec une circulation modifiée artificiellement. En revanche cet outil demande une validation plus complexe que les simulations online et au cas par cas. Mon sentiment à l'issue de ce travail est que cet outil est plus difficile à mettre en oeuvre que les modèles online. Pour en comprendre les biais, il peut être nécessaire de réaliser des expériences avec des champs physiques très fortement échantillonnés, ce qui est extrêmement coûteux. En particulier, la résolution des fréquences proches inertielles apporte beaucoup à la compréhension des phénomènes physiques et numériques qui produisent une divergence entre simulations online et offline.

3.2 Problématique spécifique aux modèles cycliques

Dans un certain nombre de situations comme l'étude d'un upwelling côtier ou d'un front océanique, le problème posé a une symétrie de translation c'est-à-dire qu'il n'y a pas (ou peu) de variation le long d'une dimension horizontale. Dans ce cas, le problème peut se réduire à un problème à deux dimensions plus facile à résoudre. Dans la troisième dimension, les variables ne sont alors pas nulles mais constantes. Dans le cas d'un upwelling côtier, l'avantage de résoudre le problème à l'aide d'un modèle à deux dimensions est de ne pas prendre en compte les processus liés aux variations le long de la côte.

Le modèle à deux dimensions peut être étendu en un modèle à trois dimensions avec des conditions aux frontières périodiques. En quelque sorte, c'est un modèle à deux dimensions qui aurait une certaine épaisseur. Des processus faisant appel à des variations spatiales des champs du modèle le long de la côte sont possibles à condition de satisfaire les conditions de périodicité. En particulier cela veut dire que les variations à grande échelle le long de la côte sont nulles. Pour simplifier, les variations le long de la côte à grande échelle sont interdites alors que les petites échelles sont autorisées. Si on raisonne en terme d'ondes, il s'agira d'ondes guidées, puisque le nombre d'onde est conditionné par la périodicité du domaine : la longueur

du bassin est un multiple entier de la longueur d'onde de tout mode se développant.

Dans le cas d'un upwelling côtier, le caractère périodique (ou cyclique) entraîne certaines particularités que je vais détailler. Si on fait un bilan de masse dans une boîte limitée par une section parallèle à la côte, on obtient que le transport à travers cette surface est au premier ordre nul. En effet, en raison de la cyclicité Nord-Sud, les contributions au bilan de masse aux frontières Nord et Sud du domaine se compensent. Le transport à la frontière Est est évidemment nul puisque la topographie est imperméable. Il reste donc uniquement le flux de masse en surface qui est la différence entre les précipitations et l'évaporation. A ce détail près, le transport à travers une section méridionale est nul. Il reste donc à déterminer la structure verticale du transport de masse. La première composante essentielle de la vitesse zonale est la vitesse d'Ekman forcée par le vent en surface. Le transport intégré sur la couche d'Ekman est bien déterminé et résolu par le modèle. En revanche le courant de retour est lui difficile à contraindre dans le modèle. On en connaît le transport intégré : l'opposé du transport d'Ekman. Il reste à déterminer le processus qui établit la circulation de retour et sa distribution sur la verticale.

Pour ce qui est du processus physique contrôlant le courant de retour, il peut être soit géostrophique soit agéostrophique. La limitation d'un modèle cyclique est l'absence de gradient méridional de pression associé à la structure thermohaline entre la frontière Nord et la frontière Sud et donc l'absence de vitesse géostrophique zonale moyenne. Ce principe se retrouve dans le cas de l'océan austral où la circulation géostrophique moyenne méridionale est cantonnée à la gamme de profondeur au delà des seuils. En effet, si on calcule la moyenne de la vitesse géostrophique méridienne V_g le long d'un parallèle de longueur L , on obtient :

$$V_g = \frac{1}{L} \int_{x=0}^{x=L} v_g(x) dx = -\frac{1}{L} \int_{x=0}^{x=L} \frac{1}{f} \frac{d\pi}{dx} dx = \frac{1}{f} (\pi(x=0) - \pi(x=L)) = 0$$

En dessus des seuils, la vitesse méridienne moyenne est nulle puisque $\pi(x=0) - \pi(x=L) = 0$. En dessous des seuils, un gradient de pression peut se développer de part et d'autre de chaque seuil, autorisant une vitesse méridienne moyenne.

En conséquence dans le cas du modèle cyclique d'upwelling, la circulation dirigée vers la côte en profondeur résolue par le modèle de circulation ne peut résulter que d'un processus agéostrophique. Par exemple la friction permet d'équilibrer la force de Coriolis dans la couche limite de fond.

Dans la suite du chapitre, j'examinerai les conséquences du caractère cyclique du modèle et les différentes possibilités envisagées afin d'obtenir une circulation réaliste.

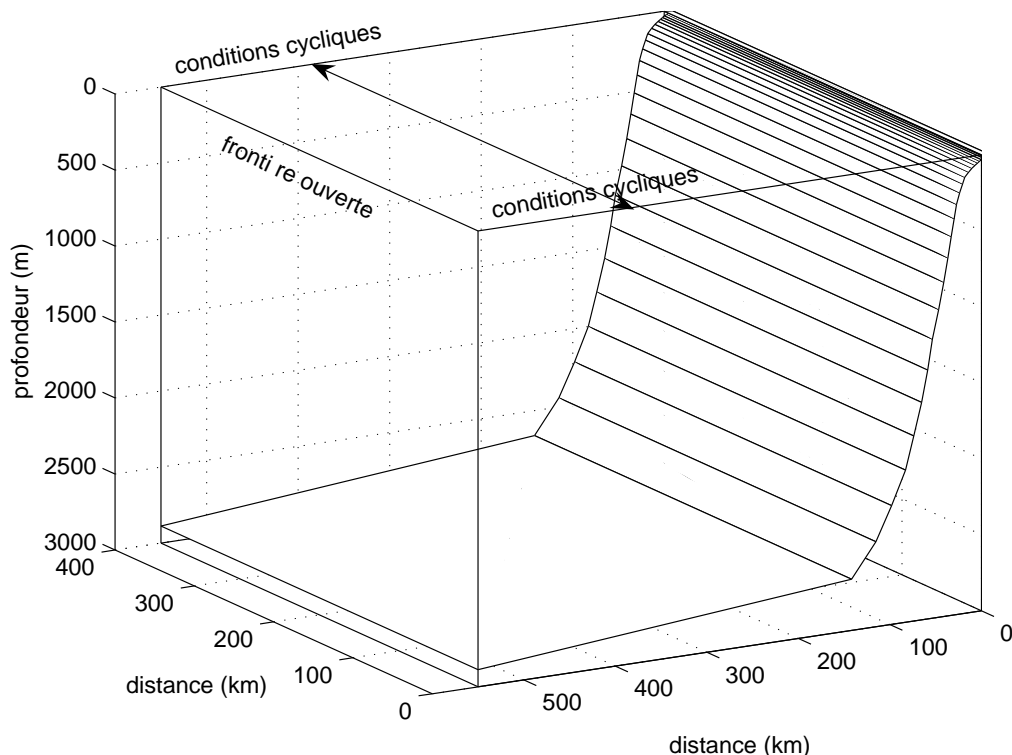


FIG. 3.2 – Schéma de la grille utilisée, avec notamment les conditions aux frontières. Les lignes correspondent à l'intersection entre les niveaux verticaux et la bathymétrie.

3.3 Modèle retenu

3.3.1 Partie commune de la configuration

Le modèle que j'ai développé reproduit la circulation océanique le long d'une côte droite et infinie d'orientation Nord-Sud à l'aide de conditions aux frontières cycliques [Fig. 3.2]. En pratique, cela se traduit numériquement par une copie à chaque pas de temps des valeurs situées en $j=2$ et $j=N-1$ respectivement vers les rangées $j=N$ et $j=1$, en notant j l'indice de boucle dans la direction Nord-Sud et N le nombre de points de grille dans la même dimension [Fig. 3.3]. Comme la valeur de la rangée $j=1$ est la même que la rangée $j=N-1$, les cellules situées en $j=2$ ont le même comportement que si la rangée $j=N-1$ était voisine.

La grille utilisée a un pas d'espace de $1/12^\circ$ soit environ 9km. La bassin mesure environ 400km dans la dimension parallèle à la côte et 500km dans la direction perpendiculaire à la côte. Le nombre de niveaux verticaux est de 30. En conséquence

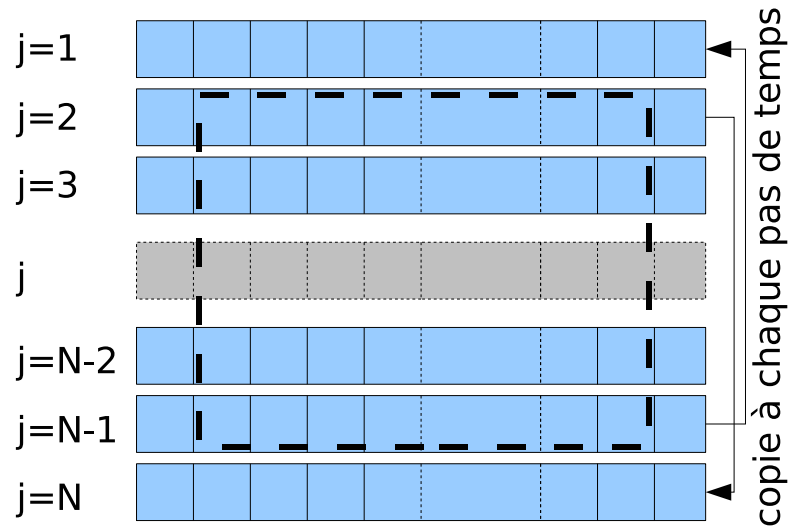


FIG. 3.3 – Schéma de principe de l’implémentation des conditions aux frontières cycliques Nord-Sud. Les rangées $j=2$ et $j=N-1$ sont recopiées à chaque pas de temps respectivement dans les rangées $j=N$ et $j=1$. Sur ce schéma, le cadre en pointillé représente les cellules où le modèle est réellement intégré. Les cellules externes servent uniquement au calcul des cellules internes pour les opérations nécessitant la connaissance des cellules voisines (par exemple, l’advection et de la diffusion.).

la grille contient 51x63x31 cellules.

La topographie inclut un plateau continental, un talus et puis un fond plat à une profondeur de 3000m [Fig. 3.2]. Le profil de topographie a été déterminé à partir de la bathymétrie de la côte africaine. Plutôt que de calculer la profondeur moyenne pour chaque distance à la côte, ce qui aboutit à une profil sans rupture de pente et donc sans plateau, j’ai calculé une pente moyenne pour chaque distance à la côte. Ensuite, cette pente est intégrée de façon à obtenir la profondeur en fonction de la distance. Enfin, j’ai déterminé une formule analytique qui rend compte du profil de topographie.

Les forçages de surface utilisés dans la configuration sont en formulation “bulk” CLIO, c’est-à-dire que les flux de surface sont calculés à partir de données atmosphériques et de variables du modèle. Ses données d’entrée sont la température de l’air, l’humidité relative, la vitesse du vent à 10m, la couverture nuageuse et les précipitations. La variable du modèle nécessaire pour le calcul de cette formulation bulk est la température de surface de l’océan. J’ai choisi de ne pas inclure de cycle saisonnier dans le modèle. Les données à spécifier pour les flux de surface ont été choisis comme la moyenne annuelle à 20°N et à 200km de la côte nord-ouest africaine.

La tension de vent utilisé pour calculer le flux de moment à la surface de l’océan

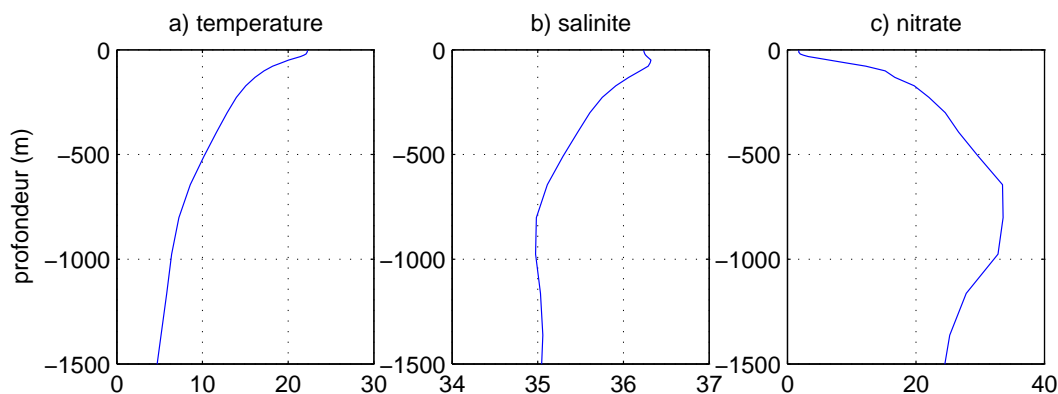


FIG. 3.4 – Profils verticaux initiaux de température potentielle (en $^{\circ}\text{C}$), salinité (en PSU) et de concentration en nitrate (en mmol/m^3).

est uniforme spatialement et dirigée parallèlement à la côte. Sa valeur est d'environ $0.075 \text{ N}/\text{m}^2$. Cette valeur correspond à la moyenne annuelle de la tension de vent parallèle à la côte à 17°N . La tension de vent au niveau de 20°N comporte en effet un effet local dû au cap Blanc, ce qui aurait imposé un upwelling extrêmement fort.

L'état initial est uniforme spatialement et son profil vertical est choisi dans le World Ocean Atlas 2001 200km au large de la côte nord-ouest africaine à 20°N . Les profils verticaux de température, salinité et nitrate sont représentés sur la figure 3.4.

3.3.2 Spécificités des différentes simulations envisagées

Dans les équations primitives, la pression intervient par l'intermédiaire de son gradient horizontal. La pression est fonction du champ de densité. Pour concilier la cyclicité du champ de densité et la possibilité d'un gradient de pression parallèle à la côte, il faut découpler le gradient de pression du champ de densité. Pour cela, je décompose le terme de gradient de pression en deux termes : le premier terme est le gradient de pression associé au champ de densité. Le second est le gradient de pression parallèle à la côte qui force un courant géostrophique dirigé vers la côte.

Dans cette étude, j'utiliserai 3 simulations basées sur une grille tridimensionnelle.

- 3D-libre : il s'agit de la simulation de départ, décrite précédemment dans la section consacrée aux éléments communs des trois simulations.
- 3D-rappel : dans cette simulation, un rappel en température et en salinité est appliqué pour corriger les biais observés en terme de structure thermohaline. En pratique, il s'agit d'un rappel qui se rapproche d'un rappel newtonien dans la masse de la forme :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T - T_{ref})$$

Dans notre cas, τ vaut 40 jours si $(T - T_{ref})$ est inférieur à 4°C et 1 jour dans le cas inverse. De plus, $(T - T_{ref})$ est remplacé dans cette formule par $(\bar{T} - T_{ref})$ où \bar{T} est la moyenne de T le long de la côte. Ainsi, les structures de mésoéchelle pouvant se développer dans le modèle, qui se traduisent en terme de température par des champs $T' = T - \bar{T}$ ne sont pas atténuées comme dans le cas d'un rappel classique. Le rappel ne porte que sur le champ moyen, pas sur les anomalies relatives à ce champ moyen.

- 3D-gradient : Dans cette simulation, la circulation a été corrigée en imposant un gradient de pression supplémentaire parallèle à la côte entre 45m et 200m de profondeur, appelé G_p dans les équations de moment suivantes :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} + f.v - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - f.u - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{G_p}{\rho_o} \end{aligned}$$

Ainsi la moyenne de la vitesse géostrophique dirigée vers la côte est $U_g = -\frac{G_p}{f\rho_o}$. La valeur du gradient de pression est choisie de telle sorte que le transport géostrophique associé à ce gradient compense exactement le transport d'Ekman de surface.

$$-\int_{z=-200m}^{z=-45m} \frac{G_p(z)}{f\rho_o} dz = -T_{ek} = \frac{\tau_y}{f\rho_o}$$

La structure verticale du gradient de pression G_p est déterminée en distribuant équitablement le transport à chaque niveau vertical entre 45 et 200m de profondeur. De plus un rappel en température et salinité est imposé. Il ne porte que sur le champ moyen comme dans l'expérience précédente et la constante de temps est longue : 100 jours. L'objectif de ce rappel est uniquement de faciliter l'atteinte d'un état statistiquement stationnaire.

3.4 Sensibilité des caractéristiques physiques des modèles d'upwelling

Dans cette section j'étudie les caractéristiques essentielles des 3 modèles d'upwelling côtier considérés, sur la base de la troisième année de simulation. J'insiste sur deux aspects essentiels : l'écoulement moyen et la turbulence associée à l'écoulement.

3.4.1 Écoulement moyen

Présentation des diagnostics retenus

J'ai choisi d'analyser 3 champs pour étudier l'écoulement moyen. Le champ de température renseigne sur l'écart de température de surface entre la côte et le large. L'avantage de cet élément de validation est que les observations sont largement disponibles grâce aux satellites. Ensuite, la profondeur des eaux sources de l'upwelling est un élément de validation essentiel. Il s'agit de la profondeur des eaux du large ayant même température que les eaux d'upwelling.

Le deuxième diagnostic est l'étude de la circulation méridionale (ou parallèle à la côte). Ce diagnostic permet assez facilement la comparaison avec les observations. Les diverses observations à travers le monde montrent très clairement la présence d'un courant-jet d'upwelling dirigé vers l'équateur en surface à proximité de la côte et d'un sous-courant dirigé vers le pôle le long du talus continental [Fig. 1.3]. Ce sont sur ces éléments-là que je mettrai l'accent dans l'analyse des figures de vitesse méridionale.

Le dernier élément est la cellule de circulation zonale. Celle-ci est obtenue en définissant une fonction de courant associée au champs de vitesse zonale et verticale. La définition de la fonction de courant est possible car l'écoulement méridional moyen est constant le long de la côte. Par conséquent le champ de vitesse moyen le long de la côte (u, w) est non-divergent. Cette fonction de courant permet une bonne visualisation de la circulation d'upwelling. Dans les observations, cette fonction de courant ne peut pas être calculée puisque l'écoulement moyen parallèle à la côte n'a pas de raison d'être uniforme. L'élément de comparaison est donc la carte de vitesse perpendiculaire à la côte [Fig. 1.3].

Écoulement en grille 3D cyclique

Dans cette partie, je compare les trois diagnostics que je viens de présenter pour les 3 simulations effectuées avec des conditions aux frontières cycliques.

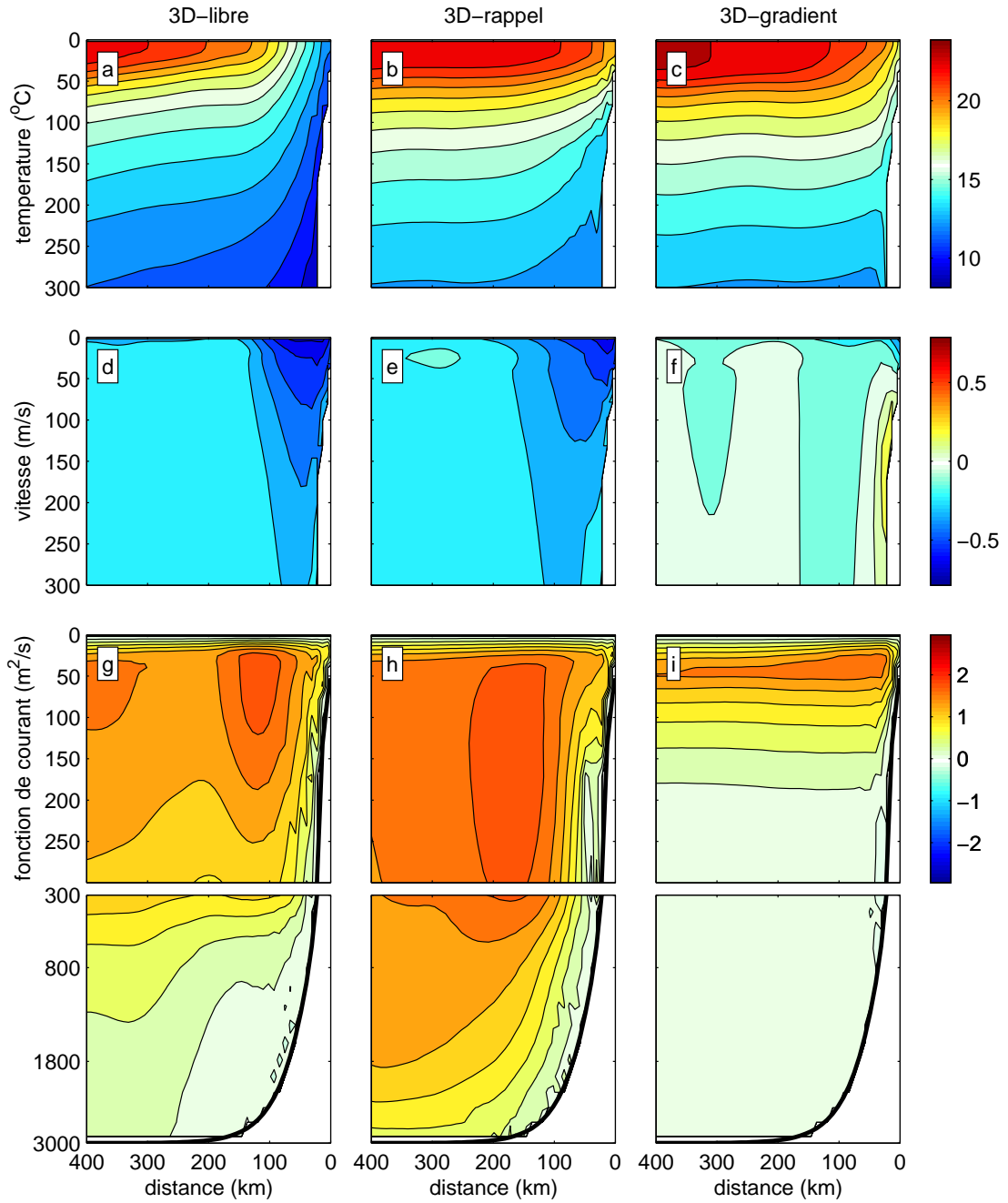


FIG. 3.5 – Température potentielle en moyenne méridionale (a-c), vitesse méridionale en moyenne méridionale (d-f) et fonction de courant zonale (g-i) pour les 3 simulations réalisées incluant la dynamique de mésoéchelle : 3D-libre (colonne de gauche), 3D-rappel (colonne centrale) et 3D-gradient (colonne de droite). Il s'agit de la moyenne sur la troisième année de simulation.

Commençons par la simulation dite libre (3D-libre). La fonction de courant est marquée par son étalement de la surface jusqu'au fond [Fig. 3.5g]. L'essentiel du courant de retour se fait entre 200 et 800m de profondeur. Au niveau du champ de température, la différence de température de surface entre la côte et le large est de 9°C [Fig. 3.5a]. Cette valeur dépasse largement les 3 à 4°C que montrent les observations dans les différents EBUS (Carr et Kearns, 2003). De plus la profondeur source de l'upwelling est de 250m (profondeur au large de l'isoline de température affleurant à la côte). Ceci dépasse la profondeur de 100 à 150m qui est couramment observée (Carr et Kearns, 2003). La vitesse parallèle à la côte est marquée par une circulation très intense vers l'équateur [Fig. 3.5d]. En particulier, un jet côtier est situé entre 0 et 100km de la côte, sur plus de 300m de profondeur. Son amplitude dépasse les 0.4 m/s entre 0 et 100m de profondeur sur 100km à partir de la côte. Par ailleurs, aucun sous-courant dirigé vers le pôle n'est observé. Cette simulation très irréaliste est caractérisée par une profondeur d'alimentation de l'upwelling trop profonde. Les caractéristiques des masses d'eaux upwellées en sont profondément affectées, puisque la différence de SST entre la côte et le large est deux fois plus grande que les observations.

La seconde simulation est celle utilisant un rappel en température et salinité pour corriger le biais observé en terme de caractéristiques de masse d'eau. Sous l'effet de cette correction, l'écart de température de surface entre le large et la côte est réduit à $3-4^{\circ}\text{C}$ [Fig. 3.5b]. L'alimentation se fait toujours par l'océan profond. La cellule est plus profonde que dans le cas 3D-libre : la circulation de retour est principalement distribuée sur les 1000m les plus profonds [Fig. 3.5h]. La représentation de la circulation parallèle à la côte est toujours aussi biaisée : un jet dirigé vers l'équateur très large (200km), très étendu sur la verticale (plus de 300m) et très intense (plus de 20 cm/s sur une large section). La réduction de l'intensité du gradient horizontal de température ne se traduit donc pas par une nette réduction de l'intensité de la circulation parallèle à la côte.

La troisième simulation utilisant un gradient de pression dans le sens parallèle à la côte présente un comportement radicalement différent. Le courant d'alimentation de l'upwelling se fait à la gamme de profondeur prescrite c'est-à-dire entre 50 et 200m de profondeur [Fig. 3.5i]. La conséquence de cette alimentation à bonne profondeur est un champ de température présentant une différence de température de surface de 4°C entre le large et la côte [Fig. 3.5c] et de plus une circulation parallèle à la côte nettement plus réaliste [Fig. 3.5f]. En surface près de la côte, un jet côtier très localisé avec une intensité de 20 cm/s environ. En subsurface le long du talus continental, un sous-courant dirigé vers le pôle s'étend de 50m à plus de 300m de

profondeur. L'intensité de ce sous-courant est d'environ 20 cm/s. En comparaison des observations au niveau du Cap Blanc, l'intensité du jet côtier est bonne et celle du sous-courant légèrement plus forte (Barton, 1998)[Fig. 1.3].

En conclusion, les simulations dans lesquelles le courant d'alimentation de l'upwelling n'a pas été paramétré présentent plusieurs défauts majeurs. Le courant d'alimentation de l'upwelling se fait en profondeur (plus de 200m). En conséquence, les caractéristiques des masses d'eau d'upwelling sont celles d'eaux trop profondes. Les eaux côtières sont alors trop froides et denses. Une autre conséquence est la médiocre représentation de la circulation parallèle à la côte. L'aide d'un rappel en température et salinité permet de corriger les biais en caractéristiques de masses d'eau mais ne corrige en rien la circulation méridionale. En revanche, l'utilisation d'un gradient de pression imposé corrige non seulement le biais en circulation zonale mais aussi en caractéristiques de masse d'eau. De plus, la représentation de la circulation parallèle à la côte est très fortement améliorée. La circulation inclut alors un courant-jet d'upwelling réaliste et un sous-courant bien positionné.

Écoulement en grille 2D

Dans cette section, je vais comparer les résultats obtenus à l'aide d'un modèle sur une grille 2D aux résultats obtenus précédemment sur la grille 3D cyclique. La question est de savoir si les précédentes conclusions peuvent être étendues à une grille 2D. Ma motivation pour cette extension vient du fait que les modèles sur grille 2D ont été plus utilisés que les modèles sur grille 3D avec conditions aux frontières cycliques.

Pour cela, j'ai réalisé des expériences analogues aux précédentes sur la grille 2D. Il y a donc un modèle libre (2D-libre), un modèle à rappel en température et salinité (2D-rappel) et enfin le modèle à gradient de pression (2D-gradient). La figure 3.6 montre que les deux simulations sans gradient de pression additionnel donne des résultats qualitativement similaires aux expériences en grille 3D. On notera simplement un jet dirigé vers l'équateur encore plus intense (60 cm/s) mais également moins large (environ 100km contre 150-200km sur la grille 3D) [Fig. 3.6d,e].

Dans la simulation 2D-gradient, la fonction de courant est globalement similaire à celle de 3D-gradient [Fig. 3.6i]. Sa valeur est réduite à proximité de la côte, ce qui implique un upwelling moindre dans une bande côtière de 50km de large. La raison de cette réduction est la grande épaisseur de la couche d'Ekman dans cette simulation. La température est homogène sur 50-60m ce qui facilite l'approfondissement de profondeur d'Ekman. La grande épaisseur de la couche de mélange dans 2D-gradient par rapport à 3D-gradient peut s'expliquer par l'absence de circulation

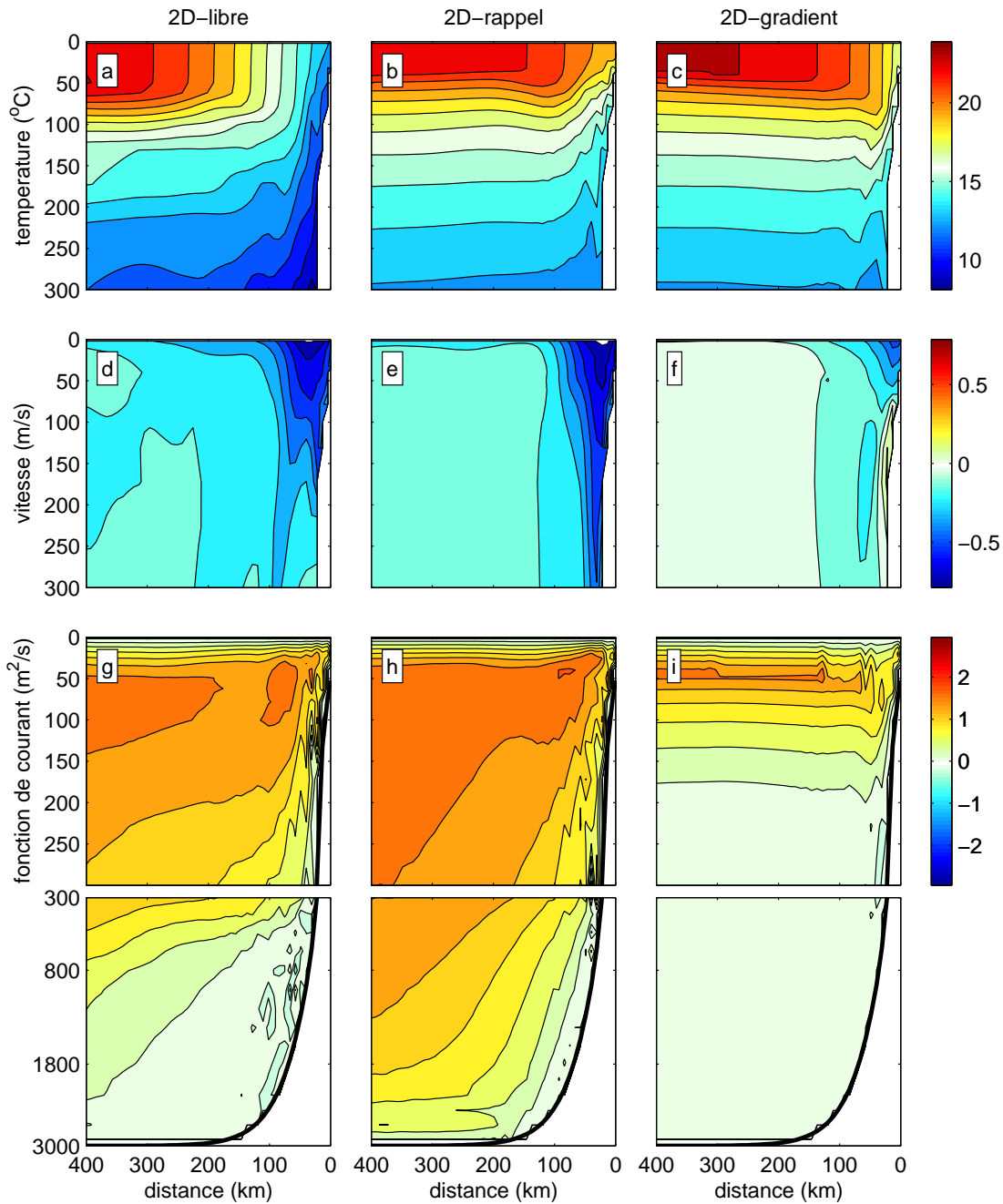


FIG. 3.6 – Température potentielle en moyenne méridionale (a-c), vitesse méridionale en moyenne méridionale (d-f) et fonction de courant zonale (g-i) pour les 3 simulations réalisées incluant la dynamique de mésoéchelle : 2D-libre (colonne de gauche), 2D-rappel (colonne centrale) et 2D-gradient (colonne de droite). Il s'agit de la moyenne sur la troisième année de simulation.

de mésoéchelle qui joue un rôle important dans la restratification de la colonne d'eau (Madec et al., 1991). Le modèle utilisé suppose d'imposer le gradient de pression en dessous de la couche d'Ekman. Cette expérience démontre une grande robustesse en cas de recouvrement de la couche d'Ekman par le gradient de pression. Dans ces conditions, une réponse appropriée serait de décaler de quelques mètres la gamme de profondeur où est appliqué le gradient de pression. D'autre part, la circulation parallèle à la côte reste très bonne. L'intensité du jet côtier est renforcée par rapport à 3D-gradient (30-40 cm/s) [Fig. 3.6f], ce qui peut s'expliquer ainsi : l'instabilité barocline a tendance à prendre de l'énergie aux champs moyens pour la transférer aux petites échelles dans le modèle 3D. La réduction de l'intensité du jet côtier en 3D est tout à fait compatible avec ce transfert d'énergie. En revanche, l'intensité du sous-courant n'est pas modifiée.

En conclusion, les remarques faites sur la grille 3D sont globalement également valables en modélisation purement 2D. La principale différence est l'intensification du jet côtier en grille 2D dans toutes les simulations. Cette intensification est vraisemblablement associée à l'absence de transfert d'énergie des champs moyens vers la turbulence via l'instabilité barocline du front d'upwelling. Le modèle 2D-gradient présente une légère altération de la circulation due à un approfondissement excessif de la couche d'Ekman. Ce défaut est lié à la difficulté d'équilibrer thermodynamiquement un front d'upwelling sans faire intervenir les structures de mésoéchelle, qui ont en effet un fort impact de restratification. Néanmoins le modèle s'est révélé être robuste y compris dans ces conditions peu stratifiées. La paramétrisation du courant d'alimentation de l'upwelling peut tout à fait être introduite dans les modèles 2D.

3.4.2 Dynamique de mésoéchelle et énergie cinétique turbulente

Après avoir décrit les améliorations apportées par le gradient de pression parallèle à la côte sur la circulation moyenne, je vais traiter de l'incidence de ce choix sur la dynamique de la turbulence de mésoéchelle. Dans cette optique, les 3 simulations résolvant la turbulence sont comparées : 3D-libre, 3D-rappel et 3D-gradient. Dans un premier temps, j'analyserai des champs physiques instantanés. Dans un second temps, j'utiliserai l'énergie cinétique turbulente comme diagnostique plus quantitatif. Deux éléments me paraissent importants : le niveau d'énergie cinétique turbulente à la surface de l'océan et la répartition de cette énergie entre les composantes parallèle et perpendiculaire à la côte.

Pour étudier les structures de mésoéchelle se développant dans les différentes

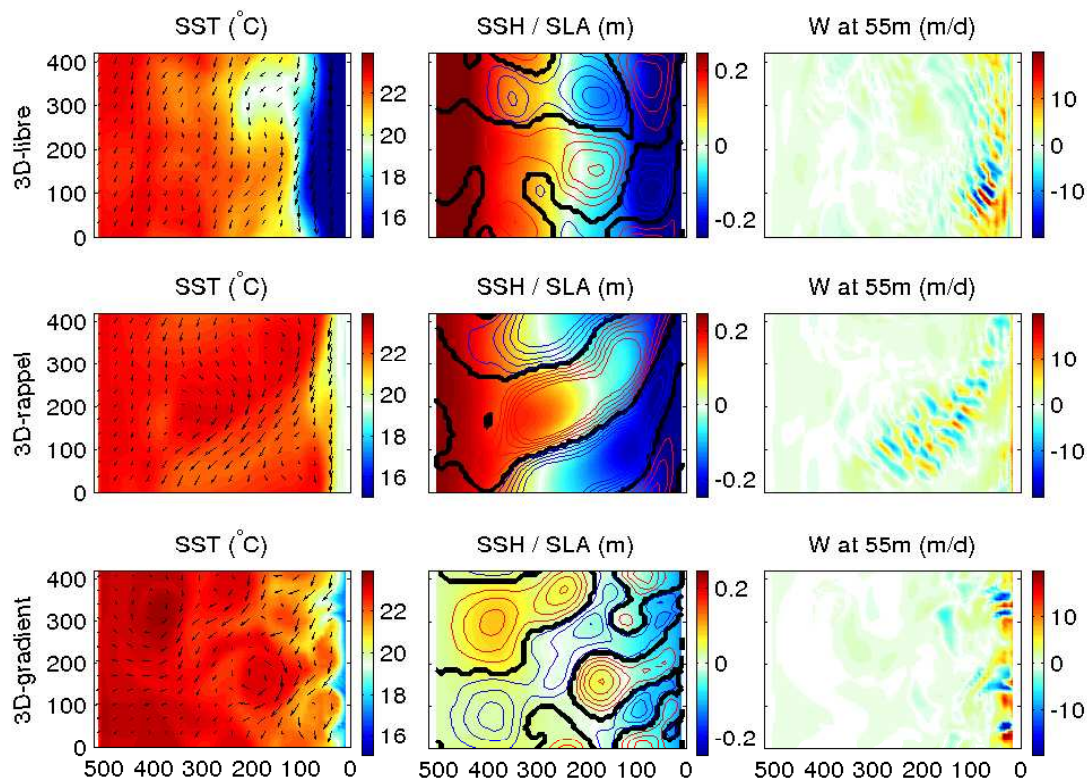


FIG. 3.7 – température de surface ($^{\circ}\text{C}$, à gauche), hauteur de la mer et anomalie de hauteur de mer (m, au centre) et vitesse verticale à 55m (m/jour, à droite) pour les 3 simulations autorisant le développement de structures mésoéchelles.

simulations, j'ai choisi 3 champs fortement marqués par celle-ci : la température de surface, l'anomalie de hauteur de la mer et la vitesse verticale à 55m. L'anomalie de hauteur de mer est obtenue en retranchant la moyenne dans la direction parallèle à la côte. Elle donne une vision plus intégrée sur la verticale que la température de surface. La vitesse verticale à 55m est choisie car elle porte fortement la signature des structures dynamiques et a un impact important sur la biogéochimie marine car elle pilote les échanges verticaux à proximité de la couche euphotique, là où l'écosystème est sensible aux apports de nutriments.

Avant de détailler les structures de mésoéchelle, il est intéressant de constater comment les différences précédemment évoquées se traduisent sur les champs choisis. Tout d'abord, le biais en température de la simulation 3D-libre se traduit par une bande froide extrêmement marquée le long de la côte (en dépit de la troncature de la barre de couleur) [Fig. 3.7a]. D'autre part la différence de circulation parallèle à la côte se traduit en terme de profil de hauteur de la mer perpendiculaire à la côte. Dans la simulation 3D-gradient, la différence entre le large et la côte est de l'ordre

de 10-15cm. Dans les deux autres simulations, elle est de l'ordre de 40cm.

Les structures de mésoéchelle ont une taille caractéristique imposée dans une certaine mesure par la condition de périodicité. Dans les trois simulations, on trouve au large une alternance d'une structure positive et d'une structure négative d'anomalie de hauteur de la mer. On peut donc parler de mode 1 puisque la longueur d'onde correspond à la taille du bassin. Le diamètre des structures associées est de 200km. C'est la taille typique des tourbillons dans l'océan Atlantique à 20°N. La longueur du bassin a été choisie à 400km pour cette raison. Par ailleurs, un test effectué sur le modèle 3D-rappel a montré qu'un mode 4, de longueur d'onde 350-400km se développait dans un bassin de 1500km de long. Cela signifie bien que le développement d'une longueur d'onde de 400km est proche du développement d'ondes libres. En somme, la longueur d'onde que j'ai imposé en déterminant la longueur du bassin correspond à celle qui se développe sans condition de périodicité.

Dans les simulations 3D-libre et 3D-rappel, c'est un mode 1 qui se développe quelle que soit la distance à la côte. Le comportement de 3D-gradient est très différent puisqu'un mode 3 ou un mode 4 se développe dans les premiers 100km à partir de la côte [Fig. 3.7h]. Ces nombres de mode correspondent à une longueur d'onde de 100 à 130km. Or 100km correspond à la longueur d'onde la plus instable de l'instabilité barocline d'un front d'upwelling selon la théorie de l'analyse linéaire pour l'upwelling de Californie (Barth, 1994). Les perturbations liées à l'instabilité barocline sont également visibles sur les vitesses verticales [Fig. 3.7i]. Une alternance de vitesses positives et négatives a lieu à proximité de la côte. En moyenne, c'est bien sûr les vitesses positives qui dominent le transport puisqu'il y a upwelling côtier. Toutefois, il y a un contraste important avec les champs de vitesse verticale de 3D-libre et 3D-rappel où la vitesse verticale est positive quasiment tout au long de la côte [Fig. 3.7c,f].

En revanche dans ces mêmes simulations, des alternances positives et négatives sont visibles plus au large [Fig. 3.7c,f]. La longueur d'onde associée est de l'ordre de 30 à 40km. Il peut s'agir d'ondes proche-inertielles bien que les champs soient des moyennes de 3 jours c'est-à-dire exactement 2 périodes d'inertie. Une autre possibilité est que ce soit un mode d'instabilité frontal. Ce mode a en effet une longueur d'onde caractéristique autour de 20km (Barth, 1994). Enfin, il est intéressant de noter que ces structures sur les vitesses verticales sont localisées plutôt dans les régions d'anomalies négatives de hauteur de la mer. Il s'agit aussi de zone d'export vers le large, visible en température de surface sous la forme d'un filament froid.

Les différences observées sur les champs de surface ont un impact sur l'énergétique du système. Pour étudier cela, j'ai calculé l'énergie cinétique turbulente (EKE) en

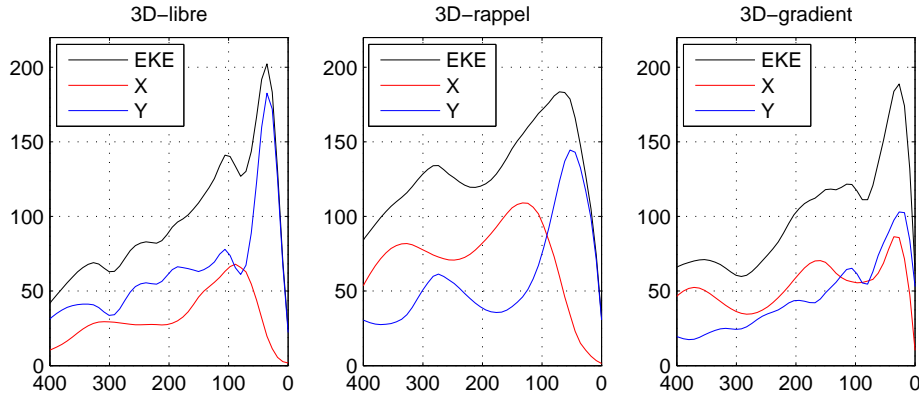


FIG. 3.8 – Profil perpendiculaire à la côte d'énergie cinétique turbulente pour les simulations incluant le développement de structures mésoéchelles (3D-libre, 3D-rappel et 3D-gradient). En noir : l'énergie cinétique totale (en cm^2/s^2), en rouge : la contribution suivant X (perpendiculaire à la côte), en bleu : la contribution suivant Y (parallèle à la côte).

fonction de la distance à la côte [Fig. 3.8]. Ce calcul est relatif au choix d'un champ moyen. L'opérateur de moyenne choisi est la moyenne spatiale dans la direction parallèle à la côte. Dans les 3 simulations, la valeur de l'EKE de surface est d'environ 100 à 150 cm^2/s^2 en moyenne sur 400km à partir de la côte. Un maximum apparaît à moins de 100km de la côte : environ 30km pour 3D-gradient, 40km pour 3D-libre et 70km pour 3D-rappel. La valeur maximale atteinte varie entre 180 et 200 cm^2/s^2 . Les pics sont proches en valeur mais ont une forme différente. Dans 3D-rappel, le pic est plus large que dans les 2 autres simulations. De plus, des comportements contrastés apparaissent au delà de 100km de la côte. L'EKE de la simulation 3D-rappel décroît doucement pour atteindre 100 cm^2/s^2 à 400km de la côte. Dans les deux autres simulations cette valeur de 100 cm^2/s^2 est atteinte à seulement 200km de la côte. La conclusion marquante reste une allure de courbe d'EKE similaire dans les 3 simulations et un niveau moyen assez proche.

Dans les simulations 3D-libre et 3D-rappel, le pic d'EKE est dû essentiellement à la composante parallèle à la côte. En revanche dans la simulation 3D-gradient, le pic est constitué à parts égales entre les deux composantes. Entre 100 et 300km de la côte, les deux composantes ont sensiblement le même ordre de grandeur dans 3D-gradient. Dans 3D-libre, la composante parallèle à la côte est supérieure à la seconde partout. Dans 3D-rappel, c'est au contraire la composante perpendiculaire à la côte qui est plus grande d'un facteur 2 au large. L'énergie cinétique est donc pratiquement isotrope dans 3D-gradient alors qu'elle est très polarisée dans les deux autres simulations. Cette polarisation est due à la présence de structures exclusivement de

grande échelle (200km). Elles ont donc une circulation essentiellement parallèle à la côte à proximité de celle-ci. Dans la simulation 3D-gradient, la présence d'instabilités de petite taille permet d'avoir des zones de circulation perpendiculaire à la côte beaucoup plus proche de la côte. La polarisation de l'EKE est importante car c'est la composante perpendiculaire à la côte qui représente l'énergie des échanges côte-large.

La différence de dynamique de mésoéchelle entre les 3 simulations s'explique vraisemblablement par les différences de structures des champs de courant et de vorticité potentielle. En particulier, le cisaillement de courant entre le jet côtier et le sous-courant a probablement un rôle important dans la génération d'une instabilité barocline plus forte dans 3D-gradient.

3.5 Conclusion

Ce chapitre a tout d'abord été l'occasion de décrire le cadre de la modélisation dans lequel je me suis placé. J'ai en particulier présenté le modèle de circulation océanique OPA et le modèle d'écosystème LOBSTER. La configuration que j'ai développée permet de représenter la circulation océanique le long d'une côte soumise à un upwelling côtier. Il s'agit d'un modèle idéalisé périodique avec des propriétés uniformes le long de la côte autorisant des simulations relativement longues, c'est-à-dire de plusieurs années, alors que d'autres études utilisent des simulations bidimensionnelles courtes pour étudier les phénomènes transitoires, en raison des biais de masses d'eau.

Le point essentiel de ce chapitre a été l'étude de la sensibilité de la dynamique au choix d'imposer un gradient de pression supplémentaire dans l'équation d'évolution du moment. En l'absence de ce gradient de pression, le courant de subsurface compensant le transport d'Ekman s'établit en profondeur, alors que les caractéristiques des eaux d'upwelling observées dans la réalité montrent que la profondeur d'origine est de l'ordre de 100m. Ce biais est dû à l'impossibilité d'établir une circulation géostrophique dirigée vers la côte puisque le gradient de pression parallèle à la côte est nul. La compensation se fait donc avec des termes agéostrophiques. En imposant un gradient de pression auquel est associé un courant géostrophique de transport total opposé au transport d'Ekman et situé entre 45 et 200m, les caractéristiques des eaux d'upwelling sont conformes aux observations. Une autre solution envisagée est de corriger les caractéristiques des masses d'eau à l'aide d'un rappel. J'ai donc évalué les 3 solutions : la solution de départ sans correction, la solution corrigeant le biais en caractéristiques T,S de masse d'eau à l'aide d'un rappel et la solution

corrigeant en imposant un gradient de pression additionnel. Outre le biais en caractéristiques des eaux d’upwelling, la première solution conduit à une structure des courants parallèles à la côte fortement irréaliste, sans sous-courant, mais avec un courant-jet extrêmement intense et beaucoup trop étendu. La solution avec rappel permet de corriger le biais en température mais en revanche ne présente aucune amélioration en terme de circulation. L’adjonction du gradient de pression permet en revanche non seulement de corriger le biais en caractéristiques de masse d’eau, mais aussi de proposer une circulation parallèle à la côte tout à fait réaliste avec un sous-courant dirigé vers le pôle et un courant-jet d’upwelling bien positionnés et d’intensité raisonnable.

L’amélioration de la circulation s’est également traduit par un plus grand réalisme de la turbulence de mésoéchelle présente dans le modèle. Le fait d’avoir corrigé la circulation produit des conditions plus favorables à l’instabilité barocline, notamment en reproduisant le cisaillement vertical de vitesse lié à la présence d’un sous-courant. En conséquence, dans cette simulation avec gradient de pression, la circulation de mésoéchelle est fortement marquée par des structures de longueur d’onde de 100km environ. Au large on trouve également des tourbillons de mésoéchelle de diamètre d’environ 200km, comme dans les deux autres simulations et comme dans l’océan atlantique à la latitude de 20° . Une différence notable entre la simulation avec gradient de pression et les deux autres simulations est la répartition de l’énergie cinétique turbulente entre les directions parallèle et perpendiculaire à la côte. Elle est à peu près équivalente dans 3D-gradient alors que l’EKE est pratiquement uniquement due à la composante parallèle à la côte dans les deux autres simulations à proximité de la côte. Cela s’explique par la taille des structures présentes. Avec uniquement des grandes structures, les anomalies de vitesses sont essentiellement parallèles à la côte. En conséquence les échanges côte-large dûs à la circulation mésoéchelle sont réduits dans les simulations 3D-libre et 3D-rappel et beaucoup plus importants et réalistes dans 3D-gradient. Le niveau global d’EKE est relativement similaire dans les 3 simulations.

Chapitre 4

Impact de la dynamique de mésoéchelle

4.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous analysons l'impact de la dynamique de mésoéchelle sur les propriétés biogéochimiques des EBUS. Nous utilisons pour cela le modèle analysé dans le chapitre 3. La motivation pour cette étude vient principalement de la présence de filaments riches en chlorophylle dans les EBUS. A ce titre, ce genre de structure est donc à même d'étendre vers le large la bande côtière riche. Une seconde problématique apparaît lorsqu'on s'intéresse aux bilans sur la région côtière plus large qui dépasse la zone d'action directe de la dynamique de mésoéchelle. Est-ce que la dynamique de mésoéchelle n'a qu'une action de mélange, d'élargissement de la bande côtière riche ? Ou bien fait-elle baisser ou augmenter la production primaire et la richesse en phytoplancton ? C'est à ces questions que je propose une réponse dans ce chapitre.

L'impact de la turbulence de mésoéchelle a été largement étudié dans le cas de l'océan ouvert (Lévy, 2008). Les tourbillons et les filaments de submésoéchelle modulent les apports de nutriments, ce qui affecte la production primaire nouvelle, le contenu en phytoplancton et les autres propriétés biogéochimiques. Un autre effet est la subduction du phytoplancton à l'intérieur des filaments de submésoéchelle (Mahadevan et Archer, 2000; Lévy et al., 2001; Lévy et Klein, 2004). Le bilan de ces deux processus ayant un effet inverse sur le contenu en phytoplancton est généralement dominé par les apports de nutriments. L'intensification de la dynamique de mésoéchelle favorise généralement la production primaire et accroît le contenu en phytoplancton dans l'océan ouvert. L'objectif de cette étude est d'analyser l'impact de la turbulence de mésoéchelle dans le cas des EBUS. Est-ce que la présence d'un upwelling côtier

affecte la sensibilité des propriétés biogéochimiques à la turbulence océanique ?

Cette étude a donné lieu à l'écriture d'un article soumis dans *Journal of geophysical research* et reproduit dans ce chapitre. Il y a sera fait référence sous le nom SUB08.

4.2 Résumé de SUB08

Le modèle idéalisé d'upwelling côtier, dont les caractéristiques dynamiques et physiques ont été décrites et analysées dans le chapitre 3, est utilisé dans sa version couplée avec le modèle d'écosystème LOBSTER. Il représente la circulation le long d'une côte infinie à l'aide de conditions aux frontières cycliques. Le courant dirigé vers la côte est paramétré par un courant géostrophique localisé au coeur de la thermocline, grâce à l'introduction d'un gradient de pression additionnel parallèle à la côte dans les équations d'évolution du moment. Ainsi, une circulation typique des EBUS est représentée avec un courant-jet en surface le long de la côte, un sous-courant le long du talus continental, une circulation de mésoéchelle présentant des tourbillons et des structures de plus petite échelle associées à l'instabilité du courant-jet d'upwelling, et enfin des eaux d'upwelling ayant des caractéristiques en température et salinité réalistes.

L'approche suivie consiste à comparer une simulation présentant une circulation de mésoéchelle (EDDY) à une simulation sans dynamique de mésoéchelle (NO_EDDY), ayant la même circulation moyenne. La seconde simulation est obtenue en effectuant une simulation "offline", en utilisant la moyenne à la fois en temps et le long de la côte de la simulation EDDY. Les deux simulations ne diffèrent donc que par l'action de la dynamique de mésoéchelle sur les propriétés biogéochimiques. La largeur de la bande côtière riche en phytoplancton augmente, passant de 120km à 200km par la présence de la circulation de mésoéchelle en raison de la localisation différente de la production primaire nouvelle. La NPP est concentrée sur une bande de 80km de large dans NO_EDDY, alors qu'elle est répartie sur 200km de largeur dans EDDY. Cet étalement est due à l'advection vers le large des nutriments et du phytoplancton par les filaments.

Un bilan biogéochimique est réalisé pour mesurer l'impact de la dynamique de mésoéchelle sur les propriétés biogéochimiques intégrées à la fois verticalement et horizontalement. Pour cela, une boîte appelée CTZ est définie. Elle est située entre la côte et 300km au large, cette distance étant supérieure au diamètre des tourbillons à savoir 200km. Le boîte est limitée verticalement par les profondeurs 0m et 55m. Le contenu est phytoplancton dans la boîte CTZ est réduit de 17% en présence de

dynamique de mésoéchelle. Pourtant, les apports de nitrate et la production primaire totale sont très similaires dans les deux simulations et ne peuvent expliquer la différence en phytoplancton. Une autre différence essentielle est le flux vertical de phytoplancton : dans la simulation avec dynamique de mésoéchelle, les flux turbulents de phytoplancton induisent un fort export vertical alors que l'advection verticale de phytoplancton est très faible en l'absence de circulation de mésoéchelle. Ainsi, l'export constitué par le transport hors de la boîte CTZ du phytoplancton ainsi que du zooplancton et des détritiques ne constitue que 4% de l'export total d'azote dans NO_EDDY mais atteint 19% dans EDDY dont la majeure partie est constituée de l'export de phytoplancton. Les flux turbulents de phytoplancton modifient donc fortement la façon dont le flux d'azote apporté en surface par l'upwelling sous forme de nitrate est compensé par un export de matière organique. Néanmoins, on notera que l'export total est similaire dans les deux simulations, les autres termes contribuant à l'export compensant la différence d'export vertical de phytoplancton.

Le rôle de la dynamique de mésoéchelle est précisé en calculant le dépôt de matériaux biogéochimiques associés. Il s'agit de l'opposé de la divergence des flux turbulents. L'analyse du dépôt par la circulation de mésoéchelle montre que les nitrates sont déplacés de la région côtière proche de la surface (0-20m) vers le large à plus grande profondeur (10-50m). Le phytoplancton est exporté d'une couche superficielle de 20m d'épaisseur vers une couche intermédiaire située à une profondeur comprise entre 30 et 80m. La circulation de mésoéchelle a tendance à enrichir la région côtière en zooplancton alors que la circulation moyenne a tendance à l'appauvrir.

Les flux turbulents ont été analysés en terme de diffusion. Des coefficients de mélange horizontaux et verticaux ont été calculés. Les coefficients horizontaux sont variables suivant les compartiments avec environ $1500 \text{ m}^2/\text{s}$ pour les nitrates et environ $2500 \text{ m}^2/\text{s}$ pour le phytoplancton et le zooplancton. Une baisse de ces coefficients est constatée à proximité de la côte. Les coefficients verticaux présentent des variations nettement plus grandes que dans le cas horizontal. Il est positif pour le phytoplancton alors qu'il est essentiellement négatif pour les nitrates.

4.3 Article SUB08

Impact of mesoscale structures on an idealized coastal upwelling ecosystem

C. Lathuilière, V. Echevin, M. Lévy and G. Madec.

LOCEAN/IPSL, UPMC/CNRS/IRD/MNHN, Paris, France

submitted to *Journal of Geophysical Research* (Aug. 2008)

Abstract

An idealized model of coastal upwelling is built to address the impact of mesoscale activity on marine ecosystem. A primitive-equation circulation model is coupled to a 6-component ecosystem model. The model mimics coastal upwelling along an infinite straight coast with north-south cyclic boundary conditions. Thanks to the parametrization of the onshore flow in the thermocline, the circulation captures the typical characteristics of the coastal upwelling region : an equatorward coastal jet, a poleward undercurrent along the continental slope, a cross-shore difference of 4 °C in surface temperature and mesoscale eddies and filaments. The impact of mesoscale variability on the ecosystem is studied by comparing an eddying simulation to a non-eddying simulation. A spreading of the phytoplankton bloom is found in the eddying simulation. The width of the productive coastal band is increased from 80km to 200km by the mesoscale activity. A biogeochemical budget carried out on the 300km-wide coastal band provides evidence that mesoscale activity decreases the total phytoplankton content mainly by exporting a significant part of the surface phytoplankton below the euphotic layer. In presence of mesoscale activity, the downward and offshore export of phytoplankton, zooplankton and detritus significantly contributes to total export of organic matter out of the surface coastal ocean, whereas this contribution to export is weak in the non-eddying case.

1. Introduction

Ecosystems in eastern boundaries upwelling system are well known for their high productivity [Carr and Kearns, 2003]. In those regions, the trade winds drive coastal upwelling. As a consequence, a vertical flux of nutrient enhances primary production near the shore. A sharp contrast is therefore observed between the chlorophyll-rich coastal area and the more oligotrophic chlorophyll-poor open ocean.

Eastern boundary upwelling systems (EBUSs) are also characterized by a strong mesoscale activity. An intense surface eddy kinetic energy has been measured both from satellite-derived geostrophic velocity and from model studies in most of the EBUSs [Marchesiello et al., 2003; Penven et al., 2005; Lathuilière et al., 2008].

Different processes contribute to this high mesoscale activity. The main ones are the baroclinic instability of the upwelling jet [McCreary et al., 1991 ; Barth, 1994 ; Durski et al., 2005], the radiation of the coastal jet into Rossby waves and the propagation of coastal trapped waves [Philander and Yoon, 1982].

This mesoscale activity has a strong impact on biological activity as shown by ocean color images. At large scales ($O(100-1000\text{km})$), ocean color images show that the coastal regions are chlorophyll-rich [Carr and Kearns, 2003 ; Lathuilière et al., 2008]. At mesoscale scale ($O(10-100\text{km})$), patchy chlorophyll distributions are collocated with dynamical structures. The most noticeable feature is the high chlorophyll concentration in upwelling filaments [Chavez et al., 1991, Bricaud et al., 1987, Van Camp et al., 1991].

In the open ocean, it is now well established that marine ecosystems are sensitive to the mesoscale dynamics [see Lévy (2008) for a review]. Mesoscale eddies modulate the nutrient flux into the well-lit euphotic layer. Eddies induce the shoaling and the deepening of isopycnals. The upwelling associated with the shoaling of isopycnals injects nitrate into the surface layer, which stimulates phytoplankton growth [McGillicuddy et al., 1998]. Horizontal processes are also responsible for the fertilization of the surface layer [Oschlies, 2002 ; Williams and Follows, 2003 ; Lévy, 2003]. Submesoscale activity also modulates the biogeochemical budgets through localized upwelling in submesoscale filaments and phytoplankton subduction [Mahadevan and Archer, 2000 ; Lévy et al., 2001b ; Lévy and Klein, 2004]. Another effect of mesoscale and submesoscale turbulence is its influence on the restratification of the upper ocean. Changes in the stratification affect the input of nutrient and the light conditions and thus enhance or inhibit primary production [Lévy et al., 2005]. In most cases in the open ocean, the intensification of turbulence enhances primary production and increases the phytoplankton content.

The purpose of this study is to investigate this issue in the context of coastal upwelling. EBUS differs from open ocean by the higher richness in nutrient driven by coastal upwelling. Eddies may act to redistribute the nutrient horizontally and vertically. An indication of the relationship between biological activity and turbulence is provided by the observed anticorrelation between horizontal mixing and chlorophyll concentration [Rossi et al., 2008]. The mechanisms responsible for this anticorrelation are not explained yet.

Several model approaches have started giving us some insights on the ecosystem dynamics in EBUSs. Two-dimensional vertical and cross-shore modeling experiments were conducted to study phytoplankton and zooplankton patterns in relationship with physical and biological forcings [Edwards et al., 2000, Spitz et al., 2003]. They

capture the main characteristics of the phytoplankton bloom and the ecosystem is structured by the offshore advection : nitrate is high at the coast, the phytoplankton peak is localized offshore and the zooplankton peak further offshore. One of the shortcoming of two-dimensional experiment is that the surface circulation is only driven by the Ekman transport. More recently, three-dimensional ocean circulation models coupled with ecosystem models have displayed a mesoscale circulation associated with eddies and filaments, superimposed on the Ekman circulation [Spitz et al., 2005 ; Gruber et al., 2006]. The 3D nature of this circulation strongly modifies the spatial structure of the upwelling ecosystem as suggested by Gruber et al. [2006]. The succession of the nitrate, phytoplankton and zooplankton peakss is modified by the onshore-offshore exchanges driven by the mesoscale circulation. The maximum of nitrate, phytoplankton and zooplankton are localized near the coast in contrast to the two-dimensional ecosystem model [Gruber et al., 2006]. However, those realistic three-dimensional models differ from idealized two-dimensional models not only by the presence of mesoscale circulation but also by the alongshore variation of mean properties as for instance the alongshore currents and by the propagation of remote forcing. As a consequence, isolating the impact of mesoscale circulation among the various processes affecting the coastal upwelling ecosystem is difficult.

The objective of this paper is to understand the mechanisms by which mesoscale features affect upwelling ecosystems and to quantify this impact. The approach we use in this study is to compare idealized simulations having the same mean circulation, but including and excluding mesoscale dynamics. In that way, the difference between the two runs is only related to the impact of mesoscale circulation.

The paper is organized as follows. In section 2, the model and diagnostics used for the analysis are presented. In section 3, we first give an overview of the mean circulation and of the dynamical structures. Then we compare the experiment with and without mesoscale structures. Advective eddy fluxes are computed to quantify the redistribution of biogeochemical material, both in lateral and vertical direction. A biogeochemical budget is then carried out to measure the total impact of mesoscale circulation within the 300km wide coastal region. Finally, section 4 emphasizes the role and the nature of the eddy fluxes and conclusions are presented in section 5.

2. Methods and model setting

2.1. Physical model

The ocean circulation model we use is NEMO v2 (Nucleus for European Modelling of the Ocean, second version) [Madec et al., 1998 ; Madec, 2008]. This primitive-

equation ocean model is formulated in z-coordinates with partial steps at the bottom [Pacanowski and Gnanadesikan, 1998]. Tracer and momentum are advected using the TVD advection scheme, which insures positivity [Zalesak, 1979; Lévy et al., 2001a]. Horizontal diffusion for momentum and tracers uses a bi-harmonic operator, with diffusivity and viscosity coefficients set to $-5.10^9 \text{ m}^2/\text{s}$. The vertical mixing scheme is a TKE parametrization [Blanke and Delecluse, 1993]. The horizontal grid is regular and the grid spacing is $1/12^\circ$, which is roughly half of the third Rossby radius of deformation of the initial state. The domain zonal width is 500km and its meridional extension is 400km. The thickness of the 30 vertical levels varies from 225m at the bottom to 4m at the surface. The bottom topography is uniform along-shore. It includes a shelf, a continental slope and further offshore a flat bottom at 3000m representing an alongshore average topographic profile for the Northwest African coast [Fig. 4.1].

The idealized configuration mimics the ocean circulation along an infinite straight meridionally-oriented coast, and uses North-South cyclic boundary conditions. This type of boundary conditions preclude large scale alongshore gradients. In particular, the Coriolis factor is necessarily constant to its value at a latitude of approximately 20°N , corresponding to an inertial period of 36 hours. Moreover, the large scale alongshore pressure gradient associated with the density field is necessarily nil, preventing any onshore-offshore mean geostrophic velocity. Under these conditions, the mean onshore-offshore velocities is therefore ageostrophic and can only occur in the Ekman surface layer and in the bottom frictional layer. Thus, the offshore horizontal water flux in the surface Ekman layer is balanced by a onshore transport in the bottom frictional layer [Allen et al., 1995; Spitz et al., 2003]. However, the temperature and salinity of the upwelled waters indicate that they were initially at a depth around 100-150m [Carr and Kearns, 2003], suggesting that the onshore current is localized in the thermocline. An alongshore pressure gradient driving an onshore geostrophic current is thus necessary in theoretical coastal upwelling models [Hurlburt and Thompson, 1973]. The modelling experiments of the Californian EBUS confirm the geostrophic nature of the onshore flow [Capet et al., 2008]. Thus, in order to faithfully mimic this subsurface circulation in the present model, an alongshore pressure-gradient is added to the pressure gradient derived from the density field. This prescribed alongshore pressure gradient is adjusted to drive a more realistic onshore transport, which compensates the Ekman transport. This transport is vertically distributed with between 44m and 198m in the core of the thermocline below the maximum mixed layer depth.

The surface heat and salt fluxes are determined using the CLIO bulk formulae

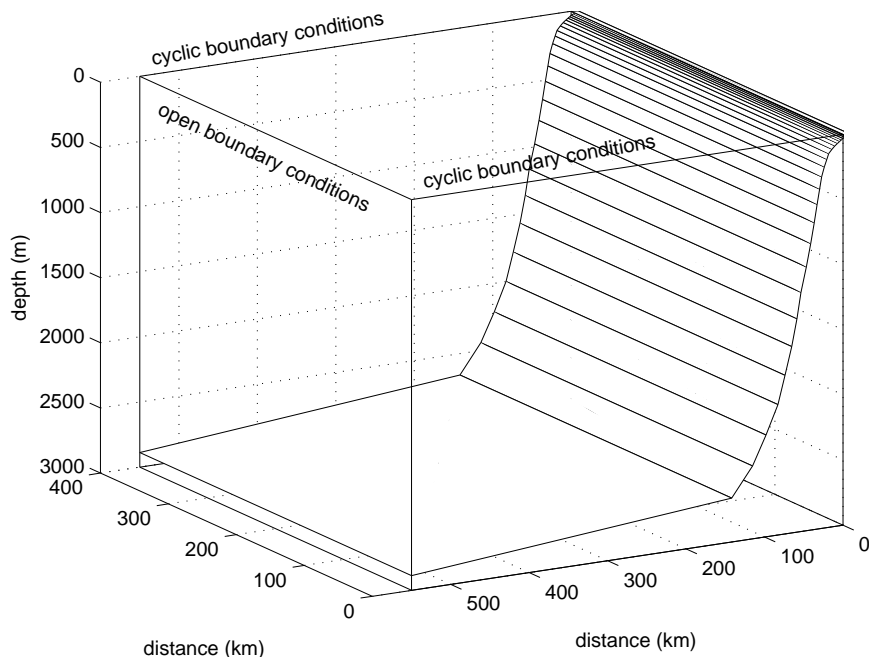


FIG. 4.1 – Bathymetry as a function of the distance from the coast. The vertical levels are projected on the bottom topography.

[Madec, 2008]. All fields that enter the bulk formulae are set to annual mean spatially uniform values. In particular, they do not include a seasonal cycle. The air temperature, the 10-m wind speed, the specific humidity, the cloud cover and the precipitation are derived from the COADS climatology along the northwest African coast at 20°N. The wind stress is alongshore-oriented and set to 0.075 N/m², the annual mean of alongshore QuikSCAT wind stress in this region [Lathuilière et al., 2008].

Open boundary conditions (hereinafter OBC) are imposed at the western boundary of the basin [Treguier et al., 2001]. The OBC algorithm combines a radiation condition with a relaxation to a reference data set. The inflow or outflow condition is determined from c_n , the component of the phase velocity normal to the boundary. In case of inflowing, the OBC is a relaxation to boundary data with a 40-day time scale. In case of outflowing, an advection term is computed using c_n as the velocity across the boundary. This algorithm requires boundary data including temperature and salinity and normal velocity. In this study, the boundary temperature and salinity are those of the initial state and the normal velocity at the boundary is determined from the interior velocity by continuity, allowing the Ekman transport and its compensation in subsurface across the boundary. A sponge layer with an harmonic viscosity of 200 m²/s is applied within 80km from the open boundary to

damp the artificial propagation of near-inertial waves from the open boundary into the model domain.

An internal damping is applied on the temperature and salinity field to reach a steady state within a reasonable time. Let us consider a model variable ϕ , which can be either temperature or salinity, its alongshore mean $\bar{\phi}$ and the reference field ϕ_r . The term used for the damping is the following :

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = -\frac{1}{\tau}(\bar{\phi} - \phi_r)$$

This Newtonian damping calculated on the alongshore mean field has no impact on the alongshore anomalies. Note that traditional Newtonian damping is generally proportional to $\phi - \phi_r$, which damps the anomalies. The time scale τ is 100 days below 150m, increases above 150m and there is no damping above 55m. The reference fields are the initial temperature and salinity fields.

2.2. Ecosystem model

The physical model is coupled with the 6-component nitrogen-based ecosystem model LOBSTER [Lévy et al., 2005 ; Krémeur, 2008]. It includes one phytoplankton and one zooplankton. It explicitly resolves the new primary production (NPP) and the regenerated primary production (RPP) defined as the nitrate and ammonium uptakes, respectively. The two other variables are the dissolved organic matter (DOM) and the detritus (DET). The ecosystem model uses the same diffusion and advection scheme as the physical model for salinity and temperature. A restoring term is imposed to the nitrate concentration below the euphotic depth, preventing any long time scale drift of nitrate concentration.

The parametrizations used for the biogeochemical source and sink terms (SMS) are presented in Appendix A. Most of the biogeochemical parameters are identical to those of Krémeur (2008). They have been determined to mimic the ecosystem dynamics in the north Atlantic ocean over a wide range of ecosystem behaviors. In the present study, the phytoplankton and zooplankton maximal growth rate have been chosen to fit with coastal upwelling ecosystem [Spitz et al., 2003]. The half-saturation rate of ammonium (K_{NH_4}) was set to 0.1 to be more consistent with modelling experiment in EBUS [Spitz et al., 2005]. The nitrate field was initialized with climatological value from World Ocean Atlas (2001) [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/-WOA01/pr_woa01.html]. The others components were initialized with a low and constant value of 0.1 mmolN/m³.

2.3. Methods

Two simulations are analysed and compared. The first one is the EDDY simulation, performed on the previously described three-dimensional grid. It includes mesoscale circulation. An anomaly of 0.001°C is added to the initial temperature field in one grid cell in order to trigger the developpment of the mesoscale instabilities. A spin-up of 4 years is performed and the fifth year is analyzed.

The NO_EDDY simulation has the same mean circulation as the EDDY simulation, but does not include mesoscale circulation. The ecosystem model is run offline on a two-dimensional grid, forced by the mean circulation of EDDY. For this purpose, the physical outputs of EDDY are temporally and alongshore averaged. The initial state of the ecosystem model is set to the alongshore-mean initial state of EDDY. A 2-year run was performed. The first year is necessary to reach the equilibrium state, and the second year is analyzed in this paper. In this offline simulation, the vertical mixing coefficient was separately computed because of its highly non-linear behavior. A median operator in the alongshore dimension and then in time is applied on the vertical mixing coefficient to provide steady two-dimensional vertical mixing coefficient field. The use of a median operator provides a realistic nitracline in the offline simulation, whereas an arithmetic mean leads to a too deep nitracline (not shown). Note that a similar approach was used to determine the most representative mixed layer depth out of a set of vertical temperature and salinity profiles [de Boyer Montégut et al., 2005].

The impact of the mesoscale circulation is diagnosed from the analysis of the advective eddy fluxes. This consists in the decomposition of the advective fluxes $\overline{u_i \cdot c}$ into mean and eddy contributions :

$$\overline{u_i \cdot c} = \overline{u_i} \cdot \bar{c} + \overline{u'_i \cdot c'}$$

In this definition, u_i is the velocity field in the direction i and c is the tracer field. A given field c is decomposed into a mean state \bar{c} and an anomaly c' . The mean state is defined as the annual and alongshore mean over the fifth year of simulation. Practically, $\overline{u_i \cdot c}$ is saved online while $\overline{u_i} \cdot \bar{c}$ is estimated offline using the same advection scheme, as $\overline{u_i}$ and \bar{c} are only known at the end of the simulation.

The budget for the 6 biogeochemical components is carried out in the surface coastal region. For this purpose, we define a coastal transition zone (CTZ) box as the 300km wide coastal band in the depth range 0-55m. This box is designed to encompass the vertical variations of the mixed layer and the horizontal effect of the mesoscale circulation. Every contribution to the evolution of the tracers is

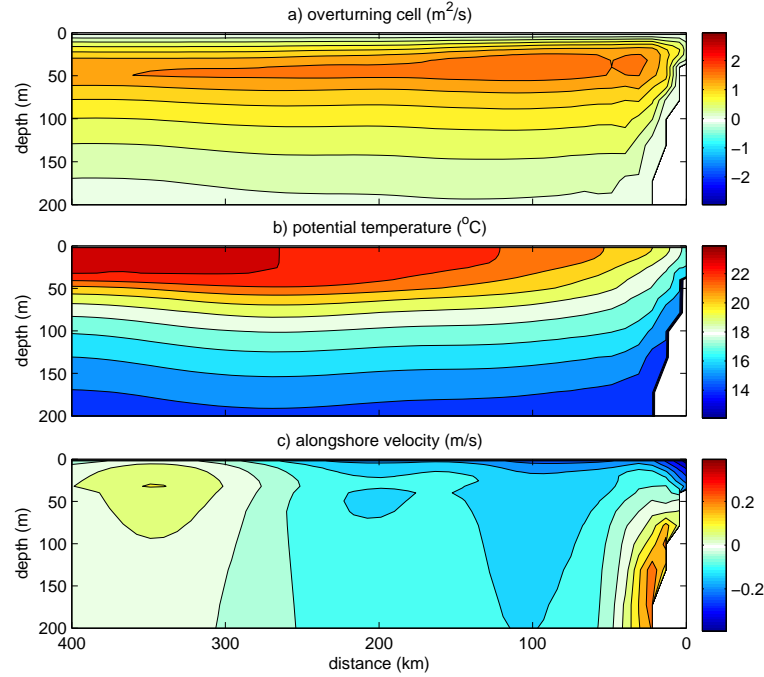


FIG. 4.2 – (a) overturning cell computed from the alongshore-mean velocity field. (b) alongshore-mean potential temperature field. (c) alongshore-mean alongshore velocity (positive velocities are poleward). The data originate from the fifth year.

quantified within the CTZ box. The most significant terms are analyzed in this study, including advection across the box boundaries, vertical diffusion and the sources minus sinks biogeochemical terms. The other terms including horizontal diffusion, dilution by rainfall, other minor numerical effects and the total trend associated with the variations of stocks are added together and presented as the “other” term [Fig 4.6, 4.7].

3. Results

3.1. Flow structure and biogeochemical response

In this part, the results of the EDDY simulation are described. We investigate how the simulation reproduces the coastal upwelling circulation and the ecosystem. Finally snapshots of physical and biogeochemical fields are used to describe the mesoscale circulation.

3.1.1. Mean flow structure

In this section, we examine the vertical and cross-shore structure of the flow and temperature field. First, let us consider the onshore-offshore circulation and the

vertical velocity. Because of the cyclic boundary conditions, the mean meridional current is non-divergent, which allows to define a stream function on a cross-shore vertical slice. The obtained upwelling overturning cell is presented on Fig. 4.2a. The circulation within the surface layer is driven by the Ekman flow and its associated transport is fairly constant from 30km to 400km of the coast. Vertical transport occurs within a nearshore 30km wide coastal band corresponding to 3 grid points. Below 50m depth, we observe the onshore compensating flow, driven by the imposed alongshore pressure gradient [See section 2.1].

The imposed alongshore pressure gradient and the corresponding geostrophic flow allow the upwelled waters to have realistic properties. The 18°C isotherm outcrops at the coast and is located at 100m depth 400km offshore from the coast [Fig. 4.2b]. The depth of the upwelling source water is thus 100m which is consistent with what has been observed in various EBUSs [Carr and Kearns, 2003]. The difference between the SST 400km offshore and the SST at the coast is approximately 4°C, in agreement with observations [Nykjaer and Van Camp, 1994; ref other systems]. A shoaling of the isotherms is observed in a 250km wide coastal band. The isotherm slope is weak except within the 30km wide coastal region, where coastal upwelling occurs and isotherms steepen.

The alongshore velocity exhibits a typical structure for coastal upwelling. At the surface near the coast, a coastal equatorward jet balances the cross-shore pressure gradient due to the shoaling and outcropping of the isopycnals. The width and depth of the coastal jet are 30km and 30-40m respectively. The maximal equatorward velocity within the coastal jet is 20 to 30 cm/s. Below the coastal jet along the slope, a poleward undercurrent is driven by the alongshore pressure gradient. It is 30km wide and located below 50m. The poleward velocity reaches 20 cm/s. This picture of a coastal jet and a poleward undercurrent fits well with observations of the Canary EBUS [Barton, 1998]. Further offshore, the alongshore circulation is weak.

3.1.2 Mean biogeochemical fields

Fig. 4.3 shows a time and zonal mean cross-shore section of the 6 biogeochemical fields within the upper 100m in the EDDY simulation. Mean isopycnals have been superimposed on the biogeochemical fields to compare them with the physical structure. We also indicate the 0.005 mmolN/m³/d isoline of primary production as a proxy of the euphotic depth. In response to the nutrient input at the coast, a phytoplankton bloom occurs in the mixed layer. The phytoplankton concentration reaches 4 mmolN/m³ within the upper 20m in a 100km-wide coastal band. Below the euphotic depth, from 0 to 120km offshore, the phytoplankton concentration ex-

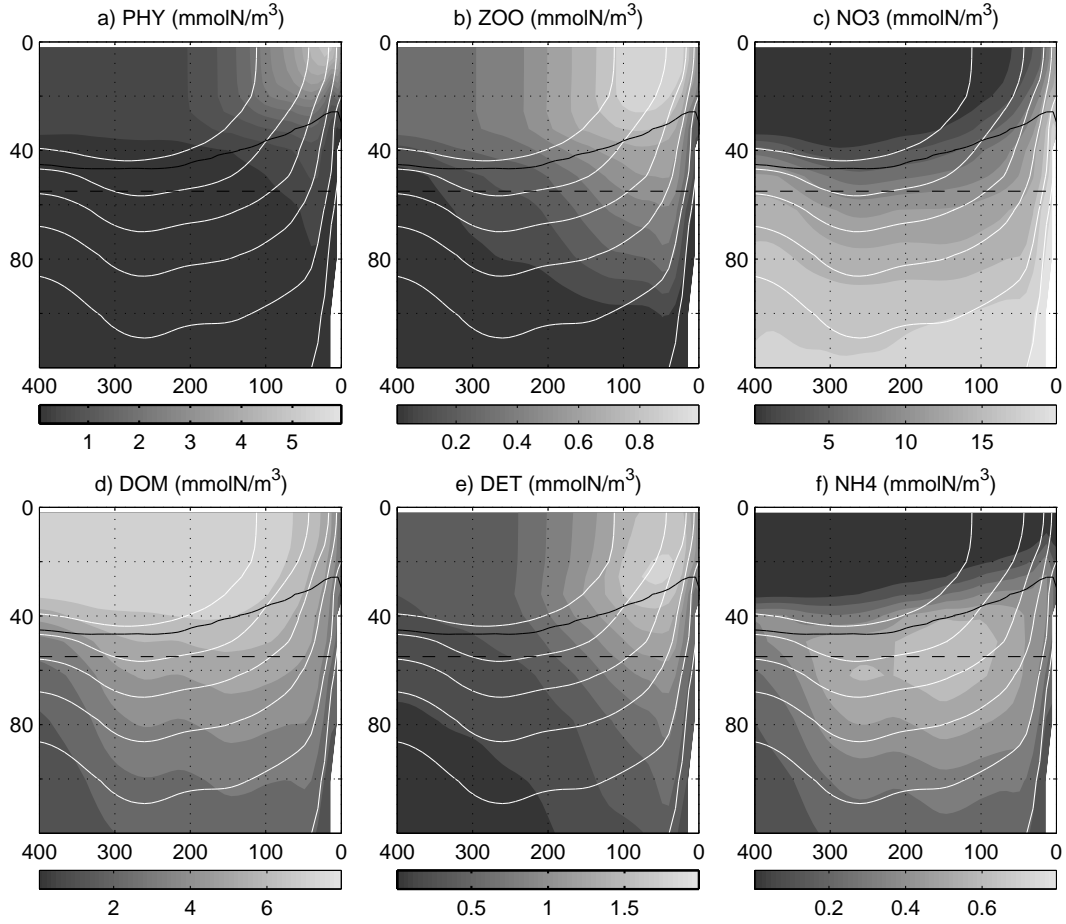


FIG. 4.3 – Time and alongshore averaged biogeochemical fields : (a) phytoplankton, (b) zooplankton, (c) nitrate, (d) dissolved organic matter, (e) detritus and (f) ammonium. The white lines are the isopycnals, the dashed black lines mark the upper 55m and the solid black lines indicate the 0.005 mmolN/m³/d isolines of primary production as a proxy of the euphotic depth. The data originate from the fifth year.

ceeds 0.3 mmolN/m³, the phytoplankton concentration in the mixed layer 300km offshore. It can already be hypothesized that the phytoplankton found below the euphotic depth was not produced locally but has been exported. We will come back to this point later.

As for phytoplankton, the highest zooplankton concentration is found within the mixed layer and above the euphotic depth. It reaches 0.9 mmolN/m³ from 20km to 100km from the coast. It decreases further offshore to reach 0.3 mmolN/m³ 400km offshore. Conversely to phytoplankton, a significant part of the zooplankton stock is located below the euphotic depth. This is mainly due to the grazing of sinking detritus. At a depth of 80m, zooplankton concentration remains relatively high (0.3 mmolN/m³) compared to the surface value within 100km from the coast.

The nitrate concentration exhibits a sharp contrast between the low concentration at the surface (less than 1 mmolN/m^3) and the rich subsurface (more than 10 mmolN/m^3 below 50m). The impact of coastal upwelling is clearly visible within 100km from the coast. The isolines of nitrate concentration fit well with the isopycnals except within the upper 40m.

DOM comes mainly from zooplankton excretion and detritus dissolution. Its concentration is high at the surface and decreases with depth and the proximity of the shore. The detritus distribution is similar to that of zooplankton. The ammonium concentration displays a subsurface maximum just below the euphotic depth, between 40m and 80m (around 0.6 mmolN/m^3), corresponding to the depth range of high regeneration without any light.

These results also point out the different horizontal extension in the response of the different components : Nitrate consumption is maximum within 80km from the coast, phytoplankton bloom is mainly comprised between the coast and 200km offshore while the zooplankton peak extends further offshore.

3.1.3. Mesoscale structures

We now examine the mesoscale structures that develop in the EDDY simulation [Fig. 4.4]. The energetic mesoscale circulation affects both the physical and biogeochemical fields. The SST field is characterized by a succession of cold filaments spreading offshore from the coast [Fig. 4.4a], associated with negative sea level anomalies [Fig. 4.4c] and intense fronts of surface vorticity [Fig. 4.4f]. A succession of positive and negative sea level anomalies and positive and negative vertical velocity occur within a 100km-wide coastal band [Fig. 4.4c, 4.4d, 4.4e]. Such an alternation is caused by the instability of the coastal jet [McCreary et al., 1991; Barth, 1994]. During the simulation, the number of positive and negative anomalies of vertical velocity and sea level varies between 3 and 4. The wave length of the instability is thus in the range 100-150km, which is consistent with the typical scales of the baroclinic instability of coastal upwelling jets [Barth, 1994]. Fig. 4.4 displays a situation with 4 structures for a 400km long basin. The magnitude of the negative vertical velocity in the cold filament is 10-20 m/d, in agreement with the estimations from observations of Flament et al. [1985] and Kadko et al. [1991] for the Californian EBUS. Further offshore, larger structures can be observed from 150km to 500km from the coast. The diameter of the largest structure is approximately 200km, in agreement with the typical size of eddy diameter observed in altimeter data at this latitude.

All the structures found in this simulation smaller or equal to mesoscale will be referred to as mesoscale structures in the following. This denomination thus includes

mesoscale eddies, meanders that emerge from baroclinic instability, filament and near-inertial waves.

The mesoscale dynamics also has a strong signature on the biogeochemical components of the ecosystem, both in the surface layer (0-55m) [Fig. 4.4g-l] and below (55-150m) [Fig. 4.4m-r]. Both the mesoscale structures close to the coast and the larger scale eddies display a clear signature on the surface ecosystem fields. The surface nitrate distribution is very well anti-correlated with that of SST. The nitrate concentration is high in the coastal jet and in the filaments (more than 2 mmolN/m³). In contrast, phytoplankton, zooplankton and detritus concentrations are also high in the filaments (respectively approximately 3 mmolN/m³, 1 mmolN/m³ and 2 mmolN/m³) but are rather weak within the coastal jet (approximately 1 mmolN/m³, 0.4 mmolN/m³ and 0.8 mmolN/m³) [Fig. 4.4h,4.4i,4.4k].

In the subsurface layer (55-150m), the signature of the mesoscale dynamics is also clearly visible in all ecosystem fields [Fig. 4.4m-r]. Patches of high phytoplankton concentration are localized below the cold filaments [Fig. 4.4n]. Patches of high zooplankton concentration are found not only below the cold filament but also around anticyclonic structures located 100-150km offshore [Fig. 4.4o]. The nitrate concentration is higher along the slope than further offshore in relation with coastal upwelling [Fig. 4.4m]. A minimum of nitrate between 200-300km offshore within an eddy very likely results from the deepening of the isopycnals in this cyclonic eddy. Such a signature of mesoscale eddy is also visible on DOM and ammonium [Fig. 4.4p,4.4r].

3.2. Differences between the eddying and non-eddying simulations

In order to quantify the impact of the mesoscale circulation, the EDDY simulation is compared with the NO_EDDY simulation, that excludes mesoscale variations [See Section 2.3]. The main aspects that are examined in the following are the differences in biogeochemical stocks, in nutrient input, in primary production and in export.

Mesoscale dynamics is expected to redistribute the biogeochemical material horizontally between the coast and the open ocean. This effect is investigated by displaying cross-shore averaged profiles [Fig. 4.5]. Moreover, the redistribution by the mesoscale circulation is also expected to have an impact on the integrated stocks and fluxes within the coastal region. To study this aspect, a biogeochemical budget of every component is performed within the coastal transition zone box [Fig. 4.6 and 4.7].

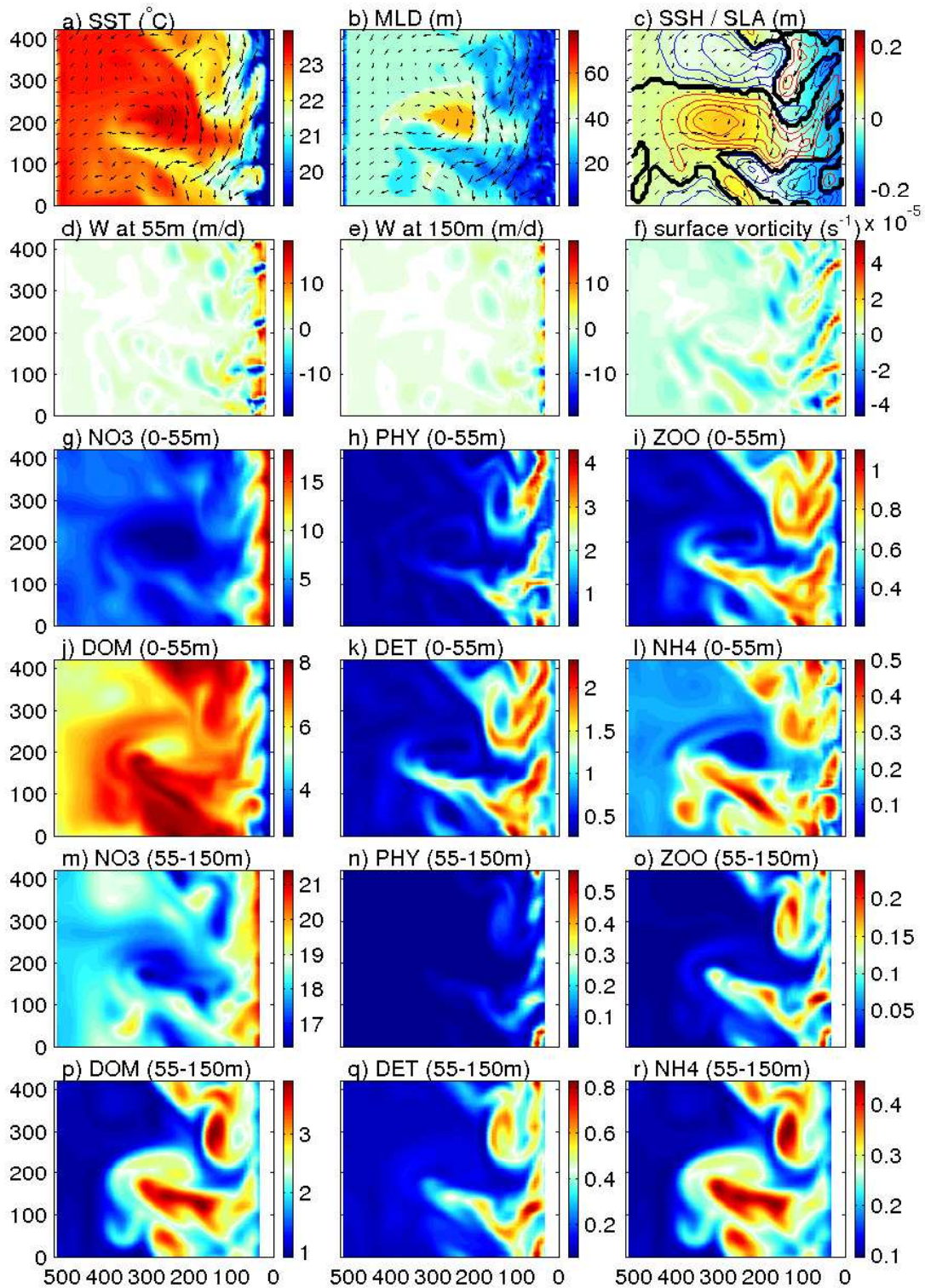


FIG. 4.4 – Snapshots (3 days average) of (a) SST ($^{\circ}\text{C}$), (b) mixed layer depth (m), (c) sea surface height (m). Contours of positive (negative) sea level anomaly are indicated in red (blue). (d) vertical velocity at 55m (m/d), (e) vertical velocity at 150m (m/d) (f) surface vorticity (s^{-1}). (g-l) concentrations of biogeochemical components averaged within the upper 55m, (m-r) concentrations of biogeochemical component average within the 55-150m layer. Surface horizontal velocity field is indicated on figure a, b and c by arrows.

3.2.1 Impact of mesoscale circulation on phytoplankton

Fig. 4.5a shows the cross-shore profile of surface phytoplankton concentration with and without mesoscale dynamics. A phytoplankton bloom occurs in both simulations in a coastal band within 200km from the coast, but the amplitude of the phytoplankton peak differs : In EDDY, the maximum phytoplankton concentration is 2.2 mmolN/m^3 , whereas it doubles in NO_EDDY (4.5 mmolN/m^3). The phytoplankton concentration is similar near the coast (1.8 mmolN/m^3 in EDDY compared with 1.6 mmolN/m^3 in NO_EDDY), whereas, between 120km and 230km offshore, phytoplankton concentration is higher in EDDY than in NO_EDDY. The offshore extension of the phytoplankton bloom, defined by the distance where phytoplankton concentration reaches its offshore value, is approximately 200km in the EDDY simulation and only 120km in the NO_EDDY simulation. Moreover, the total stock of phytoplankton in the CTZ box is weaker by 17% in the EDDY simulation (19.0 kmolN/m in EDDY and 22.8 kmolN/m in NO_EDDY) [Fig. 4.6b].

Those results raise two questions : first, why is the phytoplankton peak weaker and the offshore extension greater in the EDDY simulation ? Second, why is the phytoplankton integrated content reduced in the CTZ box ? To investigate this matter, we analyse how the phytoplankton stock is sustained, by examining the nutrient concentration and the primary production.

3.2.2. Nutrient and primary production

The total nitrate stock in the CTZ box is similar in both runs : 79.6 kmolN/m in EDDY and 72.2 kmolN/m in NO_EDDY [Fig. 4.6a]. Since primary production occurs only in presence of light, we focus on the nitrate concentration in the upper 22m [Fig. 4.5c]. In both runs, it is 15 mmolN/m^3 at the coast and decreases to an offshore concentration close to 0 mmolN/m^3 [Fig. 4.5c]. However, the cross-shore distribution of surface nitrate is different in EDDY and NO_EDDY : in NO_EDDY, the upper 22m are nitrate-depleted 70km offshore. In EDDY, the nitrate concentration within the upper 22m decreases more rapidly than in NO_EDDY within 50km from the coast, but more slowly further offshore. As a consequence, the upper 22m are nitrate-depleted only at 150km from the coast.

Concerning the nitrate budget in the CTZ box, the nitrate input including advection and diffusion is slightly higher in EDDY ($+2523 \text{ molN/m/d}$) than in NO_EDDY ($+2406 \text{ molN/m/d}$) [Fig.4.6a]. This is mainly due to the stronger vertical advection in EDDY ($+2253 \text{ molN/m/d}$) than in NO_EDDY ($+2165 \text{ molN/m/d}$) [Fig. 4.6a]. Another source of nitrate is the nitrification of ammonium : it is weaker in EDDY

(+207 molN/m/d) than in NO_EDDY (+281 molN/m/d). This is driven by an higher ammonium stock (4.1 kmolN/m in EDDY, 5.6 kmolN/m in NO_EDDY). In conclusion, the nitrate input is rather similar in both runs, but the horizontal cross-shore distribution of nitrate concentration is different, with a wider nutrient-rich coastal band in EDDY.

We now examine the primary production, which is dominated by new primary production (NPP)[Fig. 4.5g,4.5h]. The total NPP in the CTZ box is very similar in both runs, with 2749 molN/m/d in EDDY and 2690 molN/m/d in NO_EDDY [Fig. 4.6b]. However the localization of the NPP is different in both runs. In EDDY, NPP is maximal at the coast (28 mmolN/m²/d), then decreases to reach an offshore value below 2 mmolN/m²/d 200km offshore [Fig. 4.5g]. In contrast, the NPP in NO_EDDY increases from 25 mmolN/m²/d at the coast to 40 mmolN/m²/d 50 km offshore and decreases very sharply to reach its offshore minimum value 80km offshore. Note that in NO_EDDY, the sharp decrease in NPP [Fig. 4.5g], the depletion in nitrate [Fig. 4.5c] and the phytoplankton maximum [Fig. 4.5a] are colocated. NPP is thus more intense within 80km from the coast in NO_EDDY, which explains the stronger phytoplankton peak.

In brief, the differences in phytoplankton cross-shore distribution is well elucidated by the cross-shore profiles of NPP and nitrate. Conversely, as the total nutrient input and NPP are very similar in both runs, the strong difference in phytoplankton stock cannot be explained by a difference in the nutrient input. Others processes need to be investigated.

3.2.3. Zooplankton

The zooplankton cross-shore profile is very similar to the phytoplankton's one [Fig. 4.5b]. The zooplankton concentration within the upper 55m is 0.35 mmolN/m³ in both simulations near the shore. It reaches a peak at approximately 100km offshore. As for phytoplankton, the peak is weaker in EDDY. The maximum concentration is 0.8 mmolN/m³ in EDDY and 1.2 mmolN/m³ in NO_EDDY. Between 150 and 300km from the coast, the zooplankton concentration is higher in the EDDY run, resulting in a wider zooplankton peak in EDDY. Similarly to phytoplankton, the zooplankton stock in the CTZ box is 8% weaker in EDDY (9.8 kmolN/m) then in NO_EDDY (10.7 kmolN/m).

3.2.4. Export

We now investigate how the nitrogen brought into the surface layer by upwelling is exported offshore and downward. Since the system is stationary, the nitrate input

into the CTZ box is compensated by the offshore export of organic matter at its offshore boundary and by the downward export at 55m.

The fast-sinking flux mediated by zooplankton (See Appendix A) constitutes the most important flux in this system [Fig. 4.6c]. It is weaker in EDDY (-727 molN/m/d) than in NO_EDDY (-949 molN/m/d) [Fig. 4.6c], due to the weaker zooplankton stock [Fig. 4.6c]. The second process is the sedimentation of detritus, parametrized as a slow sink at a speed of 3 m/d. This contribution is rather stable in both runs (-769 molN/m/d in EDDY, -729 molN/m/d in NO_EDDY) [Fig. 4.7d]. The sum of both contributions is referred to as the biological export in Fig 4.5j. Its cross-shore distribution shows a wider and weaker peak around 100km offshore in EDDY, closely in connection with the peaks of zooplankton and detritus.

The flux of DOM is also a significant contribution to export (25% (30%) of total export in EDDY (NO_EDDY)). In EDDY, 960 molN/m/d of DOM are exported offshore, whereas 336 molN/m/d of DOM are brought by the nearshore vertical advection [Fig. 4.5l]. The net flux of DOM is an export of 654 molN/m/d. The offshore export is higher in NO_EDDY than in EDDY (1091 molN/m/d compared to 960 molN/m/d) and the input of DOM by vertical advection is also slightly higher in NO_EDDY (+367 molN/m/d) [Fig. 4.7e]. The net budget of DOM is an export of 778 molN/m/d, resulting in a large difference in net DOM export (+124 molN/m/d and 19% more in NO_EDDY than in EDDY). This difference is attributed to offshore advection due to the higher DOM concentration in NO_EDDY.

The other contribution to export are the advective and diffusive fluxes of phytoplankton, zooplankton and detritus. The sum of those contributions is 497 molN/m/d in EDDY (19% of total export) and only 100 molN/m/d in NO_EDDY (4% of total export). The strong difference (397 molN/m/d) is mainly driven by the vertical advection : 228 molN/m/d are exported in EDDY whereas 62 molN/m/d are brought into the surface layer in NO_EDDY. Vertical advection thus plays an inverse role in EDDY and in NO_EDDY. The difference in physical export by vertical advection is thus 290 molN/m/d. It contributes to 73% of the difference in total export of phytoplankton, zooplankton and detritus.

The largest contribution to the difference of export is actually the difference in phytoplankton vertical advection (-175 molN/m/d in EDDY, but only -3.2 molN/m/d in NO_EDDY), which is driven by the phytoplankton vertical eddy flux (-204 molN/m/d). This strongly affects the subsurface phytoplankton concentration, which peaks up to 0.18 mmolN/m³ in EDDY at 50km from the coast within the 55-150m layer, in contrast with the concentration in NO_EDDY not exceeding 0.01 mmolN/m³ [Fig. 4.5d]. Phytoplankton in this layer comes from the upper layer since there is no pri-

mary production at this depth range. The mesoscale dynamics is thus able to export vertically phytoplankton. This is a fundamental difference between the two runs.

In the case of zooplankton, the two simulations exhibit a more similar pattern in the subsurface layer (55m-150m) [Fig. 4.5e]. In both cases, the zooplankton concentration is very low at the coast, peaks around 0.12 mmolN/m^3 at 50-100km from the coast and decreases to less than 0.03 mmolN/m^3 offshore. Despite a more pronounced peak in NO_EDDY, the global zooplankton biomass is higher in EDDY. The vertical flux at 55m is downward and predominantly driven by the eddy flux (-47 molN/m/d). Conversely, the vertical zooplankton flux is positive in NO_EDDY ($+22 \text{ molN/m/d}$) because of the upwelling at the coast. Mesoscale circulation also exports zooplankton below 55m, but the difference in vertical zooplankton flux between EDDY and NO_EDDY is weaker (-49 molN/m/d) than in vertical phytoplankton flux (-172 molN/m/d). The subsurface zooplankton concentration is less sensitive to vertical flux, because it is also sustained by subsurface detritus grazing.

4. Discussion

The comparison between the EDDY and NO_EDDY simulations has revealed large differences due to the mesoscale activity. The phytoplankton bloom has a larger offshore extension in presence of mesoscale activity. The wider cross-shore extent of the bloom is associated with a weaker phytoplankton total stock. The export of organic matter mainly differs by the downward export of phytoplankton, zooplankton and detritus by vertical velocity related to mesoscale structure. There is a compensation among the different contributions to total export, which is fairly similar in the two simulations. The export of phytoplankton acts as an additional export process in EDDY, which tends to reduce the phytoplankton content. Our approach does not permit to determine if phytoplankton export is the unique mechanism explaining the reduced phytoplankton content in presence of mesoscale dynamics. Indeed, horizontal mixing has a dilution effect on the phytoplankton-rich coastal band; the non-linear behavior of primary production and other biogeochemical fluxes may contribute to the reduction of the phytoplankton content. This is what we observe when a strong horizontal diffusion is added in the NO_EDDY simulation (not shown).

The biogeochemical budget in the CTZ box has quantified the contribution of eddy fluxes through the boundaries of the box. Here, we examine in more details the cross-shore and vertical structure of the redistribution of biogeochemical materials. For that purpose, the deposit by eddies of nitrate, phytoplankton and zooplankton by eddies is computed and shown on Fig. 4.8, together with their decomposition

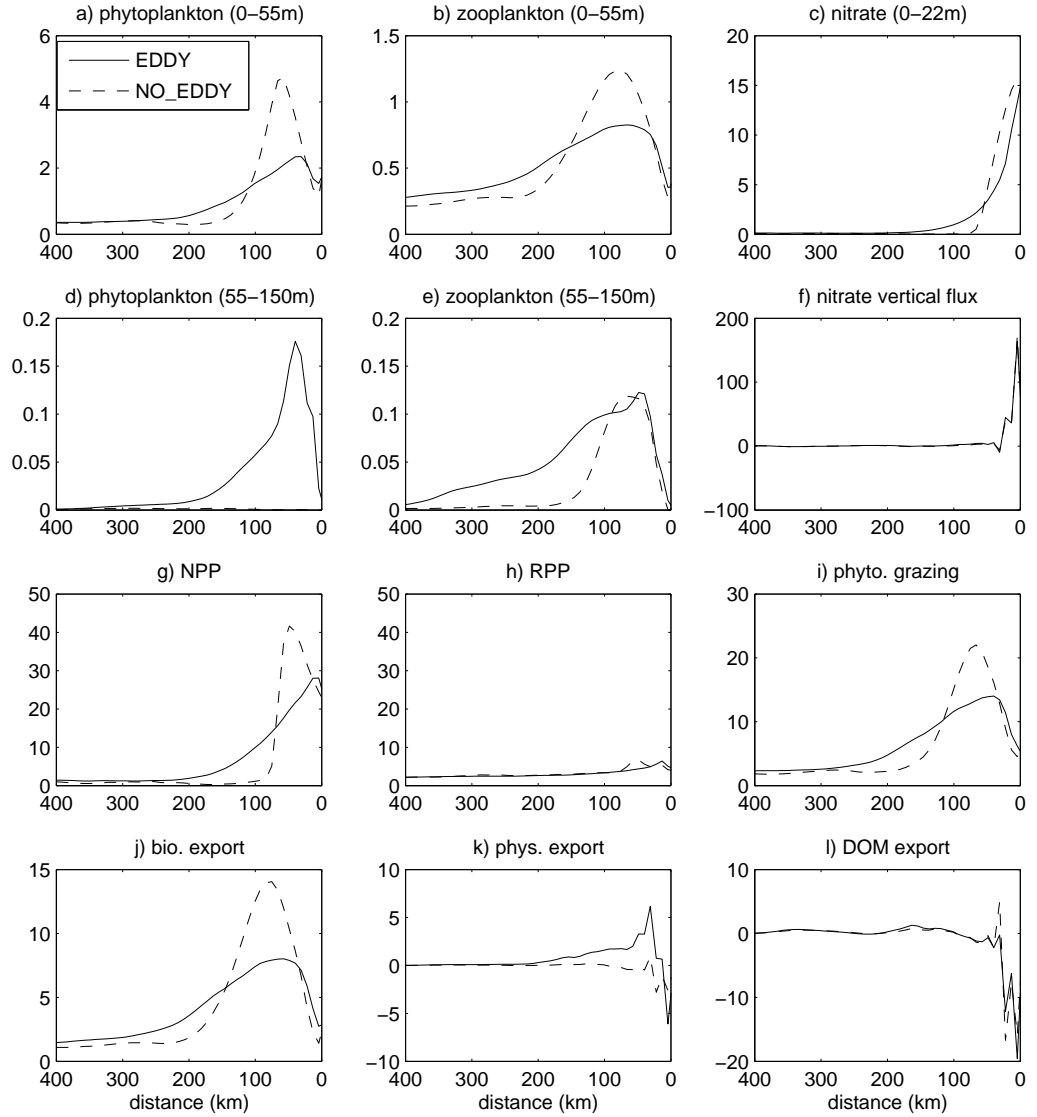


FIG. 4.5 – (a) Phytoplankton and (b) zooplankton concentration averaged within the upper 55m (mmolN/m^3), (c) Nitrate concentration averaged within the upper 22m (mmolN/m^3), (d) phytoplankton and (e) zooplankton concentration, averaged between 55m and 150m (mmolN/m^3), (f) nitrate vertical flux at 55m ($\text{mmolN/m}^2/\text{d}$), (g) NPP, (h) RPP and (i) phytoplankton grazing by zooplankton ($\text{mmolN/m}^2/\text{day}$), (j) biological export (fast-sinking particles and detritus sink), (k) physical export (downward flux at 55m of phytoplankton, zooplankton and detritus) and (l) downward flux of dissolved organic matter ($\text{mmolN/m}^2/\text{s}$) for the EDDY (solid line) and NO.EDDY (dashed line) simulations.

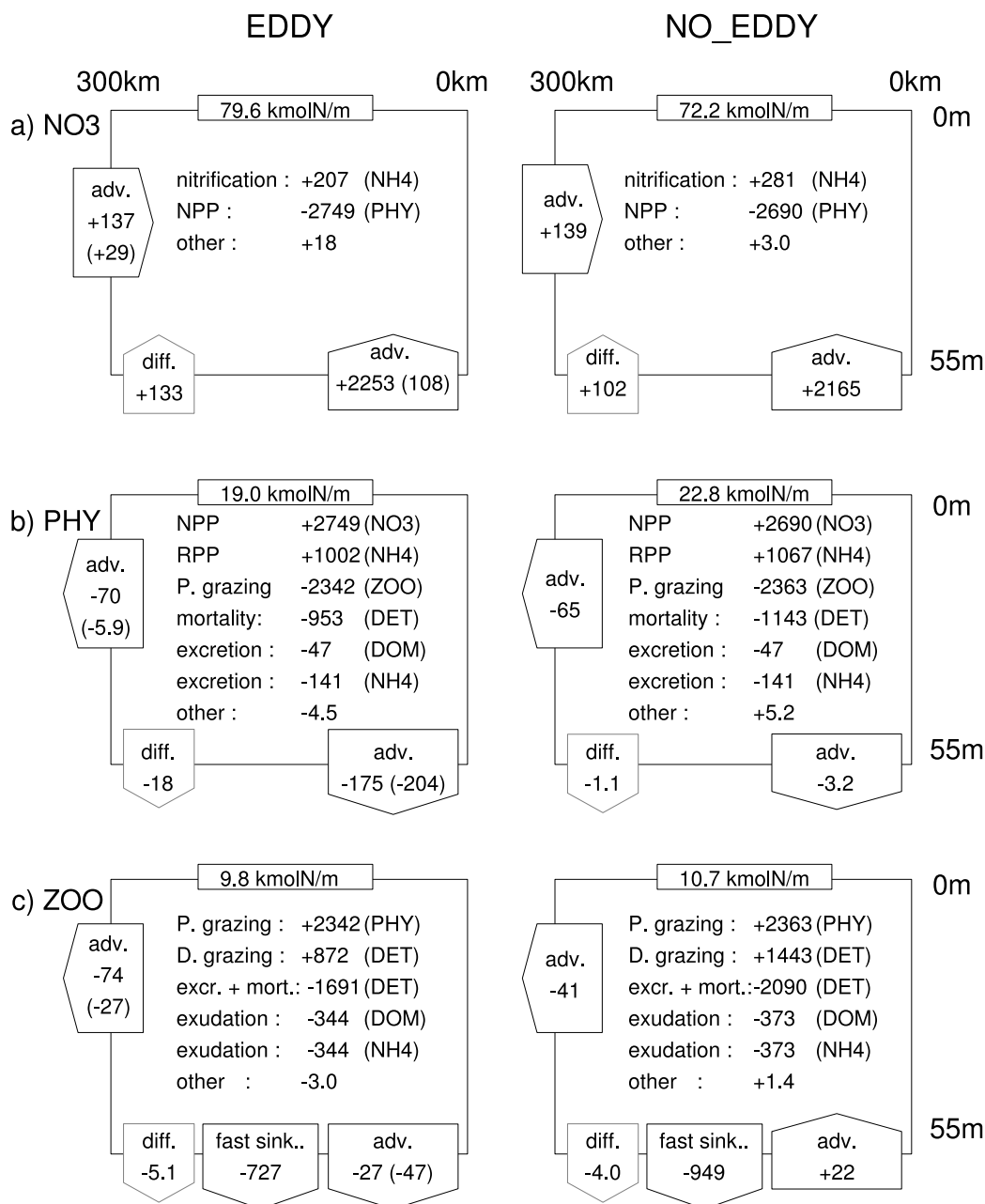


FIG. 4.6 – Budget in the CTZ box (see section 2.3) for nitrate, phytoplankton and zooplankton in the EDDY (left panel) and NO.EDDY (right panel) runs (mmolN/m^3). The source terms are positive and the origin component is indicated into parentheses. The sink terms are negative and the destination component is indicated into parentheses. The term called "other" is the sum of the other terms (numerical correction, trend due to the assimilation filter of the temporal scheme, internal damping, dilution effects and so on). The two vertical arrows are diffusion (left) and advection (right). The horizontal arrow is horizontal advection across the western boundary of the CTZ box. The contribution of the eddy fluxes to the total advective fluxes are indicated into parentheses for the EDDY run.

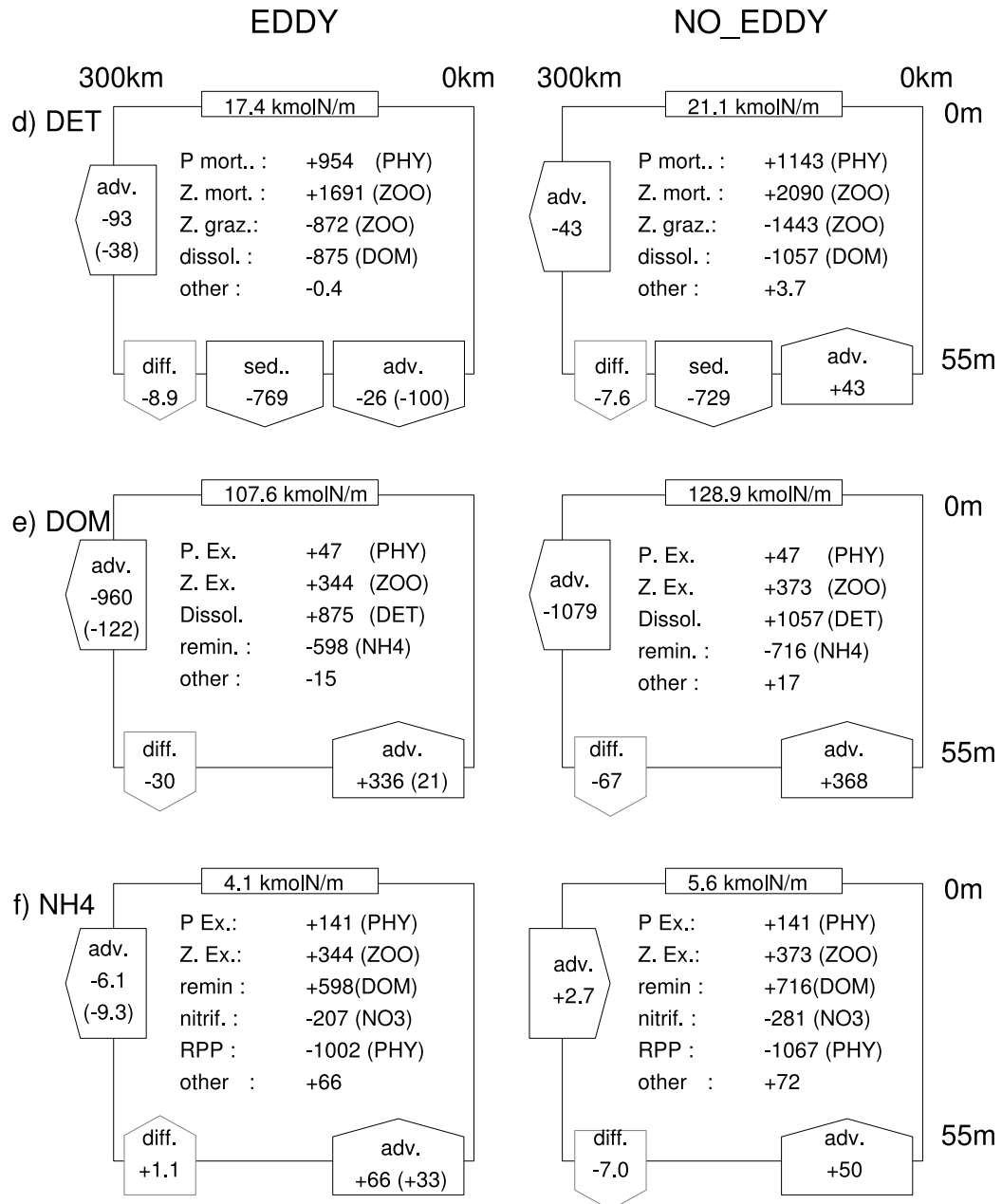


FIG. 4.7 – Same figure for detritus, dissolved organic mater and ammonium.

in horizontal and vertical deposits. The deposit is defined as the opposite of the divergence of the eddy fluxes :

$$deposit = -(\frac{\partial \overline{u'c'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z})$$

Both horizontal and vertical eddy fluxes tend to decrease nitrate at the surface near the shore [Fig. 4.8b,4.8c]. The negative nitrate trend is more than 2 mmolN/m³/d [Fig. 4.8a], the same magnitude as NPP within the upper 10m.

The phytoplankton eddy fluxes show a downward export. Phytoplankton is removed from the upper 20m and redistributed in a subsurface layer between 30m and 100m. This occurs between 30km and 150km from the coast and is mainly driven by the vertical deposit. The vertical velocities are particularly efficient for downward export since exported phytoplankton cannot survive without light. Thus, the upward advection cannot supply the mixed layer with important stocks of phytoplankton. The horizontal deposit is only significant in the top 20m layer in the vicinity of the coast where a loss between 30 and 100km offshore and a source between 100km and 200km from the coast [Fig. 4.8e]. This effect is due to the horizontal transport via the filaments [Fig. 4.4a,4.4h]. Near the coast, horizontal eddy fluxes tend to enrich the coastal zone at the surface but also to remove phytoplankton in subsurface along the continental slope. The phytoplankton deposit varies between -0.5 mmolN/m³/d in the mixed layer and 0.2 mmolN/m³/d. This is less than the nitrate deposit by eddies. The phytoplankton contribution to nitrogen redistribution by eddies is thus less important than the nitrate one.

The eddy fluxes of zooplankton tend to increase the zooplankton concentration within the upper 30m between the coast and 30km from the coast [Fig. 4.8g]. Zooplankton is taken away from almost everywhere to enrich the coastal zone, due both to the horizontal and vertical contribution. The horizontal contribution is slightly stronger. The eddy fluxes are weaker for zooplankton than for phytoplankton. The maximum zooplankton deposit is 0.05 mmolN/m³/d. The zooplankton contribution to nitrogen redistribution is very low compared to the nitrate and phytoplankton's ones.

We now examine the relationship between the eddy fluxes and the tracer gradients. As turbulence generally acts as a mixing process, eddy fluxes are often interpreted in terms of diffusive fluxes. This interpretation is motivated by the possibility to parametrize the turbulent flow by an eddy diffusion [Pasquero, 2005]. Here, we check whether the eddy fluxes are consistent with such a parametrization. For that purpose, an horizontal mixing coefficient K_x^c is computed from the variables that are depth-integrated within the upper 55m, because the horizontal advective eddy

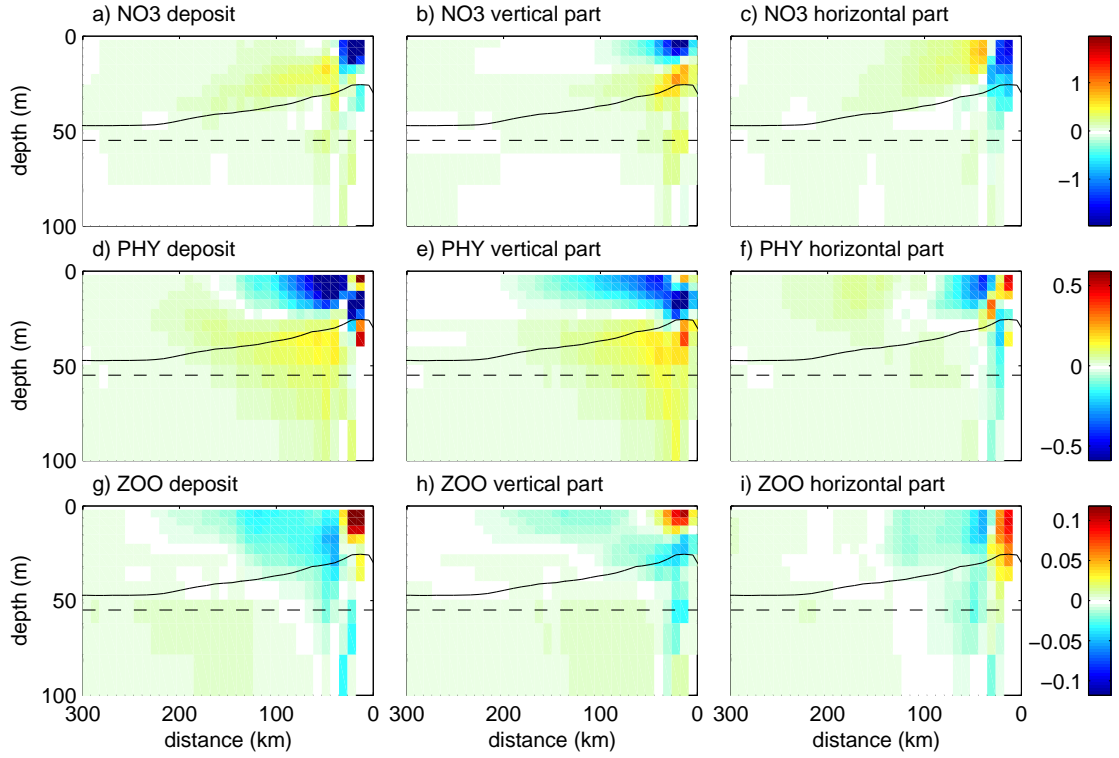


FIG. 4.8 – Deposit by eddies (minus the divergence of the eddy fluxes) for nitrate, phytoplankton and zooplankton concentration, in the EDDY simulation (mmolN/m^3) (see section 4) .(left panel) total contribution, (middle panel) vertical contribution, (right panel) horizontal contribution. The solid black line is the euphotic depth. The dashed line indicates the vertical boundary of the CTZ box (55m).

fluxes and the horizontal gradient are concentrated within the surface layer.

$$\overline{u'_{55m} \cdot c'_{55m}} = -K_x^c \cdot \frac{\partial \overline{c_{55m}}}{\partial x}$$

A vertical mixing coefficient (K_z^c) is diagnosed from the ratio between eddy flux $\overline{w' \cdot c'}$ and the tracer mean field \overline{c} :

$$\overline{w' \cdot c'} = -K_z^c \cdot \frac{\partial \overline{c}}{\partial z}$$

The vertical and horizontal mixing coefficients are presented in Fig. 4.9. The resulting mixing coefficients are very different depending on the tracer. The vertical eddy fluxes can be either antidiffusive (nitrate) or diffusive (phytoplankton). The sign of the coefficient can change even for the same tracer and the same direction (vertical or lateral).

The horizontal mixing coefficient is mostly positive and ranges between 500 and

5000 $m^2.s$ for all ecosystem fields [Fig. 4.9a,4.9c,4.9e]. Horizontal nitrate mixing coefficient is approximately 1500 $m^2.s$ between 50 and 200km offshore [Fig. 4.9a] and decreases to 1000 $m^2.s$ near the shore. The horizontal mixing coefficient is mostly in the range 2500-3000 $m^2.s$ for phytoplankton between 50 and 300km from the coast and for zooplankton between 100 and 300km from the coast [Fig. 4.9c,4.9e]. Note that in the regions where the tracer gradient changes sign, the horizontal mixing coefficient is noisy and sometimes negative. In such cases a small discrepancy between the changes of tracer gradient sign and the tracer eddy flux sign leads to spurious results in terms of mixing coefficient. The analysis in terms of diffusion is meaningful only when the gradient is significant. That is why the regions where the tracer gradient is very small are masked [Fig. 4.9].

The vertical coefficient is mainly negative within the upper 70m for nitrate [Fig. 4.9b], in particular in the region of the coastal jet. The eddy fluxes tend to enrich the subsurface water in nitrate even if the subsurface layer is richer in nitrate than the surface layer. Similarly, the temperature eddy flux can be anti-diffusive. A vertical buoyancy eddy flux restratifying the upper ocean despite the upward temperature gradient has been found in modelling experiments of the Californian coast [Capet et al., 2008].

The vertical mixing coefficient for phytoplankton is positive [Fig. 4.9d]. The mesoscale structures export the phytoplankton produced within the surface layer. In contrast, the vertical mixing coefficient for zooplankton varies significantly in the coastal jet, the subsurface layer and the upper mixed layer [Fig. 4.9f]. In the coastal jet, it is negative, whereas it is positive in the subsurface.

These results show that the horizontal part of eddy fluxes acts effectively as a mixing process and acts similarly on the different tracers, even if higher mixing coefficients are diagnosed for phytoplankton and zooplankton than for nitrate. Note, that the diagnosed horizontal mixing coefficients decrease within 100km from the coast. Conversely, the vertical contribution exhibits a very contrasted behavior among them. The phytoplankton eddy fluxes are clearly diffusive, whereas nitrate eddy fluxes can be anti-diffusive. A subgrid parametrization of vertical eddy fluxes in terms of eddy diffusion would have to consider very contrasted behaviors among the different ecosystem fields.

5. Summary

An idealized model of coastal upwelling is built to address the impact of mesoscale dynamics on coastal upwelling ecosystems. It mimics an infinite straight meridionally-oriented coast using cyclic north-south boundary conditions. A para-

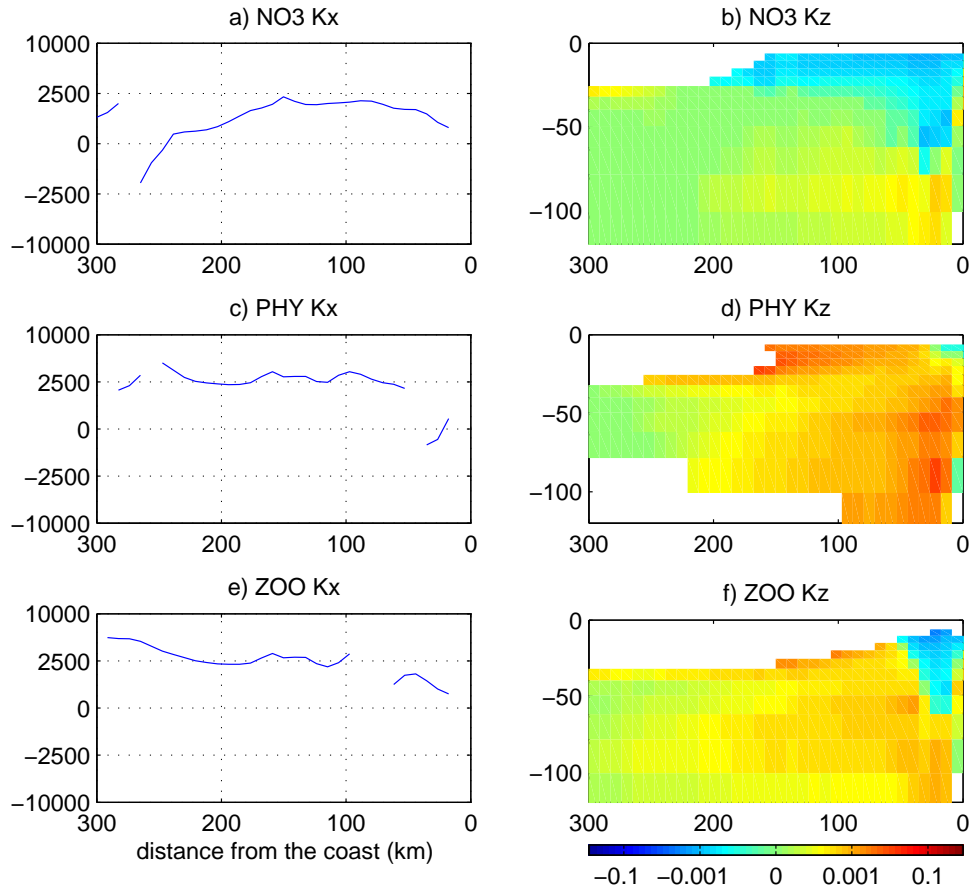


FIG. 4.9 – Mixing coefficients diagnosed for nitrate, phytoplankton and zooplankton in the horizontal and vertical directions. The horizontal coefficient is derived from the depth-integrated fields over 0-55m. Horizontal coefficients are masked where the horizontal tracer concentration gradient is less than $10^{-6} \text{ mmolN/m}^3/\text{m}$. Vertical coefficients are masked where the vertical tracer concentration gradient is less than $10^{-3} \text{ mmolN/m}^3/\text{m}$.

metrization of the onshore flow in the thermocline has been used to realistically reproduce the upwelling circulation. It consists in the introduction of an additional alongshore pressure gradient representing the meridional slope of the thermocline. The associated geostrophic flow balances the offshore surface Ekman flow. 5-year simulations have been carried out and provide a mean circulation in a quasi-equilibrate state. On the basis of observations in EBUS, the circulation is typical of coastal upwelling with an equatorward coastal jet, a poleward undercurrent, a suitable mesoscale circulation, and upwelling source waters having realistic temperature and salinity characteristics.

The impact of mesoscale and submesoscale dynamics have been studied by com-

paring an eddying simulation (EDDY) to a non-eddying simulation (NO_EDDY) having exactly the same mean circulation. Strong differences are found between the two simulations. The offshore extension of the phytoplankton bloom is increased from 120km to 200km by the presence of mesoscale structures. The localization of NPP is very contrasted. In NO_EDDY, NPP is confined to a 80km wide coastal band whereas NPP is distributed over a 200km-wide coastal band in EDDY. Mesoscale circulation and in particular filaments export offshore nitrate and phytoplankton and result in the spreading of NPP and thus of other biogeochemical properties.

A biogeochemical budget has been carried out between 0 and 55m in a 300km-wide coastal box (CTZ box) and provide evidence of a reduced total phytoplankton stock the eddying simulation compared to the non-eddying simulation (-17%). The nutrient input and the total primary production are very close in both runs and cannot explain the difference in phytoplankton content in the CTZ box. Conversely, a strong downward export of phytoplankton driven by eddies contributes to reduce the phytoplankton content. The analysis of the different terms contributing to export shows the major role of vertical transport of phytoplankton, zooplankton and detritus in EDDY. In this simulation, 19% of organic matter is exported out of the CTZ box by this term, whereas only 4% of organic matter is exported by transport of phytoplankton, zooplankton and detritus in the non-eddying simulation. Our results emphasize the impact of the subduction of phytoplankton-rich waters on biogeochemical budget.

The analysis of the eddy fluxes shows the deposit of biogeochemical materials by the eddies. Eddies redistribute nitrate from the top 20m in the coastal region to the subsurface (10-50m) further offshore. Phytoplankton tends to be exported from the upper 20m to the 30-80m deep layer. Eddies tend to enrich the coastal region in zooplankton, while the mean currents advect zooplankton-poor waters in this region. On the basis of the parametrization of turbulence in terms of diffusive fluxes, horizontal and vertical mixing coefficients are computed. The horizontal mixing coefficients are positive and varies from 1000-1500 m²/s in the case of nitrate to approximately 3000 m²/s in the cases of phytoplankton and zooplankton. Conversely, vertical mixing coefficient exhibit contrasted behaviors with positive and negative values, suggesting that parametrization of turbulence needs to be specific to every tracer.

This study is based on an idealized model of coastal upwelling and focused on the sole effect of mesoscale activity on the ecosystem. In addition to this effect, the mesoscale dynamics has a feedback on the mean circulation, which may change the nutrient input. A study based on observations would not permit to separate the direct effect from the change in nutrient input associated with the change in

mean circulation, whereas our approach permits to quantify the impact of mesoscale dynamics given a fairly constant nutrient input at the coast.

A limitation of our study is to neglect the meridional variation of the Coriolis factor. This spatial variation is responsible for the westward advection of eddies, which may contribute to further enhance the offshore export of biogeochemical materials in EBUS. The study of such a process is beyond the scope of this study since the north-south cyclic boundary conditions impose a constant Coriolis factor. Future work aimed at investigating this process requires the development of a different model configuration with western, northern and southern open boundaries, which implies alongshore variations of the model variables and increases the complexity of the analysis.

Appendix A : Sources and sinks terms of the ecosystem model

In this Annex section, details about the ecosystem are given. The source minus sink (SMS) terms are the following within the upper 120m :

$$\begin{aligned}
 S(NO_3) &= -NP + M_n \\
 S(P) &= (1 - \gamma)(NP + RP) - M_p - G_p \\
 S(Z) &= a_z(G_p + G_d) - M_z - E_z \\
 S(D) &= (1 - a_z)(G_p + G_d) + M_p + f_z M_z - G_d \\
 &\quad - M_d - V_d \partial_z D \\
 S(DOM) &= \gamma(1 - a_p)(NP + RP) + (1 - \alpha_z)E_z \\
 &\quad + (1 - \alpha_d)M_d - M_{dom} \\
 S(NH_4) &= -RP - M_n + \gamma\alpha_p(NP + RP) + \alpha_z E_z \\
 &\quad + \alpha_d M_d + M_{dom}
 \end{aligned}$$

The different terms are detailed in Tab. 1.

Acknowledgments

The work of Cyril Lathuilière is supported by DGA. The authors gratefully acknowledge INSU, LEFE-CYBER, MERCATOR and CNES for the additional financial support. This is a contribution to the TWISTED, INTERUP and MULTI-COLOR projects.

Table 1a	
name	parametrization
Light limitation	$L_I = 1 - e^{-\frac{PAR}{K_{PAR}}}$
Nitrate limitation	$L_{NO_3} = \frac{NO_3}{NO_3 + K_{NO_3}} e^{-\psi NH_4}$
Ammonium limitation	$L_{NH_4} = \frac{NH_4}{NH_4 + K_{NH_4}}$
New primary production	$NP = \mu_p L_I L_{NO_3} P$
Regenerated primary production	$RP = \mu_p L_I L_{NH_4} P$
Phytoplankton grazing	$G_p = g_z \frac{pP}{K_z + pP + (1-p)D} Z$
Detritus grazing	$G_d = g_z \frac{(1-p)D}{K_z + pP + (1-p)D} Z$
Preference for phytoplankton	$p = \frac{\tilde{p}P}{\tilde{p}P + (1-\tilde{p})D}$
Phytoplankton mortality	$M_p = m_p P$
Zooplankton mortality	$M_z = m_z Z^2$
Zooplankton Exudation	$E_z = \mu_z Z$
Remineralization of DOM	$M_{dom} = \mu_{dom} DOM$
Nitrification	$M_n = \mu_n NH_4$
Table 1b	
name	value
Nutrient limitation half saturation	$K_{NO_3} = 0.7 \text{ mmolN/m}^3$
Ammonium limitation half saturation	$K_{NH_4} = 0.1 \text{ mmolN/m}^3$
Inhibition of nitrate uptake by Ammonium	$\psi = 3$
Light limitation half-saturation	$K_{PAR} = 33 \text{ W.m}^{-2}$
Phytoplankton maximal growth rate	$\mu_p = 1.5 \text{ d}^{-1}$
Phytoplankton exsudation rate	$\gamma = 0.05$
Phytoplankton mortality rate	$m_p = 0.05 \text{ d}^{-1}$
Grazing half-saturation	$K_z = 1 \text{ mmolN/m}^3$
Zooplankton maximal growth rate	$g_z = 0.6 \text{ d}^{-1}$
Assimilated food fraction by zooplankton	$a_z = 0.7$
Preference for phytoplankton	$\tilde{p} = 0.8$
Zooplankton excretion rate	$\mu_z = 0.07 \text{ d}^{-1}$
NH4 fraction of zooplankton excretion	$\alpha_z = 0.5$
Zooplankton mortality rate	$m_z = 0.2 \text{ d}^{-1} \cdot \text{mmolN}^{-1} \cdot \text{m}^3$
Fraction of slow sinking mortality	$f_z = 0.5$
Nitrification rate	$\mu_n = 0.05 \text{ d}^{-1}$
DOM breakdown rate	$\mu_{dom} = 0.0056 \text{ d}^{-1}$
NH4 fraction of detritus dissolution	$\alpha_d = 0$
Detritus sedimentation speed	$V_d = 3 \text{ m.d}^{-1}$
Detritus remineralization rate	$\mu_d = 0.05 \text{ d}^{-1}$
C/N Redfield Ratio for phytoplankton	$Rd_{phy} = 6.56 \text{ molC.molN}^{-1}$
C :Chl ratio	$R_{C:Chl} = 60 \text{ mgC.mgChl}^{-1}$

TAB. 4.1 – a) Parametrization of the biological fluxes. b) Parameters of the biological model

Allen, J.S., P.A. Newberger and J. Federiuk (1995), Upwelling Circulation on the Oregon Continental Shelf. Part I : Response to Idealized Forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, *25*, 1843-1866.

Barth, J.A. (1994), Short-wavelength instabilities on coastal jets and fronts, *J. Geophys. Res.*, *99*(C8), 16095-16115.

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*(7), 1363-1388, doi :10.1175/1520-0485.

de Boyer Montégut, C., A.S. Fischer, G. Madec, A. Lazar and D. Iudicone (2004) : Mixed layer depth over the world ocean : an examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, *109*, C12003.

Bricaud, A., A. Morel, and J.-M. André (1987), Spatial/temporal variability of algal biomass in the mauritanian upwelling zone, as estimated from CZCS data, *Adv. Space Res.*, *7*(2), 5362.

Capet, X., J.C. McWilliams, M.J. Molemaker and A. Shchepetkin (2008), The transition from mesoscale to submesoscale in the California Current System : Flow structure, eddy flux and observational test, *J. Phys. Oceanogr.*, *38*(1), 29-43, doi = 10.1175/2007JPO3671.1.

Carr, M.-E. and E. Kearns (2003), Production regimes in four eastern boundary current systems, *Deep Sea Res. II*, *50*, 3199-3221.

Chavez, F.P., R.T. Barber, P.M. Kosro, A. Huyer, S.R. Ramp, T.P. Stanton and B. Rojas de Mendiola (1991), Horizontal transport and the distribution of nutrients in the coastal transition zone off northern California : Effects on primary production, phytoplankton biomass and species composition, *J. Geophys. Res.*, *96*(C8), 14833-14848.

Durski, S.M. and J.S. Allen (2005), Finite-Amplitude Evolution of Instabilities Associated with the Coastal Upwelling Front, *J. Phys. Oceanogr.*, *35*, 1606-1628.

Edwards, C.A., H.P. Batchelder and T.M. Powell (2000), Modeling microzooplankton and macrozooplankton dynamics within a coastal upwelling system, *J. Plankt. Res.*, *22*(9), 1619-1648.

Flament, P., L. Armi and L. Washburn (1985), The evolving structure of an upwelling filament, *J. Geophys. Res.*, *90*, 11765-11778.

Gruber, N., H. Frenzel, S.C. Doney, P. Marchesiello, J.C. McWilliams, J.R. Moisan, J.J. Oram, G.-K. Plattner, K.D. Stolzenbach (2006), Eddy-resolving simulation of plankton ecosystem dynamics in the California Current System, *Deep-Sea Res. I*, *53*(9), 1483-1516, doi=10.1016/j.dsr.2006.06.005.

Hurlburt, H.E. and J.D. Thompson (1973), Coastal Upwelling on a beta-plane, *J. Phys. Oceanogr.*, **3**, 16-32.

Kadko, D.C., L. Washburn, B. Jones (1991), Evidence of subduction within cold filaments of the northern California coastal transition zone, *J. Geophys. Res.*, **96**(C8), 14909-14926.

Krémeur (2008). Impact des propriétés biogéochimiques des eaux modales subtropicales sur la production primaire de l'Atlantique nord, étude à partir d'un modèle idéalisé, *Phd thesis*, UPMC, Paris.

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.

Lévy, M., Estubier, A, and G. Madec (2001). Choice of an advection scheme for biogeochemical models, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3725-3728.

Lévy, M, Klein, P. and A.-M. Treguier (2001). Impacts of sub-mesoscale physics on phytoplankton production and subduction, *J. Mar. Res.*, **59**, 535-565, doi = 10.1357/002224001762842181.

Lévy, M (2003). Mesoscale variability of phytoplankton and of new production : impact of the large scale nutrient distribution, *J. Geophys. Res.*, **108**(C11), 3358, doi = 10.1029/2002JC001577.

Lévy, M. and P. Klein (2004). Does the low frequency variability of mesoscale dynamics explain a part of the phytoplankton and zooplankton spectral variability ? *Proc. Royal Soc. Lon*, **460**(2046), 1673-1683, doi = 10.1098/rspa.2003.1219.

Lévy, M., Y. Lehahn, J.-M. André, L. Mémary, H. Loisel, and E. Heifetz (2005). Production regimes in the Northeast Atlantic : a study based on SeaZiFS chlorophyll and OGCM mixed-layer depth, *J. Geophys. Res.*, **110**(C7), C07S10, doi = 10.1029/-2004JC002771.

Lévy, M. (2008). The modulation of biological production by oceanic mesoscale turbulence, *Lect. Notes Phys.*, **744**, 219-261, doi=10.1007/978-3-540-75215-8_9.

Madec, G., Delecluse P., Imbard M., and Lévy C. (1998), OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. *Note du Pole de modélisation*, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, *No 11*, 91pp.

Madec G. (2008), NEMO reference manual, ocean dynamics component : NEMO-OPA. Preliminary version, *Note du Pole de modélisation*, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, *No 27*, in prep.

Mahadevan, A. and D. Archer (2000), Modeling the impact of fronts and mesoscale circulation on the nutrient supply and biogeochemistry of the upper ocean, *J. Geophys. Res.*, **105**, 1209-1225.

Marchesiello, P., J.C. McWilliams and A. Shchepetkin (2003), Equilibrium structure and dynamics of the California current system, *J. Phys. Oceanogr.*, *33*, 753-783.

McCreary, J.P., Y. Fukamachi and P. Kundu (1991), A numerical investigation of jets and eddies near an eastern ocean boundary, *J. Geophys. Res.*, *96*(C2), 2515-2534.

McGillicuddy, D.J.Jr, A.R. Robinson, D.A. Siegel, H.W. Jannasch, R. Johnson, T.D. Dickey, J. McNeil, A.F. Michaels, and A.H. Knap (1998), Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea, *Nature*, *394*, 263-266.

Nykjaer, L. and L. Van Camp (1994), Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *J. Geophys. Res.*, *99*(C7), 14197-14207.

Oschlies, A. (2002), Nutrient supply to the surface waters of the North Atlantic : A model study, *J. Geophys. Res.*, *107*(C5), 3046.

Pacanowski, R. C., and A. Gnanadesikan (1998), Transient response in a Z-level ocean model that resolves topography with partial cells. *Mon. Wea. Rev.*, *126*(12), 3248-3270.

Pasquero, C. (2005), Differential eddy diffusion of biogeochemical tracers, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L17603, doi :10.1029/2005GL023662.

Penven, P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, and J. Tam (2005), Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System : A modeling approach, *J. Geophys. Res.*, *110*, C10021, doi :10.1029/2005JC002945.

Philander, S.G.H. and J.-H. Yoon (1982), Eastern Boundary Currents and Coastal Upwelling, *J. Phys. Oceanogr.*, *12*, 862-879.

Rossi, V., C. López, J. Sudre, E. Hernández-García and V. Garçon (2008), Comparative study of mixing and biological activity of the Benguela and Canary upwelling systems, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L11602, doi :10.1029/2008GL033610.

Spitz, Y.H., P.A. Newberger and J.S. Allen (2003), Ecosystem response to upwelling off Oregon coast : Behavior of three nitrogen-based models , *J. Geophys. Res.*, *108*(C3), 3062, doi=10.1029/2001JC001181.

Spitz, Y.H., J.S. Allen and J. Gan (2005), Modeling of ecosystem processes on the Oregon shelf during the 2001 summer upwelling, *J. Geophys. Res.*, *110*, C10S17, doi=10.1029/2005JC002870.

Treguier, A. M., B. Barnier, A. P. de Miranda, J. M. Molines, N. Grima, M. Imbard, G. Madec, C. Messenger, T. Reynaud, and S. Michel (2001), An eddy-permitting model of the Atlantic circulation : Evaluating open boundary conditions, *J. Geophys. Res.*, *106*(C10), 22115-22129.

Van Camp, L., L. Nykjaer, E. Mittelstaedt, and P. Schlittenhardt (1991), Up-

welling and boundary circulation off northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations, *Prog. Oceanogr.*, 26, 357-402.

Williams, R.G. and M.J. Follows (2003), Physical transport of nutrients and the maintenance of biological production, In : *Ocean Biogeochemistry : a JGOFS synthesis*, ed. by Springer.

Zalesak, S.T. (1979), Fully multidimensional flux corrected transport algorithms for fluid, *J. Comput. Phys.*, 31, 335-362.

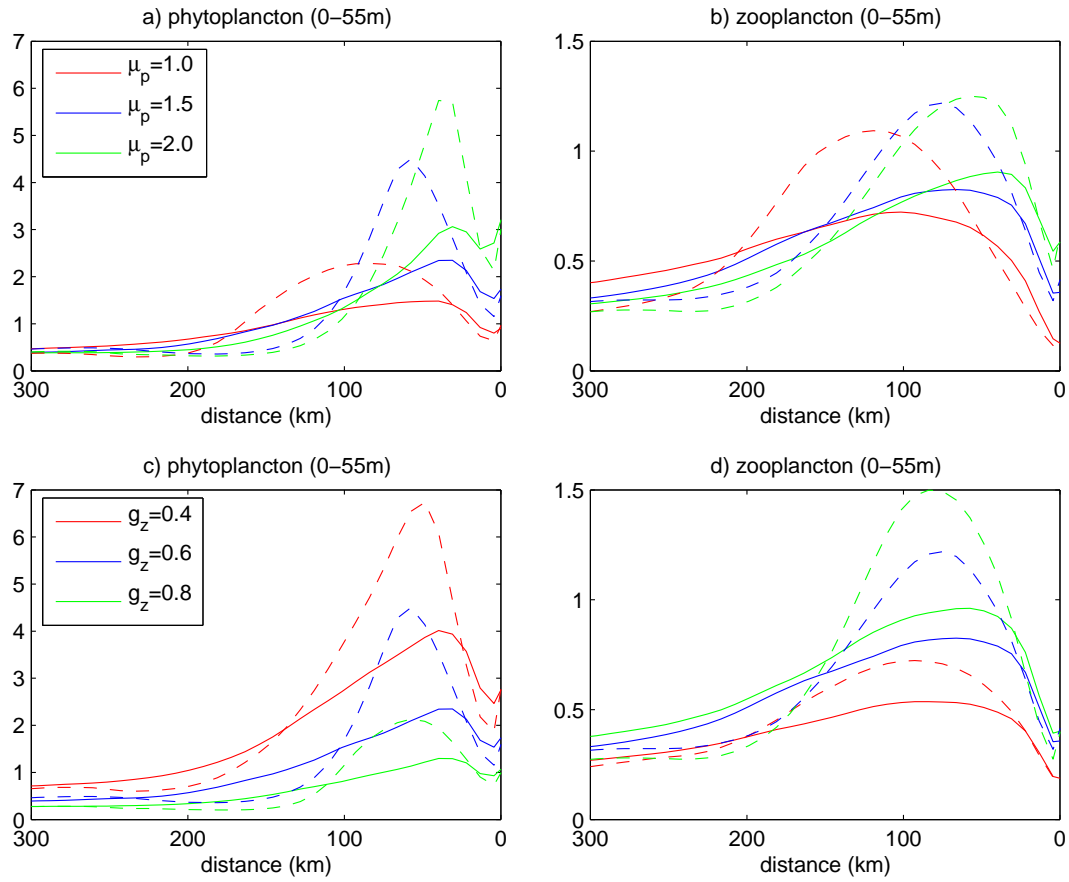


FIG. 4.10 – Profil des concentrations en phytoplancton et en zooplancton dans la couche de surface (0-55m) en fonction de la distance à la côte. Les figures (a) et (b) sont les expériences de sensibilité au taux de croissance maximum du phytoplancton, celui du zooplancton restant constant à $0.6 d^{-1}$. Les figures (c) et (d) illustrent la sensibilité au taux de croissance maximum du zooplancton, celui du phytoplancton restant constant à $1.5 d^{-1}$. Les lignes pleines correspondent aux expériences avec dynamique de mésoéchelle de type EDDY, alors que les lignes pointillées correspondent aux expériences sans dynamique de mésoéchelle de type NO_EDDY.

4.4 Discussion

4.4.1 Sensibilité aux taux de croissance

Dans cette partie, j'examine la sensibilité des résultats aux paramètres biologiques du modèle d'écosystème. Pour cela, j'ai effectué des expériences similaires à celles de SUB08 en faisant varier les taux de croissance maximum du phytoplancton (μ_p) et du zooplancton (g_z). Les deux paramètres ont un impact important sur les propriétés biogéochimiques simulées, et sont augmentés et diminués de 33%. Les autres conditions de l'expérience sont exactement les mêmes que dans les simulations

de SUB08, à l'exception des champs de mélange vertical dans les expériences sans dynamique de mésoéchelle. Le coefficient de mélange vertical est alors calculé en le diagnostiquant à partir de l'énergie associé au mélange (voir section 3.1.3), ce qui ne change absolument pas les résultats, ce qui pourra être vérifié en comparant les courbes présentées dans cette section avec celles présentées dans SUB08 utilisant les mêmes paramètres ($\mu_p = 1.5 \text{ d}^{-1}$ et $g_z = 0.6 \text{ d}^{-1}$).

La figure 4.10 montre les profils côtiers des concentrations en phytoplancton et en zooplancton pour les différentes expériences, à la fois avec et sans dynamique de mésoéchelle. Les différentes courbes présentent une allure similaire à celles de l'expérience de référence, mais une grande variabilité existe quant à l'amplitude. En particulier, les maxima varient dans la même proportion que les paramètres testés.

Le point essentiel de l'étude de sensibilité concerne la comparaison entre les simulations avec et sans dynamique de mésoéchelle, pour chaque jeu de paramètres. Dans tous les cas, le pic de phytoplancton est plus étalé en présence de mésoéchelle, avec un maximum plus faible et une extension vers le large plus grande. Globalement, le contenu en phytoplancton dans la bande côtière de 300km est réduit. Le pic de zooplancton est également plus étalé et réduit en amplitude dans le cas avec dynamique de mésoéchelle. Les conclusions déduites des expériences de référence dans l'étude SUB08 sont également valables pour l'ensemble des jeux de paramètres considérés. Les propriétés biogéochimiques sont fortement sensibles aux paramètres biologiques mais l'impact de la dynamique de mésoéchelle reste relativement constant.

Les expériences réalisées permettent également de documenter la sensibilité à μ_p et g_z des profils de phytoplancton et de zooplancton. Lorsque μ_p augmente, les maxima de phytoplancton et de zooplancton se déplacent vers la côte. En revanche la variation de g_z ne provoque pas de changement majeur de localisation des pics. L'augmentation de μ_p induit une augmentation à la fois de l'amplitude de la courbe de phytoplancton et de zooplancton, alors qu'une augmentation de g_z conduit à une augmentation de la concentration en zooplancton et à une baisse de celle du phytoplancton.

4.4.2 Paramétrisation par des flux diffusifs

L'étude SUB08 a permis de déterminer les flux turbulents et de les relier aux gradients des propriétés biogéochimiques. Des coefficients de mélange diffusif sont calculés. Il est donc intéressant d'introduire dans la simulation sans dynamique de mésoéchelle une paramétrisation des flux turbulents par un opérateur de diffusion. L'introduction d'une telle paramétrisation dans la simulation sans dynamique de mésoéchelle peut-elle reproduire les phénomènes constatés dans la simulation avec

dynamique de mésoéchelle ?

Plusieurs simulations sont comparées :

- 3D : il s'agit de la simulation EDDY issue de l'étude SUB08. Elle résout la dynamique de mésoéchelle sur une grille tridimensionnelle.
- <3D> : il s'agit de la simulation NO_EDDY issue de l'étude SUB08. Elle est réalisée sur la grille bidimensionnelle en offline. Le champ de vitesse utilisé est la circulation moyenne de 3D.
- <3D>H : il s'agit d'une simulation de type <3D>, où une forte diffusion horizontale laplacienne a été ajoutée. Le coefficient de diffusion est le même pour tous les compartiments du modèle d'écosystème et est égal à $2500 \text{ m}^2/\text{s}$.
- <3D>V : il s'agit d'une simulation de type <3D>, où une forte diffusion verticale a été ajoutée mais n'agit que sur le champ de phytoplancton. En effet, l'étude SUB08 a montré que les coefficients de mélange vertical ne sont importants que pour le champ de phytoplancton. Le coefficient de mélange utilisé est $0.001 \text{ m}^2/\text{s}$.
- <3D>V+H : il s'agit d'une simulation de type <3D>, où une forte diffusion horizontale est imposée à tous les compartiments et une forte diffusion verticale est imposée au champ de phytoplancton. Les coefficients de diffusion utilisés sont respectivement $2500 \text{ m}^2/\text{s}$ et $0.001 \text{ m}^2/\text{s}$.

Les profils en fonction de la distance à la côte des concentrations en phytoplancton et en zooplancton sont présentés sur la figure 4.11 pour les 5 simulations. L'introduction d'une diffusion verticale sur le champ de phytoplancton contribue à baisser la concentration en phytoplancton et en zooplancton, mais ne modifie pas la forme des profils. Le maximum de phytoplancton atteint 3 mmolN/m^3 dans <3D>V alors qu'il dépasse 4 mmolN/m^3 dans <3D>. L'introduction d'une diffusion horizontale sur tous les champs biogéochimiques a également pour effet la baisse de la concentration en phytoplancton. Cela suggère que les flux turbulents horizontaux contribuent également à la baisse du contenu en phytoplancton. Le mécanisme est vraisemblablement la non-linéarité des flux biogéochimiques et en particulier de la production primaire. En étalant vers le large la bande côtière riche, l'écosystème est plus dilué. Étant donnée que la mortalité du zooplancton est quadratique par rapport à la concentration en zooplancton, une bande côtière plus large devrait faire baisser la mortalité du zooplancton et le contenu total en zooplancton devrait augmenter ce qui accroîtrait la pression de prédation du zooplancton sur le phytoplancton. Par voie de conséquence, ce mécanisme expliquerait la baisse du contenu en phytoplancton par une augmentation du broutage du zooplancton en raison de l'élargissement de la bande côtière riche. L'expérience <3D>V+H cumule les effets

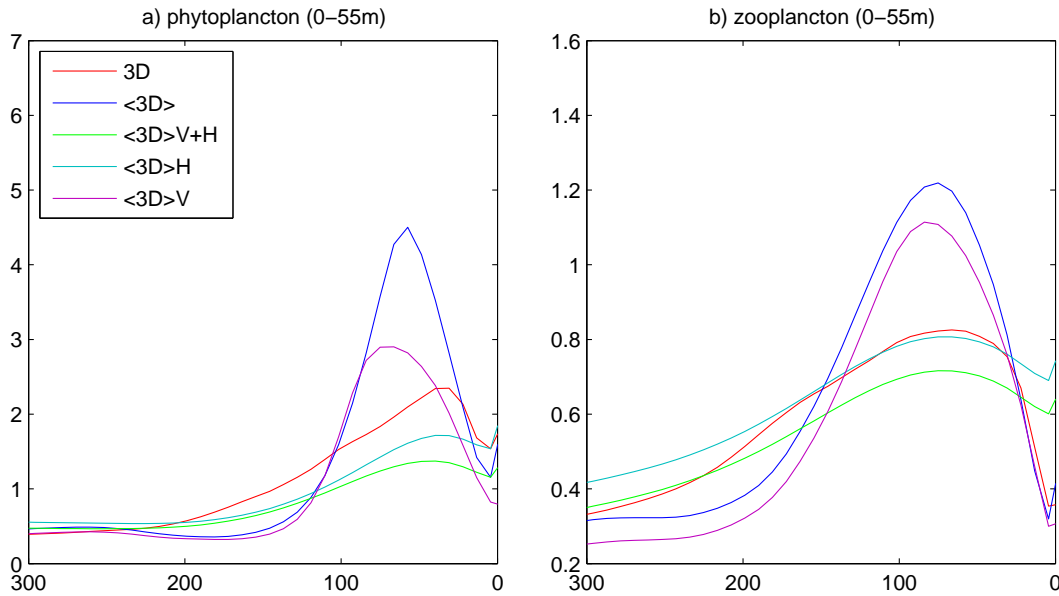


FIG. 4.11 – Concentration en phytoplancton et en zooplancton dans la couche de surface (0-55m) en fonction de la distance à la côte pour les simulations présentées dans la section 4.4.2. 3D désigne la simulation avec dynamique de mésoéchelle, $\langle 3D \rangle$ désigne la simulation sans dynamique de mésoéchelle, $\langle 3D \rangle V+H$ désigne la simulation où une diffusion horizontale et verticale a été ajoutée, $\langle 3D \rangle H$ désigne la simulation où seule une diffusion horizontale a été ajoutée et $\langle 3D \rangle V$ désigne la simulation où seule une diffusion verticale a été ajoutée.

horizontaux et verticaux, et présentent des concentrations en phytoplancton et en zooplancton inférieures à $\langle 3D \rangle V$ et $\langle 3D \rangle H$.

Cette étude de paramétrisation montre que les échanges horizontaux conduisent également à une baisse du contenu total en phytoplancton. Les profils de phytoplancton et zooplancton obtenus par les paramétrisations se rapprochent de ceux de 3D. Néanmoins, les différences avec ceux-ci restent importantes. Le paramètre choisi pour la diffusion horizontale est le même pour tous les compartiments. Sa valeur de $2500 \text{ m}^2/\text{s}$ est conforme aux valeurs calculées dans SUB08 pour le phytoplancton et le zooplancton, mais est sans doute trop fort pour les nitrates puisque la valeur calculée à partir des flux turbulents était de $1500 \text{ m}^2/\text{s}$. Pour aller plus loin dans la démarche de paramétrisation, il faudra probablement introduire des coefficients de diffusion spécifiques à chaque compartiment. De plus, la décomposition en flux turbulents horizontaux et verticaux néglige le fait que la circulation océanique se fait dans une large mesure de façon isopycnale. Une perspective de ce travail serait de le reproduire avec une décomposition en partie isopycnale et diapycnale. D'autre part,

la dynamique de mésoéchelle n'est pas homogène spatialement comme je l'ai décrit dans le chapitre 3. Il est donc légitime de penser que les coefficients de mélange doivent être variables pour tenir compte de la variation d'intensité de la circulation de mésoéchelle.

L'objectif de cette section était d'étudier si l'introduction de diffusion horizontale et verticale permettait de reproduire la baisse du contenu en phytoplancton. J'ai montré que les deux processus induisent effectivement une baisse du contenu total en phytoplancton. Proposer une paramétrisation plus complète et plus réaliste est une perspective intéressante. Les résultats préliminaires présentés ici sont encourageant.

4.5 Conclusion

L'objectif du chapitre était d'analyser l'impact de la dynamique de mésoéchelle sur les propriétés biogéochimiques des EBUS. L'accent a été mis sur deux aspects essentiels : la largeur de la bande côtière et les bilans biogéochimiques de la zone de transition côtière. Le modèle idéalisé mis en place a permis d'établir une augmentation importante de la largeur de la bande côtière riche en présence de turbulence océanique sous l'action notamment des filaments d'upwelling. La redistribution des matériaux biogéochimiques par la circulation de mésoéchelle se traduit par une baisse du contenu en phytoplancton dans une bande côtière de 300km de large, associé à un flux turbulent vertical de phytoplancton, contribuant de façon significative à l'export de matière organique hors de la région côtière superficielle. Une caractéristique essentielle de l'étude est le fait que la comparaison entre les simulations incluant et excluant la dynamique de mésoéchelle se fait à circulation moyenne constante. Ainsi, la différence entre les simulations n'est pas due aux différences de circulation moyenne associées à la rétroaction de la turbulence sur la circulation moyenne. En particulier les apports de nutriments sont très similaires et apparaissent ainsi comme essentiellement contrôlés par la circulation moyenne. Les expériences de sensibilité réalisées montrent que les résultats sont valables pour des jeux de paramètres variés. Enfin, l'introduction d'une diffusion horizontale dans l'expérience sans dynamique de mésoéchelle induit une baisse du contenu en phytoplancton, ce qui suggère que les échanges côte-large participent également à cette baisse bien qu'ils ne produisent pas véritablement de transport à travers les frontières de la boîte CTZ.

Chapitre 5

Discussion

L'objectif de ce chapitre est d'approfondir plusieurs points essentiels soulevés au cours des chapitres précédents et de discuter l'importance de certains processus à l'aide d'études de sensibilité. Dans le chapitre précédent, j'ai montré que la dynamique de mésoéchelle jouait un rôle majeur dans le contrôle de l'écosystème d'upwelling côtier. La turbulence océanique a tendance à diminuer le contenu en phytoplancton de l'écosystème d'upwelling côtier. Ce résultat est marquant en comparaison de la littérature traitant de l'océan ouvert qui montre un effet inverse. J'ai voulu approfondir ce point dans la section 5.1 et étudier comment le changement de régime était explicable.

D'autre part, l'étude de la variabilité de la chlorophylle observée par satellite a permis de suggérer plusieurs facteurs importants pour le contrôle de l'extension vers le large de la bande côtière riche en chlorophylle. Parmi ces facteurs se trouve la présence d'un rotationnel de vent positif lié au fléchissement du vent à proximité de la côte. Dans la section 5.2, j'étudierai l'impact du profil du vent sur la répartition des propriétés biogéochimiques dans les EBUS.

Enfin, dans la section 5.3, je discuterai de l'importance de la variation du facteur de Coriolis avec la latitude. La variation de ce facteur induit en effet la propagation vers l'ouest et donc vers le large dans les EBUS des ondes de Rossby et des tourbillons. Le modèle utilisé dans cette thèse a en effet négligé cette variation en raison des conditions aux frontières cycliques Nord-Sud.

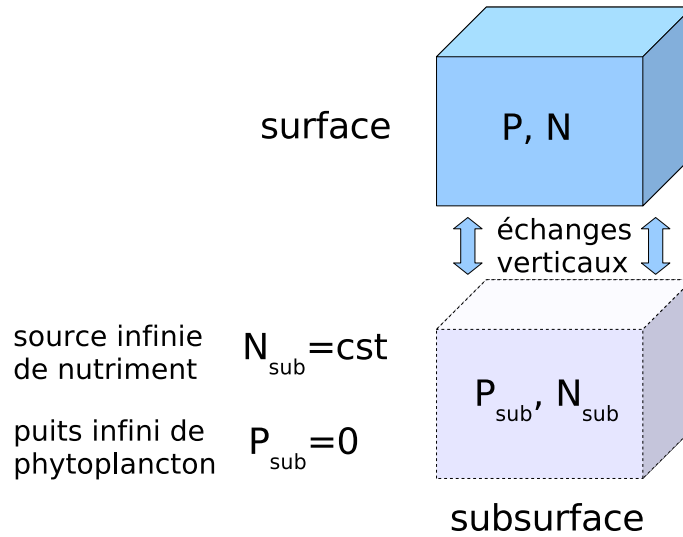


FIG. 5.1 – Schéma de principe du modèle en boîtes.

5.1 Apport de nutriments et export de phytoplancton

La plupart des travaux portant sur l'impact de la dynamique de mésoéchelle sur les écosystèmes marins ont traité de l'océan ouvert (Lévy, 2008). Dans ce contexte, celle-ci favorise la production primaire et augmente les stocks de phytoplancton en raison de l'augmentation des apports verticaux de nutriments. En plus de la contribution présentée au chapitre 4, d'autres travaux suggèrent un rôle opposé dans les EBUS. Les expériences de modélisation de Gruber et al. (2007) comparent une simulation avec dynamique de mésoéchelle avec une simulation sans dynamique de mésoéchelle obtenue en supprimant les termes non-linéaires dans l'advection de moment. Le processus proposé est une baisse de la richesse en nutriments des eaux d'upwelling en raison de la recirculation en profondeur des eaux de surface qui sont pauvres en nutriments. Des études statistiques suggèrent que le contenu en chlorophylle baisse lorsque l'intensité du mélange horizontal et de l'énergie cinétique turbulente augmente (Rossi et al., 2008; Lachkar et al., 2008). Comment peut-on expliquer ce comportement différent entre les EBUS et l'océan ouvert ? Dans cette section je propose un modèle très simplifié illustrant les différents comportements observés. Il consiste à modéliser les concentrations de nutriments et de phytoplancton en fonction des échanges verticaux associés à la circulation de mésoéchelle ainsi qu'à l'upwelling.

Je considère un modèle d'océan à deux couches [Fig. 5.1]. On s'intéresse aux

concentrations en nutriments N et en phytoplancton P dans la couche de surface. On suppose que l'évolution du système est de la forme suivante sans considération de dimension :

$$\begin{aligned}\frac{\partial N}{\partial t} &= -\alpha_n.(N - N_{sub}) - \mu.N.P \\ \frac{\partial P}{\partial t} &= -\alpha_p.(P - P_{sub}) + \mu.N.P - m.P\end{aligned}$$

Le terme $-\alpha_n.(N - N_{sub})$ correspond aux apports de nutriments à partir des eaux de subsurface, N_{sub} étant la concentration en nutriments en subsurface. Le terme $\mu.N.P$ est la production primaire. Le terme $-\alpha_p.(P - P_{sub})$ est l'export de phytoplancton et $m.P$ est la mortalité du phytoplancton. Les paramétrisations de la production primaire et de la mortalité sont des versions simplifiées et intégrées sur la dimension verticale de ce qui est utilisé dans les modèles d'écosystème globaux. L'essentiel de la simplification consiste à supprimer la saturation de dépendance de la production primaire à la disponibilité des nutriments. Les paramétrisations des échanges verticaux correspondent à une diffusion entre les deux couches. Je choisis de négliger la concentration en surface de nutriments pour les apports de nutriments et la concentration en subsurface du phytoplancton en ce qui concerne les flux verticaux de phytoplancton. Le système simplifié est alors :

$$\begin{aligned}\frac{\partial N}{\partial t} &= \alpha_n.N_{sub} - \mu.N.P \\ \frac{\partial P}{\partial t} &= -\alpha_p.P + \mu.N.P - m.P\end{aligned}$$

En se plaçant à l'état d'équilibre, on obtient :

$$\begin{aligned}\alpha_n.N_{sub} - \mu.N.P &= 0 \\ \mu.N.P - \alpha_p.P - m.P &= 0\end{aligned}$$

On a alors les concentrations à l'équilibre :

$$N = \frac{\alpha_p + m}{\mu}$$

$$P = \frac{\alpha_n \cdot N_{sub}}{\alpha_p + m}$$

Dans la suite, je vais considérer le cas d'un océan ouvert, puis un cas plus général incluant un upwelling. En océan ouvert, on peut faire l'hypothèse d'un coefficient d'échange vertical identique pour les deux composantes, on a alors $\alpha_n = \alpha_p = \alpha$. Le terme α représente l'intensité des échanges verticaux dus à la circulation de mésoéchelle. Dans ce cas :

$$P = \frac{N_{sub}}{1 + \frac{m}{\alpha}}$$

P est alors une fonction croissante de α , c'est-à-dire que si on augmente les échanges entre la surface et la subsurface, la concentration à l'équilibre du phytoplancton augmente, ce qui cohérent avec les résultats en océan ouvert.

Après le cas simple de l'océan ouvert, je considère le cas où existe un échange vertical supplémentaire par upwelling. On ajoute donc un terme $+w \cdot N_{sub}$ dans l'équation d'évolution des nutriments. Les apports de phytoplancton par upwelling sont négligeables puisque la concentration en phytoplancton est négligeable en subsurface. Le système d'équation garde la même forme avec les coefficients d'échanges suivants :

$$\alpha_N = w + \alpha$$

$$\alpha_P = \alpha$$

Les concentrations à l'équilibre sont alors :

$$N = \frac{\alpha + m}{\mu}$$

$$P = \frac{w + \alpha}{\alpha + m} \cdot N_{sub}$$

Pour connaître le comportement de P en fonction de la modulation de l'intensité de la mésoéchelle représentée par le paramètre α , je calcule $\frac{\partial P}{\partial \alpha}$:

$$\frac{\partial P}{\partial \alpha} = N_{sub} \cdot \frac{m - w}{(\alpha + m)^2}$$

$\frac{\partial P}{\partial \alpha}$ est du signe de $m-w$ ou encore de w_c-w , en introduisant $w_c=m$, la valeur critique de l'upwelling. Par conséquent, il existe deux régimes, en fonction de la valeur de l'upwelling relativement à la valeur critique w_c :

- En cas d'upwelling faible, $w < w_c$ et alors $\frac{\partial P}{\partial \alpha} > 0$. La concentration d'équilibre du phytoplancton est alors augmentée si on augmente l'intensité de la dynamique de mésoéchelle. Dans ce régime, c'est l'apport de nutriments qui domine.
- En cas d'upwelling fort, $w > w_c$ et alors $\frac{\partial P}{\partial \alpha} < 0$. La concentration à l'équilibre du phytoplancton diminue si on augmente l'intensité de la dynamique de mésoéchelle. Dans ce régime, c'est l'export de phytoplancton qui domine.

On notera qu'en mettant le terme w à zéro, le résultat correspond à celui obtenu pour l'océan ouvert. Le terme w peut représenter un upwelling côtier comme un upwelling de grande échelle comme le pompage d'Ekman positif.

Cette étude a permis de mettre en évidence l'existence théorique de deux régimes dans lesquels l'effet de l'intensification de la dynamique de mésoéchelle est opposé. En cas d'upwelling faible, l'effet d'accroissement des apports de nutriments domine, alors qu'en cas d'upwelling fort, c'est l'effet d'export vertical de phytoplancton qui l'emporte. Il serait intéressant d'étudier dans des simulations présentant des dynamiques de mésoéchelle d'intensité variable si effectivement les régions d'upwelling fort sont sujettes à une baisse du contenu en phytoplancton avec l'intensification de la dynamique de mésoéchelle. L'approche pourrait consister à comparer des simulations globales couplées à un modèle d'écosystème avec des résolutions différentes et donc avec des dynamiques de mésoéchelle d'intensités variables. Pour aller plus loin, il serait intéressant de calculer la valeur critique de l'upwelling w_c en fonction des paramètres biologiques des modèles d'écosystème plus complexes.

5.2 Impact du profil de vent

Cette section vise à étudier l'impact du profil de vent côtier. Dans le chapitre 1, j'ai rappelé qu'il y a deux sources d'upwelling dans les EBUS : l'upwelling côtier lié à la tension de vent parallèle à la côte et le pompage d'Ekman lié au rotationnel de vent. En présence d'un profil de vent côtier présentant un fléchissement à la côte, un upwelling de type pompage d'Ekman se produit. L'upwelling total en terme de flux de masse est alors le même qu'en absence de fléchissement [Fig. 1.2]. Néanmoins, les deux types d'upwelling ne produisent pas la même réponse sur l'océan, bien

que le flux de masse soit identique (Capet et al., 2004; Fennel et Lass, 2007). En présence d'un fléchissement du vent, l'océan est plus chaud en surface et le sous-courant est plus fort et situé plus près de la surface, donc les caractéristiques des eaux d'upwelling peuvent être différentes.

Dans le chapitre 2, la contribution du pompage d'Ekman à l'extension vers le large des eaux riches en chlorophylle a été évoquée. J'ai montré que son rôle pouvait être important même s'il n'est pas primordial dans la mesure où les variations saisonnières du rotationnel de tension de vent ne contrôlent pas celles de l'extension vers le large de la bande côtière riche.

Une autre motivation importante vient du fait que les tensions de vent ne sont pas bien connues à proximité de la côte. Quand on estime l'upwelling à partir d'une tension de vent mesurée au large comme c'est le cas dans le chapitre 2, il s'agit de l'upwelling total incluant l'upwelling côtier et le pompage d'Ekman. Par conséquent, il est important de connaître l'impact relatif des deux sources d'upwelling pour interpréter l'upwelling total à partir de la tension de vent du large. Les questions que l'on pose sont donc : les deux sources d'upwelling ont-elles des impacts similaires sur l'écosystème ? Dans quelle mesure les résultats obtenus sont-ils sensibles au profil de vent côtier ?

Je montrerai que le modèle mis au point pour un profil de vent constant dans le chapitre 3 peut être étendu à un profil de tension de vent variable spatialement. Je comparerai 5 simulations présentant des profils de vent différents pour lesquels le pompage d'Ekman représente respectivement 0%, 25%, 50%, 75% et 100% de l'upwelling total, qui lui est constant. Je présenterai les différentes réponses obtenues à la fois sur les champs physiques et biologiques. Je conclurai sur l'importance relative des deux sources d'upwelling et sur la sensibilité au profil de vent côtier des études ne considérant que l'upwelling total.

5.2.1 Modèle et approche

Adaptation du modèle

Le point crucial de l'adaptation du modèle au profil de vent variable est le courant d'alimentation en subsurface. Il est en effet paramétré par l'introduction d'un gradient de pression parallèle à la côte situé entre 45m et 200m de profondeur. Il est ajusté pour que le transport géostrophique associé compense le transport d'Ekman en surface. Techniquement, je l'ai implémenté en calculant le transport d'Ekman à partir de la tension de vent du modèle. Par conséquent, le gradient de pression est proportionnel à la tension de vent, et donc au transport d'Ekman. Le fléchissement

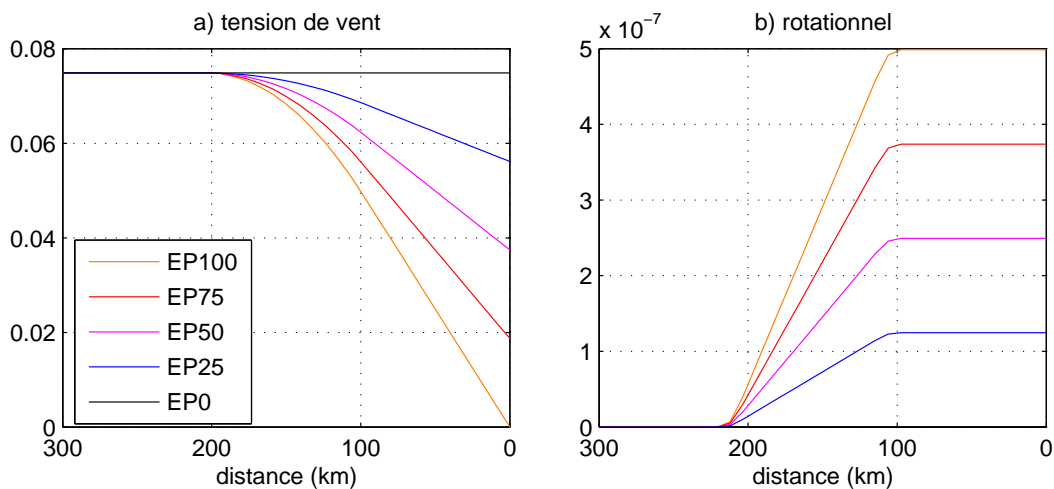


FIG. 5.2 – Profils en fonction de la distance à la côte pour les 5 simulations (EP0, EP25, EP50, EP75, EP100) (a) de la tension de vent favorable à l’upwelling, (b) du rotationnel de tension de vent.

du vent côtier se traduit par une diminution à proximité de la côte du gradient de pression parallèle à la côte. Le courant de subsurface dirigé vers la côte diminue d’intensité à l’approche de la côte, créant ainsi une convergence horizontale, qui est compensée par une vitesse verticale qui correspond exactement à la vitesse du pompage d’Ekman. L’implémentation de la paramétrisation permet donc au courant géostrophique de subsurface de compenser le transport d’Ekman quelle que soit la distance de la côte.

Simulations réalisées

Le fléchissement du vent côtier est modélisé par un rotationnel de tension de vent constant sur les 100 premiers kilomètres à partir de la côte puis linéaire sur les 100 suivants [Fig. 5.2a,b]. L’échelle spatiale est choisie pour être en accord avec les structures spatiales observées (Bakun et Nelson, 1991).

La part de l’upwelling due au pompage d’Ekman est égale au ratio entre la différence de tension de vent entre le large et la côte et la tension de vent au large. J’ai choisi 5 répartitions différentes appelées en fonction de la part du pompage d’Ekman dans l’upwelling total :

- EP0 : le profil de vent est constant avec une tension de vent $\tau = 0.075 \text{ N/m}^2$, il n’y a que de l’upwelling côtier.
- EP25 : la tension de vent varie de 0.075 N/m^2 au large à 0.056 N/m^2 à la côte.
- EP50 : la tension de vent varie de 0.075 N/m^2 au large à 0.037 N/m^2 à la côte.

- EP75 : la tension de vent varie de 0.075 N/m^2 au large à 0.019 N/m^2 à la côte.
- EP100 : la tension de vent varie de 0.075 N/m^2 au large à 0 N/m^2 à la côte : il n'y a pas d'upwelling côtier.

Les différents profils de tension de vent et de rotationnel de tension de vent obtenus sont montrés sur la figure 5.2. Les simulations ont une durée de 3 ans. Seule la troisième année est analysée. Pour obtenir un état véritablement stationnaire, il faudrait réaliser des simulations plus longues et donc plus coûteuses. Les simulations de trois années sont néanmoins suffisantes pour analyser les principales différences entre les simulations. En particulier, j'ai vérifié que la présence d'un rotationnel de vent ne modifie pas sensiblement la vitesse d'établissement de la circulation.

Validation et description de la réponse de l'océan

La circulation évolue en fonction de la part du pompage d'Ekman. Pour étudier cela, j'ai reproduit la structure zonale et verticale de la température, de la vitesse parallèle à la côte et de la fonction de courant zonale pour les 5 simulations sur la figure 5.3. Les diagnostics sont les mêmes que ceux utilisés dans le chapitre 3 [Fig. 3.5].

Le champ de température ainsi que les courants parallèles à la côte varient peu entre les simulations EP0, EP25 et EP50 [Fig. 5.3]. Lorsque la proportion de pompage d'Ekman est plus grande (EP75 et EP100), le champ de température présente des valeurs plus basses entre 20m et 200m de profondeur dans une bande côtière de 200km de large. C'est l'effet du pompage d'Ekman qui fait remonter la thermocline. En surface, la température est plus élevée dans EP100 que dans les autres simulations. La vitesse parallèle à la côte dans les simulations EP75 et EP100 présente également de grandes différences par rapport aux 3 autres simulations (EP0, EP25 et EP50), avec un sous-courant s'étendant vers le large et vers la surface. L'intensité des vitesses dans le sous-courant reste à peu près la même aux environs de 20 cm/s . Cependant la veine de courant est beaucoup plus épaisse, le transport vers le pôle est donc plus important. Dans la simulation EP100, la circulation en surface à moins de 150km de la côte est entièrement dirigée vers le pôle et le jet côtier a complètement disparu. Ces résultats sont globalement en bon accord avec les travaux de Capet et al. (2004) et Fennel et Lass (2007).

La fonction de courant zonale illustre le déplacement vers le large de l'upwelling lorsqu'on augmente la proportion de pompage d'Ekman [Fig. 5.3k-o]. Cet effet est contrôlé par la paramétrisation du courant d'alimentation de l'upwelling.

La figure 5.4 montre une sélection des champs biogéochimiques du modèle, en moyenne le long de la côte et sur la troisième année de simulation. Le pompage

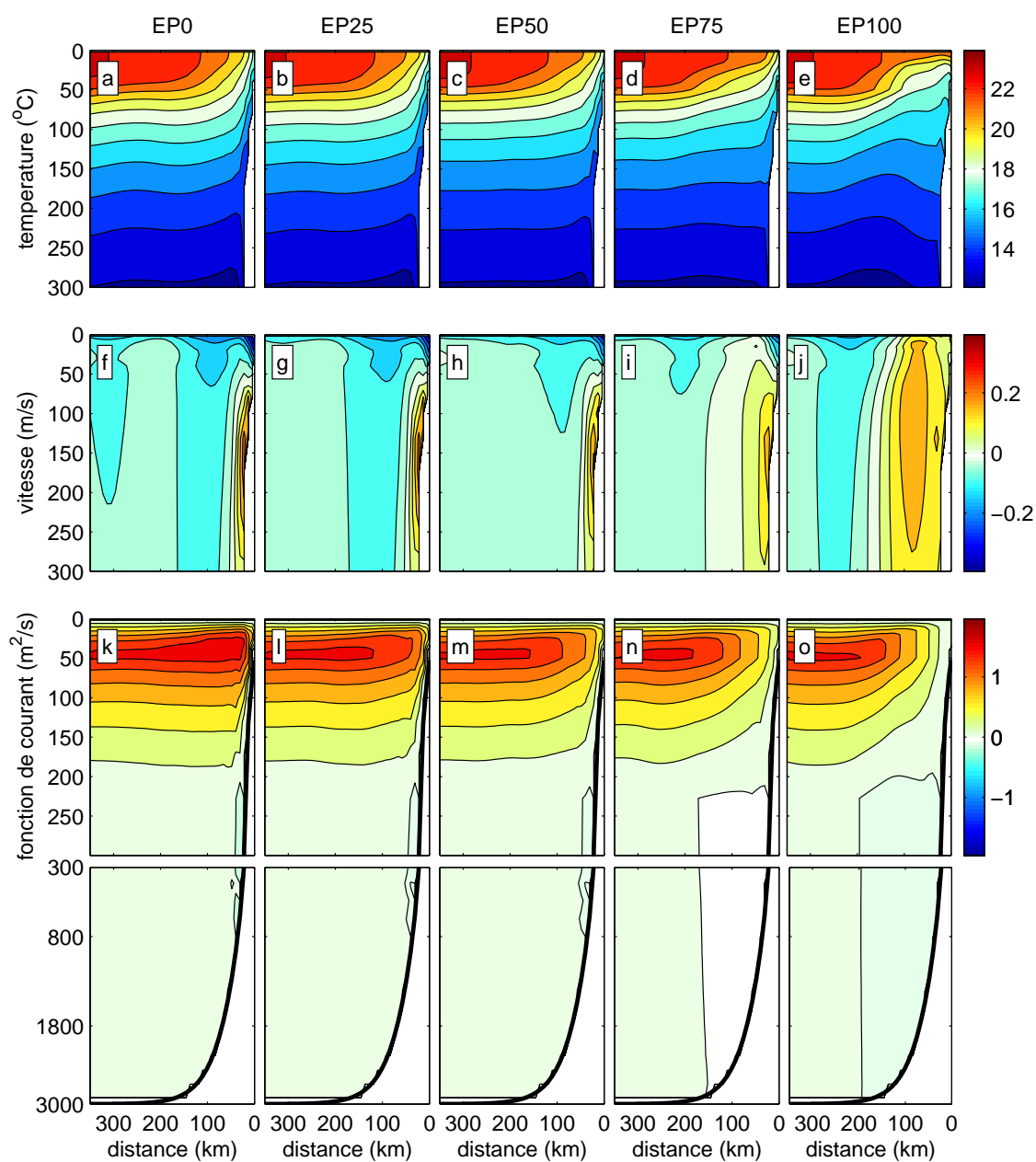


FIG. 5.3 – Température de l'océan (a-e), vitesse parallèle à la côte (f-j) et fonction de courant (k-o), en fonction de la fraction d'upwelling constituée par le pompage d'Ekman (de EP0 à EP100)

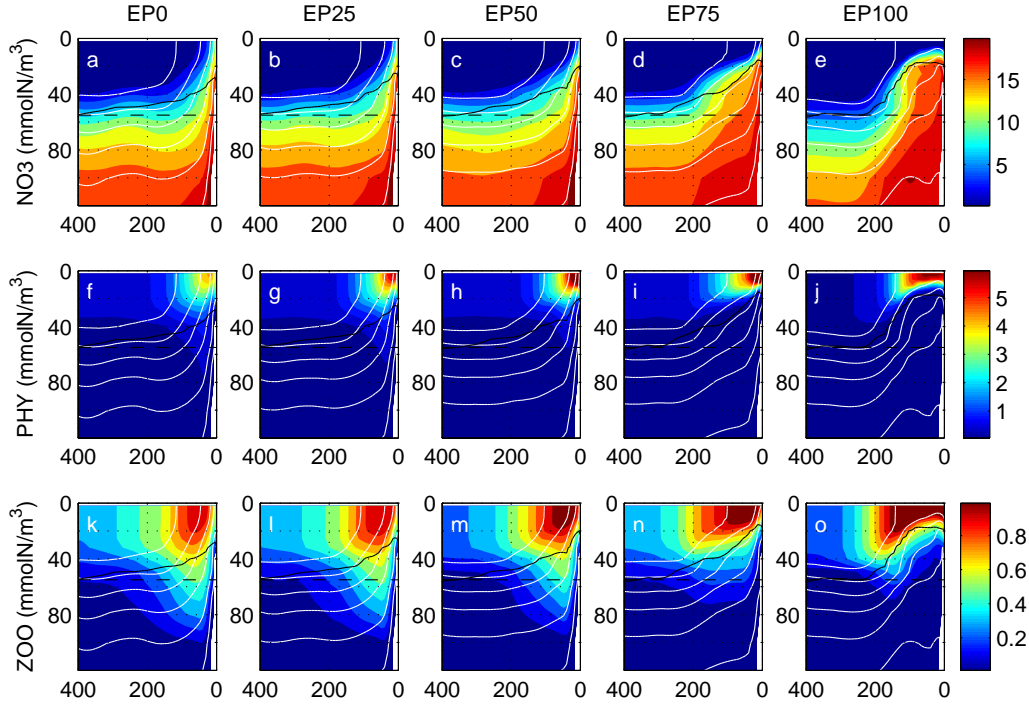


FIG. 5.4 – Distribution en fonction de la distance à la côte et la profondeur de 3 champs biogéochimiques, nitrate, phytoplancton et zooplancton pour les 5 simulations faisant varier la répartition entre le pompage d'Ekman et l'upwelling côtier.

d'Ekman a tendance à confiner le phytoplancton dans une couche de surface très mince. Dans les simulations EP0 à EP50, on trouve la présence de phytoplancton en dessous de la profondeur euphotique, ce qui n'est pas le cas dans EP75 et EP100. On peut généraliser cette observation à d'autres propriétés biogéochimiques : en présence de pompage d'Ekman, la zone riche en zooplancton ne s'étend pas au delà de 50m de profondeur. En conclusion, les propriétés biogéochimiques ne changent pas radicalement avec l'introduction d'un fléchissement du vent côtier. Le fait marquant est l'advection verticale sur la bande côtière de 150km de large qui fait remonter vers la surface les propriétés biogéochimiques des eaux plus profondes.

La modification du profil de vent induit de profonds changements dans la circulation mésoéchelle [Fig.5.5]. Les vitesses verticales sont moins intenses à mesure de l'augmentation de la proportion de pompage d'Ekman [Fig.5.5]. On peut remarquer que la longueur d'onde semble baisser entre la simulation EP0 et EP50 : le nombre d'onde au niveau du jet côtier passe de 4 pour EP0 à 5 pour EP50. D'autre part, l'énergie cinétique turbulente diminue quelle que soit la distance à la côte lorsque la proportion de pompage d'Ekman augmente [Fig. 5.6]. L'EKE est d'environ 100

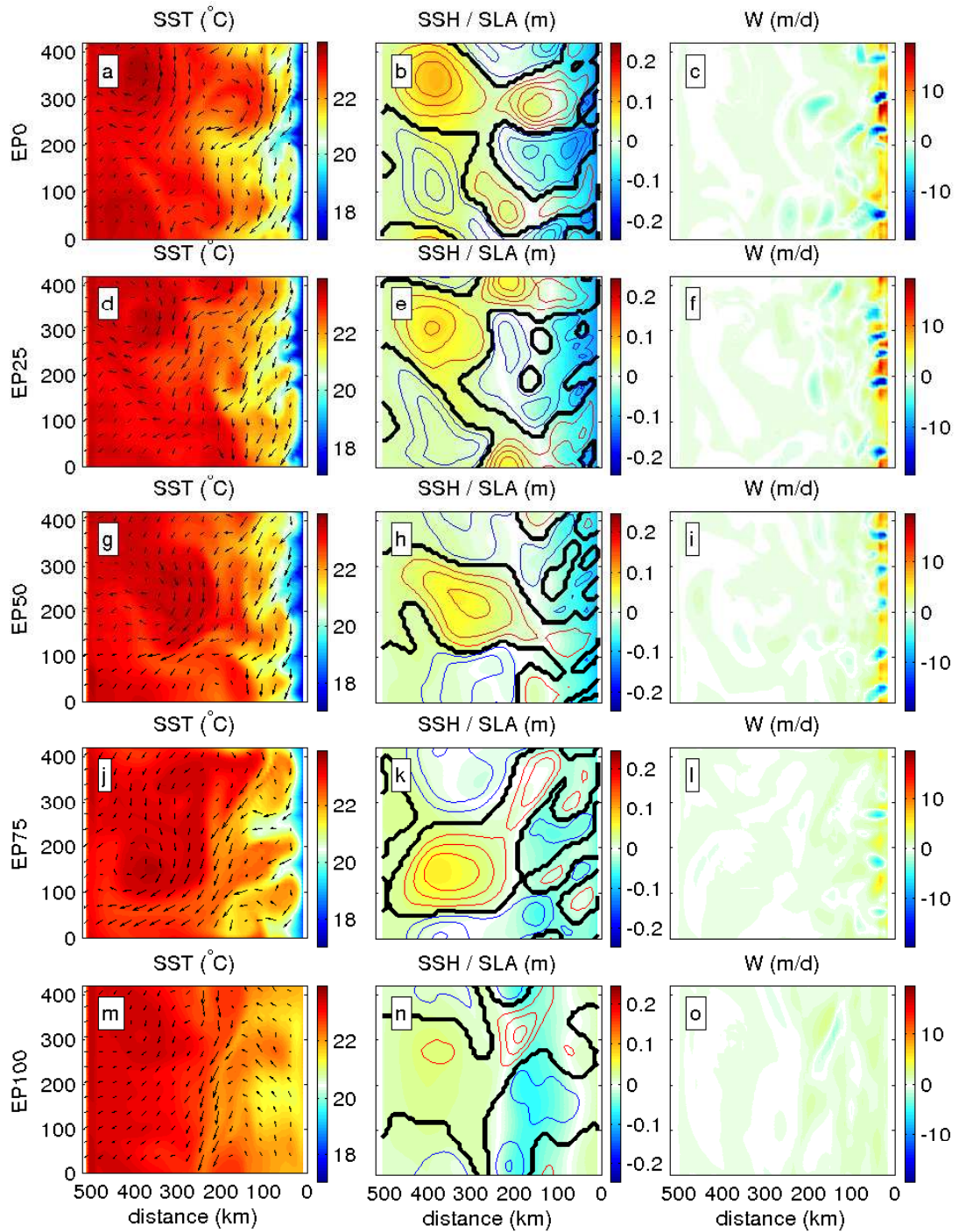


FIG. 5.5 – Distribution spatiale de la température de surface (en °C), de l'élévation de la surface libre (en m) ainsi que son anomalie par rapport à la moyenne le long de la côte en contour, et de la vitesse verticale à 55m de profondeur (en m/d) pour les 5 simulations faisant varier la répartition entre le pompage d'Ekman et l'upwelling côtier. Il s'agit d'une moyenne sur 9 jours consécutifs au cours de la troisième année de simulation.

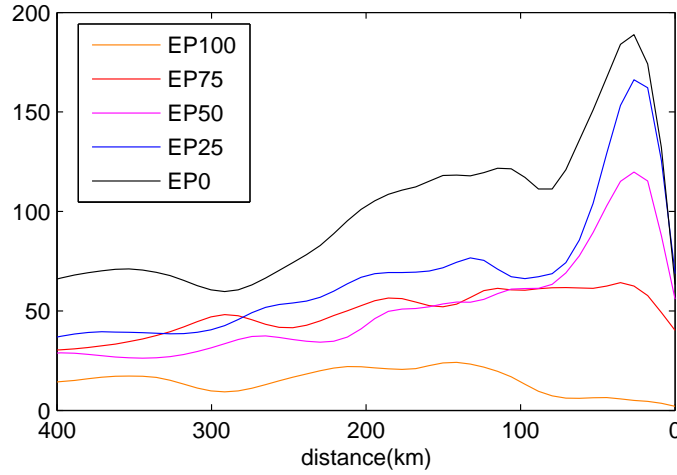


FIG. 5.6 – Distribution en fonction de la distance à la côte de l'énergie cinétique turbulente (en cm^2/s^2) pour les 5 simulations faisant varier la répartition entre le pompage d'Ekman et l'upwelling côtier. Il s'agit d'une moyenne sur la troisième année de simulation. L'état moyen considéré est la moyenne des champs le long de la côte et sur la troisième année de simulation.

cm^2/s^2 avec un pic à $180 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ dans EP0, $60 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ avec un pic à $160 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ dans EP25, $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ avec un pic au delà de $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ dans EP50, quasi-uniformément $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ dans EP75 et moins de $20 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ dans EP100. L'évolution vers une dynamique de mésoéchelle moins énergétique lorsque la proportion de pompage d'Ekman augmente, peut s'expliquer par une instabilité barocline moins intense. Les gradients des champs physiques sont en effet moins forts en présence d'un fléchissement de vent côtier. L'apport de vorticité est en effet réparti sur une bande côtière large alors que celui-ci est concentré à la côte dans le cas de l'upwelling côtier.

5.2.2 Impact sur les profils côtiers

La figure 5.7 montre les profils de différents champs utiles à l'analyse. La température de surface est un indicateur du refroidissement par l'upwelling : plus la SST est basse, plus les flux air-mer sont grands. Comme le système est quasi-stationnaire, les flux air-mer équilibrent le refroidissement par l'upwelling. Les autres champs renseignent eux sur la réponse biogéochimique.

La température de surface est relativement proche pour les simulations EP0, EP25 et EP50. Elle est plus élevée dans EP75 et EP100 à moins de 100 km de la côte et est plus basse au large. Ces résultats sont en accord avec l'idée que le pompage d'Ekman produit un refroidissement plus faible à flux vertical équivalent que l'upwelling côtier.

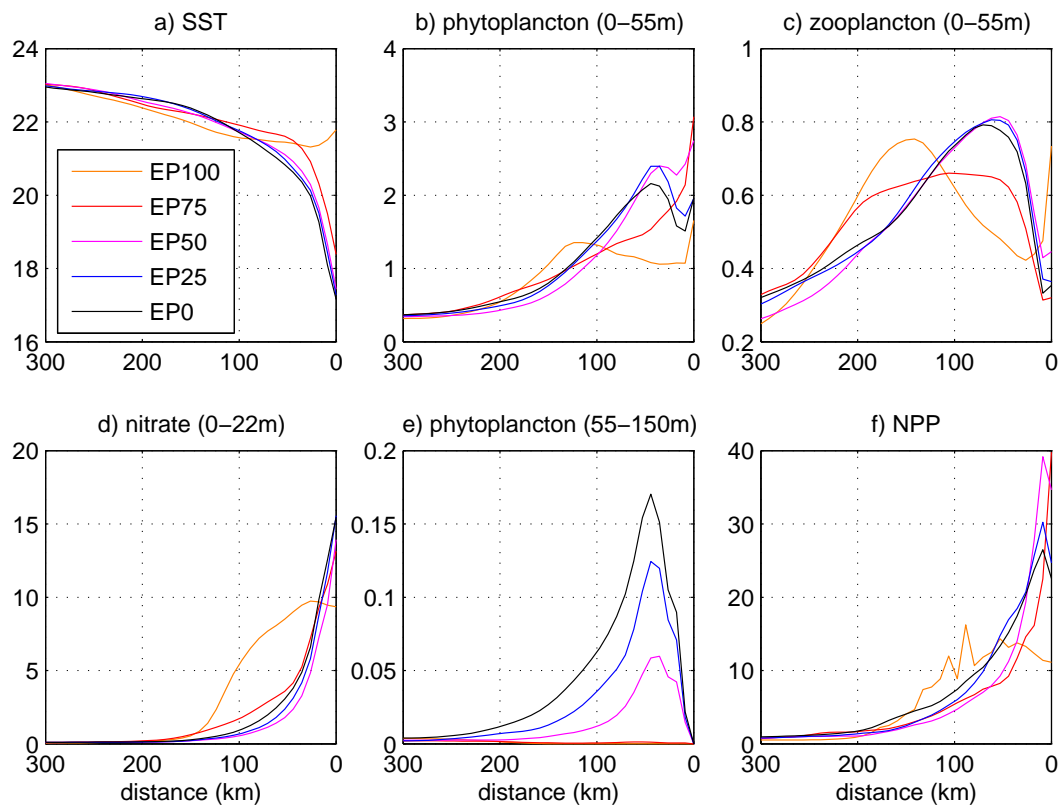


FIG. 5.7 – Profils en fonction de la distance à la côte pour les 5 simulations (EP0, EP25, EP50, EP75, EP100) (a) de la température de surface de l’océan (en °C), (b) de la concentration en phytoplancton dans la couche 0-55m (en mmolN/m^3), (c) de la concentration en zooplancton dans la couche 0-55m (en mmolN/m^3), (d) de la concentration en nitrate dans la couche 0-22m (en mmolN/m^3), (e) de la concentration en phytoplancton dans la couche 55-150m (en mmolN/m^3), (f) de la production primaire nouvelle intégrée dans la couche 0-55m (en $\text{mmolN/m}^2/\text{j}$).

La réponse en phytoplancton est relativement différente suivant les simulations [Fig. 5.7b]. La simulation EP25 est proche de la simulation EP0 avec une concentration en phytoplancton légèrement supérieure entre 0 et 60km de la côte. La différence peut être expliquée par le moindre export vertical de phytoplancton, comme indiqué par la concentration moindre en phytoplancton entre 55m et 150m de profondeur [Fig. 5.7e]. La simulation EP50 montre un comportement similaire, avec un pic plus prononcé que dans EP0 et EP25 en raison d’un moindre export vertical de phytoplancton. Les structures de mésoéchelle sont moins efficaces pour exporter du phytoplancton en présence de fléchissement de vent côtier. Les simulations EP75 et EP100 montrent des profils de phytoplancton nettement plus différents : dans la simulation EP75, la concentration en phytoplancton est maximale à la côte et

diminue ensuite assez vite. Dans EP100, il n'y a pas de pic dans les premiers 100km, mais un léger maximum 120km au large. On peut noter que dans les simulations à fort pompage d'Ekman, la concentration en subsurface de phytoplancton est pratiquement nulle. Ceci est vraisemblablement dû à des flux verticaux turbulents de phytoplancton plus faibles en liaison avec une instabilité barocline beaucoup moins intense [Fig. 5.6]. On remarquera que la présence de pompage d'Ekman ne modifie pas sensiblement l'extension vers le large de la bande côtière riche en phytoplancton, mis à part si l'upwelling côtier est nul c'est-à-dire dans la simulation EP100.

Des conclusions similaires peuvent être déduites des autres champs de la figure 5.7. Les simulations avec pompage d'Ekman modéré (EP25 - EP50) sont très proches de la simulation EP0. La simulation EP75 en est relativement proche en terme de nitrate [Fig. 5.7f] et de NPP [Fig. 5.7h] mais s'en éloigne pour les échelons trophiques supérieur avec le phytoplancton [Fig. 5.7d], le zooplancton [Fig. 5.7e] et la matière organique dissoute [Fig. 5.7i]. La simulation EP100 est très différente pour tous les champs.

Pour compléter la description, j'ai calculé les chiffres intégrés les plus importants dans la zone de transition côtière (CTZ box - voir chapitre 4) et je les ai représentés sur la figure 5.8. En augmentant la part de pompage d'Ekman, les apports de nutriments diminuent pratiquement linéairement [Fig. 5.8a]. Cette baisse se traduit globalement par une baisse du stock total de phytoplancton [Fig. 5.8b]. Néanmoins, le contenu en phytoplancton est plus important dans la simulation EP25 que dans EP0, malgré un apport de nutriments plus faible. Le ratio entre la stock de phytoplancton et les apports de nutriments n'est pas linéaire [Fig. 5.8c]. Une première explication est la non-linéarité du modèle d'écosystème choisi. Le paradoxe de l'augmentation du stock de phytoplancton entre EP0 et EP25 en dépit de la baisse des apports de nutriments s'explique plutôt par l'export vertical de phytoplancton qui baisse nettement entre les simulations EP0 et EP25.

L'introduction d'un profil de vent côtier variable a permis de mettre en évidence la moindre productivité des EBUS (apport de nutriments et NPP) en présence d'un fléchissement du vent à la côte. Les apports de nitrate sont considérablement réduits par le transfert d'une partie de l'upwelling côtier vers le pompage d'Ekman, ce qui contrôle partiellement la sensibilité du contenu en phytoplancton à la proportion de pompage d'Ekman et induit une tendance globale à la baisse du contenu en phytoplancton avec l'augmentation de la part de pompage. Néanmoins, le rôle de l'export vertical de phytoplancton va dans le sens inverse. Lorsque la part de pompage d'Ekman augmente, la circulation de mésoéchelle est moins énergétique et l'export vertical de phytoplancton diminue ce qui contribue à augmenter le contenu en phy-

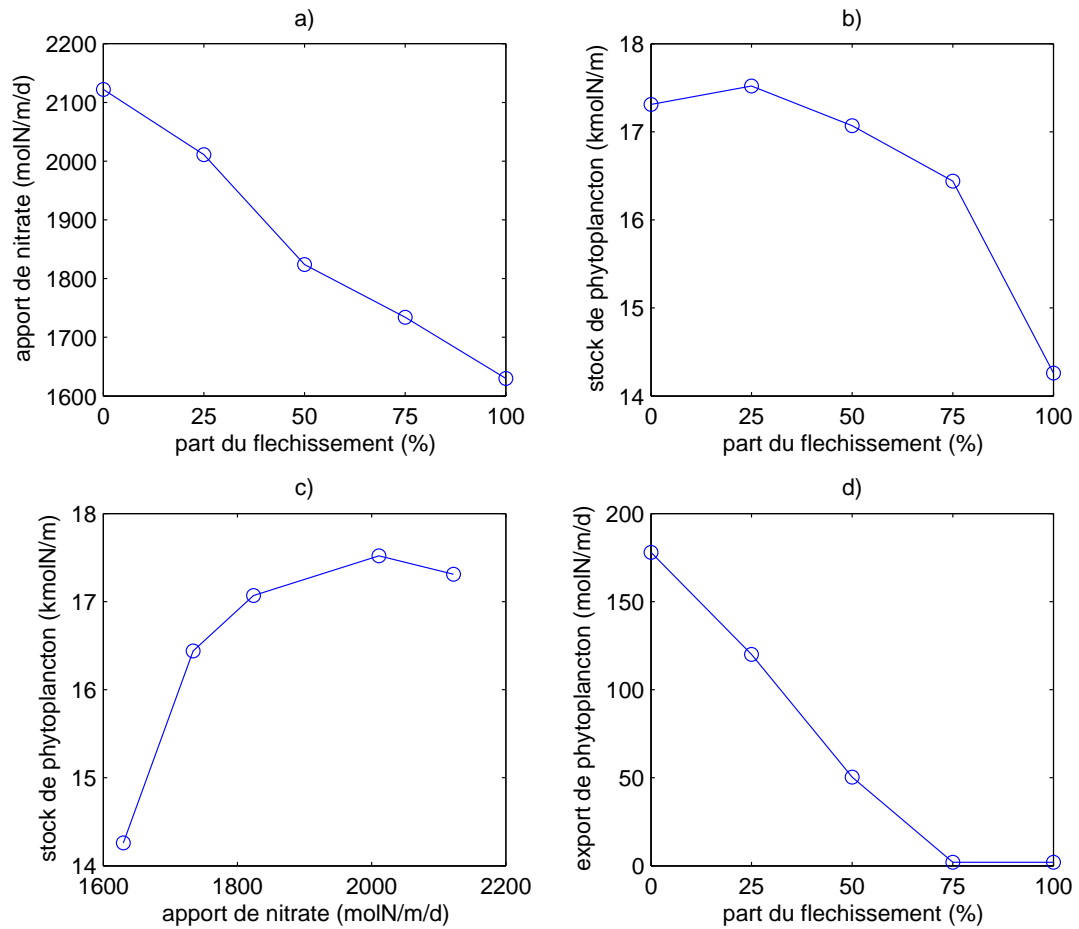


FIG. 5.8 – Bilan dans la boîte de 300km de largeur et 55m d'épaisseur définie dans le chapitre 4. (a) apport de nitrate (flux vertical à 55m) en fonction de la proportion d'upwelling du au pompage d'Ekman. (b) Contenu total en phytoplancton en fonction de la proportion d'upwelling du au pompage d'Ekman. (c) Contenu total en phytoplancton en fonction des apports de nitrate. (d) export vertical de phytoplancton (flux vertical à 55m) en fonction de la proportion d'upwelling du au pompage d'Ekman.

toplancton. Lorsque le fléchissement du vent est relativement faible (EP0, EP25 et EP50), les deux effets semblent se compenser et les profils des différentes propriétés biogéochimiques sont peu différents. En revanche, en présence d'un fort pompage d'Ekman, les profils sont fortement modifiés. C'est seulement dans ce cas que la bande côtière riche peut s'étendre vers le large sous l'effet du rotationnel de vent.

Une limitation de cette étude est d'avoir considéré une échelle spatiale fixe pour le rotationnel de vent. Le pompage d'Ekman apporte des nutriments sur une bande côtière d'environ 100km de large. Cette échelle est tout à fait comparable à celle de l'extension vers le large de la zone riche en phytoplancton. Je pense qu'il serait

intéressant de poursuivre l'étude dans un environnement où la bande côtière riche est plus mince que la zone de rotationnel de vent comme cela peut être le cas dans la partie Nord du NWAUS, où la bande côtière riche mesure une trentaine de kilomètres de largeur. D'autre part, l'échelle sur laquelle se produit le fléchissement du vent peut également être plus petite. J'ai choisi l'échelle de 100km parce qu'elle correspondait à la fois aux observations dans le NWAUS et à la distance où était pris le vent dans le chapitre 2. L'impact du fléchissement du vent devrait être plus faible si son échelle spatiale est plus petite. Il serait intéressant de le vérifier.

5.3 Impact de l'effet beta

Le chapitre 4 a mis en évidence le rôle de la dynamique de mésoéchelle à l'aide d'un modèle cyclique. Ce type de conditions aux limites impose la constance du facteur de Coriolis f . Une limitation de l'étude réalisée est donc de négliger la variation de ce facteur que l'on appelle β et qui joue un rôle important dans la propagation vers l'Ouest, et donc vers le large dans les EBUS, des ondes de Rossby et des tourbillons. L'objectif de cette partie est d'étudier la sensibilité à l'effet β des propriétés biogéochimiques dans les EBUS.

La méthode que j'ai retenu pour cela est de mettre en place une configuration idéalisée représentant un bassin carré de 1000km de côté [Fig. 5.9] dans lequel le facteur f est soit constant (plan- f) soit linéaire (plan- β). Le bassin s'étend entre 15°N et 25°N. Dans la simulation en plan- f , f est uniforme, calculé au milieu du bassin (20°N) et est égal au facteur choisi pour le modèle cyclique [Chap. 3,4]. Dans la simulation en plan- β , f et β sont déterminés à 20°N. L'état initial du système est le même que celui du modèle cyclique des chapitres 3 et 4. Les paramètres mis en jeu dans les flux de surface ainsi que la tension de vent sont également identiques. Une simulation de 3 années est réalisée dans chaque cas et la troisième année de simulation est étudiée. Il peut être intéressant de noter que le transport d'Ekman n'est pas constant le long de la côte en plan- β puisque la tension de vent est constante mais que f varie.

Dans une telle configuration, l'étude de la température de surface montre qu'il se produit effectivement un upwelling le long de la côte Est, mais également le long de la frontière Nord [Fig. 5.10]. La température de surface est très similaire dans les deux simulations [Fig. 5.10a,b]. En revanche l'ajustement du bassin au vent se fait de façon différente en plan- f et en plan- β résultant en une élévation de la surface libre contrastée [Fig. 5.10c,d]. Dans les deux cas on observe une anomalie de surface libre plus élevée dans le sud du bassin en raison de l'action du vent. En revanche, les

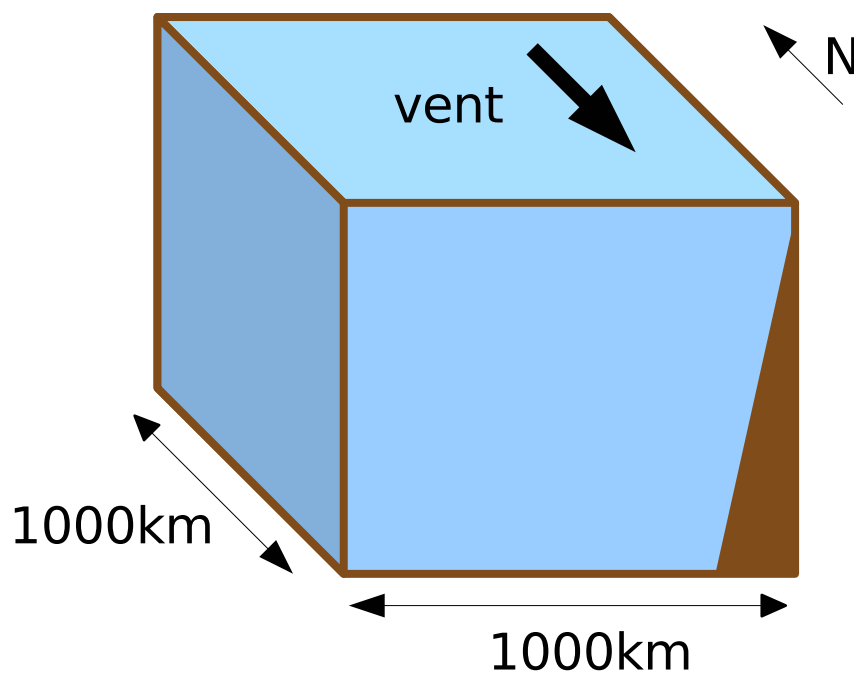


FIG. 5.9 – Schéma de principe de la configuration. Il s'agit d'un bassin carré de 1000km de côté. Une tension de vent est appliquée parallèlement à la côte Nord-Sud. La topographie est conservée le long de la frontière est alors que des murs droits sont placés aux frontières nord, ouest et sud.

contours de hauteur de la mer sont relativement zonaux en plan- β alors qu'ils forment des structures complexes permanentes en plan-f. C'est vraisemblablement l'action des ondes de Rossby en plan- β qui fait la différence : en plan- β , les isolignes de hauteur de la mer suivent dans une large mesure les isolignes de vorticité planétaire. En plan-f, la vorticité planétaire est constante et n'organise pas la circulation.

Les propriétés biogéochimiques moyennes sur la troisième année sont également similaires dans les deux simulations [Fig. 5.11]. Elles traduisent également la présence de l'upwelling côtier le long de la frontière Est. Les nitrates dépassent les 10 mmolN/m³ le long de la côte alors que la concentration en phytoplancton atteint 3 mmolN/m³. Au large, la concentration en phytoplancton est de l'ordre de 0.03 mmolN/m³, traduisant des conditions fortement oligotrophes. Cette oligotrophie est vraisemblablement forte du fait des paramètres biologiques qui ont été choisis pour représenter les zones d'upwelling. Pour bien représenter à la fois les régions d'upwelling et l'océan ouvert, il faudrait un modèle d'écosystème plus complet avec au moins deux types de phytoplancton.

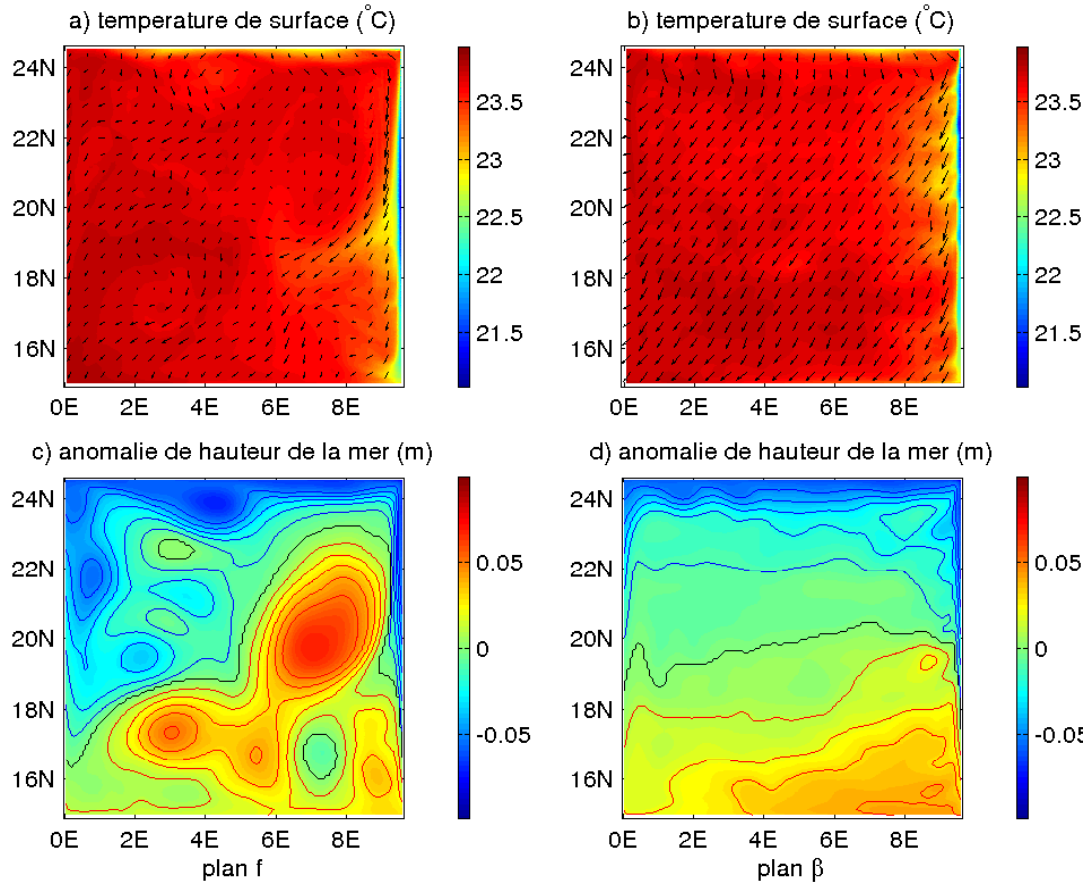


FIG. 5.10 – Température de surface de l’océan moyenne sur la troisième année de simulation pour la simulation en plan-f (a) et en plan- β (b). Anomalie moyenne sur la troisième année de simulation de hauteur de la mer relativement à la moyenne sur le bassin en plan-f (c) et en plan- β .

Les profils des champs les plus significatifs sont représentés sur la figure 5.12. Ils ont été calculés dans la région matérialisée par un cadre noir sur la figure 5.11. Il s’agit de la variation en fonction de la distance à la côte de la température de surface, la concentration en phytoplancton dans les couches 0-55m et 55-150m, la concentration en zooplancton entre 0 et 55m, la concentration en nitrate entre 0 et 22m ainsi que la production primaire intégrée entre 0 et 55m. Dans l’ensemble, ces profils sont peu différents dans les deux simulations à l’exception de la concentration en phytoplancton en subsurface. Dans les deux cas, un écart de 2°C est observé entre la côte et le large [Fig. 5.12a]. Les concentrations en nitrate, en phytoplancton et en zooplancton sont maximales à la côte [Fig. 5.12b,d].

Un examen plus précis suggère l’existence d’un déplacement vers le large des propriétés physiques et biogéochimiques côtières en plan- β . On observe en effet une température de surface plus faible dans plan- β par rapport à plan-f à une distance

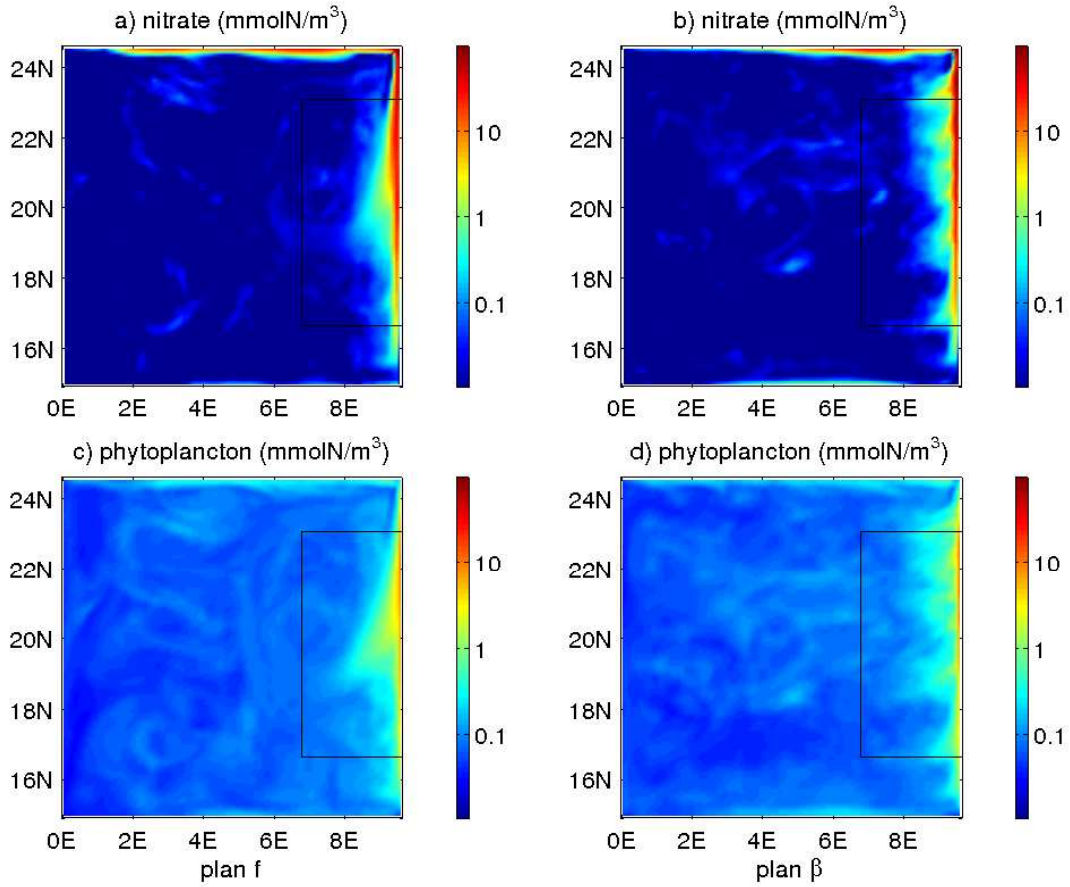


FIG. 5.11 – Concentrations moyennes sur la troisième année de simulation sur la couche de surface 0-55m : (a) en nitrate dans l'expérience en plan-f, (b) en nitrate en plan- β , (c) en phytoplancton en plan-f, (d) en phytoplancton en plan- β . Le cadre noir indique la région sur laquelle sont calculés les profils présentés sur la figure 5.12.

comprise entre 100 et 200km de la côte [Fig. 5.12a]. La concentration de phytoplancton est plus faible dans plan- β à moins de 100km de la côte mais semble très légèrement supérieure à celle de plan-f ensuite [Fig. 5.12b]. La concentration en zooplancton est plus grande dans plan- β entre 30 et 200km de la côte [Fig. 5.12b]. Le déplacement vers le large des propriétés côtières reste très limité. Néanmoins, le choix des paramètres biogéochimiques du modèle pourrait expliquer en partie le faible effet. Les taux de croissance du phytoplancton et du zooplancton sont forts et impliquent des échelles de temps courtes alors que les processus associés à l'effet β sont à échelles de temps plutôt longues (quelques mois). Par conséquent, il serait intéressant d'étudier l'impact de l'effet β avec un modèle représentant mieux l'écosystème du large et les processus à échelles de temps longues. Un test préliminaire avec des taux de croissance plus faibles et favorisant les processus à échelles de temps longues a suggéré un enrichissement plus important en phytoplancton et en zooplancton de la

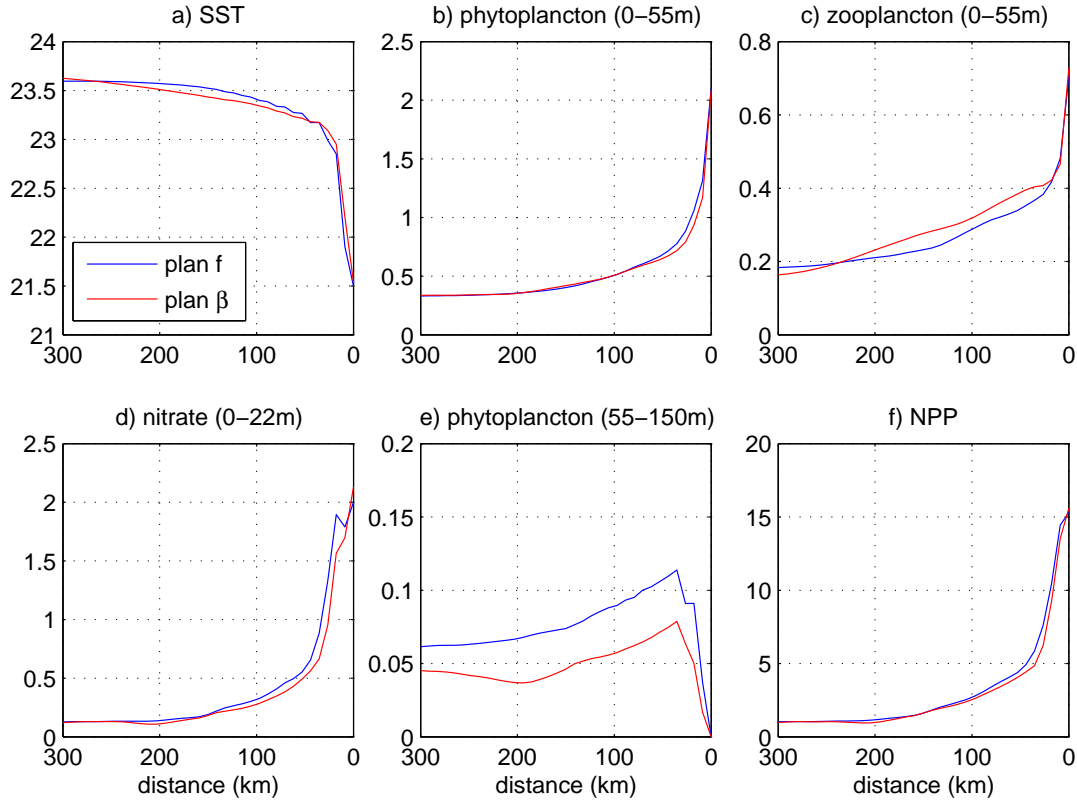


FIG. 5.12 – Profils en fonction de la distance à la côte (en km) de : (a) la température de surface de l’océan (en ° C), (b) de la concentration en phytoplancton dans la couche 0-55m (en mmolN/m^3), (c) de la concentration en zooplancton dans la couche 0-55m (en mmolN/m^3), (d) de la concentration en nitrate dans la couche 0-22m (en mmolN/m^3), (e) de la concentration en phytoplancton dans la couche 55-150m (en mmolN/m^3), (f) de la production primaire nouvelle intégrée sur la couche 0-55m (en $\text{mmolN/m}^2/\text{d}$).

zone de transition côtière entre 50 et 200km de la côte en plan- β . L’effet semble être plus important dans les échelons trophiques élevés. Une suite intéressante à cette étude serait d’étudier le transport vers le large des compartiments mettant en jeu des échelles de temps longues comme par exemple la matière organique dissoute.

La conclusion de cette étude est le faible impact de l’effet β pour les processus rapides. En dépit d’une circulation moyenne très différente, les caractéristiques de l’upwelling côtier sont proches. Les caractéristiques des masses d’eaux upwellées sont très proches. Les changements d’advection vers le large dûs à l’effet- β sont faibles. Un déplacement vers le large des propriétés physiques et biogéochimiques semble apparaître dans les simulations mais reste très faible. Un effet plus important est attendu sur les processus à plus longues échelles de temps. Pour cela, il faudrait

mieux représenter la transition entre l'écosystème d'upwelling et l'écosystème du large, notamment au moyen d'un modèle à plusieurs phytoplanctons et zooplanctons comme PISCES.

5.4 Conclusion

Le chapitre 5 avait pour objectif la discussion de plusieurs points importants, soulevés lors des chapitres précédents.

Un modèle très simple d'écosystème de surface a été introduit pour rendre compte de l'effet de la dynamique de mésoéchelle sur la concentration en phytoplancton. Les échanges verticaux associés à la circulation de mésoéchelle sont modélisés par une diffusion verticale entre la surface et la subsurface. Le coefficient de diffusion α représente alors l'intensité de la dynamique de la mésoéchelle. J'ai montré que dans ce contexte, il existe deux régimes. Le premier, où la concentration de phytoplancton augmente lorsque l'intensité de la dynamique augmente est un régime d'upwelling faible ou nul. Le second régime est un régime d'upwelling fort où l'effet inverse est constaté. Le changement de régime se produit lorsque l'upwelling atteint une valeur critique w_c , égale à la mortalité du phytoplancton dans le modèle simple et adimensionnel utilisé. En transposant à un écosystème plus complexe, l'upwelling critique dépendrait des paramètres biogéochimiques du modèle utilisé.

Le chapitre 2 a mis l'accent sur les processus qui contrôlent l'extension vers le large de la bande côtière riche. Parmi ces processus, le rôle du pompage d'Ekman a été étudié. D'autre part, l'upwelling dans la région côtière est estimé à partir de la tension de vent environ 150km au large, incluant ainsi l'upwelling côtier et le pompage d'Ekman dans la bande côtière de 150km au large. Or, les deux processus ont un impact différent sur l'océan à flux vertical de masse identique. L'étude que j'ai menée, a permis d'étudier la sensibilité à la répartition entre l'upwelling côtier et le pompage d'Ekman, à flux vertical de masse constant, en faisant varier le profil de vent côtier. Pour cela, le modèle utilisé dans les chapitres 3 et 4 a été adapté de façon à permettre un profil de vent variable en fonction de la distance à la côte. Les résultats montrent que les propriétés biogéochimiques des EBUS sont peu sensibles au fléchissement du vent à la côte à condition que celui-ci ne soit pas trop fort : si la contribution du pompage d'Ekman dépasse la moitié de l'upwelling total, une nette diminution de la richesse de l'écosystème est constatée. Le processus responsable est la baisse des apports de nutriments. Le transfert de l'upwelling côtier vers le pompage d'Ekman s'accompagne également d'une baisse de l'intensité de la dynamique de mésoéchelle caractérisée par une diminution de l'énergie cinétique turbulente, ce qui

implique une baisse de l'export vertical de phytoplancton. Cette baisse d'export vertical compense vraisemblablement la baisse des apports de nutriments pour les simulations à faible pompage d'Ekman et explique la faible sensibilité des propriétés biogéochimiques au profil de vent côtier.

Une des limitations majeures de l'étude présentée au chapitre 4 est la constance du facteur de Coriolis en raison des conditions aux frontières cycliques du modèle utilisé. Dans l'océan, les tourbillons et les ondes de Rossby se déplacent en effet vers l'ouest et donc vers le large dans les EBUS sous l'action de β , la variation du facteur de Coriolis. Ils sont donc susceptibles d'intensifier l'advection vers le large de matériaux biogéochimiques. L'étude présentée dans la section 5.3 a permis de montrer que l'impact de l'effet β est relativement limité sur les propriétés biogéochimiques des EBUS, en comparant deux simulations équivalentes, l'une en plan-f, l'autre en plan- β . Néanmoins, un très léger déplacement vers le large des propriétés biogéochimiques côtières semble être constaté. Une perspective de ce travail serait de poursuivre l'étude avec un modèle représentant mieux la transition entre les écosystèmes d'upwelling et du large. Ainsi, les conséquences des apports de nutriments par l'upwelling côtier serait représentées sur de plus longues échelles de temps.

Conclusion générale

Cette thèse avait pour objectif d'étudier l'impact des échanges côte-large sur les propriétés biogéochimiques des systèmes d'upwelling de bord Est (EBUS). L'accent a été mis sur les mécanismes qui contrôlent la largeur de la bande côtière riche que l'on rencontre dans ces régions en raison des apports de nutriments dûs à l'upwelling.

L'étude de données obtenues par l'imagerie satellite a permis de décrire la variabilité de la chlorophylle dans le NWAUS et de la relier aux forçages physiques. La richesse de l'écosystème est avant tout contrôlée par le contexte de grande échelle et notamment la profondeur de la thermocline et de la nitracline qui module la richesse en nutriments des eaux d'upwelling. La largeur de la bande côtière présente une large variabilité à la fois le long de la côte et dans le temps en particulier au sud de 19°N. La présence de nutriments en excès est le facteur déclenchant pour la forte extension vers le large de la bande côtière riche. Lorsque les nutriments sont limitants, la floraison de phytoplancton se produit entièrement à la fois rapidement et près de la côte. Ainsi, la bande côtière riche reste étroite, la concentration des nutriments en surface modeste et la variabilité intra-saisonnière de la chlorophylle est fortement contrôlée par celle du vent. Inversement, lorsque les nutriments ne sont plus limitants pour la croissance du phytoplancton, la floraison de phytoplancton se produit au fur et à mesure que les autres limitations sont levées. Le phytoplancton croît à la fois dans une bande côtière plus large et dans un intervalle de temps après l'upwelling plus long. La variabilité intra-saisonnière de la chlorophylle n'est alors plus contrôlée par celle des apports de nutriments par l'upwelling lié au vent.

La dynamique de mésoéchelle est un mécanisme important pour le contrôle de la largeur de la bande côtière riche. Les filaments d'upwelling exportent vers le large des quantités importantes de matériaux biogéochimiques. Les simulations idéalisées présentées dans cette thèse ont permis d'établir que la bande côtière riche est sensiblement plus large en présence qu'en l'absence d'activité de mésoéchelle. De plus, à circulation moyenne constante et donc à apports de nutriments pratiquement constants, la dynamique de mésoéchelle a tendance à réduire le stock total de phytoplancton sur une large bande côtière (région CTZ, chap. 4). Un important

export vertical turbulent de phytoplancton a été mesuré en établissant un bilan biogéochimique précis dans la boîte CTZ. Les filaments d'upwelling riches en phytoplancton sont en effet des zones de subduction..

L'étude de la dynamique de mésoéchelle sur les propriétés biogéochimiques des EBUS indique que celle-ci a un rôle inverse à ce qui a été montré dans l'océan ouvert. En introduisant un modèle simplifié de la concentration en phytoplancton dans la couche superficielle de l'océan, j'ai montré l'existence théorique de deux régimes : le premier est un régime d'upwelling faible où l'intensification de la dynamique de mésoéchelle favorise la croissance du phytoplancton en augmentant les apports de nutriments. Le second régime est un régime d'upwelling fort où les effets de subduction du phytoplancton dominant. Dans ce cas, l'intensification de la dynamique de mésoéchelle conduit à une baisse du contenu en phytoplancton.

Le caractère idéalisé de l'étude réalisé dans le chapitre 4 m'a incité à réaliser des expériences de sensibilité en particulier sur le profil de vent côtier et sur la constance du facteur de Coriolis imposée par les conditions aux frontières cycliques. J'ai conclu à une large robustesse des résultats. Les processus liés au profil de vent côtier variable et à l'effet β n'en demeurent pas moins des processus intéressants qui méritent des études spécifiques et approfondies.

De nombreuses questions restent ouvertes dans le domaine de la productivité biologique des EBUS et en particulier du NWAUS. L'étude réalisée dans cette thèse sur la variabilité de la chlorophylle fournit un cadre de travail pour les études futures traitant du NWAUS. Une perspective naturelle de ce travail est l'étude de la variabilité inter-annuelle. L'article de Pradhan et al. (2006) suggère que le rôle du rotationnel du vent est très important sur la variabilité inter-annuelle de la chlorophylle. D'autre part, des anomalies positives de chlorophylle de grande amplitude ont été observées en 1998 (Pradhan et al., 2006), en lien probable avec ENSO. Lors de ce travail de thèse, je n'ai pas pu déterminer les mécanismes qui pilotent la forte productivité biologique notamment en octobre 1998. L'une des hypothèses proposées par Pradhan et al. (2006) est la présence d'un filament d'upwelling très important ce qui me semble peu probable puisque le point de départ de l'anomalie se situe à plusieurs centaines de km de la côte. L'hypothèse de l'obduction de masses d'eau très riches en nutriments suite à un éventuel approfondissement de la couche de mélange me paraît plus crédible, mais mériterait au travail approfondi.

C'est en particulier pour l'étude de ce genre de processus, que la mise en place d'un modèle régional du NWAUS serait intéressante (Marchesiello et al., 2004). Ce type d'approche a été envisagée en début de thèse et n'a pas été effectuée parce que la description et la compréhension de la variabilité de la chlorophylle paraissait

un préalable indispensable. Elle permettrait de franchir des étapes supplémentaires dans la compréhension de la variabilité des propriétés biogéochimiques et surtout des mécanismes qui la pilotent. En particulier, ce serait un bon outil pour tester et étendre l'étude que j'ai réalisée sur la sensibilité au profil de vent côtier.

Bibliographie

- Allen, J. (1973). Upwelling and coastal jets in a continuously stratified ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 3(3), 245–257.
- Alvain, S., C. Moulin, Y. Dandonneau, et F. Bréon (2005). Remote sensing of phytoplankton groups in case 1 waters from global seawifs imagery. *Deep-Sea Res. I* 52, 1989–2004.
- Andersen, V., J. Sardou, et B. Gasser (1997). Macroplankton and micronekton in the northeast tropical atlantic : abundance, community composition and vertical distribution in relation to different trophic environments. *Deep Sea Res. I* 44(2), 193–222.
- Arhan, M., A. Colin de Verdière, et L. Mémery (1994). The eastern boundary of the subtropical north atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* 24(6), 1295–1316.
- Aristegui, J., X. Alvarez-Salgado, E. Barton, S. Figueiras, F.G. Hernandez-Leon, C. Roy, et A. Santos (2004). Oceanography and fisheries of the canary current/iberian region of the eastern north atlantic. In A. Robinson et K. Brink (Eds.), *The Sea*, Volume 14, Chapter 23, pp. 877–931. John Wiley and Sons, Inc.
- Aumont, O., E. Maier-Reimer, S. Blain, et P. Monfray (2003). An ecosystem model of the global ocean including fe, si, p colimitations. *Gl. Biogeochem. Cyc.* 7(2), 1060. doi :10.1029/2001GB001745.
- Austin, J. et S. Lentz (2002). The inner shelf response to wind-driven upwelling and downwelling. *J. Phys. Oceanogr.* 32, 2171–2193.
- Bakun, A. et C. Nelson (1991). The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 1815–1834.
- Barth, J. (1989a). Stability of a coastal upwelling front : 1. model development and a stability theorem. *J. Geophys. Res.* 94(C8), 10844–10856.

- Barth, J. (1989b). Stability of a coastal upwelling front : model results and comparison with observations. *J. Geophys. Res.* **94**(C8), 10857–10883.
- Barth, J. (1994). Short-wavelength instabilities on coastal jets and fronts. *J. Geophys. Res.* **99**(C8), 16095–16115.
- Barton, E., J. Aristegui, P. Tett, M. Canton, et al. (1998). The transition zone of the canary current upwelling region. *Prog. Oceanogr.* **41**, 455–504.
- Barton, E., J. Aristegui, P. Tett, et E. Navarro-Perez (2004). Variability in the canary islands area of the filament-eddy exchanges. *Prog. Oceanogr.* **62**, 71–94.
- Barton, E. D. (1998). Eastern boundary of the north atlantic : Northwest africa and iberia. In *The Sea*, Volume 11. John Wiley and Sons, Inc.
- Basterretxea, G., E. Barton, P. Tett, P. Sangra, E. Navarro-Perez, et J. Aristegui (2002). Eddy and deep chlorophyll maximum response to wind-shear in the lee of gran canaria. *Deep-Sea Res. I* **49**, 1087–1101.
- Blanke, B. et 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**(7), 1363–1388. doi :10.1175/1520-0485.
- Bonhomme, C., O. Aumont, et V. Echevin (2007). Advective transport caused by intra-seasonal rossby waves : a key player of the high chlorophyll variability off the peru upwelling region. *J. Geophys. Res.* **112**, C09018.
- Brajard, J., C. Jamet, C. Moulin, et S. Thiria (2006). Validation of a neuro-variational inversion of ocean color images. *Adv. Space Res.* **38**(2), 2169–2175.
- Bricaud, A., A. Morel, et J.-M. André (1987). Spatial/temporal variability of algal biomass in the mauritanian upwelling zone, as estimated from czcs data. *Adv. Space Res.* **7**(2), 53–62.
- Campbell, J. (1995). The lognormal distribution as a model for bio-optical variability in the sea. *J. Geophys. Res.* **100**(C7), 13237–13254.
- Capet, X., J. McWilliams, M. Molemaker, et A. Shchepetkin (2008). The transition from mesoscale to submesoscale in the california current system : Flow structure, eddy flux and observational test. *J. Phys. Oceanogr.* **38**, 29–43.
- Capet, X. J., P. Marchesiello, et M. J. C. (2004). Upwelling response to coastal wind profiles. *Geophys. Res. Lett.* **31**, L13311.

- Carr, M.-E. et E. Kearns (2003). Production regimes in four eastern boundary current systems. *Deep Sea Res. II* 50, 3199–3221.
- Castelao, R. et J. Barth (2006a). The relative importance of wind strength and along-shelf bathymetric variations on the separation of a coastal upwelling jet. *J. Phys. Oceanogr.* 36, 412–425.
- Castelao, R. et J. Barth (2006b). Upwelling around cabo frio, brazil : The importance of wind stress curl. *Geophys. Res. Lett.* 33, L03602.
- Castelao, R., J. Barth, et T. Mavor (2005). Flow-topography interactions in the northern california current system observed from geostationary satellite data. *Geophys. Res. Lett.* 32, L24612.
- Charney, J. (1947). The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.* 4, 135–163.
- Charria, G., I. Dadou, P. Cipollini, M. Drévillon, P. De Mey, et V. Garçon (2006). Understanding the influence of rossby waves on surface chlorophyll concentrations in the north atlantic ocean. *J. Mar. Res.* 64, 43–71.
- Charria, G., F. Mélin, I. Dadou, M.-H. Radenac, et V. Garçon (2003). Rossby wave and ocean color : the cells uplifting hypothesis in the south atlantic subtropical convergence zone. *Geophys. Res. Lett.* 30(3), 1125.
- Chavez, F., R. Barber, P. Kosro, A. Huyer, S. Ramp, T. Stanton, et B. Rojas de Mendiola (1991). Horizontal transport and the distribution of nutrients in the coastal transition zone off northern california : Effects on primary production, phytoplankton biomass and species composition. *J. Geophys. Res.* 96(C8), 14833–14848.
- Chelton, D., R. de Szoeke, et M. Schlax (1998). Geographical variability of the first baroclinic rossby radius of deformation. *J. Phys. Oceanogr.* 28, 433–460.
- Claustre, H., A. Morel, S. Hooker, M. Babin, D. Antoine, K. Oubelkheir, A. Bricaud, K. Leblanc, B. Quéguiner, et S. Maritorena (2002). Is desert dust making oligotrophic waters greener ? *Geophys. Res. Lett.* 29(10), 107.
- Crepon, M., C. Richez, et M. Chartier (1984). Effects of coastline geometry on upwellings. *J. Phys. Oceanogr.* 14, 1365–1382.

- Cury, P. et C. Roy (1988). Migration saisonnière du thiof (*epinephelus aenus*) au sénégal : influence des upwellings sénégalais et mauritanien. *Oceanol. acta* 11(1), 25–36.
- Dale, A. C. et J. A. Barth (2001). The hydraulics of an evolving upwelling jet flowing around a cape. *J. Phys. Oceanogr.* 31, 226–243.
- Dandonneau, Y., A. Vega, H. Loisel, Y. du Penhoat, et C. Menkes (2003). Oceanic rossby waves acting as a "hay rake" for ecosystem floating by-products. *Science* 302(5650), 1548–1551.
- Demarcq, H. et V. Faure (2000). Coastal upwelling and associated rentention indices derived from satellite sst. application to octopus vulgaris recruitment. *Oceanol. Acta* 23(4), 391–408.
- Dorman, C., E. Dever, J. Largier, et D. Koracin (2006). Buoy measured wind, wind stress and wind stress curl over the shelf off bodega bay, california. *Deep Sea Res. II* 53(25-26), 2850–2864.
- Duce, R. A., P. Liss, et e. a. Merrill, J.T. (1991). The atmospheric input of trace species to the world ocean. *Gl. Biogeochem. Cyc.* 5(3), 193–259.
- Durski, S. et J. Allen (2005). Finite-amplitude evolution of instabilities associated with the coastal upwelling front. *J. Phys. Oceanogr.* 35, 1606–1628.
- Duteil, O., Y. Dandonneau, A. Lazar, et I. Wainer (2008). Vertical chlorophyll profile impact on mixed layer temperature and nitrate concentration. *Upw. Symp. Abstr. P1+P2*, P9.
- Eady, E. (1949). Long waves and cyclone waves. *Tellus* 1, 33–52.
- Ekman, V. (1905). On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. *Ark. Mat. Astron. Fys.* 2, 1–53.
- Erasmi, W., G. Siedler, et R. Onken (1998). Energy conversion in the cape verde frontal zone. *J. Geophys. Res.* 103(C10), 21469–21479.
- 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, Univ. Bretagne occidentale.
- Fasham, M., H. Ducklow, et S. McKelvie (1990). A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *J. Mar. Res.* 48, 591–639.

- Fennel, W. et H. Lass (2007). On the impact of wind curls on coastal currents. *J. Mar. Syst.* 68(1-2), 128–142.
- Flament, P., L. Armi, et L. Washburn (1985). The evolving structure of an upwelling filament. *J. Geophys. Res.* 90(C6), 11765–11778.
- Fraga, F. (1974). Distribution des masses d'eau dans l'upwelling de mauritanie. *Tethys* 6(1-2), 5–10.
- Gabric, A., L. Garcia, L. Van Camp, L. Nykjaer, W. Eifler, et W. Schrimpf (1993). Offshore export of shelf production in the cape blanc (mauritania) giant filament as derived from coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 98(C3), 4697–4712.
- Gordon, H. (1997). Atmospheric correction of ocean color imagery in the earth observing system era. *J. Geophys. Res.* 102(D14), 17081–17106.
- Gruber, N., H. Frenzel, P. Marchesiello, J. McWilliams, T. Nagai, et G.-K. Plattner (2007). On the role of eddies for coastal productivity and carbon export to the open-ocean. *Geophys. Res. Abstr.* 9, 07743.
- Hagen, E., C. Zülicke, et R. Feistel (1996). Near-surface structures in the cape ghir filament off marocco. *Oceanol. acta* 19(6), 577–598.
- Helmke, P., O. Romero, et G. Fischer (2005). Northwest african upwelling and its effect on offshore organic carbon export to the deep sea. *Gl. Biogeochem. Cycles* 19, GB4015.
- Henson, S. et A. Thomas (2007). Phytoplankton scales of variability in the california current system : 1. interannual and cross-shelf variability. *J. Geophys. Res.* 112, C07017.
- Herbland, A. et B. Voituriez (1974). La production primaire dans l'upwelling de mauritanie. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. océanogr.* 12(3), 187–201.
- Hernandez-Guerra, A., F. Machin, A. Antoranz, J. Cisneros-Aguirre, C. Gordo, A. Marrero-Diaz, A. Martinez, A. Ratsimandresy, A. Rodriguez-Santana, P. Sangra, F. Lopez-Laazen, G. Parrilla, et J. Pelegri (2002). Temporal variability of mass transport in the canary current. *Deep-Sea Res II* 49, 3415–3426.
- Hooker, S. et C. McClain (2000). The calibration and validation of seawifs data. *Prog. Oceanogr.* 45, 427–465.

- Hurlburt, H. et J. Thompson (1973). Coastal upwelling on a beta-plane. *J. Phys. Oceanogr.* 3, 16–32.
- Johnson, D. (1976). Current profiles in the canary current upwelling region near cape blanc, march and april 1974. *J. Geophys. Res.* 81(36), 6429–6439.
- Kaufman, Y., I. Koren, L. Remer, D. Tanré, P. Ginoux, et S. Fan (2005). Dust transport and deposition observed from the terra-moderate resolution imaging spectroradiometer (modis) spacecraft over the atlantic ocean. *J. Geophys. Res.* 110, D10S12.
- Killworth, P., P. Cipollini, B. Uz, et J. Blundell (2004). Physical and biological mechanisms for planetary waves observed in satellite-derived chlorophyll. *J. Geophys. Res.* 109(C07002).
- Knoll, M., A. Hernandez-Guerra, B. Lenz, F. Lopez Laatzen, F. Machin, T. Müller, et G. Siedler (2002). The eastern boundary current system between the canary islands and the african coast. *Deep-Sea Res.* 49(II), 3427–3440.
- Kostianoy, A. et A. Zatsepin (1996). The west african coastal upwelling filaments and cross-frontal water exchange conditioned by them. *J. Mar. Syst.* 7, 349–359.
- Lachkar, Z., N. Gruber, G.-K. Plattner, D. Loher, et H. Frenzel (2008). Biological productivity in eastern boundary current systems (ebcs) : a comparative study. *Upw. Symp. Abstr. PL1*, OP4.
- Lathuilière, C. (2005). Variabilité du front du cap vert dans le système d’upwelling des canaries. Master’s thesis, Univ. P. et M. Curie, Paris.
- Lengaigne, M., C. Menkes, O. Aumont, T. Gorgues, L. Bopp, J.-M. André, et G. Madec (2007). Influence of the oceanic biology on the tropical pacific climate in a coupled general circulation model. *Climate dyn.* 28(5), 503–516. doi :10.1007/s00382-006-0200-2.
- Lentz, S. J. (1992). The surface boundary layer in coastal upwelling regions. *J. Phys. Oceanogr.* 22, 1517–1539.
- Lévy, M. (2008). The modulation of biological production by oceanic mesoscale turbulence. *Lect. Notes Phys.* 744, 219–261. doi :10.1007/978-3-540-75215-8_9.
- Lévy, M., A. Estubier, et G. Madec (2001). Choice of an advection scheme for biogeochemical models. *Geophys. Res. Lett.* 28, 3725–3728.

- Lévy, M. et P. Klein (2004). Does the low frequency variability of mesoscale dynamics explain a part of the phytoplankton and zooplankton spectral variability? *Proc. Royal Soc. Lon.* 460(2046), 1673–1683. doi :10.1098/rspa.2003.1219.
- Lévy, M., P. Klein, et A.-M. Treguier (2001). Impacts of sub-mesoscale physics on phytoplankton production and subduction. *J. Mar. Res.* 59, 535–565. doi=10.1357/002224001762842181.
- Lévy, M., Y. Lehahn, J.-M. André, L. Mémary, H. Loisel, et E. Heifetz (2005). Production regimes in the northeast atlantic : A study base on sea-viewing wide field-of-view sensor (seawifs) chlorophyll and ocean general circulation model mixed layer depth. *J. Geophys. Res.* 110, C07S10.
- Mackas, D., L. Washburn, et S. Smith (1991). Zooplankton community pattern associated with a california current cold filament. *J. Geophys. Res.* 96(C8), 14781–14797.
- Madec, G. (2008). Nemo reference manual, ocean dynamics component : Nemo-opa. preliminary version. *Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France* 27.
- Madec, G., M. Chartier, P. Delecluse, et M. Crepon (1991). A three-dimensional numerical study of deep-water formation in the northwestern mediterranean sea. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 1349–1371.
- Madec, G., D. P., I. M., et L. C. (1998). Opa 8.1 ocean general circulation model reference manual. *Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France* 11, 91pp.
- Mahadevan, A. et D. Archer (2000). Modeling the impact of fronts and mesoscale circulation on the nutrient supply and biogeochemistry of the upper ocean. *J. Geophys. Res.* 105(C1), 1209–1226. doi :10.1029/1999JC900216.
- Marchesiello, P., S. Herbette, L. Nykjaer, et C. Roy (2004). Eddy-driven dispersion processes in the canary current upwelling system : comparison with the california system. *Globec int. newslet. Ap.*, 5–8.
- Marchesiello, P., J. C. McWilliams, et A. Shchepetkin (2003). Equilibrium structure and dynamics of the california current system. *J. Phys. Oceanogr.* 33, 753–783.
- McCreary, J., Y. Fukamachi, et P. Kundu (1991). A numerical investigation of jets and eddies near an eastern ocean boundary. *J. Geophys. Res.* 96(C2), 2515–2534.

- Mittelstaedt, E. (1976). On the currents along the northwest african coast south of 22° north. *Dt. hydrogr. Z.* 29(3), 97–117.
- Mittelstaedt, E. (1991). The ocean boundary along the northwest african coast : Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Prog. Oceanog.* 26, 307–355.
- Morel, A. (1996). An ocean flux study in eutrophic, mesotrophic and oligotrophic situations : the eumeli program. *Deep-Sea Res.* 43(I), 1185–1190.
- Moulin, C., H. Gordon, R. Chomko, V. Banzon, et R. Evans (2001). Atmospheric correction of ocean color imagery through thick layers of saharan dust. *Geophys. Res. Lett.* 28(1), 5–8.
- Neuer, S., M. Torres-Padron, M. Gelado-Caballero, M. Rueda, J. Hernandez-Brito, R. Davenport, et G. Wefer (2004). Dust deposition pulses to the eastern subtropical north atlantic gyre : Does ocean's biogeochemistry respond ? *Gl. Biogeochem. Cycles* 18, GB4020.
- Onken, R. et B. Klein (1991). A model of baroclinic instability and waves between the ventilated gyre and the shadow zone of the north atlantic ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 53–67.
- O'Reilly, J., S. Maritorena, B. Mitchell, D. Siegel, K. Carder, S. Garver, M. Kahru, et C. McClain (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for seawifs. *J. Geophys. Res.* 103(C11), 24937–24953.
- Pacanowski, R. C. et A. Gnanadesikan (1998). Transient response in a z-level ocean model that resolves topography with partial cells. *Mon. Wea. Rev.* 126(12), 3248–3270.
- Pauly, D. et V. Christensen (1995). Primary production required to sustain global fisheries. *Nature* 374, 255–257.
- Pelegri, J., A. Marrero-Diaz, A. Ratsimandresy, A. Antoranz, J. Cisneros-Aguirre, C. Gordo, D. Grisolia, A. Hernandez-Guerra, I. Liaz, A. Martinez, G. Parilla, P. Perez-Rodriguez, A. Rodriguez-Santana, et P. Sangra (2005). Hydrographic cruises off northwest africa : the canary current and the cape ghir region. *J. Mar. Syst.* 54, 39–63.
- Philander, S. et J.-H. Yoon (1982). Eastern boundary currents and coastal upwelling. *J. Phys. Oceanogr.* 12, 862–879.

- Pickett, M. et 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.
- Pradhan, Y., S. Lavender, N. Hardman-Mountford, et J. Aiken (2006). Seasonal and inter-annual variability of chlorophyll-a concentration in the mauritanien upwelling : Observation of an anomalous event during 1998-1999. *Deep-Sea Res. II* 53, 1548–1559.
- Rossi, V., C. López, J. Sudre, E. Hernández-Garcia, et V. Garçon (2008). Comparative study of mixing and biological activity of the benguela and canary upwelling systems. *Geophys. Res. Lett.* 35, L11602. doi :10.1029/2008GL033610.
- Spall, M. (1992). Rossby wave radiation in the cape verde frontal zone. *J. Phys. Oceanogr.* 22, 796–807.
- Stramma, L. (1984). Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical north atlantic. *J. Mar. Res.* 42, 537–558.
- Stramma, L., S. Hüttl, et J. Schafstall (2005). Water masses and currents in the upper tropical northeast atlantic off northwest africa. *J. Geophys. Res.* 110, C12006.
- Strub, P., P. Kosro, et A. Huyer (1991). The nature of the cold filaments in the california current system. *J. Geophys. Res.* 96(C8), 14743–14768.
- Suginohara, N. (1982). Coastal upwelling : Onshore-offshore circulation, equatorward coastal jet and poleward undercurrent over a continental shelf-slope. *J. Phys. Oceanogr.* 12, 272–284.
- Thomas, A., M.-E. Carr, et P. Strub (2001). Chlorophyll variability in eastern boundary currents. *Geophys. Res. Lett.* 28(18), 3421–3424.
- Tomczak, M. (1981). An analysis of mixing in the frontal zone of south and north atlantic central water off north-west africa. *Prog. Oceanogr.* 10, 173–192.
- Uz, B., J. Yoder, et V. Osychny (2001). Pumping of nutrients to ocean surface waters by the action of propagating planetary waves. *Nature* 409, 597–600.
- Van Camp, L., L. Nykjaer, E. Mittelstaedt, et P. Schlittenhardt (1991). Upwelling and boundary circulation off northwest africa as depicted by infrared and visible satellite observations. *Prog. Oceanogr.* 26, 357–402.

- Wynne, T., R. Stumpf, et A. Richardson (2006). Discerning resuspended chlorophyll concentrations from ocean color satellite imagery. *Cont. Shelf. Res.* 26(20), 2583–2597.
- Zenk, W., B. Klein, et M. Schröder (1991). Cape verde frontal zone. *Deep-Sea Research* 38(I), S505–S530.