



HAL
open science

Effets des perturbations anthropiques sur la biogéochimie dans l'océan côtier à l'échelle globale

Timothée Bourgeois

► **To cite this version:**

Timothée Bourgeois. Effets des perturbations anthropiques sur la biogéochimie dans l'océan côtier à l'échelle globale. Océanographie. Université Paris Saclay (COMUE), 2017. Français. NNT : 2017SACLV015 . tel-01565302

HAL Id: tel-01565302

<https://theses.hal.science/tel-01565302>

Submitted on 19 Jul 2017

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.

NNT : 2017SACLV015

THÈSE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITÉ PARIS-SACLAY
PRÉPARÉE À
L'UNIVERSITÉ VERSAILLES SAINT-QUENTIN-EN-YVELINES

ÉCOLE DOCTORALE N°129
Sciences de l'environnement d'Île-de-France
Spécialité de doctorat : Météorologie, océanographie, physique de l'environnement

Par

M. Timothée Bourgeois

Effets des perturbations anthropiques sur la biogéochimie
dans l'océan côtier à l'échelle globale

Thèse soutenue à Gif-sur-Yvette le 5 mai 2017

Composition du Jury :

M. P. Bousquet, Professeur, Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines, Président du jury
M. P.A.G. Regnier, Professeur, Université Libre de Bruxelles, Rapporteur
M. W. Ludwig, Professeur, Université de Perpignan, Rapporteur
Mme I. Dadou, Professeur, Université Toulouse III - Paul Sabatier, Examinatrice
M. G.G. Laruelle, Chargé de recherche, Université Libre de Bruxelles, Examineur
M. J.C. Orr, Directeur de Recherche, CEA, Responsable CEA
M. L. Bopp, Directeur de Recherche, CNRS/ENS, Directeur de thèse
Mme C. Nahum, Direction Générale de l'Armement, Invitée

Cette thèse a été réalisée au Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE) de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL).



Le LSCE est une unité mixte de recherche du Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives (CEA), du Centre national de la recherche scientifique (CNRS) et de l'Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines (UVSQ).



Cette thèse a été co-financée par le CEA et la Direction générale de l'armement (DGA) dans le cadre de sa mission pour la recherche et l'innovation scientifique.



Je dédie cette à thèse à mon grand-père maternel qui nous a quitté durant la réalisation de ce travail.

And I would also like to dedicate this thesis to Kon-Kee Liu, know as K.K. I have never met him but I read a lot of studies from him. He was one of the best scientists of my field. His work inspired me a lot, particularly his book "Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins", generously donated by him to Jim. This book was a kind of "Ph.D bible" for me. I wanted to meet him at the 2015 Goldschmidt conference in Prague but he passed away a few days earlier the event.

Remerciements

Je tiens à remercier au laboratoire :

- Laurent Bopp, mon directeur de thèse. Il a parfaitement assuré son rôle tout au long de ma thèse. Son expertise, sa pédagogie, sa patience et son optimisme m'ont été indispensables,
- James Orr, mon responsable CEA qui m'a aussi beaucoup encadré pendant la réalisation de cette thèse. En plus de son expertise scientifique, j'ai beaucoup appris de sa part en terme de rigueur et de rédaction scientifique,
- Priscilla Le Mézo, ma co-bureau de thèse. Notre complicité a sans aucun doute contribué à la qualité de ce travail,
- Laure Resplandy pour son importante participation à mon encadrement et ma formation scientifique lors de mon arrivée en stage au LSCE, pour la gestion et le suivi d'une partie des simulations ORCA05 étudiées dans cette thèse, et enfin pour notre collaboration pour mon premier article publié dans *Biogeosciences*,
- Marion Gehlen pour nos importantes discussions scientifiques, qui ont soulevé de nombreuses problématiques scientifiques pouvant facilement m'occuper les 10 prochaines années et qui ont contribué à faire mûrir l'apprenti scientifique que j'étais. Merci aussi de m'avoir fait découvrir, par le biais de sa collaboration avec Mercator Océan, le domaine de l'océanographie opérationnelle auquel j'attache un intérêt particulier en terme de projet professionnel,
- Christian Ethé, en tant qu'ingénieur scientifique, spécialiste du modèle NEMO-PISCES au LSCE, pour son expertise sur ce modèle et son implication dans ma formation sur les aspects techniques et scientifiques de la modélisation,
- Jens Terhaar pour sa bonne humeur et notre collaboration dans le cadre de mon premier article,
- Patrick Brockmann, en tant qu'ingénieur de recherche pour son expérience, ses conseils et son aide sur les nombreux outils informatiques (Ferret, QGIS, CDO, NCO, etc) utilisés par les scientifiques au laboratoire. Sans lui, ma thèse aurait nécessité deux fois plus de temps,
- Arnaud Caubel, Joséphine Gattaz et Anne Cozic pour la formation qu'ils assurent concernant les outils de modélisation de l'IPSL,

-
- Pierre Sepulchre pour son soutien et ses conseils en tant que "parrain" au laboratoire,
 - Les équipes informatiques du LSCE, de l'IDRIS du CNRS et du TGCC du CEA sans qui la modélisation serait bien difficile au LSCE,
 - Le CEA et la DGA pour le co-financement de mes 3 années de thèse au laboratoire et le projet P-IMBALANCE dirigé par Philippe Ciais pour le financement de la prolongation de mon contrat de 6 mois,
 - Les collègues du 712 sans qui cette aventure n'aurait pas été aussi agréable : Amélie, Yann, Marion, Mohamed, Aglaé, Olivier, Ludivine, Lester, Camille, Timothé (le v...), Audrey, Briac, Stelly, Jérôme, Julien, Juliette, Roland, Nathalie, Christophe, Yves, Marie, Nicolas (Viovy et Vuichard), Sophie, Jens R., Anna, Dev, Palmira, Etienne et tous les autres.

Mais ce travail n'aurait pas pu aboutir sans l'implication de :

- Goulven Laruelle pour avoir accepté de faire parti du comité de suivi et du jury de ma thèse, pour nos nombreux échanges scientifiques, en rapport ou non avec la segmentation MARCATS.
- Yann Bozec pour sa participation au comité de suivi de ma thèse, son attention et ses précieux conseils,
- Pierre Regnier – en tant que reviewer pour l'évaluation de mon premier article scientifique publié dans Biogeosciences – en tant qu'éditeur associé de la revue scientifique Estuarine, Coastal and Shelf Science (ECSS) pour m'avoir recommandé comme reviewer pour ECSS – en tant que jury de ma thèse pour avoir accepté d'en faire parti,
- I. Dadou et W. Ludwig pour leur intérêt pour ce travail et leur implication dans mon jury de thèse,
- P. Bousquet pour avoir présidé le jury de ma soutenance de thèse,
- La communauté DRAKKAR pour leurs conseils scientifiques,
- Elodie Gutnecht de Mercator Océan pour ses conseils techniques,
- Hubert Loisel et David Dessailly du LOG pour m'avoir fourni les données satellites du projet GLOBCOAST,
- Les enseignants-chercheurs de l'Institut Méditerranéen d'Océanologie (tels que Anne Petrenko, Christel Pinazo, Frédéric Diaz, Andrea Doglioli et Bernard Quéguiner) qui m'ont formé au niveau Master dans le domaine de l'océanographie physique et biogéochimique. C'est grâce à eux que mon intérêt pour l'océanographie s'est consolidé,
- Brad Rosenheim pour m'avoir mentoré pendant la conférence Goldschmidt 2015.

-
- Dorian Depriester que je ne connais pas du tout, qui est un ancien élève de l'ENS Cachan, pour son excellent template \LaTeX adapté à l'écriture d'un manuscrit de thèse, disponible sur son blog¹.

Un dernier mot pour ma sphère privée, ma compagne de vie, ma famille et mes amis qui ont fait preuve de compassion, de curiosité, de soutien, d'admiration mais parfois aussi de scepticisme. Leur regard extérieur est parfois la chose la plus importante qui soit, de manière à prendre du recul, remonter le creux de la vague, et trouver la motivation nécessaire à la réalisation de ce travail considérable.

1. <http://blog.dorian-depriester.fr/latex/template-these/template-complet-pour-manuscrit-de-these>

Table des matières

Résumé	13
Abstract	15
1 Introduction	17
1.1 Contexte	18
1.1.1 L'Océan : régulateur du changement climatique	18
1.1.2 Pompes à carbone	20
1.1.3 Perturbation des apports fluviaux	26
1.2 Océan côtier	29
1.2.1 Définitions	30
1.2.2 Processus physiques et biogéochimiques	32
1.2.3 Classifications des régions côtières	38
1.3 Modélisation globale de l'océan côtier	41
1.3.1 Complexité des modèles	43
1.3.2 Résolution spatiale	45
1.3.3 Objectifs et plan	47
1.4 Synthèse	49
2 Modèle et méthodes	51
2.1 Introduction	52
2.2 Plateforme de modélisation NEMO	52
2.2.1 Modèle de circulation océanique OPA	52
2.2.2 Modèle de glace de mer LIM	54
2.2.3 Modèle biogéochimique PISCES	55
2.2.4 Configurations DRAKKAR	58
2.2.5 Stratégies de simulation	61
2.3 Méthode d'analyse de l'océan côtier	64
2.4 Synthèse	66
3 Comparaison modèle – observations : de l'océan ouvert à l'océan côtier	67
3.1 Introduction	68
3.2 A l'échelle globale	68

3.2.1	Nitrate et phosphate	69
3.2.2	Chlorophylle <i>a</i> et production primaire	72
3.2.3	Dioxygène dissous en subsurface	78
3.2.4	Flux air-mer de CO ₂	79
3.2.5	Discussions	81
3.3	À l'échelle de l'océan côtier	84
3.3.1	Définition de l'océan côtier	84
3.3.2	Chlorophylle <i>a</i>	85
3.3.3	Flux air-mer de CO ₂	87
3.3.4	Dioxygène dissous des eaux de fond	90
3.4	Conclusion	94
3.5	Synthèse	96
4	Absorption de carbone anthropique par l'océan côtier	97
4.1	Introduction	98
4.2	<i>Coastal-ocean uptake of anthropogenic carbon</i> (Bourgeois et al., 2016)	99
4.3	Conclusion	119
4.4	Synthèse	121
5	Effets du changement des apports fluviaux sur la biogéochimie de l'océan côtier mondial	123
5.1	Introduction	124
5.2	Biogeochemical impacts of recent changes in riverine nutrient inputs on the global coastal ocean	124
5.2.1	Introduction	124
5.2.2	Methods	126
5.2.3	Two case studies: the North Sea and the East China Sea	131
5.2.4	The global coastal ocean	135
5.2.5	Summary	140
5.3	Conclusion	142
5.4	Synthèse	143
6	Conclusions et perspectives	145
6.1	Conclusions	146
6.1.1	Evaluation de la biogéochimie simulée suivant la résolution spatiale du modèle	146
6.1.2	Absorption de carbone anthropique de l'océan côtier	147
6.1.3	Effets du changement des apports fluviaux en nutriment	148
6.2	Perspectives	149
6.2.1	Augmentation de la résolution spatiale	149
6.2.2	Implémentation de processus spécifiques à l'océan côtier	151

6.2.3	Besoin de compilations globales d'observations côtières	153
6.2.4	Continuum et " <i>blue carbon</i> "	154
	Bibliographie	157
	Annexes	181
	Glossaire	187

Résumé

L'océan côtier subit la convergence de nombreuses perturbations anthropiques, avec le changement climatique en première ligne. Le réchauffement, l'acidification de l'océan, l'eutrophisation et la désoxygénation se combinent en menaçant les écosystèmes côtiers et les activités humaines associées. Malheureusement, la très forte hétérogénéité spatiale et temporelle de l'océan côtier limite la compréhension des processus biogéochimiques impliqués et leurs réponses face aux perturbations anthropiques. Les bases de données actuelles d'observations côtières sont encore insuffisantes et les modèles biogéochimiques océaniques globaux ont longtemps été inadaptés à l'étude de l'océan côtier global. En effet, la résolution spatiale de ces modèles était trop grossière pour résoudre de manière pertinente les processus de petites échelles. L'augmentation de la puissance de calcul des supercalculateurs permet l'utilisation de grilles de modèle plus fines adaptées à l'étude de l'océan côtier. Dans cette thèse, nous proposons d'étudier l'évolution au cours des dernières décennies de la biogéochimie de l'océan côtier à l'échelle globale à l'aide du modèle couplé physique-biogéochimie NEMO-PISCES. Après une évaluation de la représentation globale de la biogéochimie côtière et du cycle du carbone côtier dans notre modèle océanique, nous estimons le rôle actuel de l'océan côtier dans l'absorption océanique de carbone anthropique et nous étudions l'impact de la perturbation anthropique des apports fluviaux sur la biogéochimie côtière. En utilisant 3 grilles de résolutions spatiales différentes (200 km, 50 km et 25 km), il a été estimé que l'utilisation de la grille de 50 km représente le meilleur compromis entre les trois résolutions testées et que le passage à 25 km ne montre pas d'améliorations significatives des champs biogéochimiques côtiers évalués. Après cette première évaluation, le puits de carbone anthropique de l'océan côtier a été estimé pour la première fois à partir d'un modèle 3D global. L'océan côtier absorberait ainsi seulement 4,5 % du carbone anthropique absorbé par l'océan global pour la période 1993-2012 alors qu'il représente 7,5 % de la surface océanique globale. L'absorption côtière est réduite par l'export limité du carbone anthropique vers l'océan ouvert ne permettant pas de réduire la concentration moyenne de carbone anthropique des eaux côtières au niveau de celle de la couche de mélange de l'océan ouvert. Enfin, les effets de la perturbation anthropique des apports fluviaux sur la biogéochimie côtière ont été jugés limités quant intégrés à l'échelle côtière globale. Cependant, ces perturbations sont très contrastées régionalement. La mer du Nord présente des variations biogéochimiques mineures du fait de la tendance locale modérée appliquée aux apports fluviaux en nutriments, com-

parée à la mer de Chine de l'Est où la forte augmentation des apports fluviaux provoque d'importants phénomènes de désoxygénation et d'acidification.

Abstract

The coastal ocean suffers from the convergence of multiple anthropogenic stressors with the climate change at the forefront. Combined stresses from global warming, ocean acidification, eutrophication and deoxygenation threaten coastal ecosystems and thus their services that humans rely on. Unfortunately, the coastal ocean's large spatiotemporal heterogeneity limits our understanding of the biogeochemical processes involved and their responses to anthropogenic perturbations. The current database of coastal observations remains insufficient, and global biogeochemical ocean models have long been inadequate to the study of the global coastal ocean. Indeed, the spatial resolution of these models has been too coarse to resolve key small-scale coastal processes. However, continual improvements in computational resources now allow global simulations to be made with sufficiently high model resolution that begins to be suitable for coastal ocean studies. In this thesis, we propose to study the evolution of the coastal ocean biogeochemistry at the global scale over recent decades using higher resolution versions of the global physical-biogeochemical model NEMO-PISCES. After evaluating of the global representation of the coastal biogeochemistry in this ocean model, we estimate the current role of the coastal ocean in the ocean uptake of anthropogenic carbon and we study the impact of the anthropogenically driven changes in riverine inputs on the coastal biogeochemistry. From simulations made at 3 different spatial resolutions (200 km, 50 km, 25 km), we esteem that the 50-km model grid offers the best compromise between quality of results and computational cost. The upgrade to 25 km does not appear to provide significant improvement in model skill of simulating coastal biogeochemical fields. After evaluating the model, we provide an estimate of the coastal-ocean sink of anthropogenic carbon, the first study to do so with a global 3-D model. In our simulation, the coastal zone absorbs only 4.5% of the anthropogenic carbon taken up by the global ocean during 1993-2012, less than the 7.5% proportion of coastal-to-global-ocean surface areas. Coastal uptake is weakened due to a bottleneck in offshore transport, which is inadequate to reduce the mean anthropogenic carbon concentration of coastal waters to the average level found in the open-ocean mixed layer. Finally, the anthropogenic perturbation in riverine delivery of nutrients to the ocean has limited impact on the coastal carbon cycle when integrated across all coastal regions, but locally it can induce sharp biogeochemical contrasts. For example, the North Sea shows minor biogeochemical changes following the moderate local trend in nutrient riverine inputs, which is in dramatic contrast to the East China Sea

where extensive deoxygenation and acidification are driven by sharp increases in riverine nutrient inputs.

Chapitre 1

Introduction

Sommaire

1.1 Contexte	18
1.1.1 L'Océan : régulateur du changement climatique	18
1.1.2 Pompes à carbone	20
1.1.3 Perturbation des apports fluviaux	26
1.2 Océan côtier	29
1.2.1 Définitions	30
1.2.2 Processus physiques et biogéochimiques	32
1.2.3 Classifications des régions côtières	38
1.3 Modélisation globale de l'océan côtier	41
1.3.1 Complexité des modèles	43
1.3.2 Résolution spatiale	45
1.3.3 Objectifs et plan	47
1.4 Synthèse	49

Cette thèse s'inscrit dans le contexte actuel communément appelé Anthropocène. Bien que son admission et sa définition soient discutées (Finney et Edwards, 2016; Lewis et Maslin, 2015; Zalasiewicz et al., 2015), cette nouvelle époque géologique initialement proposée par Crutzen et Stoermer (2000) détermine la période à partir de laquelle l'activité humaine a eu un impact global significatif sur la géologie terrestre. Trois modifications induites par l'Homme perturbent fortement l'océan, et en particulier l'océan côtier : (1) le changement climatique et ses impacts associés, (2) l'acidification des océans et (3) la perturbation des apports fluviaux.

1.1 Contexte

Clairement identifié par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) dans son cinquième rapport d'évaluation (GIEC, 2013), le changement climatique actuel se manifeste par un réchauffement global de l'atmosphère et des océans. Suivant les régions du globe, ce réchauffement induit une grande diversité de modifications climatiques menaçant les équilibres écosystémiques : augmentation de la fréquence et intensification des événements extrêmes comme les inondations et les canicules, sécheresse, désertification, élévation du niveau de la mer et fonte des glaces polaires, des glaciers et du pergélisol. Les principaux responsables de ce dérèglement global sont les émissions anthropiques de gaz à effet de serre (GES), principalement constituées de dioxyde de carbone (CO_2). Les GES induisent un forçage radiatif positif dans l'atmosphère par un phénomène communément appelé "effet de serre", se traduisant par une absorption du rayonnement infrarouge terrestre. D'après la dernière évaluation disponible du *Global Carbon Project*¹ (Figure 1.1, Le Quéré et al., 2016), les activités anthropiques ont émises 565 ± 55 Pg de carbone (C) sous forme de CO_2 sur la période 1870-2016 (1 Pg = 1 pétagramme = 10^{15} g). Sur la période 2006-2015, ces émissions ont atteint en moyenne $10,3 \pm 1$ Pg C a⁻¹ dont 90 % sont attribuées à l'utilisation des combustibles fossiles et 10 % sont attribuées aux changements d'utilisation des sols (c.-à-d. la déforestation et l'agriculture).

1.1.1 L'Océan : régulateur du changement climatique

L'océan joue deux rôles clés dans la régulation du changement climatique à l'échelle globale : celui de pompe à chaleur et celui de pompe à carbone. Ces mécanismes dépendent initialement de cycles océaniques naturels. Les perturbations anthropiques modifient ces cycles soit en intensifiant, soit ralentissant les flux gouvernant ces cycles, parfois mêmes jusqu'à l'interruption de ceux-ci.

La pompe à chaleur se manifeste par l'absorption océanique d'une partie de l'excédent de chaleur générée dans l'atmosphère suite à l'augmentation de l'effet de serre. En effet,

1. www.globalcarbonproject.org/

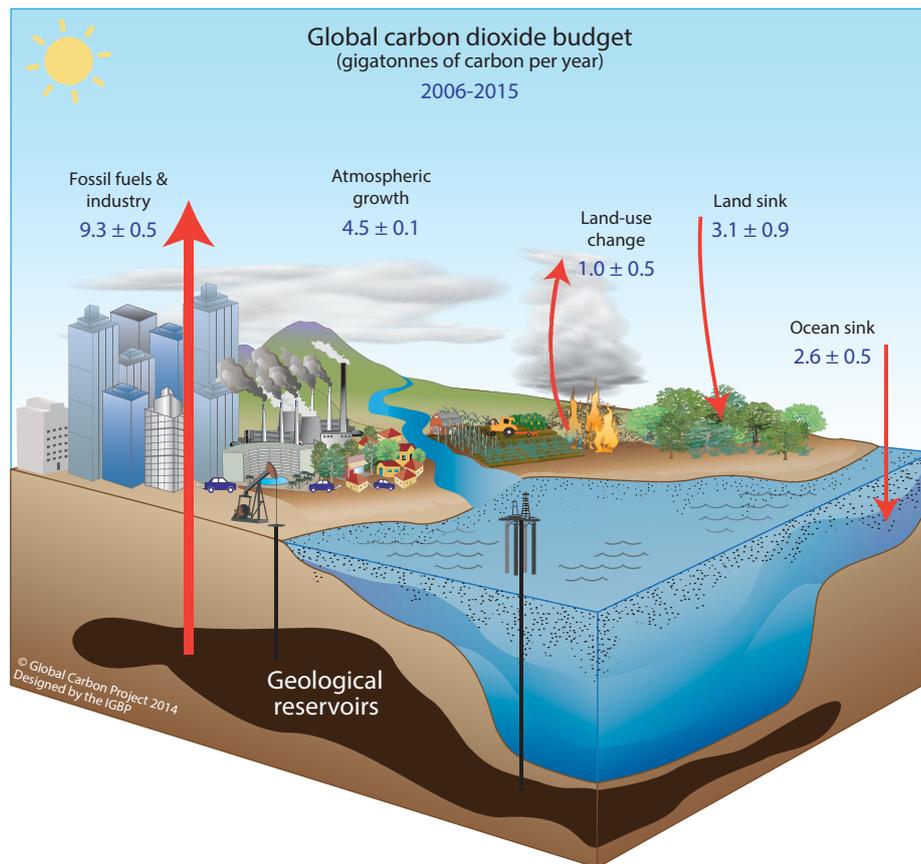


FIGURE 1.1 – Représentation schématique de la perturbation anthropique du cycle global du carbone pour la période 2006-2015. Les flux sont exprimés en Pg C a⁻¹ avec une incertitude de $\pm 1\sigma$. Les flèches ascendantes représentent les émissions dues à (1) l'utilisation des combustibles fossiles et l'industrie et (2) la déforestation et les changements d'utilisation des sols. Les flèches descendantes représentent l'absorption de carbone par les océans et les écosystèmes terrestres. L'accumulation de carbone anthropique dans l'atmosphère est aussi renseignée. Figure tirée de Le Quéré et al. (2016).

93 % de la chaleur générée par l'augmentation de l'effet de serre depuis 1971 a été absorbée par l'océan global (Wijffels et al., 2016).

La pompe à carbone océanique se manifeste par l'absorption océanique du CO_2 atmosphérique. Les $10,3 \pm 1 \text{ Pg C a}^{-1}$ de CO_2 anthropique émis (aussi appelé carbone anthropique, abrégé C_{ant}) amènent l'océan global à en absorber $2,6 \pm 0,5 \text{ Pg C a}^{-1}$ soit 1/4 des émissions anthropiques de la période 2006-2015. 30 % de ces émissions sont absorbées par les écosystèmes terrestres. Les 44 % restant sont stockés dans l'atmosphère et contribuent à l'intensification du réchauffement climatique.

L'absorption océanique de C_{ant} et de chaleur n'est pas sans conséquence : la structure physique de l'océan et les cycles biogéochimiques marins se voient fortement altérés, ce qui engendre de multiples effets néfastes sur les écosystèmes marins du globe (Bopp et al., 2013). Ces effets deviendront irréversibles si des politiques d'importante réduction des émissions de CO_2 ne sont pas rapidement appliquées (Gattuso et al., 2015).

1.1.2 Pompes à carbone

La pompe à carbone des océans se manifeste par deux mécanismes distincts illustrés sur la Figure 1.2 : la pompe physique, appelée aussi pompe de solubilité (*solubility pump*, Volk et Hoffert, 1985) et la pompe biologique (Sarmiento et Gruber, 2006).

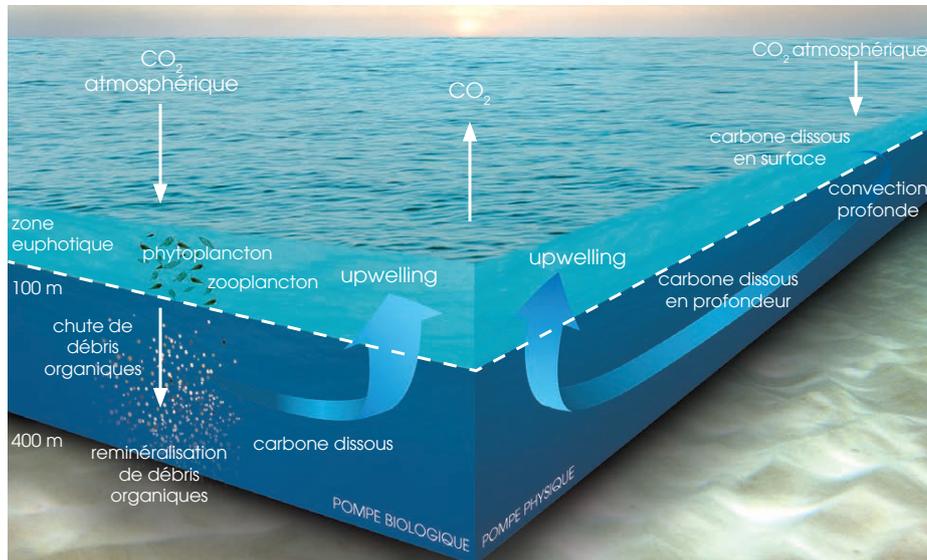


FIGURE 1.2 – Représentation schématique de la pompe biologique et de la pompe physique, aussi appelée "pompe de solubilité". Figure tirée de Bopp et al. (2002).

Pompe physique

La solubilité plus importante du CO_2 dans les eaux froides favorise la dissolution du CO_2 à l'interface air-mer des hautes latitudes. A l'échelle régionale, l'absorption du CO_2 atmosphérique est principalement pilotée par le transfert du carbone inorganique dissous

(*dissolved inorganic carbon*, DIC) hors de la couche de mélange² et vers l'océan profond. Ce processus, aussi appelé subduction du DIC, s'opère principalement par advection verticale aux latitudes moyennes (Figure 1.3). L'obduction du DIC (c.-à-d. la remontée du DIC dans la couche de mélange) se produit quant à elle au niveau des zones de divergence, principalement en zone tropicale et dans une moindre mesure en océan austral. D'après la Figure 1.3, la pompe physique expliquerait 90 % du transfert de carbone hors de la couche de mélange (Levy et al., 2013).

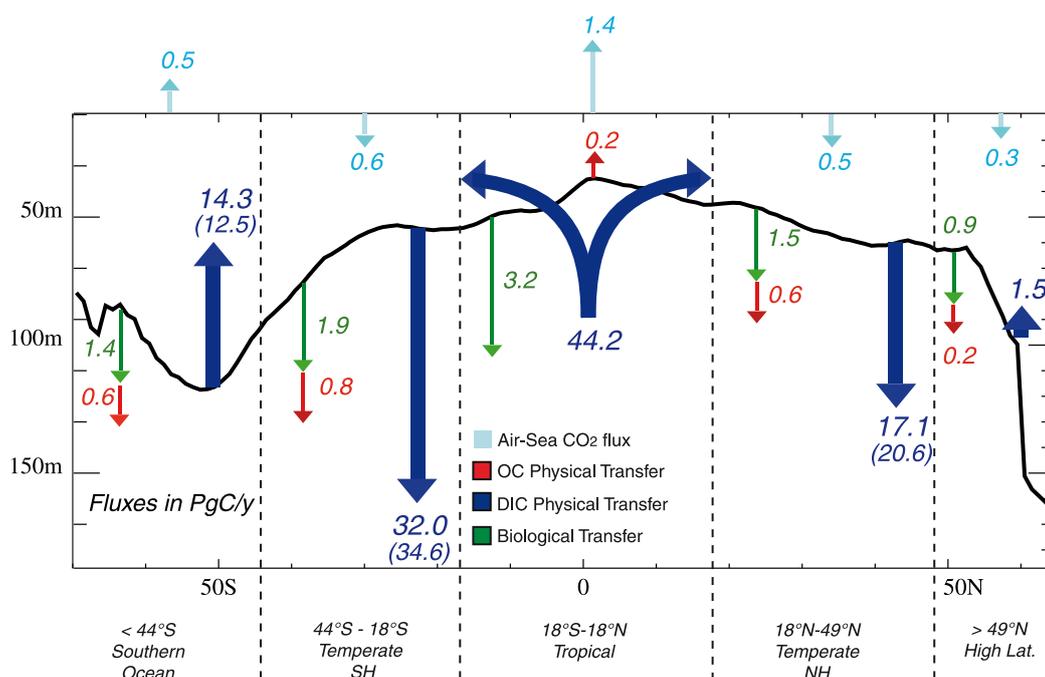


FIGURE 1.3 – Représentation schématique en fonction de la latitude des transferts simulés de carbone naturel à travers la couche de mélange, exprimés en Pg C a^{-1} , induit par (1) les processus physiques impliquant le DIC et (2) les processus biologiques regroupant les transferts biologiques et les transferts physiques de carbone organique (OC : *organic carbon*). Les valeurs simulées issues d'un modèle océanique forcé en conditions préindustrielles sont accompagnées de valeurs entre parenthèses, correspondant aux estimations basées sur des observations lorsqu'elles sont disponibles. La courbe noire représente la moyenne annuelle zonale de la profondeur de la couche de mélange issue de la climatologie de de Boyer Montégut (2004). Figure tirée de Levy et al. (2013).

Pompe biologique

Décrite sur la Figure 1.4, la pompe biologique à carbone correspond à l'ensemble des processus physiques, chimiques et biologiques permettant le transfert du carbone organique dissous et particulaire de la surface vers l'océan profond (Honjo et al., 2014). Le premier acteur de ce mécanisme est le phytoplancton. Le phytoplancton est composé

2. Zone homogène de la colonne d'eau située en surface et séparée des masses d'eaux profondes par la pycnocline. Cette dernière est une zone de transition brutale de densité, souvent due à un changement de température, qui sépare la couche de mélange des masses d'eau froides plus profondes. Plus la couche de mélange est profonde, plus les nutriments des eaux de fonds sont disponibles pour la production primaire et moins cette dernière est concentrée en surface pour capter la lumière.

d'organismes unicellulaires eucaryotes (p. ex. les diatomées et les coccolithophoridées) et procaryotes (p. ex. les cyanobactéries) planctonique (c.-à-d. charriés par les courants) qui synthétisent leur matière organique *via* la photosynthèse. Ce processus métabolique permet la synthèse de la matière organique à partir d'énergie lumineuse et de composés minéraux, principalement du CO_2 et de l'eau. Cette synthèse s'accompagne d'une libération de dioxygène (O_2). La croissance phytoplanctonique dépend principalement de la disponibilité en lumière, et des concentrations extérieures en macronutriments (p. ex. le nitrate, NO_3^- et le phosphate, PO_4^{3-}), et en micronutriments (p. ex. le fer et la vitamine B12). Le phytoplancton absorbe donc, *via* la photosynthèse, le CO_2 aqueux sous forme de DIC dans la zone euphotique³. Une partie de la matière organique générée par la mortalité, l'excrétion des organismes planctoniques, ainsi que la production de pelotes fécales issues du broutage du phytoplancton par le zooplancton est reminéralisée en surface par la boucle microbienne. La reminéralisation est opérée par un ensemble d'organismes hétérotrophes (c.-à-d. pratiquant la respiration consommatrice d' O_2 et productrice de CO_2) qui transforme la matière organique en composés inorganiques dissous pour le fonctionnement de leur métabolisme. Les composés inorganiques dissous excrétés sont ensuite directement disponibles pour le phytoplancton et contribuent à la production primaire régénérée⁴.

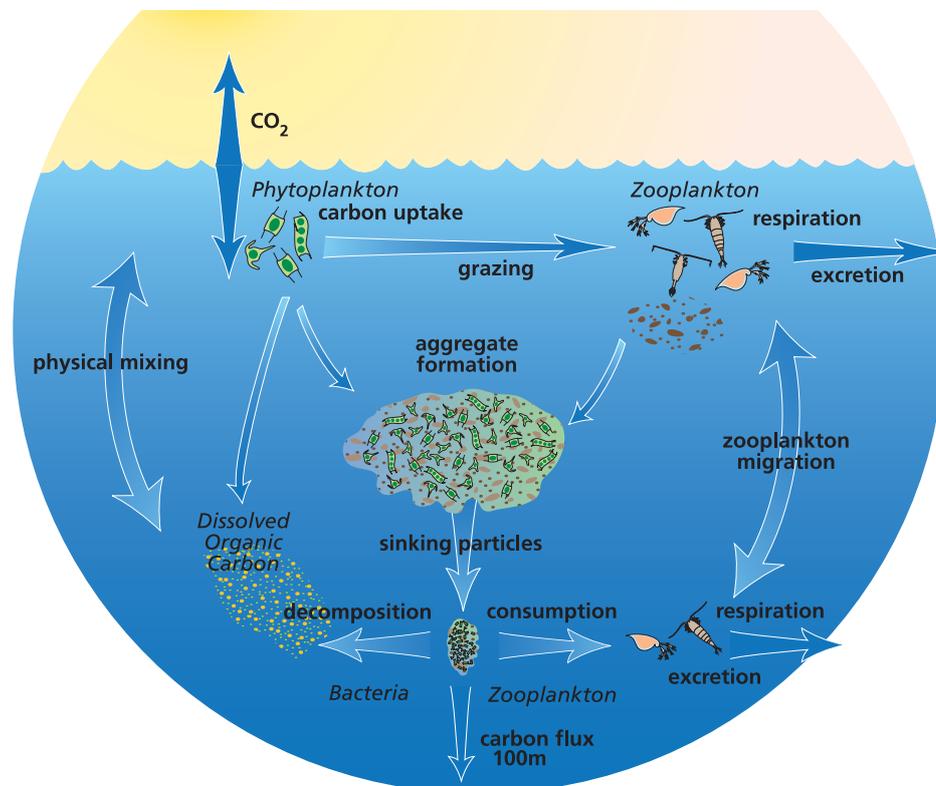


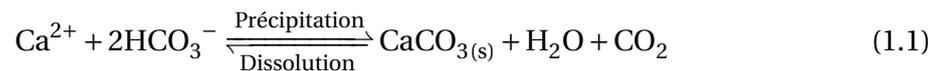
FIGURE 1.4 – Représentation schématique de la pompe biologique. Figure tirée de usjgofs.whoi.edu.

3. Zone de surface de la colonne d'eau où l'énergie lumineuse est suffisante pour permettre la photosynthèse. La profondeur de cette zone peut atteindre plus de 100 m et dépend de la turbidité.

4. Par opposition à la production primaire nouvelle puisant les nutriments remontés en surface par mélange vertical.

La matière organique particulaire (*particulate organic matter*, POM) non reminéralisée peut s'agréger et descendre le long de la colonne d'eau par sédimentation. Ce flux descendant de POM permet l'export de carbone organique particulaire (*particulate organic carbon*, POC) en dehors de la zone euphotique vers le fond des océans : c'est la "pompe molle" (ou "*soft-tissue pump*", Volk et Hoffert, 1985). Les capacités de certains groupes fonctionnels de phytoplancton et de zooplancton à former des tests⁵ calcaires (p. ex. les coccolithophoridées et les foraminifères) ou siliceuses (p. ex. les diatomées) participent à l'amélioration de l'export de POC. En effet, les tests alourdissent les particules et augmentent la vitesse de sédimentation de celles-ci ce qui réduit leur exposition et leur dissolution au contact des eaux profondes plus corrosives.

La nature carbonée des tests calcaires (CaCO_3) améliore aussi l'export de carbone : c'est la pompe des carbonates ("*carbonate pump*", Volk et Hoffert, 1985). Le processus de calcification des tests (c.-à-d. de sécrétion du carbonate de calcium) qui peut être décrit suivant l'équation (1.1) consomme l'ion calcium Ca^{2+} et deux ions bicarbonate HCO_3^- pour former le carbonate de calcium $\text{CaCO}_{3(s)}$ en larguant du CO_2 .



La formation de CO_2 durant le processus de précipitation du CaCO_{3s} vaut à ce processus l'appellation de contre-pompe des carbonates.

La pompe molle et la pompe des carbonates forment ainsi la pompe biologique. La particularité de la pompe biologique est sa capacité à fournir une forme de carbone séquestrable de manière durable par enfouissement dans le sédiment. Cependant, Sarmiento et Gruber (2006) estiment que moins de 5 % de la production primaire océanique nette exportée au-delà de la zone euphotique atteint le sédiment et seulement 6 % du POC déposé sur le sédiment y est enfoui. La majeure partie de la production exportée au-delà de 100 m est reminéralisée par la boucle microbienne le long de la colonne d'eau ou dans le sédiment et remise en suspension si elle atteint ce dernier.

Perturbation anthropique

Les transferts de carbone à l'interface air-mer sont principalement pilotés par la différence de pression partielle de CO_2 de part et d'autre de l'interface. Ce gradient est actuellement modifié par les émissions anthropiques de CO_2 . Dans les zones où le CO_2 est absorbé de façon naturelle, on observe une augmentation du gradient et donc un renforcement du puits de carbone. A l'inverse, dans les zones où le CO_2 est libéré naturellement vers l'atmosphère, cette perturbation atténue la source de carbone. Une fois dans l'océan, le C_{ant} s'accumule dans la couche de surface mais une partie est transférée dans les couches de subsurface et dans l'océan profond.

5. Squelette externe fortement minéralisé soutenant et protégeant les parties molles de certains organismes.

Les perturbations induites par l'excédent de CO_2 atmosphérique absorbé par les océans seraient actuellement négligeables au niveau de la pompe biologique (Sarmiento et Gruber, 2006). En effet, l'augmentation de la teneur en DIC des eaux de surface, due à l'ajout de C_{ant} inorganique dissous (DIC_{ant}), n'influerait pas sur la croissance phytoplanctonique et l'export de POC car le CO_2 n'est pas un élément limitant pour la croissance du phytoplancton. De plus, en terme de flux de C_{total} , le flux d'export de POC est sensiblement équivalent au flux issu de la remontée de DIC en surface par mélange vertical.

La pompe physique à carbone est donc le principal responsable de l'absorption océanique de C_{ant} (Sarmiento et Gruber, 2006). La subduction du C_{ant} , principalement effectuée par diffusion verticale, a permis le stockage de 90 % du contenu océanique global de C_{ant} sous la couche de mélange (Bopp et al., 2015; Khatiwala et al., 2013; Ludicone et al., 2016). Le taux de subduction du C_{ant} représenterait 92 % du taux d'absorption océanique de C_{ant} atmosphérique, induisant une accumulation de C_{ant} dans la couche de mélange. D'après la Figure 1.5, les plus fortes accumulations de C_{ant} se concentrent dans l'océan Atlantique Nord, particulièrement au niveau des zones de formation d'eaux profondes.

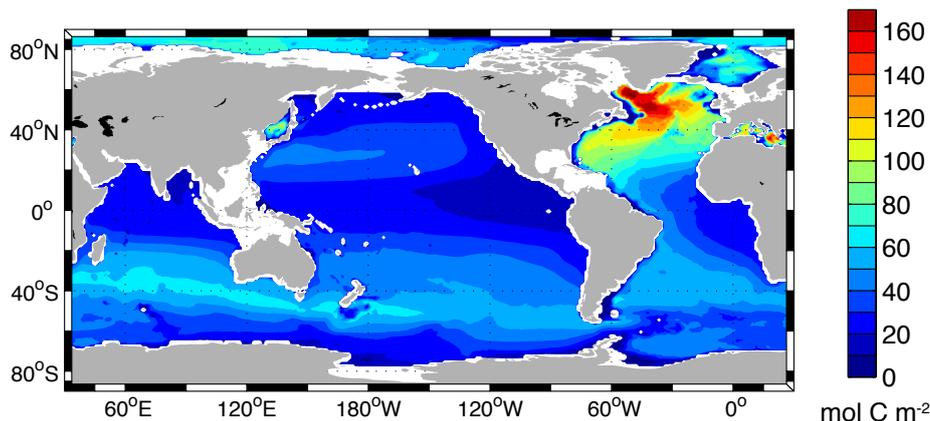


FIGURE 1.5 – Distribution globale de l'inventaire de carbone anthropique intégré le long de la colonne d'eau pour l'année 2010, en mol C m^{-2} , basée sur des observations. Figure tirée de Khatiwala et al. (2013).

Acidification des océans

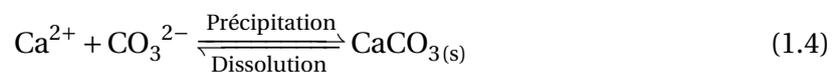
L'augmentation du stock de carbone de l'océan global modifie les propriétés chimiques de l'eau de mer par le biais de la chimie des carbonates et provoque l'acidification des océans (Feely et al., 2009; Mostofa et al., 2016). Dans l'eau de mer, le système des carbonates se décrit par une série de réactions chimiques décrivant la dissolution du CO_2 gazeux ($\text{CO}_{2(\text{gaz})}$) en CO_2 aqueux ($\text{CO}_{2(\text{aq})}$) et sa dissociation avec l'eau (H_2O), présentées dans les équations (1.2) et (1.3). Ces réactions mènent à la formation d'ions hydrogène (H^+) ainsi que de trois espèces carboniques : l'acide carbonique (H_2CO_3), l'ion bicarbonate (HCO_3^-)

et l'ion carbonate (CO_3^{2-}).



Ces réactions réversibles obéissent à un équilibre déterminé par la concentration en ions hydrogène (H^+) : plus cette concentration est importante, plus les espèces carboniques de la partie gauche de l'équation (1.3) domineront le système des carbonates. Calculé à partir de la concentration en ions hydrogène, le potentiel hydrogène (pH) permet d'identifier le caractère alcalin ($7 < \text{pH} < 14$), neutre ($\text{pH} \approx 7$), ou acide ($\text{pH} < 7$) d'une solution, ici l'eau de mer, par la relation suivante : $\text{pH} = -\log_{10}([\text{H}^+])$. Avec un pH moyen actuel des eaux de surface environ égale à 8,1, la proportion d'espèces carboniques formant le DIC est la suivante : 90 % d'ions bicarbonate, 9 % d'ions carbonate, et seulement 1 % de CO_2 aqueux et d'acide carbonique⁶ (Doney et al., 2009). La dissolution massive de CO_2 anthropique dans l'océan global augmente donc la concentration en ions H^+ ce qui diminue le pH et la proportion d'ion carbonate. Le pH de surface de l'océan global a diminué d'environ 0,1 par rapport à la période préindustriel ; il diminue actuellement d'environ $0,002 \text{ a}^{-1}$ et pourrait encore diminuer de 0,3 d'ici 2100 selon le scénario d'émissions le plus pessimiste du GIEC (Bates et al., 2014; Bopp et al., 2013; Orr et al., 2005). Cette diminution progressive du pH se traduit par l'acidification des océans, connue comme "l'autre problème du CO_2 " en parallèle au changement climatique ("The other CO_2 problem", Turley, 2005).

L'acidification des océans présente une menace importante pour les organismes marins calcifiants planctoniques (p. ex. les coccolithophoridés, les foraminifères) et benthiques (p. ex. les mollusques à coquilles et les coraux) (Doney et al., 2009). L'équilibre chimique de la précipitation et de la dissolution du carbonate de calcium peut aussi être écrit suivant l'équation (1.4) : la calcification (c.-à-d. la précipitation du carbonate de calcium) consomme l'ion carbonate et l'ion calcium (Ca^{2+}) pour précipiter le $\text{CaCO}_{3(\text{s})}$, composant principal du squelette des organismes calcifiants.



Or, comme expliqué précédemment, la disponibilité en ions carbonate diminue avec l'acidification des océans. Ceci favorise la réaction de dissolution au détriment de la calcification, vitale pour les organismes calcifiants (p. ex. Bednaršek et al., 2014).

La chimie des carbonates, en neutralisant le CO_2 dissous, permet à l'océan d'atténuer les changements de pH et de ralentir la saturation des eaux en CO_2 avec sa capacité tampon. Le pouvoir tampon de l'océan est lié au stock d'ions carbonate progressivement consommé avec la dissociation du CO_2 absorbé. Sachant que ce stock d'ions carbonate

6. Les espèces carbonatés non ionisées comme le CO_2 aqueux et l'acide carbonique sont souvent regroupées sous la notation CO_2^* .

est limité, la capacité tampon de l'océan est amenée à diminuer à l'échelle globale et cette diminution a déjà été observée à l'échelle régionale, notamment en mer du Nord (Doney et al., 2009; Thomas et al., 2007). La capacité tampon de l'océan est caractérisée par le facteur de Revelle R_f dont l'augmentation indique une diminution de la capacité des eaux à absorber le CO_2 additionnel (Revelle et Suess, 1957; Takahashi et al., 1993). Défini comme $R = \frac{\partial \ln p\text{CO}_2}{\partial \ln \text{DIC}}$, ce facteur décrit l'amplitude de changement de la $p\text{CO}_2$ due à un changement donné de DIC à température, salinité et alcalinité totale (Alk)⁷ constantes (Egleston et al., 2010). La variation de ce facteur à l'échelle globale présente principalement une distribution latitudinale : 9 à 10 au niveau des tropiques, 12 à 13 aux hautes latitudes et jusqu'à 15 dans l'océan Austral (Sabine et al., 2004).

1.1.3 Perturbation des apports fluviaux

En complément au changement climatique et à l'acidification des océans, un autre phénomène également lié à l'Anthropocène se manifeste par la modification des apports fluviaux (Mayorga et al., 2010; Seitzinger et al., 2010). Les barrages sont responsables d'une part importante de ces modifications. Depuis la révolution industrielle, plus de 75 000 barrages présentant une retenue de plus de 0,1 km² ont été construits pour la production d'énergie, le contrôle des crues ainsi que la rétention d'eau en vue de sa consommation et de l'irrigation des cultures (Van Cappellen et Maavara, 2016). A la fin du 20^e siècle, plus de 50 % de l'eau fluviale mondiale passait à travers un barrage avant de rejoindre l'océan et cette fraction pourrait atteindre 90 % en 2030 (Grill et al., 2015). Cette rétention, en réduisant et en homogénéisant le flux d'eau douce apporté à l'océan, réduit de manière significative les apports en sédiments, azote (N), phosphore (P) et silicium (Si) (Maavara et al., 2014, 2015).

Contrairement aux effets des barrages, les changements d'utilisation des sols et l'utilisation massive de fertilisants par l'agriculture conventionnelle ont contribué à hauteur de 50 % à l'augmentation des apports fluviaux en éléments azotés et phosphorés, transportés par érosion et lessivage des sols fertilisés (Beusen et al., 2016; Quinton et al., 2010). Malgré l'effet de rétention des barrages, Beusen et al. (2016) estiment que les apports fluviaux en nutriments déversés dans l'océan global sont passés de 19 à 37 Tg N a⁻¹ et de 2 à 4 Tg P a⁻¹ durant le 20^e siècle (1 Tg = 1 téragramme = 10¹² g).

L'augmentation des apports fluviaux en nutriments et en matière organique terrigène peut provoquer une eutrophisation des eaux côtières (Rabalais et al., 2014; Wang et al., 2016). L'eutrophisation est caractérisée par des concentrations importantes en nutriments dans l'eau stimulant fortement la production primaire. Associée à la matière organique

7. L'alcalinité totale (Alk) est une grandeur définissant la capacité d'une solution à neutraliser un acide. Elle mesure l'excès de bases (accepteurs de protons) par rapport aux acides (donneurs de protons). En négligeant les bases mineures, on peut la définir ainsi : $\text{Alk} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+]$ (Dickson, 1981). Cette grandeur est principalement pilotée par les apports de rivières, la calcification biogénique, l'enfouissement et l'absorption de composés azotés (Sigman et Boyle, 2000).

terrignène, une partie de la POM issue de la production primaire sédimente et stimule la reminéralisation au niveau des eaux de fond, en consommant le dioxygène dissous disponible. L'intensité de ces processus peut mener à une importante diminution de la concentration en O_2 dissous, et à l'inverse, une augmentation de la teneur en DIC. En dessous d'un certain seuil de concentration en O_2 dissous, il en résulte la formation de zones hypoxiques (c.-à-d. à faibles teneur en O_2 dissous), appelées aussi "zone mortes" (*dead zones*, Diaz et Rosenberg, 2008). Le seuil de concentration en O_2 dissous à partir duquel une zone est hypoxique varie d'une étude à l'autre en fonction des processus et des espèces considérés, ainsi que de l'unité utilisée (Rabalais et al., 2010; Vaquer-Sunyer et Duarte, 2008). Les unités utilisées pour définir la concentration en O_2 dissous diffèrent selon les spécialités océanographiques : $2 \text{ mg } O_2 \text{ L}^{-1}$ pour les biologistes équivaut à $63 \text{ } \mu\text{mol } O_2 \text{ L}^{-1}$ pour les chimistes et $1,4 \text{ ml } O_2 \text{ L}^{-1}$ pour les physiciens (Rabalais et al., 2010). Les principaux seuils rencontrés sont souvent proches des $2 \text{ mg } O_2 \text{ L}^{-1}$ ou des $2 \text{ ml } O_2 \text{ L}^{-1}$ ou encore des $50 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1}$ (Cocco et al., 2013; Diaz et Rosenberg, 2008; Rabalais et al., 2010). L'augmentation de la teneur en DIC en zone hypoxique induit, en parallèle de l'eutrophisation et de la désoxygénation, un processus d'acidification, aggravant celui provoqué par l'absorption de C_{ant} (Cai, 2011; Melzner et al., 2013).

Comme présenté sur la Figure 1.6, l'augmentation de la concentration en CO_2 atmosphérique participe à la propagation, l'intensification, et l'augmentation de l'occurrence du phénomène de désoxygénation jusqu'à l'apparition de zones anoxiques (c.-à-d. exempt de dioxygène dissous). L'apparition de ces conditions dans des écosystèmes initialement peuplés par des organismes aérobies provoque de profonds déséquilibres écosystémiques où la disponibilité en lumière et en dioxygène est nulle, avec des eaux enrichies en DIC et donc fortement acidifiées.

Un autre type de pollution est la contamination par les métaux lourds : l'augmentation des concentrations en cadmium, mercure, plomb, arsenic, cuivre et zinc des eaux océaniques due aux rejets industriels des activités minières, métallurgiques et pétrochimiques est une menace sévère pour les écosystèmes côtiers. La toxicité de ces éléments augmente avec l'augmentation de leurs concentrations dans les organismes marins par bioaccumulation. Le phénomène s'aggrave tout au long de la chaîne trophique et contamine les ressources marines exploitées par l'Homme (Wang et al., 2013). Enfin, d'autres composés rejetés par les activités anthropiques présentent une menace dont l'ampleur et les conséquences sont parfois encore méconnues pour les organismes marins tels que les microplastiques, les hydrocarbures aromatiques polycycliques (HAP) et les polluants organiques persistants (POP), tous issus de l'industrie pétrochimique, de l'usage des combustibles fossiles, des pesticides et de l'activité humaine en général (Farrington et Takada, 2014; Jambeck et al., 2015).

Les eaux fluviales et de ruissellements sont les vecteurs principaux de ces polluants anthropiques qui se concentrent et se déversent dans les eaux côtières. De plus, la concentration de près de 40 % de la population mondiale à moins de 100 km des côtes rajoute

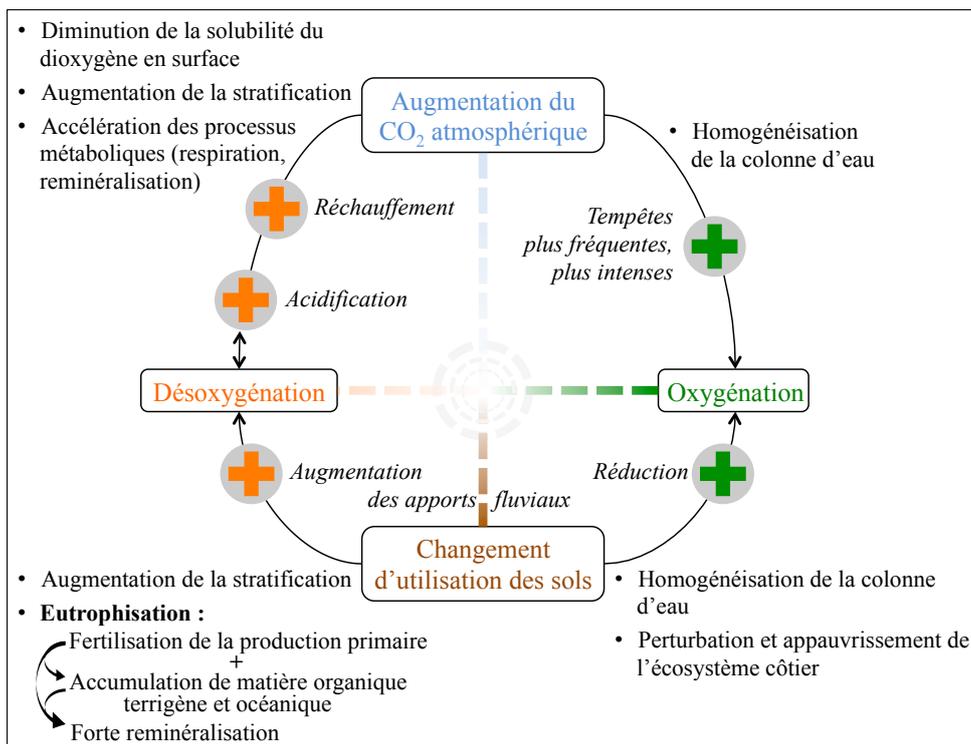


FIGURE 1.6 – Représentation schématique de l'effet du changement d'utilisation des sols et de l'augmentation de la concentration en CO₂ atmosphérique sur la désoxygénation océanique (Domingues et al., 2014; Keeling et al., 2010; Melzner et al., 2013; Rabalais et al., 2014; Wallace et al., 2014).

une pression anthropique additionnelle générée par les nuisances du trafic maritime, des activités halieutiques, du tourisme et plus généralement de l'urbanisation (Doney, 2010; Feist et Levin, 2016; Kummu et al., 2016). Les effets de l'ensemble de ces activités anthropiques se propagent de l'océan côtier à l'océan ouvert, de la surface au fond des océans, et du fond des océans à l'océan côtier en formant une boucle rétroactive complexe animée par les processus biogéochimiques abordés précédemment (Figure 1.7).

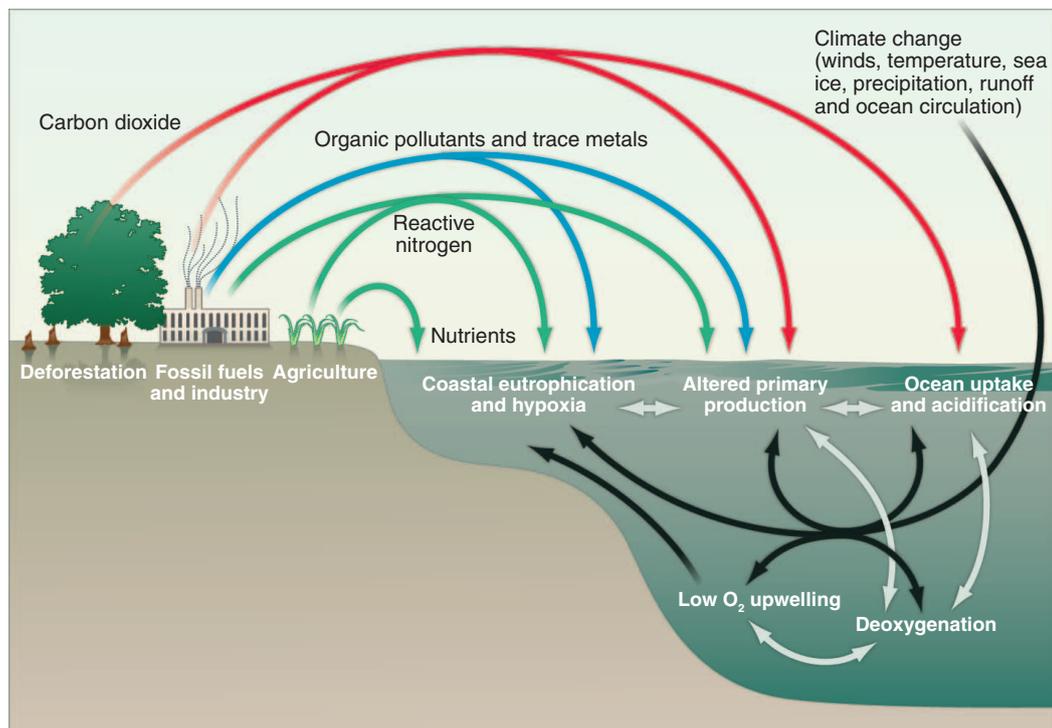


FIGURE 1.7 – Représentation schématique récapitulative des effets des activités anthropiques sur la biogéochimie marine et du couplage entre les différents processus mis en jeu. Figure tirée de Doney (2010).

1.2 Océan côtier

C'est la prise en compte de la convergence globale de l'ensemble de ces facteurs de stress sur l'océan côtier, associée à l'intérêt économique, touristique et alimentaire de cette région, qui explique l'intérêt d'étudier l'océan côtier à l'échelle globale (Levin et al., 2015). L'océan côtier est une interface reliant 4 milieux à la fois antagonistes et vulnérables au changement climatique :

- **L'océan ouvert**, milieu liquide halin, source et puit d'énergie thermique et mécanique (courants, houles, vagues, ondes internes) où les concentrations et les flux biogéochimiques sont faibles par rapport à l'océan côtier, milieu sujet au réchauffement et à l'acidification.
- **L'atmosphère**, milieu gazeux propice aux échanges air-mer de O₂ et de CO₂, source et puits d'énergie thermique (irradiance solaire) et mécanique (vents), source d'élé-

ments biogéochimiques clés pour la production primaire comme le fer (Fe) et sujet aux multiples effets du changement climatique.

- Le **continent** qui dissipe l'énergie mécanique de l'océan, source d'eau douce qui fertilise l'océan côtier par des apports terrigènes concentrés en éléments biogéochimiques, sujet au changement d'usage des sols et à la pollution directe issue des activités anthropiques.
- Le **sédiment** qui dissipe aussi l'énergie mécanique par frottement, participe aux processus de reminéralisation et d'enfouissement de la matière organique, sujet à la désoxygénation.

La complexité de l'océan côtier se retrouve dans la diversité des critères rencontrés dans la littérature pour le définir. Sa forte hétérogénéité qui émerge avec l'enrichissement de nos connaissances impose la segmentation de l'océan côtier global en régions ainsi que la classification de ces dernières.

1.2.1 Définitions

Les définitions de l'océan côtier sont choisies en fonction du domaine d'étude et des problématiques scientifiques posées (Borges, 2005; Liu et al., 2010a). D'un point de vue tectonique, l'océan côtier peut être assimilé à la marge continentale définie comme la zone de transition entre la croûte continentale et la croûte océanique (Kennett, 1982). La marge continentale est composée – en partant de la terre vers l'océan ouvert – (1) du plateau continental de largeur variable dont la pente bathymétrique douce descend de la surface à une profondeur généralement comprise entre 150 et 350 m, (2) du talus continental dont la pente bathymétrique abrupte peut atteindre les 4000 à 5000 m de profondeur et (3) du glacis continental formé d'un amas de sédiments au pied du talus continental où débute la plaine abyssale à une profondeur d'environ 5000 m (Figure 1.8).

En océanographie, les définitions de l'océan côtier sont très diversifiées. Elles sont présentées ici de manière non exhaustive dans l'ordre décroissant suivant la surface considérée. Une des définitions les plus larges de l'océan côtier peut être celle appliquée aux *large marine ecosystems* (LME, www.lme.noaa.gov) qui s'étendent au-delà de la marge continentale et intègrent les courants marins côtiers dominants. Les LME segmentent l'océan côtier en 66 régions qui s'étendent sur une surface totale de $84 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, soit 23 % de la surface océanique globale ($360 \cdot 10^6 \text{ km}^2$). Les LME ont été principalement conçus dans une perspective d'évaluation de grands écosystèmes et de gestion des ressources marines exploitées.

La définition de Muller-Karger et al. (2005) utilise un seuil bathymétrique (c.-à-d. une profondeur maximum) fixé à 2000 m qui réduit l'océan côtier à une surface de $48 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. La définition de Jahnke (2010) intègre des critères plus complexes en introduisant le concept de "surface d'expression" ("*expression surface*") en intégrant les zones dominées par les processus typiquement côtiers. Avec ces critères, la surface de l'océan côtier atteint

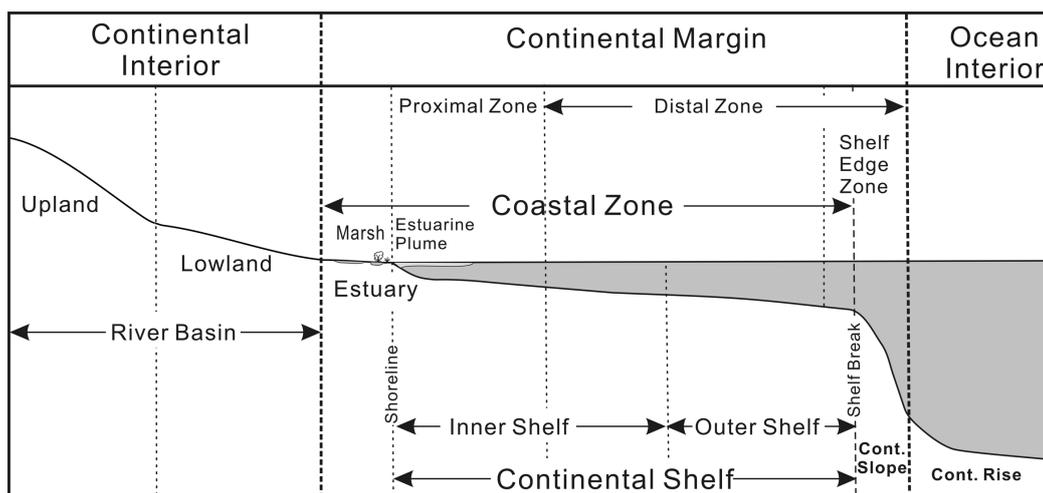


FIGURE 1.8 – Représentation schématique de la coupe verticale d'une marge continentale. Elle est composée du plateau continental (*continental shelf*), du talus continental (*continental slope*) et du glacis continental (*continental rise*). La marge continentale sépare l'océan intérieur (*interior ocean*, aussi appelé océan ouvert) des terres (*continental interior*). Figure tirée de Liu et al. (2010b).

43 10^6 km², soit 12 % de la surface océanique globale. Simpson et Sharples (2012) utilisent un seuil bathymétrique de 500 m et obtiennent un océan côtier de 33 10^6 km² soit 9 % de la surface océanique globale. Une autre définition, largement utilisée, est celle du seuil bathymétrique fixé à 200 m (Borges, 2005; Borges et al., 2005; Cai, 2011; Cai et al., 2006; Gattuso et al., 1998; Laruelle et al., 2010; Liu et al., 2000; Mackenzie et al., 2004; Rabouille et al., 2001; Thomas et al., 2004; Tsunogai et al., 1999; Walsh, 1988; Wollast, 1998). Avec ce seuil bathymétrique, l'océan côtier présente une surface de 25 à 29 10^6 km², soit 7 à 8 % de la surface océanique globale. Cette variation de surface d'une étude à l'autre révèle les diverses délimitations utilisées pour séparer l'océan côtier du continent (Tableau 1.1). Suivant les études, la partie proximale de l'océan côtier (p. ex. les estuaires, les deltas, les marais salants, les mangroves, les récifs, les baies, les lagons et les bancs) peut ne pas être prise en compte, ou seulement partiellement suivant la problématique posée (Rabouille et al., 2001). Le seuil bathymétrique des 200 m de profondeur est un critère simple qui permet une inter-comparaison aisée des estimations de budgets biogéochimiques de l'océan côtier. Cependant, il omet une part importante des régions côtières polaires et subpolaires. En effet, ces dernières présentent un plateau continental qui peut atteindre 1000 m de profondeur. C'est pourquoi la définition de Liu et al. (2010a), présentée ci-dessous, apparaît la plus adéquate.

La philosophie sous-tendant la définition de Liu et al. (2010a), inspirée de celle de Ducklow et McCallister (2004), peut être traduite⁸ par :

"la région entre le continent et l'océan ouvert qui est dominée par les

8. "the region between the land and the open ocean that is dominated by processes resulting from land-ocean boundary interactions. The exact dimensions vary depending on the research issue or chemical element of interest but draw attention to the unique aspects attributable to the boundary system and generally consist of the continental shelf, slope, and adjacent marginal seas", (Liu et al., 2010b).

processus résultant des interactions continent-océan. Les dimensions exactes varient selon la problématique scientifique ou l'élément chimique d'intérêt mais soulignent l'aspect unique propre au système de frontière et intègrent généralement le plateau continental, le talus continental, ainsi que les mers marginales adjacentes."

Contrairement à Kennett (1982) et Ducklow et McCallister (2004), Liu et al. (2010a) excluent le glaciaire continental et considèrent le talus continental comme la frontière séparant l'océan côtier de l'océan ouvert. Ainsi, les plateaux continentaux profonds des régions polaires et subpolaires sont pris en compte. La localisation du talus continental est déterminée par un critère de pente bathymétrique. Il en résulte un océan côtier dont la surface est de $30 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, soit 8 % de la surface océanique globale. Cette définition de l'océan côtier, reprise dans les études de Chen et Borges (2009), Chen et al. (2013), Laruelle et al. (2013) et Laruelle et al. (2014), est celle qui a été choisie pour réaliser les études présentées dans cette thèse.

TABLEAU 1.1 – Critères utilisés pour la définition de l'océan côtier sur une sélection d'étude traitant du cycle du carbone à l'échelle globale.

Auteurs	Surface (10^6 km^2)	Critère
Gattuso et al (1998)	26	< 200 m
Walsh (1988)	26	< 200 m
Liu et al. (2000) EOS	36	< 200 m
Rabouille et al. (2001)	29	< 200 m
Thomas et al. (2004)	25	< 200 m
Borges (2005)	26	< 200 m
Borges et al. (2005)	26	< 200 m
Muller-Karger et al. (2005)	48	< 2000 m
Cai et al. (2006)	26	< 200 m
Chen and Borges (2009)	30	< 200 m
Takhashi et al. (2009)	n.c.	200 km de la côte
Jahnke et al. (2010)	43	Surface d'expression
Laruelle et al. (2010)	25	< 200 m
Liu et al. (2010a)	30	Pente bathymétrique
Simpson et al. (2012)	33	< 500 m
Chen et al. (2013)	30	Pente bathymétrique
Kang et al. (2013)	26	< 200 m
Laruelle et al. (2013, 2014)	30	Pente bathymétrique

1.2.2 Processus physiques et biogéochimiques

Processus physiques

L'océan côtier est la région la plus dynamique de l'océan global avec la convergence et la dissipation d'une importante quantité d'énergie mécanique apportée par les vents, les

marées, les courants de bord, la houle et le déferlement des vagues (Figure 1.9, Liu et al., 2010a). Générant une forte turbulence, ces forçages extérieurs induisent des phénomènes d'intrusion et d'export des masses d'eau charriant les éléments biogéochimiques. Des intrusions sur le plateau continental de masses d'eau de fond s'opèrent avec les courants de bord s'écoulant le long du talus continental, mais surtout avec les upwellings côtiers⁹. Altérées par la friction au fond, ces intrusions génèrent à leur tour un export efficace des masses d'eau de surface vers le large sous forme de filaments s'écoulant par subduction. L'export des masses d'eau peut aussi se produire par la dérive vers le large de tourbillons de méso-échelle générés par des instabilités baroclines et par les méandres des courants de bord. La formation, la plongée, et l'écoulement des eaux denses (*dense water cascading*) le long des canyons sous-marins du talus continental peut également être un important mécanisme d'export saisonnier pour les régions tempérées et de hautes latitudes. Ces variations saisonnières se retrouvent aussi dans les processus d'upwellings induit par les vents issus des moussons par exemple. L'apport en eau douce des rivières présente également une forte saisonnalité suivant les latitudes et génèrent d'importants fronts de densité par subduction des masses d'eau qui participent à la stratification de la colonne d'eau : l'eau douce, moins dense que l'eau salée, reste confinée en surface. A une échelle temporelle plus large, les oscillations interannuelles de grande échelle telles que l'*El Nino-southern oscillation* (ENSO) influencent l'intensité et la localisation des courants de bord, qui modulent à leur tour les échanges côte-large.

Couplage physique-biogéochimique

Plusieurs facteurs comme l'orientation de la côte, le régime de vent, les caractéristiques de la colonne d'eau (profondeur et stratification), la morphologie côtière, l'intensité des apports fluviaux et le temps de résidence des masses d'eau définissent la dépendance des systèmes côtiers aux échanges côtes-large ou aux apports fluviaux. Ces caractéristiques permettent l'émergence d'une importante diversité de systèmes biogéochimiques de productivité et d'autonomie variables suivant la disponibilité en nutriments. Les systèmes de production régénérée reposent sur une disponibilité en nutriments principalement assurée par les processus de reminéralisation¹⁰ en sein de la colonne d'eau et au niveau du sédiment. Les courants de fond participent à la remise en suspension dans la colonne d'eau des nutriments libérés par les processus benthiques de reminéralisation. A l'opposé, les systèmes de production nouvelle voient leur production primaire alimentée par les apports en nutriments des eaux de fond de l'océan ouvert avec les upwellings côtiers. Ces systèmes présentent une forte capacité d'export, souvent facilitée par la présence d'un plateau continental étroit (Chen et al., 2003b).

9. Courant marin côtier ascendant (par opposition au *downwelling*, descendant) induit par le vent par pompage d'Ekman. En repoussant les masses d'eau de surface vers le large, le vent crée une dépression en surface qui provoque la remontée des eaux de fond de l'océan ouvert.

10. Dégradation de la matière organique par respiration (consommation d'O₂ et largage de CO₂) par la boucle microbienne.

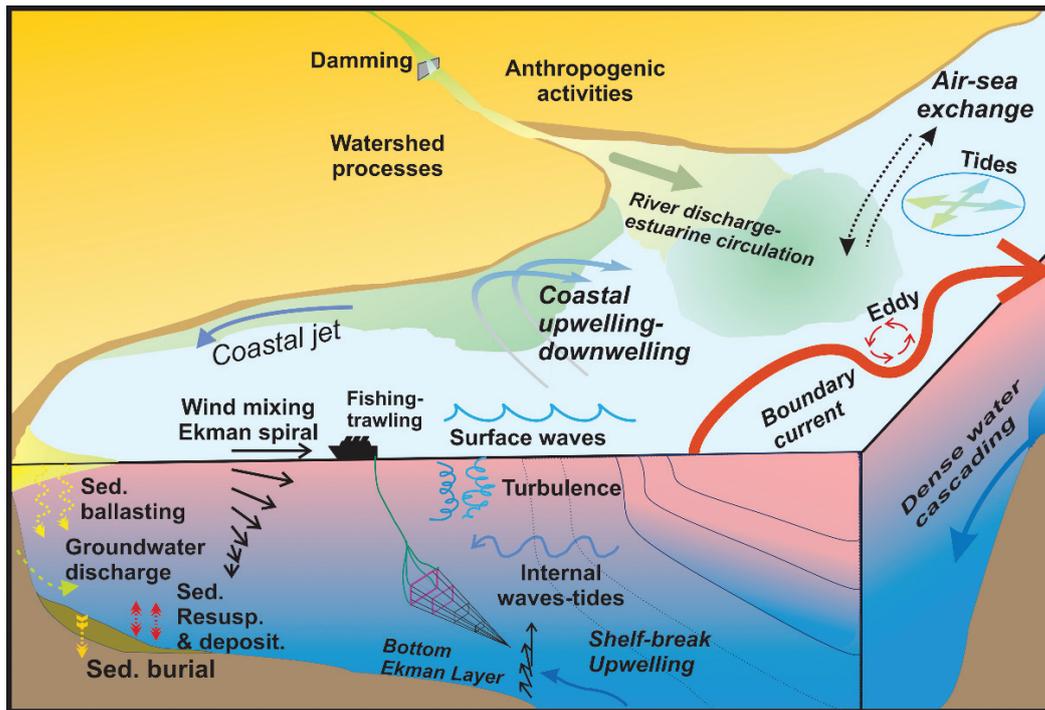


FIGURE 1.9 – Représentation schématique des principaux processus physiques rencontrés dans l’océan côtier, avec ici une configuration typique d’une région côtière de courant de bord Ouest (Liu et al., 2010a)

Processus biogéochimiques

D’un point de vue biogéochimique, l’intensité des processus physiques côtiers et la quantité de nutriments charriés par les masses d’eau donne un rôle surdimensionné à l’océan côtier par rapport à ses dimensions : seulement 7 à 8 % de la surface océanique et moins de 0,5 % du volume océanique global (Liu et al., 2010b; Simpson et Sharples, 2012). Suivant l’utilisation de la définition de l’océan côtier de Jahnke (2010) ou de Simpson et Sharples (2012), la production primaire océanique côtière représenterait 13 à 20 % de la production primaire océanique globale (égale à 56 Pg C a^{-1} selon Buitenhuis et al., 2013). Du fait de la dominance de la production nouvelle dans le système côtier, l’export dû à la pompe biologique représenterait la moitié de l’export océanique global de carbone. Une fois exporté, le POC déposé hors de l’océan côtier sur les sédiments du talus et du glacis continental représenterait 47 % du POC déposé sur les sédiments de l’océan global (Jahnke, 2010).

Processus sédimentaires

L’importance des sédiments côtiers dans le cycle global du carbone, principalement *via* son apport en DIC et en Alk est encore peu connue du fait de l’absence de données représentatives de l’hétérogénéité de l’océan côtier (Krumins et al., 2013). Une partie de la POM déposée sur le sédiment est dégradée par divers processus issus de la diagénèse précoce dans les 50 premiers centimètres de profondeur du sédiment : (1) l’oxydation

aérobie qui libère du DIC, des nutriments, de l'Alk et favorise la dissolution du CaCO_3 en augmentant l'acidité de l'eau (2) la dénitrification (oxydation anaérobie) en consommant le NO_3^- disponible, qui libère du DIC, de l'Alk et du diazote (N_2 , pouvant être utilisé notamment par les cyanobactéries diazotrophes¹¹) et (3) par réduction avec le manganèse, le fer ou les sulfates (Chen, 2010; Schulz et Zabel, 2006). La méthanogénèse¹² est considérée négligeable dans les sédiments marins (Krumins et al., 2013). Ainsi, l'ensemble de ces processus participe à la reminéralisation de la POM en libérant le DIC et les nutriments (p. ex. NH_4^+ , NO_3^- et PO_4^{3-}) nécessaires au développement de la production primaire.

Puits de carbone dans l'océan côtier

L'interface atmosphérique est propice aux échanges air-mer d'énergie thermique, mécanique avec le vent, gazeux tels que l' O_2 et le CO_2 , ainsi que de nutriments (Fe , PO_4^{3-} , NO_3^-) *via* les dépôts atmosphériques. Ces derniers sont parfois cruciaux pour les systèmes oligotrophes¹³, plus fréquents dans l'océan ouvert que dans l'océan côtier. Concernant les échanges gazeux, la solubilité de l' O_2 et du CO_2 est dépendante de la température de la surface de la mer. Les eaux froides de surface et l'action mécanique du vent favorisent leur dissolution. C'est par cette voie qu'une partie de l'oxygénation de la colonne d'eau est assurée, en parallèle à la production d'oxygène issue de la photosynthèse réalisée par le phytoplancton. La suite de cette section se focalise sur les échanges air-mer de CO_2 qui sont un processus clé du cycle du carbone global auquel cette thèse est dédiée.

Le flux air-mer de CO_2 , noté F_{CO_2} , peut être défini selon les équations suivantes :

$$\Delta p_{\text{CO}_2} = p_{\text{CO}_2}^{\text{surf}} - p_{\text{CO}_2}^{\text{atm}} \quad (1.5)$$

$$F_{\text{CO}_2} = \alpha k \Delta p_{\text{CO}_2} \quad (1.6)$$

avec Δp_{CO_2} la différence de pression partielle de CO_2 entre la surface de la mer ($p_{\text{CO}_2}^{\text{surf}}$) et l'atmosphère ($p_{\text{CO}_2}^{\text{atm}}$), α la solubilité du CO_2 en surface dépendante de la température et de la salinité de surface de la mer et k le coefficient de transfert gazeux dépendant du vent et de la couverture de glace. Ainsi, l'océan dégage ou absorbe du CO_2 lorsque F_{CO_2} est respectivement positif ou négatif.

Du fait de l'exceptionnelle variabilité spatiale et temporelle des variables pilotant la chimie des carbonates dans l'océan côtier, l'intégration des flux de carbone côtier à partir d'observations à l'échelle globale nécessite une couverture spatiale et temporelle haute fréquence et homogène des observations côtières de p_{CO_2} de surface. D'après la Figure 1.10, ces critères ne sont pas encore atteints et restent un frein à la réalisation, à

11. Un organisme diazotrophe présente la capacité de synthétiser sa matière organique par fixation biologique du diazote (N_2).

12. La méthanogénèse, inclus dans les processus de diagénèse précoce, dégrade la POM par libération de méthane (CH_4).

13. Zones présentant de faibles concentrations en nutriment

partir d'observations, d'estimations précises du flux air-mer actuel de CO_2 de l'océan côtier global (Regnier et al., 2013; Zscheischler et al., 2016).

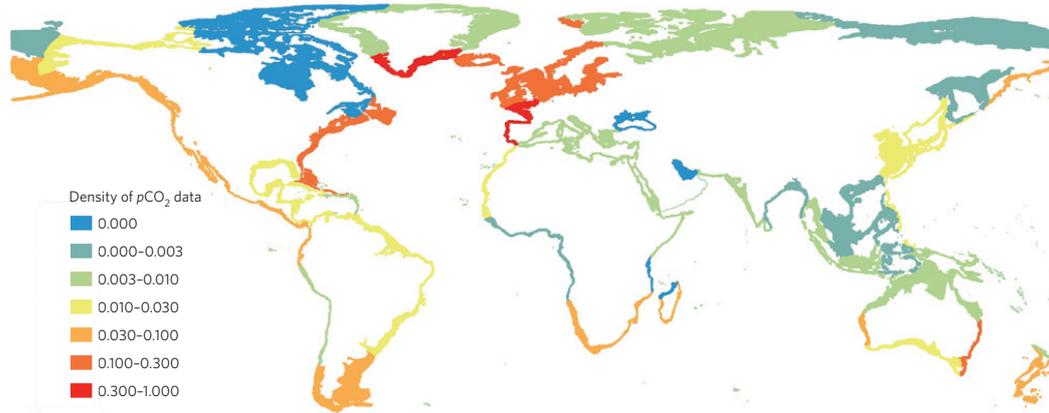


FIGURE 1.10 – Densité des mesures de p_{CO_2} océaniques de surface pour l'océan côtier global segmenté en 45 régions (voir la section 1.2.3 pour un détail de la segmentation) à partir de la deuxième version de la base de données *Surface ocean CO₂ atlas* (SOCAT, Bakker et al., 2014). L'indice normalisé de densité est égale à 0 lors d'une absence totale de donnée, et égale à 1 quand il y a au moins 1 mesure par mois sur toutes les mailles d'une région sur une grille globale de $0,5^\circ$ de résolution spatiale. Figure tirée de Regnier et al. (2013).

Ce manque d'observations a contraint les premières études à estimer globalement le flux air-mer côtier à partir d'un nombre restreint d'estimations régionales, jugées représentatives de l'océan côtier global, par simple extrapolation de ces estimations régionales à la surface océanique côtière globale (Fasham et al., 2001; Thomas et al., 2004; Tsunogai et al., 1999). La première de ces estimations, celle de Tsunogai et al. (1999), montre une absorption de 1 Pg C a^{-1} , réalisée en extrapolant à l'échelle côtière globale une estimation régionale de l'absorption de CO_2 de la mer de Chine de l'Est. Tsunogai et al. (1999) propose ainsi pour la première fois le terme de "pompe du plateau continental" ("*continental shelf pump*") : Après la dissolution du CO_2 atmosphérique à la surface facilitée par le refroidissement des eaux côtières et la pompe biologique, la formation et la plongée d'eau dense seraient alors considérées comme le principal mécanisme d'export. Il faut noter que les mêmes auteurs utilisent une comparaison ambiguë pour appuyer l'importance de l'océan côtier dans le cycle global du carbone : ils affirment que l'absorption de C_{ant} de l'océan global, estimée au moment de leurs recherches à 2 Pg C a^{-1} (Houghton et al., 1996) pourrait présenter une erreur de 50 % du fait de leur estimation de 1 Pg C a^{-1} absorbé par l'océan côtier global. Or, l'estimation de Tsunogai et al. (1999), réalisée à partir de mesures contemporaines, fait référence au C_{total} . Cette comparaison inadéquate de l'absorption océanique côtière de C_{total} avec l'absorption océanique globale de C_{ant} (ou même avec les émissions de C_{ant}) est une source d'ambiguïté qui sera répétée et reprise dans de nombreux travaux (Bauer et al., 2013; Cai et al., 2006; Fennel, 2010; Mackenzie et al., 2004; Simpson et Sharples, 2012; Thomas et al., 2004; Yool et Fasham, 2001).

Grace à des programmes de coordination scientifique et de compilation de données à l'échelle nationale et internationale, d'imposantes bases de données de mesures de CO_2

de surface ont vu le jour et se sont enrichies ces 10 dernières années comme celles du *Lamont-Doherty Earth observatory* (LDEO, Takahashi et al., 2016) et de SOCAT (Bakker et al., 2016). Cependant, la dernière version à ce jour de la base de données SOCAT, forte de ses 14,7 millions de points de mesures de p_{CO_2} de surface répartis sur l'océan global, couvre encore de manière insuffisante la zone côtière (Bakker et al., 2016). Malgré cela, un certain consensus émerge suite aux dernières estimations à partir d'observations du flux air-mer de CO_2 de l'océan côtier à l'échelle globale : l'océan côtier, partie proximale exclue, serait un puits de C_{total} absorbant entre 0,2 et 0,5 Pg C a^{-1} avec une incertitude de 50 à 75 % (Bauer et al., 2013; Borges, 2005; Borges et al., 2005; Cai, 2011; Cai et al., 2006; Chen, 2010; Chen et Borges, 2009; Chen et al., 2013; Jahnke, 2010; Laruelle et al., 2010, 2014; Regnier et al., 2013; Wanninkhof et al., 2013).

D'après Mackenzie et al. (2004) et Andersson et Mackenzie (2004), ce puits de carbone serait apparu lors de la période industrielle. En effet, en conditions pré-industrielles, ces mêmes auteurs simulent, avec le modèle SOCM (*Shallow-water ocean carbonate model*, Andersson et al., 2003), un océan côtier global dégazant du CO_2 , donc une source de carbone d'environ $0,2 \pm 0,1 \text{ Pg C a}^{-1}$ (Bauer et al., 2013; Jacobson et al., 2007). Le flux moyen de CO_2 à l'interface air-mer de l'océan côtier global se serait donc inversé récemment. Cette inversion serait principalement due à l'augmentation de la production primaire nette (*net ecosystem production*, NEP)¹⁴ avec l'augmentation des apports fluviaux en nutriments, en parallèle de l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO_2 . Selon Borges (2005), la différence entre la source de carbone passée et le puits de carbone actuel de l'océan côtier présentés par Mackenzie et al. (2004) et Andersson et Mackenzie (2004) impliquerait donc un puits de C_{ant} de $0,17 \text{ Pg C a}^{-1}$.

Les estimations disponibles du puits de C_{ant} de l'océan côtier global sont rares. Réaliser ces estimations à partir d'observations reste impossible à cause des problèmes cités précédemment, mais aussi à cause de deux facteurs liés à la problématique de la perturbation anthropique : (1) la longueur insuffisante des séries temporelles des mesures de CO_2 ne permettant pas d'apprécier précisément la tendance provoquée par la perturbation anthropique et (2) l'incertitude sur la correction du dégazage de CO_2 naturel pré-industriel dû aux apports fluviaux. La quantification de ce dégazage est nécessaire à la quantification de la perturbation anthropique à partir d'une tendance observée. En complément de l'estimation de Borges (2005) à partir des résultats de Mackenzie et al. (2004) et Andersson et Mackenzie (2004), Wanninkhof et al. (2013) ont proposé une estimation similaire du puits de carbone anthropique côtier de $0,2 \text{ Pg C a}^{-1}$. Reprise par Regnier et al. (2013), cette estimation a été réalisée par extrapolation du taux d'absorption océanique globale de CO_2 anthropique par unité de surface à la surface océanique côtière. Ceci implique donc l'hypothèse d'une similarité d'absorption océanique du CO_2 anthropique par unité de surface entre l'océan côtier et les zones océaniques adjacentes, ainsi qu'un contrôle dans un premier ordre de cette absorption par l'étendue de la surface d'échange.

14. NEP = Production primaire brute - Production hétérotrophe (respiration)

La diversité des définitions utilisées pour l'océan côtier reflète la complexité des processus côtiers et complique l'intercomparaison des études (Laruelle et al., 2010). On assiste même à l'usage de définitions différentes pour des études partageant un objectif commun d'estimations de budgets biogéochimiques côtiers de tel ou tel élément, tant à l'échelle régionale que globale. Tant qu'un consensus scientifique ne sera pas établi sur une définition commune de l'océan côtier, la comparaisons des estimations proposées de budget biogéochimique restera délicate (Evans et al., 2015). Ces estimations divergeront d'autant plus que leurs incertitudes associées diminueront avec l'augmentation des connaissances et des bases de données d'observations ainsi que l'amélioration des modèles utilisés pour le calcul des budgets globaux et régionaux. En complément de la détermination des frontières de l'océan côtier, la nécessité d'apprécier les forts contrastes biogéochimiques en son sein amène la communauté scientifique à segmenter l'océan côtier global en régions d'intérêt. L'identification de caractéristiques communes à ces régions permet de les regrouper en classes et de déterminer les grands traits fonctionnels de l'océan côtier.

1.2.3 Classifications des régions côtières

Les méthodes utilisées pour segmenter l'océan côtier et classer les régions côtières s'appuient sur différents critères suivant les études et les problématiques scientifiques.

Une classification simple proposée par Jahnke (2010), et mise en parallèle avec les travaux de Chen et al. (2003b), se base uniquement sur un critère morphologique de l'océan côtier qui mène à la distinction entre deux cas typiques de région côtière océanique :

- Les **régions dominées par le talus continental**, souvent accompagnées d'un plateau continental étroit (Figure 1.11.a). Cette topographie favorise la dominance des échanges avec l'océan ouvert et réduit le temps de résidence des masses d'eau. Dans le cas d'un *upwelling* côtier, ce système favorise l'intrusion côtière des eaux de fond de l'océan ouvert, riches en DIC et en nutriments. Ces derniers vont donc alimenter une production primaire nouvelle caractéristique d'un système d'export (*export system*, Chen et al., 2003b). En effet, le courant de surface lié à l'*upwelling* déplace la zone productive du plateau vers le talus et le glacis continental, et favorise ainsi l'export de la POM hors de la zone côtière.
- Les **régions dominées par le plateau continental**, induisant de faibles échanges avec l'océan ouvert et un temps de résidence des masses d'eau plus long (Figure 1.11.b). Souvent associé à un plateau continental large, ce type de région représente 80 % de la surface de l'océan côtier global. La profondeur moyenne de la colonne d'eau étant inférieure à 200 m au niveau du plateau continental, les processus benthiques (reminéralisation de la POM et remise en suspension du sédiment) deviennent importants : le système est dit de recyclage (*recycling system*, Chen et al., 2003b). La production primaire est donc principalement régénérée et, suivant les régions, fertilisée par les apports fluviaux.

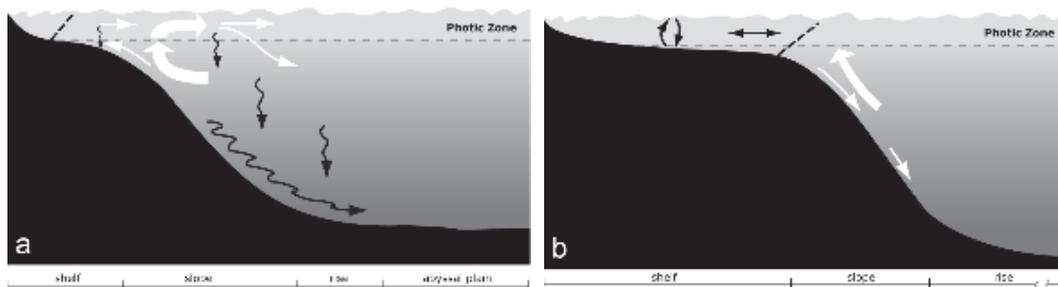


FIGURE 1.11 – Représentation schématique en coupe verticale des processus issus des régions côtières dominées (a) par le talus continental (b) par le plateau continental. Les flèches noires et blanches représentent respectivement les flux biogéochimiques et les mouvements des masses d'eau. Figure tirée de Jahnke (2010).

D'autres types de régions côtières ont été identifiés comme les "OceMar" (*ocean-dominated margins*, Dai et al., 2013), dominés par les échanges avec l'océan ouvert, par opposition aux "RiOMar" (*river-dominated ocean margins*, McKee et al., 2004) ou aux ROFI (*regions of freshwater influence*, Simpson, 1997), dominées par les apports fluviaux. Les OceMar partagent beaucoup de caractéristiques avec les régions dominées par le talus continental alors que les RiOMar ou ROFI se retrouvent dans les deux types de régions présentées par Jahnke (2010).

Une classification plus détaillée des régions côtières est celle de Liu et al. (2010b), qui utilise un critère primaire basé sur l'interaction avec l'océan ouvert complété d'un critère secondaire basé sur les interactions terrestres. Il en résultent 7 classes de régions :

- Les systèmes de **Courant de bord Est (CBE)** dominés par des courants froids dirigés vers l'équateur. Ils sont localisés à l'Est des gyres subtropicales des bassins océaniques. Ils sont souvent associés à de puissants upwellings côtiers et aux écosystèmes très productifs qui en découlent. Cette exceptionnelle productivité profite aux activités de pêche mais mène à la formation de zone de minimum d'oxygène (*oxygen minimum zone*, OMZ) entre 50 et 1000 m de profondeur due à la faible ventilation des masses d'eau à ces profondeurs et aux forts taux de respiration alimentés par la POM produite en surface. Dans ces régions, les concentrations d'O₂ dissous en subsurface sont typiquement inférieures à 20 μmol L⁻¹ (Gilly et al., 2013).
- Les systèmes de **Courant de bord Ouest (CBO)**, dominés par de forts courants chauds dirigés vers les pôles où des upwellings ponctuels peuvent se produire. Les courants dominants puissants et les tourbillons qu'ils génèrent favorisent l'intrusion des eaux de l'océan ouvert sur le plateau continental de ces régions.
- Les **marges polaires**, localisées dans le cercle polaire arctique et autour du continent antarctique, forcées par une saisonnalité extrême de la limitation de la disponibilité en lumière et recouvert de glace sur une période plus ou moins importante de l'année. La formation de polynies (c.-à-d. de zones libres de glace) participe au développement d'écosystèmes très productifs. Ces régions présentent des profondeurs

maximales souvent plus importantes, jusqu'à 1000 m pour les marges polaires australes contre environ 150 m pour l'océan côtier global. Ses profondeurs importantes sont à mettre en parallèle avec la couche de mélange typique des régions polaires qui dispense la production primaire de la limitation en nutriment retrouvée dans les régions de CBE et de CBO.

- Les **marges subpolaires**, situées en zone tempérée entre les latitudes des gyres subtropicales et celles des marges polaires. La saisonnalité de la couche de mélange et la disponibilité en lumière pilotent la variabilité de la production primaire de ces régions. Les marges polaires et subpolaires représentent à elles seules près de 50 % de la surface océanique côtière globale.
- Les **mers marginales**, semi-fermées à fermées, pouvant présenter des caractéristiques physiques et biogéochimiques qui contrastent avec l'océan adjacent du fait du confinement des masses d'eau.
- Les **marges tropicales**, localisées dans la zone tropicale à l'exception des régions de CBE. Les eaux chaudes de ces régions limitent la solubilisation du CO₂ et favorisent le processus de respiration. Elles sont donc généralement une source de CO₂ pour l'atmosphère.
- Les **marges indiennes** parfois restreintes aux **marges influencées par les moussons** suivant les chapitres de Liu et al. (2010b) considérés (Liu et al. (2010a) ou Jahnke (2010)), forcées par des conditions atmosphériques et océaniques très spécifiques, comme les régimes de mousson générant de puissants upwellings côtiers estivaux en mer d'Arabie ou la circulation fortement tourbillonnaire des côtes africaines Sud-Est issue de la réflexion du courant des Aiguilles, ou encore la côte Ouest australienne qui, malgré sa position de bord Est, présentent des caractéristiques contraires aux CBE (courant chaud dirigé vers le pôle Sud avec une absence d'upwelling côtier important).

La prise en compte des caractéristiques des bassins versants peut améliorer la segmentation et la classification des régions côtières. Proposée par Laruelle et al. (2013), la segmentation *Margins and catchment segmentation* (MARCATS) divise l'océan côtier en 45 régions groupées suivant les 7 classes de Liu et al. (2010b), avec les marges indiennes restreintes aux marges influencées par les moussons. Présentée sur la Figure 1.12 et le Tableau A1 en Annexes, la classification MARCATS est issue de l'agrégation de sous-régions, elles-mêmes issues de l'extension océanique de la segmentation globale des bassins versants de Meybeck et al. (2006) appelée *Coastal segmentation and related catchments* (COSCAT). Les COSCAT segmentent les terres en 149 sous-régions aux propriétés lithologiques, géographiques, morphologiques, climatiques et hydrologiques homogènes. L'extension océanique et l'agrégation des COSCAT en MARCATS sont réalisées en prenant en compte les caractéristiques de l'océan côtier (courants dominants, frontière des mers marginales, échanges avec l'océan ouvert). La frontière avec l'océan ouvert est déterminée par la limite

entre le plateau et le talus continental. Cette limite est définie à partir d'un critère de pente bathymétrique inspiré de Liu et al. (2010b) et définie comme la limite à partir de laquelle l'augmentation de la pente est maximale sur les zones de 0 à 1000 m de profondeur, avec une limite maximale de 2 %. C'est la segmentation MARCATS qui est utilisée dans cette thèse.

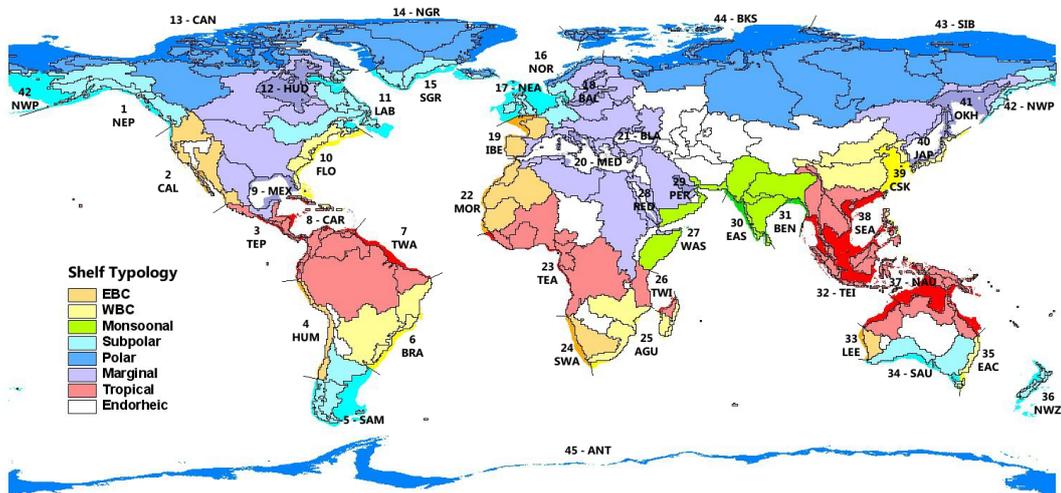


FIGURE 1.12 – Carte décrivant les limites géographiques des régions issues de la classification COSCAT (contour noirs) et MARCATS (traits noirs courts perpendiculaires aux côtes). Les couleurs définissent les classes de régions MARCATS, inspiré de Liu et al. (2010b) et définies dans la légende. Les couleurs pâles correspondent aux bassins versants alors que les couleurs foncées correspondent à l'extension des bassins versants aux régions côtières océaniques. Abréviations : EBC (Courant de bord Est) et WBC (Courant de bord Ouest). Figure tirée de Laruelle et al. (2013).

1.3 Modélisation globale de l'océan côtier

La prise de conscience de l'effet global des perturbations anthropiques sur l'océan et la concentration de ces pressions sur l'océan côtier a fait émerger le besoin d'une représentation globale des systèmes écologiques de cette région océanique. Les perturbations anthropiques de l'océan côtier ont été étudiées de manière extensive à l'échelle locale et régionale mais peu d'études se sont intéressées à l'évaluation, l'intégration, et la quantification globale de ces perturbations sur l'océan côtier. Aussi, la prise de conscience des interactions entre l'échelle locale et l'échelle globale peut être perçue comme une aide à la prise de décisions pour faire face aux problématiques liées à ces perturbations (Swaney et al., 2012). Enfin, la prise en compte de la caractéristique multi-échelle de l'océan côtier ainsi que des interactions entre les grands systèmes océaniques côtiers et entre les différentes composantes du système Terre qui sont en lien direct avec ces régions côtières permet une vision synoptique de la problématique. Pour répondre à ce besoin émergent, la modélisation océanique peut apparaître comme un outil adapté à la représentation de l'océan côtier dans sa globalité.

Un modèle océanique est une représentation mathématique d'un ou plusieurs processus océaniques (mécanique des fluides, photosynthèse) permettant la simulation des variables qui en découlent (température de l'eau, vitesse de courant, production primaire) sur des champs de dimensions variables¹⁵. Un modèle nécessite la disposition de conditions initiales pour démarrer le modèle à partir d'un état pré-défini, généralement issu d'atlas océanographiques dans le cas de simulations "réalistes" (c.-à-d. non-idéalisées). L'évolution des variables aux frontières du modèle (c.-à-d. au fond, en surface et le long des côtes) est contrainte par des conditions aux limites (p. ex. la friction au niveau du sédiment) et des forçages¹⁶. Ces derniers sont utilisés notamment pour définir les conditions aux limites en surface de température, de vents, de précipitations et d'apports fluviaux. On distingue souvent les composante des modèles : (1) le modèle physique, simulant la physique, la dynamique et la thermodynamique océanique, (2) le modèle de glace de mer simulant la physique, la dynamique et la thermodynamique de la glace de mer, et (3) le modèle biogéochimique, simulant les flux d'éléments biogéochimiques à travers différents compartiments (p. ex. les nutriments dissous dans l'environnement, le phytoplancton, le zooplancton et les détritiques; aussi appelé modèle NPZD). Les modèles couplés physique-biogéochimie¹⁷ sont souvent nommés sous la forme [modèle physique]-[modèle biogéochimique] ou [système de modélisation]-[modèle biogéochimique] comme par exemple NEMO-PISCES.

Un des principaux défis de la modélisation en général est la conception d'expériences permettant de répondre à la problématique scientifique posée en respectant un compromis entre 5 facteurs clés : (1) les dimensions considérées, (2) le domaine simulé (local/régional/global), (2) la complexité du modèle (c.-à-d. la prise en compte ou non de tel ou tel processus et la représentation implicite ou explicite de ceux-ci), (3) la longueur de la période simulée, (4) la résolution spatiale (c.-à-d. la taille de la maille de grille discrétisant le domaine modélisé), et (5) la quantité de ressources de calcul disponible.

Dans le cas d'une étude s'intéressant à la perturbation anthropique à l'échelle globale, la période de simulation sera typiquement centennale afin d'initialiser le modèle global à partir des conditions pré-industrielles et de capturer les effets de cette perturbation. Dans le cadre d'une problématique côtière, la prise en compte de certains processus côtiers clés, leur représentation implicite/explicite et la résolution spatiale appliquée dans les configurations sont particulièrement déterminantes dans la réussite des expériences.

15. $0D(t)$, $1D(z, t)$, $2D(x, y, t)$ ou $3D(x, y, z, t)$ avec x la dimension horizontale parallèle à l'équateur, y la dimension horizontale parallèle au méridien, z la dimension verticale et t la dimension temporelle.

16. Les forçages peuvent être issus d'observations *in situ*, d'images satellites, de modèles, ou de réanalyses (produits réalisés à partir de modèles d'assimilation de données issues d'observations).

17. Modèle simulant à la fois les processus physiques et biogéochimiques ainsi que les interactions entre ces deux types de processus. Au sens strict du terme, ces interactions s'opèrent dans les deux sens : la physique océanique force la biogéochimie qui peut aussi rétroagir sur la physique (p. ex. atténuation de la disponibilité en lumière le long de la colonne d'eau due à la présence du phytoplancton). Cependant, les modèles sans rétroaction biophysique sont parfois qualifiés de couplés afin de souligner cette prise en compte des processus physiques et biogéochimiques.

1.3.1 Complexité des modèles

Les méthodes utilisées pour représenter l'océan côtier dans les modèles peuvent être classées selon les dimensions considérées (Moisan, 2010) :

- **Modèle en boîtes** : L'océan côtier est soit considéré comme une unité homogène, soit segmenté en un nombre restreint de compartiments (p. ex. Gordon et al., 1996; Mackenzie et al., 2004; Rabouille et al., 2001). Suivant le design du modèle, les modèles 1D permettent une évaluation quantitative et conservative en terme de budget d'eau, de salinité ou d'éléments biogéochimiques. Ils fournissent aussi un environnement numérique simple adapté au test de nouvelles formulations mathématiques des processus. Le cas d'un compartiment côtier unique peut être adapté à une problématique globale. Les travaux du GIEC utilise par exemple cette représentation.
- **Modèle 1D** : Adapté à l'étude des processus s'opérant le long de la colonne d'eau tels que la dynamique de la couche de mélange, la stratification de la colonne d'eau, le transport et la diffusion des nutriments vers la surface à travers la pycnocline, la pénétration de l'énergie lumineuse, l'export, la sédimentation et l'enfouissement de la POM.
- **Modèle 2D** : Dans le cas d'une représentation 2D horizontale, les contrastes biogéochimiques entre différentes régions sont représentés. L'absence de dimension verticale peut entraver la représentation fidèle de processus clés comme les échanges côtes-large (Liu et al., 2010b). Dans le cas d'une représentation 2D verticale, les contrastes biogéochimiques régionaux ne sont plus appréciés mais la colonne d'eau est décomposée en compartiments d'intérêt comme dans le modèle SOCM avec deux compartiments : la surface et le système eau interstitielle + sédiment.
- **Modèle 3D** : Il s'agit de la représentation la plus détaillée en terme de variabilité spatiale et temporelle, en prenant en compte les contrastes biogéochimiques entre régions, forcés par les processus physiques latéraux et verticaux. C'est ce type de modèle qui va nous intéresser ici.

Les modèles biogéochimiques présentent des degrés de complexité très différents suivant les objectifs et les problématiques posés. Certains modèles présentent des conceptions simples, peu coûteuses et exportables à d'autres environnements comme le modèle de type NPZD de Gruber et al. (2006) présenté sur la Figure 1.13. La base de la chaîne alimentaire est représentée par un groupe fonctionnel de phytoplancton, brouté par un groupe fonctionnel de zooplancton. Le plancton génère deux classes de taille de détritiques qui sont transformés en nutriments par un processus implicite de reminéralisation bactérienne. Les nutriments générés peuvent ensuite être absorbés par le phytoplancton pour sa croissance. La déduction des autres éléments comme le carbone est effectuée en utilisant un rapport C/N fixe (106/16) inspiré du rapport de Redfield (Redfield, 1934; Takahashi et al., 1985).

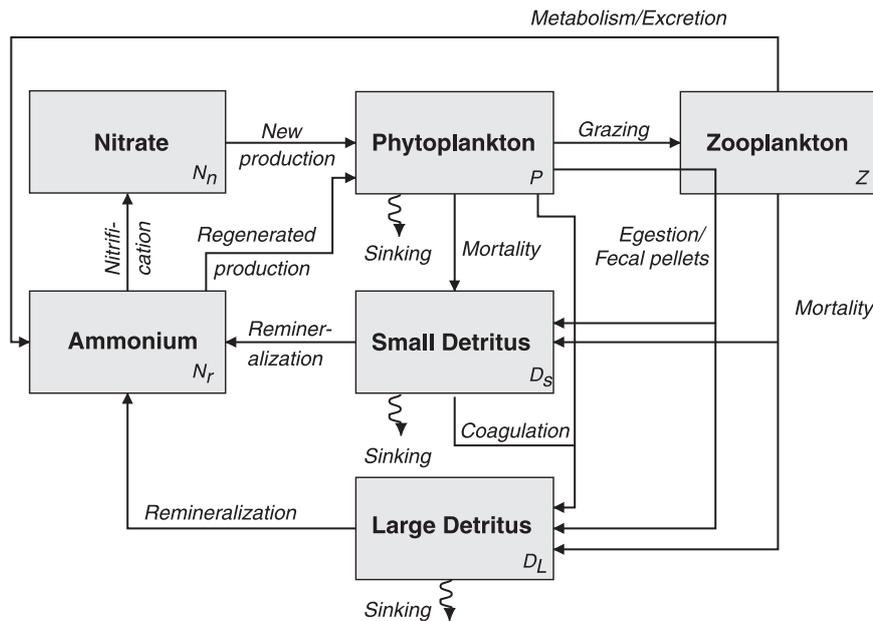


FIGURE 1.13 – Représentation schématique d'un modèle biogéochimique de type NPZD (*Nitrogen-Phytoplankton-Zooplankton-Detritus*), développé par Gruber et al. (2006). La devise du modèle est l'azote (N). Les encadrés représentent les variables d'états, exprimés en concentration d'azote. Les flèches représentent les processus de transformation de l'azote d'une variable d'état à une autre. Figure tirée de Gruber et al. (2006).

D'autres modèles présentent des conceptions plus complexes comme le modèle biogéochimique ERSEM (*European regional seas ecosystem model*) de Wakelin et al. (2012). Présenté sur la Figure 1.14, ce modèle a initialement été développé pour simuler les processus biogéochimiques de la mer du Nord. Il a ensuite été transformé en un outil modulaire et générique (Blackford et al., 2004). La conception du modèle présente un degré de détail important. Le phytoplancton et le zooplancton sont respectivement divisés en 4 et 3 groupes distincts. Les activités bactériennes et benthiques sont explicitement détaillées. La simulation des flux des différents éléments C, N, P et Si est explicitement découplée ce qui permet la prise en compte de l'aspect variable des rapports stoechiométriques C/N/P/Si observés dans le monde réel. Un module de chimie des carbonates est inclus. Cependant, la complexité du modèle peut compliquer l'étude de son comportement compte tenu des nombreux processus en jeu.

Comme écrit précédemment, l'océan côtier a été étudié de manière extensive à l'échelle régionale (voir les *reviews* de Moisan (2010) et Hofmann et al. (2011)). Voici une liste non exhaustive d'étude de cas utilisant des modèles 3D couplés physique-biogéochimie et appliqués à l'échelle régionale :

- les modèles ROMS-NPZD (Lachkar et Gruber, 2013; Turi et al., 2014) et ROMS-NEMURO (Fiechter et al., 2014) appliqué à la côte Ouest de l'Amérique du Nord et son système d'upwelling californien;
- le modèle NENA appliqué à la côte Est de l'Amérique du Nord avec les *South and Middle Atlantic Bights* et le golfe du Maine (Cahill et al., 2016; Hofmann et al., 2008);

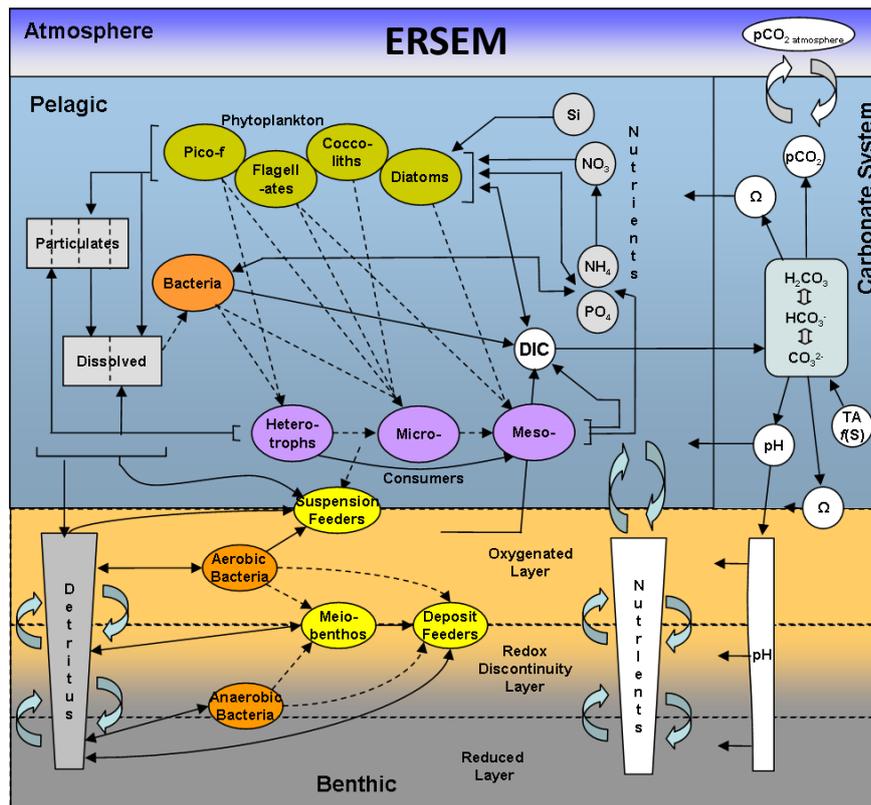


FIGURE 1.14 – Représentation schématique du modèle biogéochimique ERSEM (European regional seas ecosystem model) utilisé par Wakelin et al. (2012). Figure tirée de imarnet.org.

- le modèle ROMS-CoSiNE appliqué à la mer de Chine (Chai et al., 2009; Liu et Chai, 2008);
- le modèle ROMS-BioEBUS appliqué au système d'upwelling du Benguela (Gutknecht et al., 2013);
- le modèle MITgcm-AdriBIO (Cossarini et al., 2015) appliqué à la mer Adriatique ou le modèle POLCOMS-ERSEM (Artioli et al., 2014; Phelps et al., 2015; Wakelin et al., 2012) appliqué aux côtes européennes Nord-Ouest.

Du fait de la taille réduite du domaine modélisé, ces modèles régionaux présentent des résolutions spatiales adaptées à l'échelle des processus côtiers. Ils présentent aussi parfois des modèles biogéochimiques complexes incluant des processus spécifiques à l'océan côtier, le tout en consommant une quantité de ressources de calcul raisonnable.

1.3.2 Résolution spatiale

La problématique côtière et globale de cette thèse nécessite la consommation d'une quantité importante de ressources de calcul. En effet, les échelles spatiales côtières étant plus petites que les échelles typiques de l'océan ouvert, la résolution horizontale appliquée au modèle doit être plus fine pour permettre une simulation pertinente des processus

côtiers (p. ex. les upwellings côtiers, les tourbillons de méso-échelles¹⁸ et les marées internes). La résolution spatiale est fine ou grossière lorsque la taille des mailles de la grille du modèle est respectivement petite ou grande. Plus la résolution est fine, plus les mailles à résoudre sur un domaine donné sont nombreuses. Dans le cas d'un raffinement de la résolution spatiale uniquement dans le plan horizontal, la relation entre résolution et coût de calcul est exponentielle.

La capacité d'un modèle à résoudre les processus de méso-échelle peut être déterminée en comparant la résolution horizontale de la grille du modèle avec le premier rayon de déformation de Rossby R_1 , qui est l'échelle locale caractéristique du diamètre des tourbillons océaniques (Chelton et al., 1998; Holt et al., 2014) :

$$R_1 = \frac{\int_{-H}^0 N(g, \rho, z) dz}{\pi f} \quad (1.7)$$

avec H la profondeur de la colonne d'eau, N la fréquence de Brunt-Väisälä, g l'accélération gravitationnelle, ρ la masse volumique, z la dimension verticale et f le paramètre de Coriolis dépendant de la latitude. La variation de R_1 à l'échelle du globe est principalement corrélée positivement à la profondeur de la colonne d'eau et négativement au paramètre de Coriolis f . Ainsi, R_1 présentent les valeurs les plus faibles au niveau de l'océan côtier où H est minimale et au niveau des pôles où f est maximal. Au niveau de l'océan côtier, la variation du premier rayon de déformation de Rossby est dominée par la bathymétrie comme le montre la Figure 1.15 : R_1 chute en dessous de 10 km sur le plateau continental. Il faut au moins deux mailles de modèle par rayon de déformation pour résoudre un tourbillon ("*eddy-resolving*") et une maille de modèle par rayon pour les "*permettre*" ("*eddy-permitting*") (Hecht et Smith, 2008). Les résolutions spatiales typiques des grilles globales utilisées dans les modèles 3D océaniques étant de l'ordre de 100 km, l'étude de l'océan côtier à l'échelle globale à partir de modèles 3D a longtemps été mise de côté. Avec l'augmentation récente de la puissance de calcul mise à disposition de la communauté scientifique, la résolution spatiale des grilles de ces modèles a pu être raffinée.

La représentation globale de l'océan côtier impose naturellement une explosion des ressources de calcul nécessaires, du fait de la taille importante du domaine à modéliser et de la nécessité d'une résolution fine adaptée à la modélisation des processus côtiers. Cette importante quantité de ressources de calcul nécessaire est longtemps restée inatteignable. Ces dernières années, la forte augmentation de la quantité de ressources de calcul disponible a permis à la communauté scientifique d'envisager cette représentation globale des processus côtiers physiques et biogéochimiques dans les modèles 3D. Les travaux de Cotrim da Cunha et al. (2007) sont un exemple d'effort de l'étude de la représentation globale des processus biogéochimiques côtiers dans un modèle 3D océanique global, malgré la résolution spatiale grossière utilisée (de 50 à 200 km), les simplifications utilisées

18. Echelle de l'ordre de 100 km

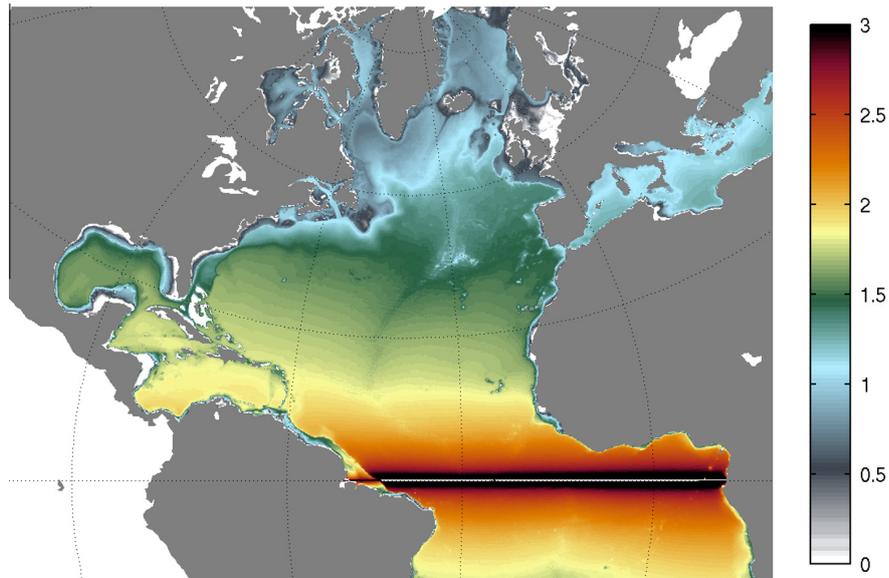


FIGURE 1.15 – Premier rayon de déformation de Rossby (\log_{10} km) dans l’océan Atlantique Nord calculé par Holt et al. (2014) avec des champs moyens de densité simulés à partir d’une configuration régionale NEMO avec une grille de modèle de résolution horizontale d’environ 5 à 10 km (grille ORCA083, $1/12^\circ$). Figure tirée de Holt et al. (2014).

pour le forçage fluviale et le modèle biogéochimique. Un projet ambitieux proposé par Holt et al. (2009), nommé *Global coastal ocean modelling system* (GCOMS), est l’utilisation de la méthode d’emboîtement de grille (*grid-nesting*) pour simuler l’océan côtier dans sa globalité. Le GCOMS est composé du modèle océanique global NEMO appliqué à une grille "mère" de faible résolution ($1/4^\circ$) fournissant les conditions physiques aux frontières de 42 modèles régionaux POLCOMS-ERSEM à la résolution spatiale affinée ($1/10^\circ$). Ces 42 modèles présentent des domaines agencés suivant les LME, de manière à couvrir l’océan côtier dans sa globalité. La conception de ce système est intéressante si on considère l’affinement de la résolution spatiale seulement au niveau de la région d’intérêt qui est l’océan côtier global. Cependant ce système apparaît encore très couteux en ressources de calcul.

1.3.3 Objectifs et plan

L’objectif principal de cette thèse est donc d’évaluer et d’étudier la représentation globale du cycle du carbone côtier dans un modèle océanique dans le contexte de l’ère industrielle. Pour satisfaire cet objectif, le système de modélisation NEMO (*Nucleus for european modelling of the ocean*, Madec, 2008) a été choisi, associé à sa composante biogéochimique PISCES (*Pelagic interaction scheme for carbon and ecosystem studies*, Aumont et Bopp, 2006) et appliqué à un panel de grilles globales de différentes résolutions spatiales allant de l’ordre de 10 à 200 km de résolution. Cet outil de modélisation, les stratégies de simulation adoptées et la méthode choisie pour l’étude de l’océan côtier global sont décrits dans le **Chapitre 2**. Trois axes de recherches ont émergé de ces travaux :

- Le premier axe de recherche consiste en l'évaluation des résultats du modèle global utilisé, selon les différentes résolutions spatiales appliquées. L'évaluation est réalisée à partir de compilations globales d'observations côtières de variables liées au cycle du carbone telles que la pression partielle de CO₂ océanique de surface, le flux air-mer de CO₂, et la concentration en chlorophylle (*Chl*). Cette étude est présentée dans le **Chapitre 3**.
- Le deuxième axe de recherche s'intéresse à la simulation du flux air-mer de CO₂ à la surface de l'océan côtier, et plus particulièrement à la composante anthropique de ce flux, induite par l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂. Cette étude présente pour la première fois une estimation d'absorption de carbone anthropique de l'océan côtier à partir d'un modèle 3D océanique global. Les estimations d'absorption océanique côtière de carbone anthropique sont actuellement impossibles à partir des observations disponibles de flux air-mer de CO₂. Ces dernières présentent des séries temporelles trop courtes (< 15 ans) pour distinguer le signal anthropique de la forte variabilité naturelle inhérente au système côtier (Bates et al., 2014; Duarte et al., 2013; Henson et al., 2016). Les rares estimations disponibles résident actuellement sur 3 méthodes principales : (1) l'utilisation de modèles en boîte, (2) l'extrapolation d'une estimation d'absorption océanique globale à la surface océanique côtière et (3) la fermeture résiduelle de budgets côtiers de carbone (Borges et al., 2005; Liu et al., 2010a; Mackenzie et al., 2004; Wanninkhof et al., 2013). Cet axe de recherche, qui a fait l'objet d'une publication en 2016 dans la revue scientifique *Biogeosciences*, est présenté dans le **Chapitre 4**.
- Le troisième axe de recherche repose sur l'étude des effets globaux du changement des apports fluviaux sur le cycle du carbone côtier. Les conséquences de la perturbation anthropique des apports fluviaux ont été étudiées de manière extensive à l'échelle régionale. Cependant, les phénomènes de désoxygénation, d'eutrophisation et d'acidification issus de ces perturbations ont rarement été étudiés à l'échelle globale. Pour réaliser cette étude, un nouveau forçage fluvial a été produit. En effet, les précédentes simulations incluent une version simplifiée de ce forçage avec des apports fluviaux en nutriments constants au fil des années et avec un rapport stoechiométrique C:N:P constant dans l'espace et dans le temps. Or, comme décrit dans ce chapitre d'introduction, les apports fluviaux ont connu d'importantes modifications dues aux activités anthropiques. Dans ce chapitre, les résultats de simulations issues d'une nouvelle configuration développée pour ces travaux sont étudiés. Les simulations ont ainsi permis d'évaluer à l'échelle globale les effets du changement des apports fluviaux en nutriments sur le cycle du carbone côtier. Cette étude, qui fait l'objet d'un article en préparation, est présentée dans le **Chapitre 5**.

Enfin, la dernière section de ce manuscrit consiste en la récapitulation des principales conclusions des différentes études présentées dans cette thèse et expose les perspectives

générées par cette dernière.

1.4 Synthèse

- L'Océan est le régulateur du changement climatique de part son rôle de pompe à chaleur et de pompe à **carbone anthropique**. Cette dernière engendre l'**acidification des océans** alors que les activités humaines participent à la **perturbation des apports fluviaux**.
- L'**océan côtier** subit la **convergence de ces perturbations** anthropiques alors qu'il représente un fort intérêt économique, social et environnemental. Les **définitions** de l'océan côtier sont multiples, tout comme les **classifications** qui le segmentent mais convergent vers une délimitation commune au plateau continental. La **complexité** et l'**hétérogénéité** spatio-temporelle des processus physiques et biogéochimiques côtiers compliquent la compréhension de ceux-ci avec les **observations** disponibles. Ces dernières ne permettent pas de déterminer la réponse biogéochimique de l'océan côtier mondial aux perturbations anthropiques.
- La **modélisation** apparaît donc comme un moyen complémentaire aux observations pour l'étude de la réponse de l'océan côtier à ces perturbations. La représentation des processus côtiers dans les modèles à l'échelle globale reste un défi pour la communauté scientifique. De tels modèles doivent présenter une **résolution spatiale fine** pour représenter les processus physiques de petites échelles dominants dans l'océan côtier, et doivent tendre vers une description **explicite** des spécificités biogéochimiques des systèmes côtiers.
- Cette thèse a pour objectif de déterminer la **réponse biogéochimique** de l'océan côtier mondial face aux perturbations anthropiques. Après une description du modèle et des méthodes utilisées, cette thèse **évalue** la représentation de la biogéochimie simulée par le modèle au travers de **trois résolutions spatiales différentes**. Ensuite, cette étude de modélisation s'intéresse à deux perturbations anthropiques contemporaines majeures : l'augmentation de la **concentration atmosphérique en CO₂** et le **changement des apports fluviaux en nutriments**.

Chapitre 2

Modèle et méthodes

Sommaire

2.1	Introduction	52
2.2	Plateforme de modélisation NEMO	52
2.2.1	Modèle de circulation océanique OPA	52
2.2.2	Modèle de glace de mer LIM	54
2.2.3	Modèle biogéochimique PISCES	55
2.2.4	Configurations DRAKKAR	58
2.2.5	Stratégies de simulation	61
2.3	Méthode d'analyse de l'océan côtier	64
2.4	Synthèse	66

2.1 Introduction

Cette thèse a pour objectif de déterminer la réponse biogéochimique de l'océan côtier mondial face aux perturbations anthropiques. L'étude se porte sur les effets de deux perturbations majeures : l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂ et les changements d'apports fluviaux en nutriments. Pour répondre à cet objectif, la modélisation a été choisie comme méthode permettant de compléter les informations recueillies par les bases de données basées sur les observations. Les simulations étudiées dans ces travaux sont issues de la plateforme de modélisation NEMO présentée dans la section 2.2, à partir de configurations issues de la communauté scientifique DRAKKAR. La problématique côtière de ces travaux, ainsi que les caractéristiques des configurations du modèle ont nécessité l'utilisation de méthodes d'analyse adaptées décrites dans la section 2.3. Ces travaux ont bénéficié d'un accès aux moyens de calcul de l'Institut du développement et des ressources en informatique scientifique (IDRIS) au travers de diverses allocations de ressources attribuées par le Grand équipement national de calcul intensif (GENCI).

2.2 Plateforme de modélisation NEMO

NEMO est une plateforme de modélisation numérique de l'océan, partagée et évolutive, développée par le consortium européen du même nom, composé du CNRS, de Mercator Océan, du Met Office, du *Centro euro-mediterraneo sui cambiamenti climatici* (CMCC), de l'*Istituto nazionale di geofisica e vulcanologia* (INGV) et du *National environmental research council* (NERC). NEMO est utilisée en tant que composante océanique des modèles climatiques de l'IPSL et de Météo France, utilisés par le GIEC. Codé en FORTRAN 90, c'est un outil modulaire organisé en 3 composantes : (1) le modèle de circulation océanique OPA (Océan parallélisé, Madec et al., 1998), (2) le modèle de glace de mer LIM (*Louvain-la-Neuve ice model*, Fichefet et Maqueda, 1997) et (3) le modèle de traceurs passifs TOP (*Tracer in the ocean paradigm*), qui inclut notamment le modèle de biogéochimie marine PISCES. Ces travaux utilisent la version 3.2 de NEMO disponible sous Licence CeCILL sur le site de NEMO : www.nemo-ocean.eu.

2.2.1 Modèle de circulation océanique OPA

Le modèle OPA simule l'évolution temporelle et tridimensionnelle de la circulation océanique régionale et globale. La version d'OPA utilisée dans cette étude (NEMO/OPA v3.2) a pour origine la version 8.2 du modèle OPA (Madec et al., 1998). Ce modèle résout les équations primitives issues des équations de Navier-Stokes qui décrivent la dynamique des fluides newtoniens dans un milieu continu.

Approximations et équations

Compte-tenu des échelles caractéristiques de l'océan, des simplifications sont appliquées aux équations de Navier-Stokes afin de permettre leur résolution :

- L'approximation sphérique : les surfaces géopotentielles sont supposés sphériques donc le vecteur local de l'accélération gravitationnelle est parallèle au rayon terrestre.
- L'approximation de couche mince : considérant que l'épaisseur de l'océan est négligeable par rapport au rayon de la Terre, les effets de courbure de la Terre sont négligés.
- L'approximation hydrostatique : considérant que les échelles verticales dans l'océan sont très inférieures aux échelles horizontales, l'expression de la composante verticale du champ de vitesse est réduite à un équilibre entre la force de flottabilité et le gradient vertical de pression.
- L'hypothèse d'incompressibilité : en négligeant les faibles variations de densité de l'eau de mer, la divergence tridimensionnelle du champ de vitesse est considérée nulle.
- L'approximation de Boussinesq : basée sur le même constat que la précédente approximation, la variabilité de la densité de l'eau mer n'est considérée que dans la force de flottabilité.
- L'hypothèse de fermeture turbulente : les flux turbulents (processus sous-mailles non résolus) dépendent des propriétés de la grande échelle.

Grace à ces approximations, les équations de Navier-Stokes sont réduites à un système d'équations primitives qui résout les variables prognostiques suivantes : la température potentielle T , la salinité S et le champ de vitesse horizontale \mathbf{U}_h . Ces équations primitives expriment la conservation de la quantité de mouvement (2.1), l'équilibre hydrostatique (2.2), l'incompressibilité (2.3), la conservation de la chaleur (2.4) et du sel (2.5), et l'équation d'état de Jackett et McDougall (1995) (2.6). Dans un repère orthonormé $(O, \mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k})$:

$$\frac{\partial \mathbf{U}_h}{\partial t} = - \left[(\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{U} + \frac{1}{2} \nabla (\mathbf{U}^2) \right]_h - f \mathbf{k} \times \mathbf{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + \mathbf{D}^{\mathbf{U}} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{U} = 0 \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (T\mathbf{U}) + \mathbf{D}^T \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (S\mathbf{U}) + \mathbf{D}^S \quad (2.5)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (2.6)$$

avec \mathbf{U} le vecteur vitesse défini par (u, v, w) et h l'indice de vecteur horizontal local dans le plan (\mathbf{i}, \mathbf{j}) ($\mathbf{U} = \mathbf{U}_h + w\mathbf{k}$), T la température potentielle, S la salinité, ∇ l'opérateur de

dérivation vectorielle nabla, t le temps, z la profondeur, ρ la densité *in situ* donnée par l'équation d'état (2.6), ρ_0 la densité de référence, g l'accélération gravitationnelle, p la pression et f l'accélération de Coriolis ($f = 2\Omega \cdot \mathbf{k}$, où Ω est le vecteur vitesse de rotation de la Terre). \mathbf{D}^U , D^T et D^S sont les termes de paramétrisation sous-maille associés aux processus turbulents non résolus.

Discrétisations

La méthode des différences finies utilisée pour la résolution des équations du modèle nécessite un découpage de l'espace selon un maillage *via* l'utilisation des grilles ORCA présentées dans la section 2.2.4.

L'arrangement des variables sur les grilles ORCA suit celui de la grille Arakawa de type C. Les mailles de la grilles sont centrées sur les grandeurs scalaires (T , S , ρ , p) alors que les grandeurs vectorielles (\mathbf{U}) sont placées sur les faces des mailles (Arakawa et Lamb, 1977; Madec, 2008). En surface, l'élévation de la surface de la mer est variable et dépend de la dynamique océanique : le modèle est dit de surface libre. Au fond, la bathymétrie est dérivée du fichier de bathymétrie ETOPO2 (résolution de 2 minutes) issu du *National Geophysical Data Center* (Smith, 1997) et des données du *Bedrock Mapping Project* (Lythe et Vaughan, 2001) pour les régions au Sud du parallèle 72°S. Le système de coordonnées z utilisé impose une représentation discontinue des pentes bathymétriques, sous forme d'escalier. La représentation de la bathymétrie suit la méthode dite *partial step* (Adcroft et al., 1997). La méthode *partial step* permet l'ajustement de l'épaisseur des mailles de fond en fonction de la bathymétrie réelle afin de mieux représenter les pentes bathymétriques faibles par rapport à la méthode dite *full step*. Dans cette dernière, l'épaisseur des mailles de fond est imposée par les niveaux verticaux.

La discrétisation temporelle suit un schéma centré dit *leap-frog* associé à un filtre d'Asselin qui réduit le bruit numérique engendré par le schéma *leap-frog* (Asselin, 1972). Un schéma décentré est utilisé pour les processus diffusifs compte tenu de l'instabilité du schéma centré appliqué à ces processus. Pour les traceurs actifs (température et salinité), le schéma d'advection TVD est utilisé associé à un schéma de diffusion latéral laplacien.

2.2.2 Modèle de glace de mer LIM

Le modèle de glace de mer LIM permet une représentation temporelle et bidimensionnelle de la dynamique et de la thermodynamique de la glace de mer (Fichefet et Maqueda, 1997). Dans ce modèle, la glace de mer est considérée comme un matériau visco-plastique à 2 couches recouvert d'une couche de neige en cas de précipitations et si la température de surface de la glace est inférieure au point de fusion de la neige. Pour chaque maille, la proportion de zone englacée f_{ice} et l'épaisseur de glace de mer et de neige sont simulées. Le modèle reproduit la transformation de la neige sus-jacente en glace, l'extension horizontale de la glace, la formation de chenaux et de polynies ainsi que la dérive de la

banquise. Le lecteur est invité à se référer à l'étude de Fichet et Maqueda (1997) pour une description plus détaillée du modèle LIM.

2.2.3 Modèle biogéochimique PISCES

Le modèle de biogéochimie marine PISCES permet une représentation temporelle et tridimensionnelle des cycles biogéochimiques du carbone (C), de l'oxygène (avec le dioxygène O₂), de l'azote (N, avec le nitrate NO₃⁻ et l'ammonium NH₄⁺), du phosphore (P avec les phosphate PO₄), du fer (Fe) et du silicium (Si) (Aumont et Bopp, 2006). Schématisée sur la Figure 2.1, la représentation de ces éléments est organisée en 24 compartiments de différents types : les nutriments inorganiques dissous, les détritiques organiques (dissous et particulaires), deux classes de phytoplancton (le nanophytoplancton et les diatomées), et deux classes de zooplancton (le microzooplancton et le mésozooplancton). Les diatomées se distinguent par leurs apports nécessaires en silice et leur forte dépendance au fer. Les concentrations en azote, phosphore, et oxygène sont déduites de celles du carbone à partir d'un rapport stoechiométrique O:C:N:P de Redfield, constant et fixé à 172:122:16:1 (Takahashi et al., 1985). Cependant, compte tenu des fortes variations observées des rapports intracellulaires Fe/C, Si/C et chlorophylle *a* (Chl *a*)/C notamment suivant la disponibilité en lumière et en nutriments, ces derniers sont calculés de manière prognostique suivant une approche similaire aux modèles à quotas (Droop, 1968; Geider et al., 1998).

De manière similaire aux traceurs actifs, les traceurs passifs simulés par PISCES suivent une équation de transport forcée par les modèles de dynamique océanique et de glace. Le modèle PISCES est dit couplé aux – ou forcé par les – modèles OPA et LIM : la biogéochimie est forcée par ces modèles mais la rétroaction biophysique n'est pas activée. Un terme de sources et puits complète l'équation de transport. Concernant la biomasse phytoplanctonique, l'évolution du terme de sources et puits est définie par :

- la croissance phytoplanctonique μ , définie à partir du modèle photo-adaptatif de Geider et al. (1998) :

$$\mu = \mu_t \left(1 - e^{-\frac{\alpha \left(\frac{Chl}{C}\right)^{RPA}}{\mu_t L_{lim}}} \right) L_{lim} \quad (2.7)$$

$$L_{lim} = \min(L_{NO_3}, L_{NH_4}, L_{PO_4}, L_{Fe}) \text{ et } L_{Si} \text{ pour les diatomées.} \quad (2.8)$$

avec μ_t le taux de croissance maximal fonction de la température T, α l'efficacité d'absorption photosynthétique du rayonnement photosynthétiquement actif, et L_{lim} le terme de limitation déterminant la fonction de Michaelis-Menten L_x minimum traduisant l'élément limitant (Monod, 1949).

- la mortalité du phytoplancton définie à partir d'une fonction de Michaelis-Menten dépendante de la concentration en phytoplancton et d'un taux de mortalité. Une fonction quadratique intervient aussi pour le calcul de la vitesse de mortalité.

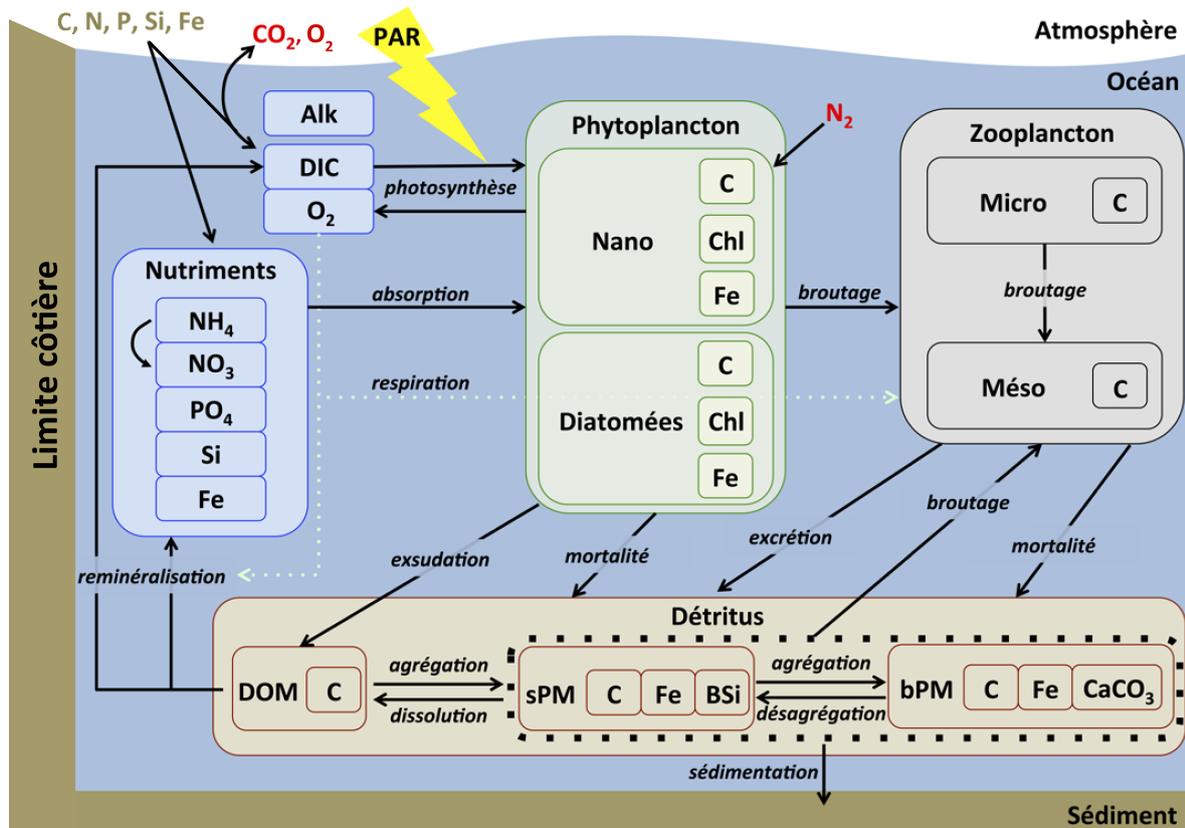


FIGURE 2.1 – Schéma présentant l'architecture de PISCES. La matière organique dissoute (DOM) est constituée du réservoir de carbone organique dissous (DOC). La matière détritique particulaire PM est divisée en deux classes de taille : les petites (sPM) et les grosses particules (bPM). Les compartiments du DIC et des nutriments sont alimentés de manière externe par les apports fluviaux et les dépôts atmosphériques. Certains processus ne sont pas inclus par soucis de clarté comme la source de Fer du sédiment. Figure inspirée de Dufour (2011).

- le broutage par le zooplancton qui dépend de la biomasse zooplanctonique et phyto-
planctonique ainsi que d'un taux de broutage.
- la sédimentation du phytoplancton due à son agrégation, dépendante du mélange
vertical simulé par le modèle OPA.

La description qui suit est focalisée sur la représentation du cycle du carbone compte tenu de la problématique de cette thèse. Pour une description exhaustive du modèle PISCES, le lecteur est invité à se référer au descriptif attaché à l'étude de Aumont et Bopp (2006).

Pour simuler la chimie des carbonates, le modèle suit le protocole de la phase 2 du *Ocean-Carbon Cycle Model Intercomparison Project* (OCMIP, Najjar et Orr, 1999). L'évolution temporelle des sources et puits du DIC et de l'Alk est décrite de la manière suivante :

$$\frac{\partial \text{DIC}}{\partial t} = J_{\text{DIC}}^b + J_{\text{DIC}}^{fw} + J_{\text{DIC}}^g \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial \text{Alk}}{\partial t} = J_{\text{Alk}}^b + J_{\text{Alk}}^{fw} \quad (2.10)$$

avec J^b , J^{fw} et J^g les termes sources et puits relatifs respectivement aux processus biochimiques, aux processus liés aux flux d'eau douce et au processus d'échanges gazeux avec l'atmosphère.

Le terme J_{DIC}^b est formulé de manière à augmenter avec la reminéralisation, le broutage par le zooplancton et la dissolution de la calcite alors qu'il est diminué avec la croissance phytoplanctonique et la calcification. J_{DIC}^b traduit donc la pompe à carbone organique alors que J_{Alk}^b traduit la contre-pompe des carbonates : J_{Alk}^b augmente avec la croissance phytoplanctonique et la dissolution de la calcite et diminue avec le broutage, la reminéralisation et la calcification. Cependant, la calcification/dissolution d'une mole de CaCO_3 diminue/augmente de deux équivalents l'Alk comparé au DIC qui ne varie ici que d'une unité. Ainsi, le DIC varie principalement en fonction des processus de respiration et de photosynthèse alors que l'Alk peut varier davantage avec la précipitation et la dissolution du carbonate de calcium.

Les termes J^{fw} expriment l'évolution de la concentration et de la dilution du DIC et de l'Alk sous l'effet de l'évaporation, des précipitations et du flux d'eau douce apporté par les rivières.

Le terme J_{DIC}^g relatif aux échanges gazeux avec l'atmosphère représente le flux air-mer de CO_2 noté F_{CO_2} qui est calculé suivant l'équation :

$$F_{\text{CO}_2} = \alpha k \Delta p_{\text{CO}_2} \quad (2.11)$$

avec α la solubilité du CO_2 calculée à partir de Weiss (1974) en fonction de la température et de la salinité de surface et Δp_{CO_2} la différence de pression partielle de CO_2 entre la surface de la mer et l'atmosphère. Ainsi, F_{CO_2} est positif lors du dégazage de CO_2 de l'océan

vers l'atmosphère et négatif lors de l'absorption océanique de CO₂ atmosphérique. Le coefficient de transfert gazeux k est basé sur l'équation suivante de Wanninkhof (1992) :

$$k = 0.30 u_w^2 \sqrt{\frac{660}{Sc}} (1 - f_{ice}) \quad (2.12)$$

avec u_w la vitesse du vent à 10 m fournie par le jeu de forçage DRAKKAR, Sc le nombre de Schmidt pour le CO₂, et f_{ice} la fraction englacée de la maille ($0 < f_{ice} < 1$).

2.2.4 Configurations DRAKKAR

Les configurations utilisées dans cette thèse ont été initialement développées par la communauté DRAKKAR. Les caractéristiques des configurations utilisées dans cette thèse sont décrites dans l'étude de Barnier et al. (2006). Les mêmes auteurs présentent aussi une validation de la dynamique océanique simulée par la configuration ORCA025. Cependant, certains paramètres de viscosité et de diffusion ont été adaptés à la résolution des grilles utilisées dans cette thèse. Les différences de paramétrisation sont décrites dans le tableau 2.1.

TABLEAU 2.1 – Principales différences de paramétrisation entre les configurations ORCA05/ORCA025 et la configuration ORCA2. Les abréviations suivantes sont incluses : Friction au fond (*bottom friction*, FF) et couche limite au fond (*bottom boundary layer*, CLF).

	ORCA05/ORCA025	ORCA2
Diffusion horizontale pour les traceurs ($m^2 s^{-1}$)	ORCA05 = 600 ORCA025 = 300	2000
Diffusion verticale "background" ($m^2 s^{-1}$)	1.0e-05	1.2e-05
Schéma de diffusion latérale pour les traceurs	Laplacien	Laplacien
Paramétrisation GM (Gent et McWilliams, 1990)	ORCA05 = oui ORCA025 = non	oui
Viscosité tourbillonnaire si GM ($m^2 s^{-1}$)	ORCA05 = 1000	2000
Schéma de viscosité latérale pour la dynamique	Bilaplacien	Laplacien
Viscosité horizontale ($m^2 s^{-1}$)	ORCA05 = -4.0e-11 ORCA025 = -1.5e11	40000
Viscosité verticale "background" ($m^2 s^{-1}$)	1.0e-04	1.2e-04
Friction au fond (FF)	non linéaire	linéaire
Coefficient de traînée au fond	1e-3	4e-4
Variation horizontale du coefficient de FF	oui	non
Multiplicateur local du coefficient de FF	10	-
Flux géothermal au fond	désactivé	activé variable
Schéma de couche limite au fond (CLF)	ORCA05 = oui ORCA025 = aucun	oui
Coef. de mélange latéral si schéma CLF ($m^2 s^{-1}$)	ORCA05 = 1000	10000
Critère de la CLF	<i>depth</i>	<i>k</i>

Grilles ORCA

Les grilles ORCA sont :

- orthogonales : les vecteurs \mathbf{i} , \mathbf{j} et \mathbf{k} sont orthonormaux.
- isotropes : la grille étant construite à partir de la projection de Mercator, l'espacement méridien varie avec le cosinus de la latitude. La résolution horizontale est donc raffinée (c.-à-d. le pas de grille Δx diminue) de l'équateur vers les pôles.
- tripolaires : le critère de stabilité CFL impose une diminution du pas de temps Δt suivant la diminution de Δx (Courant et al., 1928). Les échelles minuscules de Δx rencontrées au voisinage des pôles engendrent une explosion des coûts de calcul et la formation aux pôles Nord et Sud d'instabilités numériques appelées points de singularité. En réalité, seul le pôle Nord présente cette instabilité car la présence du continent Antarctique au niveau du pôle Sud dispense le modèle de résoudre cette région. Madec et Imbard (1996) ont surmonté le problème rencontré au pôle Nord en divisant le point de singularité du pôle Nord en deux pôles : l'un placé sur le continent Nord-américain et l'autre sur le continent asiatique. Ainsi, cette configuration tripolaire évite la résolution des points de singularité par le modèle.

Les fonctions analytiques présentées par Madec et Imbard (1996) permettent la création d'un jeu de grilles de modèle de différentes résolutions horizontales. Dans ces travaux, les grilles ORCA2, ORCA05 et ORCA025 ont été utilisées. Leurs caractéristiques sont présentées dans le tableau 2.2. La grille ORCA2 a la particularité de présenter un raffinement de la résolution sur la bande tropicale avec un Δx de 111 km à l'équateur par rapport au Δx de 210 km au niveau des parallèles 20°N et 20°S. Les 3 grilles présentent un raffinement de la résolution verticale (diminution de Δz) à l'approche de la surface. Les 10 premiers niveaux décrivent les 100 premiers mètres. Ainsi, la résolution accrue en surface permet de mieux représenter l'hétérogénéité des processus à ce niveau.

TABLEAU 2.2 – Description des grilles ORCA utilisées avec $n_{mailles}$ le nombre de mailles (longitude x latitude), r_{nom} la résolution nominale de la grille définie par la résolution horizontale au niveau de l'équateur ($1^\circ = 111$ km), $n_{mailles}$ le nombre de mailles sur le plan horizontal, $r_{60^\circ S}$ la résolution horizontale à la latitude 60°S, n_{vert} le nombre de niveaux verticaux, r_{surf} et r_{fond} les résolutions verticales en surface et au fond.

Grille	ORCA2	ORCA05	ORCA025
r_{nom} (° (km))	2 (222)	0.5 (56)	0.25 (28)
$n_{mailles}$	182 x 149	722 x 511	1442 x 1021
$r_{60^\circ S}$ (km)	110	28	14
n_{vert}	45	45	45
r_{surf} (m)	6	6	6
r_{fond} (m)	250	250	250

Le choix des résolutions spatiales utilisées dans cette étude est le fruit d'un compromis entre le degré de réalisme des simulations et leurs coûts de calculs associés. En effet, le

coût de calcul nécessaire à la réalisation de simulations centennales utilisant le modèle couplé NEMO-PISCES à partir de la configuration globale ORCA05 est très important : Pour chaque année simulée par NEMO-PISCES à partir de la configuration ORCA05, un temps "machine" d'environ 1500 h de calcul est consommé et lancé en parallèle sur 256 processeurs de la machine de calcul intensif Ada de l'IDRIS. Le temps réel de calcul est ainsi réduit à environ 6 h. Pour une simulation avec la configuration ORCA05 lancée pour une période simulée de 143 ans (1870 à 2012), c'est donc un temps "machine" de minimum 200 000 heures de calcul qui est consommé, équivalent à un temps réel de calcul minimum d'une trentaine de jours, sans compter les soucis d'ordre technique et informatique, dépendants ou non du modèle.

Les grilles ORCA05 et ORCA025 sont qualifiées d'*eddy-permitting* ou permettant une résolution partielle de la variabilité de méso-échelle de l'océan global alors que la grille ORCA2 est qualifiée de basse résolution ou *eddy-excluding*. L'isotropie des grilles ORCA permet à la résolution horizontale de suivre la diminution de R_1 avec la latitude (voir section 1.3.2). Il faut au moins deux points de grille par rayon de déformation pour résoudre un tourbillon (*eddy-resolving*) et un point de grille par rayon pour les "permettre" (*eddy-permitting*) (Hecht et Smith, 2008). La figure 2.2 permet, suivant la grille ORCA utilisée, d'identifier les bandes de latitude où le modèle est *eddy-resolving* ($2\Delta x \leq R_1$), *eddy-permitting* ($\frac{1}{2}R_1 < \Delta x \leq R_1$), ou *eddy-excluding* ($\Delta x > R_1$) pour l'océan global. Dans le cas de la grille ORCA05, pour l'océan ouvert uniquement, le modèle est *eddy-resolving* entre les parallèles 10°S et 10°N et *eddy-permitting* entre les parallèles 10° et 20° pour les deux hémisphères.

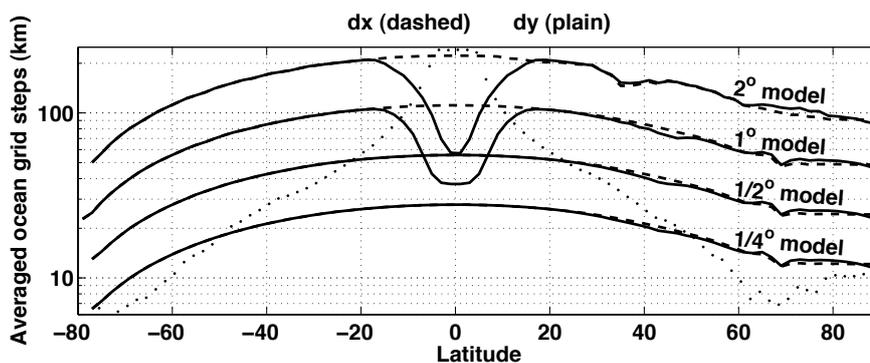


FIGURE 2.2 – Moyennes zonales (tirets) et méridionales (traits pleins) de la résolution horizontale (km) pour les grilles ORCA2, ORCA1, ORCA05 et ORCA025. Les pointillés indiquent la moyenne zonale du premier rayon de déformation de Rossby pour l'océan global, calculé par Chelton et al. (1998) à partir de densités issues d'observations. Figure tirée de Penduff et al. (2010).

Au niveau de l'océan côtier, la variation du premier rayon de déformation de Rossby est dominée par la bathymétrie comme le montre la Figure 2.3 : R_1 chute en dessous de 10 km sur les plateaux continentaux (voir équation (1.7) section 1.3.2). Cependant, aucun raffinement n'est réalisé en fonction de la profondeur sur les grilles ORCA. Sachant que l'océan côtier présente de faibles profondeurs, les grilles ORCA2, ORCA05 et ORCA025

sont donc considérées comme *eddy-excluding* pour la plupart de l'océan côtier, voire *eddy-permitting* pour les régions côtières polaires les plus profondes (Holt et al., 2017).

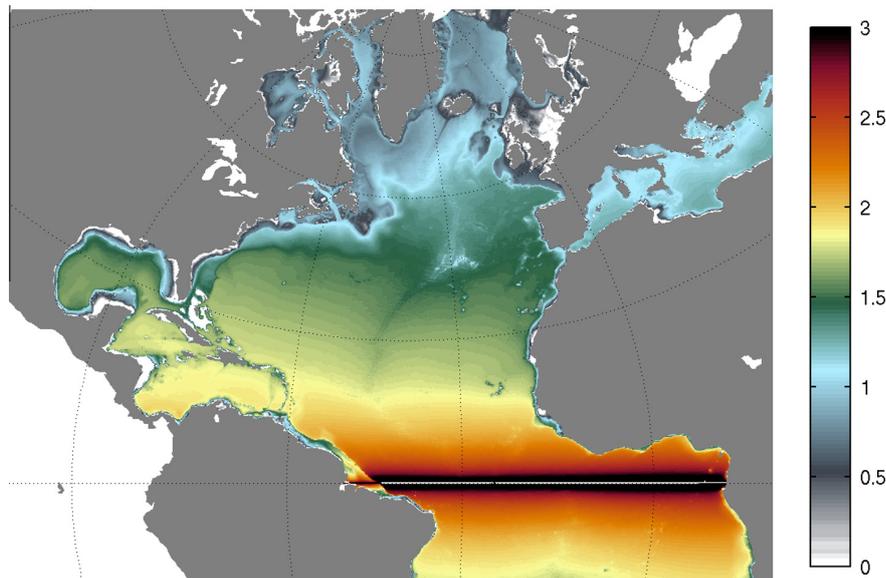


FIGURE 2.3 – Premier rayon de déformation de Rossby (\log_{10} km) dans l'océan Atlantique Nord calculé par Holt et al. (2014) avec des champs moyens de densité simulés à partir d'une configuration régionale NEMO avec une grille de modèle de résolution horizontale d'environ 5 à 10 km (grille ORCA083). Figure tirée de Holt et al. (2014).

Dans les configurations ORCA2 et ORCA05, la problématique de l'absence de résolution des tourbillons est en partie compensée par l'usage de la paramétrisation de Gent et McWilliams (1990) qui simule de manière implicite l'aplanissement des surfaces isopycnales provoqué par les tourbillons méso-échelle. Cette paramétrisation associe une vitesse induite par les tourbillons aux termes de diffusion. Il en résulte une réduction de l'énergie potentielle moyenne de l'océan. Cette paramétrisation a initialement été développée pour les modèles de basse résolution en vue de simuler l'océan ouvert. Cependant, la pertinence de l'utilisation de cette paramétrisation pour la zone côtière reste à vérifier.

2.2.5 Stratégies de simulation

Les conditions initiales de la configuration "mère" ORCA05 et les forçages utilisés pour les trois configurations ORCA sont décrits dans le Tableau 2.3. L'initialisation de la configuration ORCA05 a été réalisée à partir de vitesses de courants nulles. Une période de *spin-up* (équilage du modèle) de 50 ans a été réalisée avec ORCA05 avant de lancer la simulation sur la période 1870-2012. Pour forcer le modèle, le jeu de forçage *DRAKKAR Forcing Set DFS4.2* (Brodeau et al., 2010) a été utilisé pour couvrir la période simulée 1958-2007 et a aussi été bouclé dans le temps pour couvrir la période 1870-1957. Sur cette période, l'absence de forçage disponible est donc compensée par la répétition du forçage DFS4.2 de manière à simuler une variabilité pertinente. La simulation ORCA05 est prolongée jusqu'en 2012 avec DFS4.4 en opérant une jonction DFS4.2 - DFS4.4 entre l'année 2001 et

2002. Ces années correspondent à la jonction entre les réanalyses ERA40 et ERA-Interim où les données ont été lissées de manière à éviter des sauts brutaux générant des erreurs dans le modèle (communication personnelle de Jean-Marc Molines en Décembre 2013). Les configurations ORCA2 et ORCA025 sont initialisées à partir du début de l'année 1958 simulée par ORCA05. ORCA2 et ORCA025 sont ensuite lancées sur la période 1958-2012 avec la même jonction des forçages DFS4.2 - DFS4.4 entre l'année 2001 et 2002.

Les simulations issues des configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025 partagent donc le même état initial à partir de 1958 et ces configurations présentent des caractéristiques identiques, à l'exception de quelques ajustements de paramétrisations dépendants de la résolution spatiale. Ces similarités sont nécessaires, de manière à réaliser une étude de sensibilité du modèle à la résolution spatiale, avec les résultats simulés par les trois configurations sur la période 1958-2012.

TABLEAU 2.3 – Conditions initiales, forçages atmosphériques et fluviaux appliquées aux simulations. Les abréviations suivantes sont incluses : WOA (*World Ocean Atlas*), GLODAP (*Global Ocean Data Analysis Project*) et DFS (*Drakkar Forcing Set*).

Conditions initiales	Température	Levitus et al. (1998)
	Salinité	"
	NO ₃ , PO ₄ , Si, O ₂	WOA2001 (Conkright et al., 2002)
	DOC, Fer	3000 ans de <i>spin-up</i> ORCA2 (Aumont et Bopp, 2006)
	DIC, Alcalinité	GLODAP (Key et al., 2004)
Forçages atmosphériques	Vents à 10 m	DFS (Brodeau et al., 2010)
	Humidité spécifique	"
	Irradiance solaire	"
	Précipitations	"
	Dépôts de Fer	Tegen et Fung (1995)
Forçages fluviaux	Eau douce	DFS (Brodeau et al., 2010)
	Nutriments	Chap. 3 et 4 : à partir de Ludwig et al. (2011) Chap. 5 : à partir de Seitzinger et al. (2010)

Apports externes en nutriments

Les apports externes en nutriments sont de trois types : les dépôts atmosphériques, le sédiment et les apports fluviaux. Les apports atmosphériques en Fer sont issues de la climatologie du modèle de Tegen et Fung (1995) et pilotent les apports atmosphériques en silicium par le biais d'un rapport Si/Fe (Moore et al., 2002).

Au niveau du sédiment, le sédiment est aussi une source de Fer avec une formulation similaire à celle de Moore et al. (2004) en modulant cette source suivant les conditions aérobies au fond. A l'exception de l'azote et du Fer, les sources externes en nutriments dont le DIC et l'Alk sont équilibrées par une perte équivalente dans le sédiment. Cette perte représentant l'enfouissement géologique est proportionnelle au taux de sédimentation. Pour l'azote, cette perte est égale aux dépôts atmosphériques et aux apports fluviaux

(la diazotrophie compensant la dénitrification). Pour le Fer, les particules atteignant le sédiment sont définitivement enfouies.

Deux types d'apports fluviaux en nutriments sont utilisés dans les configurations présentées de cette thèse.

Le premier forçage fluvial en nutriment est utilisé dans les configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025 dont les résultats sont présentés dans les chapitre 3 et 4. Dans ces configurations, les apports fluviaux en carbone sont issus du *Global erosion model* (GEM, Ludwig et al., 2011), sans prendre en considération le POC qui est considéré piégé dans le filtre estuarien. Le carbone organique dissous (*dissolved organic carbon*, DOC) fourni par le GEM est aussi considéré labile, directement reminéralisé dans le système estuarien et fourni sous sa forme inorganique (DIC). Ainsi, le DIC fluvial soumis au modèle est égal à DIC+DOC. Les apports en Fer, NO_3^{2-} , PO_4^{3-} et SiO_2 sont dérivés d'un rapport constant C:N:P:Si:Fe de 320:16:1:53.3:3.64x10⁻³ suivant les rapports C:N de Meybeck (1982), N:P de Takahashi et al. (1985), Fe:C de de Baar et de Jong (2001) et Si:C de Treguer et al. (1995). Dans ces configurations, les apports fluviaux en nutriments ne présentent pas de variation saisonnière.

Le deuxième forçage fluvial en nutriment est utilisé dans le chapitre 5 avec la configuration ORCA05-GN. Ce forçage est basé sur la base de donnée de *Global nutrient export watersheds 2* (Global NEWS 2, abrégé GN) présenté par Mayorga et al. (2010). GN est un modèle hydrologique permettant la génération d'apports fluviaux multi-éléments (C, N, P, Si), multiformes (organique, inorganique, particulaire, dissoute) et dépendants des caractéristiques spécifiques des bassins versants à l'échelle globale. Il permet donc de s'affranchir du rapport stoechiométrique constant et uniforme appliqué aux apports fluviaux des configurations précédentes. La base de données GN ne présente cependant pas de variation saisonnière des apports en nutriments. Sachant que seul le DOC est fourni par GN, le DIC apporté par les rivières dans cette configuration est égale au DIC du GEM complété du DOC de GN. La même stratégie que les configurations précédentes est appliquée, à savoir l'absence d'apports fluviaux particuliers piégés dans le filtre estuarien et la reminéralisation totale des formes organiques dans le système estuarien.

L'utilisation de ce nouveau jeu de données de forçage fluvial a nécessité une adaptation de la base de données GN. De manière à conserver la dynamique océanique des précédentes configurations, le débit d'eau douce fluvial des précédentes configurations est conservé et seul l'apport en nutriment est modifié. Il apparaît donc une problématique de découplage dans l'espace et en intensité entre le débit d'eau douce fourni par le jeu de forçage DRAKKAR et l'apport massique en nutriments de GN. Ce soucis peut générer des instabilités dans le modèle avec par exemple un apport externe en nutriment sur une maille ne présentant pas d'apport en eau douce. Pour résoudre ce problème, les apports massiques GN ont été convertis en concentrations en utilisant le débit d'eau douce associé de la base de données GN. Les concentrations GN ont ensuite été co-localisées sur les mailles d'apports en eau douce du modèle et multipliées par les débits issus de DRAK-

KAR pour obtenir un apport massique en nutriments. Il en résulte une modification des apports massiques fournis dans le modèle par rapport à ceux de GN. Comme les débits d'eau douce DRAKKAR présentent une variation saisonnière, cette variation est reproduite artificiellement sur les apports massiques en nutriments alors que les apports GN initiaux ne présentent pas ces variations.

Pour les configurations ORCA05-GN, deux états d'apports fluviaux correspondant aux années 1970 et 2000 ont été générés à partir de la version 1.0 2014-11-12 de la base de données GN disponible à cette adresse : nutrientchallenge.org (Seitzinger et al., 2010). Ces états permettent, *via* une interpolation linéaire simple, de générer un forçage fluvial de 31 ans pour alimenter avec le modèle NEMO-PISCES et simuler le changement global d'apport fluvial en nutriment sur la période 1970-2000. De manière à conserver l'information de la tendance locale issue des apports massiques GN dans les concentrations GN calculées, les concentrations GN pour l'année 2000 sont calculées à partir du débit d'eau douce GN de l'année 1970. Il en résulte une modification des rapports stoechiométriques GN de l'année 2000.

Simulation historique et simulation de contrôle

Pour chacune des configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025, deux simulations sont réalisées : (1) Une simulation historique forcée uniformément dans l'espace par une augmentation temporelle de la fraction molaire de CO₂ atmosphérique correspondant aux enregistrements issus des carottes de glace et des mesures atmosphériques (Le Quéré et al., 2014), et (2) une simulation de contrôle identique mais forcée avec une fraction molaire de CO₂ atmosphérique constante équivalente aux conditions pré-industrielles de l'année 1870 (287 ppm). Les flux de carbone issus de la simulation historique correspondent aux flux de carbone total (naturel+anthropique) alors que la simulation de contrôle simule seulement les flux de carbone naturel. La différence entre les flux de carbone total et les flux de carbone naturel permet de déduire les flux de carbone anthropique simulé par le modèle. Ces derniers sont l'objet du Chapitre 4.

De la même manière, les effets de la perturbation anthropique des apports fluviaux en nutriments sur la biogéochimie côtière seront déduits de deux simulations : une simulation "historique" avec une tendance appliquée aux apports fluviaux et une simulation de contrôle sans tendance sur ces apports externes. Les résultats de ces simulations sont étudiées dans le chapitre 5.

2.3 Méthode d'analyse de l'océan côtier

Dans ces travaux, deux approches principales sont utilisées pour l'étude de l'océan côtier simulé par le modèle.

La première est une approche globale permettant l'intégration des quantités et des flux

biogéochimiques simulés de l'océan côtier global. Du fait du manque de données d'observations en régions côtières, les estimations côtières globales basées sur des observations sont souvent réalisées en extrapolant un nombre restreint d'observations locales à l'océan côtier global, en supposant que les données utilisées sont représentatives de l'océan côtier global (e.g. Thomas et al., 2004; Tsunogai et al., 1999). Contrairement à ces méthodes, notre approche permet d'intégrer de manière cohérente les flux biogéochimiques en prenant en compte l'hétérogénéité de l'océan côtier simulé.

En complément de l'approche globale utilisée pour l'étude de l'océan côtier, une approche permettant un compromis entre l'échelle locale et globale a été choisie : l'approche régionale de l'océan côtier, qui permet d'apprécier la diversité biogéochimique de l'océan côtier simulé, tout en conservant un recul pertinent imposé par les limites du modèle. En effet, les résolutions spatiales des configurations utilisées pour le modèle et le manque de représentations explicites de processus côtiers spécifiques (p. ex. les processus sédimentaires ou estuariens) ne permettent pas d'étudier l'océan côtier à l'échelle locale (p. ex. une baie ou un estuaire). L'approche régionale est conçue en segmentant l'océan côtier global en 45 régions côtières suivant la classification MARCATS, issue de la segmentation multi-échelle de Laruelle et al. (2013) (Tableau A1 en Annexes).

Les segmentations COSCAT et MARCATS sont définies dans les données Système d'information géographique (SIG)¹ jointes à l'étude de Laruelle et al. (2013). Ces données ont été exploitées avec l'outil "Joindre les attributs par localisation" de QGIS pour relier les données SIG aux points des grilles ORCA, préalablement définies dans un fichier *Comma-separated values* (CSV). Les données créées ont été ensuite exportées avec QGIS au format CSV et converties avec le logiciel Ferret en format *Network common data format* (NetCDF). L'étape de grillage des données SIG par QGIS induit des modifications de la délimitation des régions du fait de la dégradation des coordonnées géographiques des frontières MARCATS en coordonnées suivant les mailles des grilles ORCA. Il en résulte une modification jugée négligeable des surfaces de chacun des MARCATS (Tableau A1).

Trois erreurs ont été identifiées et corrigées dans les données SIG utilisées :

- Inversion des identifiants MARCATS de la mer Baltique et du bassin norvégien
- Association du COSCAT 417 des côtes tyrrhéniennes avec le COSCAT 829 centré sur l'archipel des Petites Antilles.
- Association du COSCAT 826 de la Terre-Neuve avec le MARCATS 10 de l'upwelling de Floride au lieu du MARCATS 11 de la mer du Labrador.

1. Les données SIG de Laruelle et al. (2013) sont disponibles à l'adresse suivante : www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/2029/2013/hess-17-2029-2013-supplement.zip

2.4 Synthèse

- Le modèle **NEMO-PISCES** initialement développé pour simuler les processus de l'océan ouvert est utilisé dans cette thèse.
- Un test de sensibilité est réalisé à partir de trois grilles globales ORCA de **résolutions spatiales** horizontales différentes (200 km , 50 km et 25 km) afin d'apprécier les effets de l'amélioration de la résolution spatiale sur la biogéochimie marine côtière simulée.
- Un forçage fluvial en nutriments a été développé à partir de la base de données **Global NEWS 2**, décrivant des rapports stoechiométriques variables suivant les bassins versants et une tendance sur la période 1970–2000.
- Deux perturbations anthropiques sont considérées séparément : (1) l'augmentation de la concentration en **CO₂ atmosphérique** abordée dans le chapitre 4 et (2) les changements globaux d'**apports fluviaux en nutriments** abordés dans le chapitre 5.
- Pour estimer les effets de ces perturbations anthropiques, deux types de simulations sont exploités : les simulations **historiques** avec un forçage anthropique et les simulations de **contrôle** avec un forçage naturel. La différence entre ces deux simulations permet l'extraction de l'effet des perturbations anthropiques.
- La définition utilisée de l'océan côtier est celle de Laruelle et al. (2013).
- Les résultats simulés sont étudiés selon deux approches : une approche par intégration globale et une approche par régionalisation avec la **segmentation MARCATS** (Laruelle et al., 2013).
- Les limites du modèles sont principalement liées aux processus physiques côtiers partiellement résolus (résolution spatiale insuffisante) et à la formulations simplifiées/absentes de processus biogéochimiques côtiers clés (p. ex. la diagénèse précoce, les rétroactions biophysiques et les apports fluviaux en nutriments).

Chapitre 3

Comparaison modèle – observations : de l’océan ouvert à l’océan côtier

Sommaire

3.1 Introduction	68
3.2 A l’échelle globale	68
3.2.1 Nitrate et phosphate	69
3.2.2 Chlorophylle <i>a</i> et production primaire	72
3.2.3 Dioxygène dissous en subsurface	78
3.2.4 Flux air-mer de CO ₂	79
3.2.5 Discussions	81
3.3 A l’échelle de l’océan côtier	84
3.3.1 Définition de l’océan côtier	84
3.3.2 Chlorophylle <i>a</i>	85
3.3.3 Flux air-mer de CO ₂	87
3.3.4 Dioxygène dissous des eaux de fond	90
3.4 Conclusion	94
3.5 Synthèse	96

3.1 Introduction

L'évaluation est une étape essentielle pour déterminer la pertinence de l'utilisation du modèle pour étudier l'océan côtier et aussi une étape préliminaire nécessaire à la réalisation de projections ou de tests de sensibilité (Flato et al., 2013; Séférian et al., 2013). L'évaluation est ici réalisée en deux parties s'intéressant aux processus biogéochimiques de l'océan global dans la première, et de l'océan côtier dans la deuxième. Comme expliqué dans le précédent chapitre, 3 configurations globales de résolutions spatiales différentes (200 km, 50 km et 25 km) sont évaluées

L'évaluation de résultats simulés par les modèles globaux de biogéochimie marine est généralement réalisée à partir de données d'observations globales de paramètres biogéochimiques issues soit de l'interpolation d'un maillage large de points d'échantillonnage *in situ*, soit de données satellitaires. Pour l'évaluation de l'océan ouvert présentée dans la section 3.2, les données *in situ* issues d'un maillage large sont adaptées à l'évaluation des caractéristiques homogènes de cette région océanique. Les variables sont généralement conditionnées par la physique océanique de grande échelle comme les courants marins, la température et les provinces biogéochimiques (Longhurst et al., 1995). Les champs biogéochimiques issus de données satellitaires, tels que la concentration en chlorophylle et la production primaire, sont obtenus en mesurant le spectre de réflectance de la surface océanique à l'aide de spectromètres embarqués par des satellites et en analysant ce spectre à partir d'algorithmes typiquement adaptés aux eaux claires de l'océan ouvert (eaux de type I).

La forte hétérogénéité de l'océan côtier, expliquée par les apports fluviaux locaux et les processus typiques des systèmes de frontières, limite l'utilisation de telles bases de données et nécessite un maillage affiné des points d'échantillonnage. Concernant les données satellitaires, la turbidité et la présence de substance jaune (*colored dissolved organic matter*, ou CDOM) dans les eaux côtières engendrent une surestimation de la concentration en chlorophylle et de la production primaire à partir des algorithmes typiquement utilisés pour l'océan ouvert (eaux de type I). Cet artefact limite l'utilisation de tels algorithmes pour les eaux côtières de type II. L'émergence et l'utilisation récente à l'échelle globale d'algorithmes adaptés aux eaux turbides (eaux de type II), tels que l'algorithme OC5 (Gohin et al., 2002) permet l'utilisation des données satellitaires pour les observations côtières.

3.2 A l'échelle globale

L'évaluation globale des variables biogéochimiques simulées dans l'océan ouvert présentée ici n'est pas exhaustive et est réalisée au travers de simples champs biogéochimiques moyens. Comme expliqué par Giraud et al. (2008), la problématique côtière de cette étude et l'intérêt porté ici aux zones peu profondes permet de s'affranchir d'une évaluation complète des résultats biogéochimiques simulés dans l'océan ouvert. Les résultats simulés

dans ce dernier par les configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025 sont premièrement comparés à différents jeux de données d’observations. Les données du *World Ocean Atlas* (WOA) 2013 version 2 (Garcia et al., 2013a,b) sont utilisées pour les observations globales de nitrate et de phosphate en surface et de dioxygène dissous en subsurface (moyenne sur l’intervalle de profondeur entre 200 et 600 m). Pour évaluer les champs globaux simulés de Chl *a*, une climatologie annuelle sur la période 2003-2011 créée à partir d’un assemblage d’observations satellitaires (*Medium-resolution imaging spectrometer* (MERIS), *Moderate-resolution imaging spectrometer* (MODIS) et *Sea-viewing wide field-of-view sensor* (SeaWiFS)) issues du projet GlobColour est utilisée. Concernant la production primaire, une climatologie sur la période 1997-2007 de production primaire nette compilée par Guillaume Maze (disponible à l’adresse : data.guillaumemaze.org) à partir d’estimations globales de production primaire nette de l’université de l’Oregon (disponible à l’adresse : science.oregonstate.edu). Ces estimations de production primaire ont été réalisées à partir de différents jeux de données de forçage radiatif, de température de surface de la mer (*sea surface temperature*, SST) et de Chl *a* de SeaWiFS. L’analyse de ces jeux de données avec le modèle *Vertically generalized production model* (VGPM, Behrenfeld et Falkowski, 1997) permet une estimation de la production primaire nette intégrée sur la colonne d’eau.

3.2.1 Nitrate et phosphate

Sur la Figure 3.1, la distribution observée de la concentration en nitrate de surface pour l’océan ouvert est principalement latitudinale et suit la distribution de la température de surface qui pilote la couche de mélange. Une bande oligotrophe apparaît entre les latitudes 30°S - 30°N et les concentrations augmentent à partir de 45°S, induite par un approfondissement de la couche de mélange à l’entrée de l’Océan Austral. Atteignant 26 à 28 $\mu\text{mol NO}_3^- \text{ L}^{-1}$, les fortes concentrations de surface de l’Océan Austral sont dues à la couche de mélange profonde dans cette zone, qui permet d’entretenir des concentrations élevées en nutriments en surface, en l’absence de stratification marquée. Une exception à cette distribution latitudinale concerne l’océan Pacifique équatorial Est où les concentrations atteignent 10 à 12 $\mu\text{mol NO}_3^- \text{ L}^{-1}$. Dans cette région, la divergence équatoriale induit un upwelling par pompage d’Ekman et remonte les eaux riches en nutriments de la subsurface vers la surface. Entre 45°N et 60°N, les concentrations atteignent 22 à 24 $\mu\text{mol NO}_3^- \text{ L}^{-1}$ en zone Pacifique et 10 à 12 $\mu\text{mol NO}_3^- \text{ L}^{-1}$ en zone Atlantique. Les concentrations augmentent aussi au voisinage des côtes, et particulièrement le long des systèmes d’upwellings de bord Est avec des concentrations qui atteignent par exemple 12 à 14 $\mu\text{mol NO}_3^- \text{ L}^{-1}$ au niveau de l’upwelling du Benguela. En Océan Arctique, les concentrations sont modérées et atteignent jusqu’à 10 $\mu\text{mol NO}_3^- \text{ L}^{-1}$ entre le Groenland et la Norvège.

Les résultats simulés pour les 3 résolutions présentent une distribution des concentrations en nitrates de surface en phase avec les observations. La bande tropicale oligotrophe

est présente pour les 3 résolutions, malgré une surestimation des concentrations dans les gyres subtropicaux Nord pour ORCA025. Similaires aux observations, les concentrations simulées augmentent en dessous de 45°S. A cette latitude, les valeurs simulées ont d’ailleurs tendance à être surestimées. Ceci peut être expliqué par un approfondissement de la couche de mélange située trop proche des tropiques dans le modèle. En dessous de 45°S, les concentrations sont sous-estimées, particulièrement pour ORCA025. Les résultats d’ORCA05 sont les plus fidèles dans cette région. La signature de la divergence équatoriale Pacifique apparaît dans les résultats simulés bien que les concentrations soient aussi sous-estimées, particulièrement pour ORCA2. Entre 45°N et 60°N, ORCA025 présentent les concentrations simulées les plus fidèles bien qu’elles soient sous-estimées. En Océan Arctique, ORCA2 présentent les concentrations les plus réalistes alors que ORCA05 et ORCA025 présentent des concentrations aberrantes expliquées par les apports fluviaux au voisinage des côtes russes. Concernant les côtes, les résultats simulés sont très hétérogènes. Les zones d’upwellings africaines et omanaises présentent des concentrations sous-estimées traduisant des processus de remontées des eaux trop faibles ou une absorption du nitrate par la production primaire trop importante. Les concentrations le long de l’upwelling chilien sont très variables suivant la résolution : les concentrations sont correctes pour ORCA2, alors qu’elles sont sur-estimées pour ORCA05 et ORCA025. Enfin, la baie d’Hudson présentent des concentrations aberrantes pour les 3 résolutions. En effet, ces configurations globales n’ont pas été mises au point pour simuler de telles régions enclavées.

Les scores du modèle issus de la comparaison globale avec les observations montrent que la distribution des champs simulés est bien corrélée ($R=0,9$) malgré une surestimation moyenne des concentrations (Tableau 3.1). Ces scores ne montrent pas d’améliorations des résultats du modèle avec le raffinement de la résolution spatiale.

TABLEAU 3.1 – Métriques décrivant la comparaison des champs de concentration en nitrate de surface simulés par les configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025 sur la période 1990-1999 et les concentrations observées de la base de données WOA 2013 (Garcia et al., 2013b). Moyennées en pondérant par l’aire de chaque maille, les métriques présentées sont la corrélation spatiale, l’erreur quadratique moyenne (RMSE, mg m^{-3}), l’erreur moyenne ($\mu\text{mol L}^{-1}$) et l’écart-type spatial moyen normalisé par rapport à celui des données WOA 2013 (Garcia et al., 2013b) ($\sigma_{norm} = \sigma_{model}/\sigma_{obs}$).

Métrique	ORCA2	ORCA05	ORCA025
Corrélation	0.93	0.92	0.92
RMSE	2.54	2.47	2.83
Erreur moyenne	0.86	0.92	0.17
σ_{norm}	0.86	0.87	0.82

La Figure 3.2 présentent les distributions observées des concentrations de surface en phosphate issues de la base de données WOA 2013, comparées à celles simulées à partir des trois configurations ORCA2, ORCA05, ORCA025. La distribution observée est similaire à celle des nitrates bien que les concentrations présentent des amplitudes plus faibles. Les

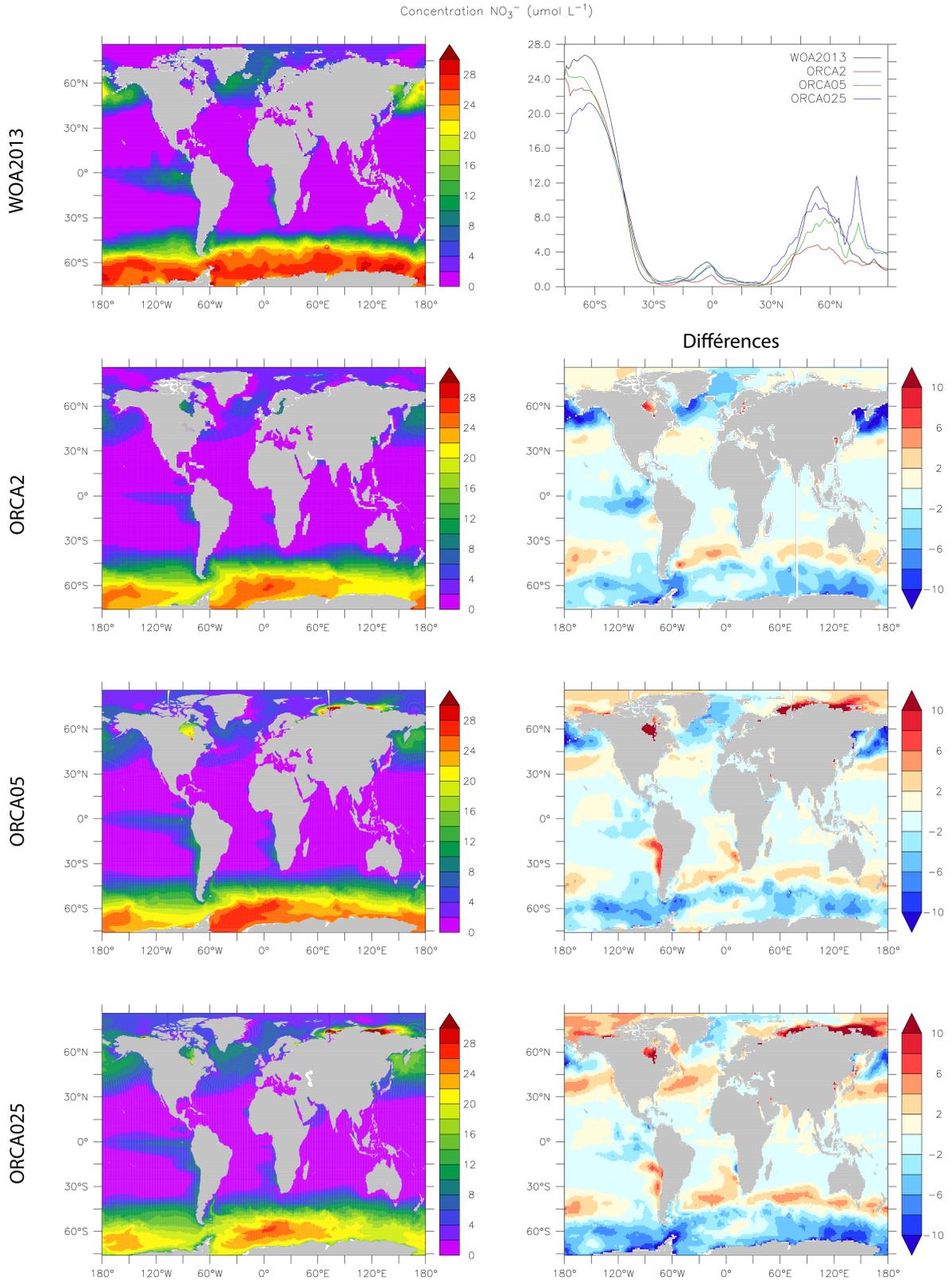


FIGURE 3.1 – Concentration en nitrates ($\mu\text{mol NO}_3^- \text{L}^{-1}$) en surface. Les concentrations simulées sont issues des climatologies 1990-1999 des configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025. Les concentrations observées sont issues de la base de données WOA 2013 (Garcia et al., 2013b).

concentrations augmentent à partir de 45°S et atteignent 2 $\mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ L}^{-1}$ dans l’Océan Austral. Entre les parallèles 45°N et 60°N, les concentrations atteignent 1,8 $\mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ L}^{-1}$ dans l’Océan Pacifique et 1 $\mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ L}^{-1}$ pour l’Océan Atlantique. La zone de divergence équatoriale Pacifique est aussi visible avec des concentrations dépassant les 0,8 $\mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ L}^{-1}$ qui s’étendent des côtes péruviennes jusqu’à 120°W. En Arctique, les concentrations sont modérées, comprises entre 0,2 et 1,4 $\mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ L}^{-1}$.

Les résultats simulés pour les 3 résolutions présentent une distribution des concentrations en phosphate de surface en phase avec les observations. Les principales lacunes des modèles par rapport aux observations de phosphate en surface sont similaires à celle des nitrates. Les gyres subtropicaux Nord présentent des valeurs simulées sur-estimées, particulièrement dans le Pacifique pour ORCA05 et ORCA025. Comme précédemment, les valeurs simulées sont sur-estimées le long du parallèle 45°S et sous-estimées pour l’Océan Austral, surtout au niveau de la péninsule Antarctique. Pour l’Océan Austral, c’est encore ORCA05 qui reproduit le mieux les observations. Au dessus de 45°N, les concentrations en phosphate de surface sont généralement fortement sous-estimées pour les 3 simulations au large des côtes. Les côtes Nord de la Russie et la baie d’Hudson présentent aussi une forte surestimation des concentrations en phosphate simulées en surface, similaires au nitrate.

Les scores du modèle issus de la comparaison globale avec les observations montrent que la distribution des champs simulés est bien corrélée ($R= 0,9$) et accompagnée de faibles erreurs moyennes (Tableau 3.2). Les RMSE et les erreurs moyennes sont faiblement réduites avec le raffinement de la résolution spatiale.

TABLEAU 3.2 – Métriques décrivant la comparaison des champs moyens de concentration en phosphate de surface simulés par les configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025 sur la période 1990-1999 et les concentrations observées de la base de données WOA 2013 (Garcia et al., 2013b). Moyennées en pondérant par l’aire de chaque maille, les métriques présentées sont la corrélation spatiale, l’erreur quadratique moyenne (RMSE, mg m^{-3}), l’erreur moyenne ($\mu\text{mol L}^{-1}$) et l’écart-type spatial moyen normalisé par rapport à celui des données WOA 2013 (Garcia et al., 2013b) ($\sigma_{norm} = \sigma_{model} / \sigma_{obs}$).

Métrique	ORCA2	ORCA05	ORCA025
Corrélation	0.89	0.90	0.91
RMSE	0.21	0.19	0.19
Erreur moyenne	0.08	0.02	0.00
σ_{norm}	0.88	0.85	0.83

3.2.2 Chlorophylle *a* et production primaire

La Chl *a* est un indicateur de biomasse phytoplanctonique pilotée par la limitation en nutriment et en lumière de la croissance du phytoplancton. Comme expliqué précédemment, l’algorithme utilisé pour générer ces données à partir de données satellitaires

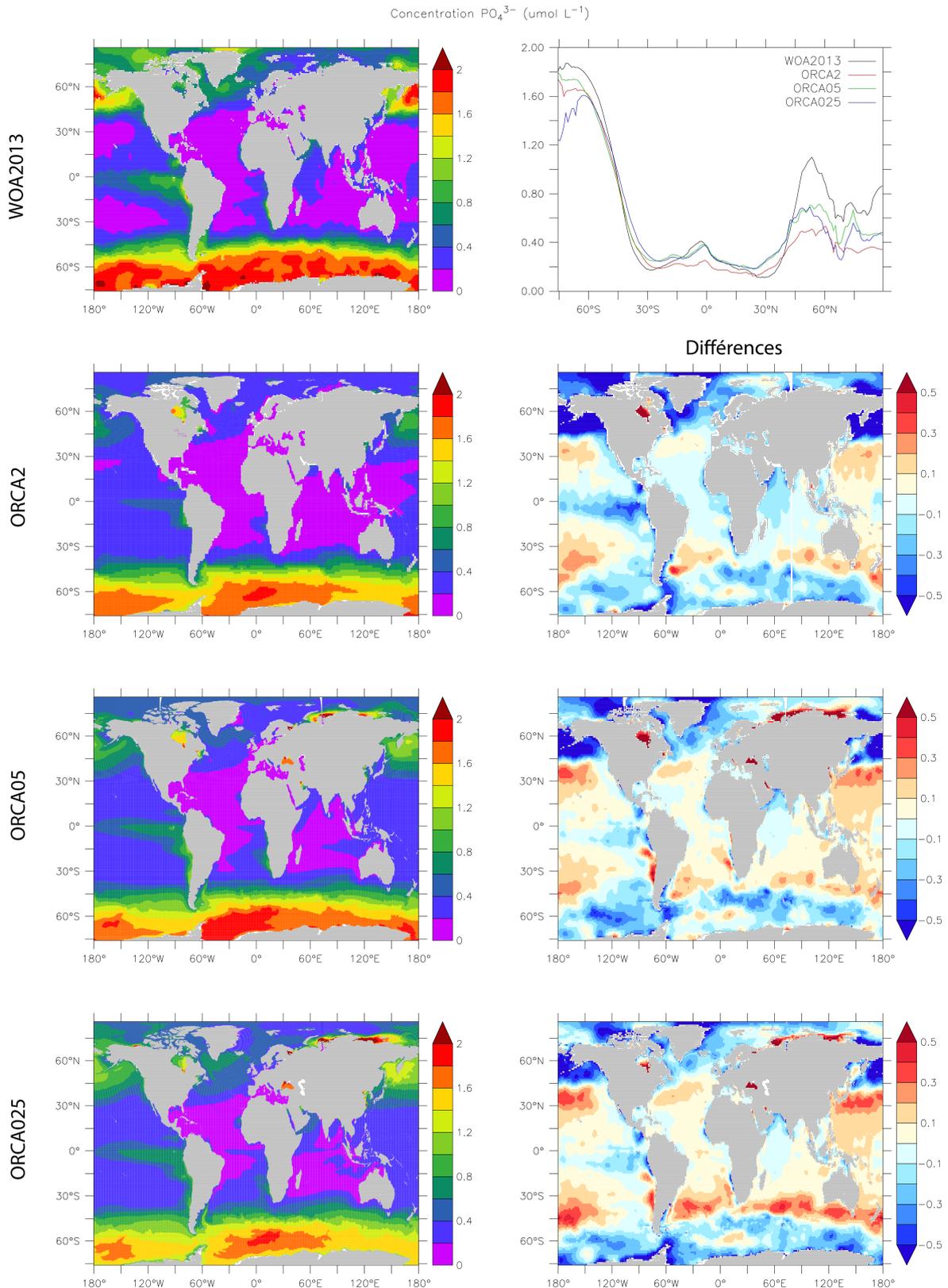


FIGURE 3.2 – Concentration en phosphate ($\mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{L}^{-1}$) en surface. Les concentrations simulées sont issues des climatologies 1990-1999 des configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025. Les concentrations observées sont issues de la base de données WOA 2013 (Garcia et al., 2013b).

est adapté aux eaux de type I, à savoir l’océan ouvert. Les concentrations en chlorophylle présentées ici au voisinage des côtes sont donc généralement surestimées. Sur la Figure 3.3, les concentrations en Chl *a* sont maximales au voisinage des côtes et dépassent fréquemment les $1 \mu\text{g Chl L}^{-1}$, particulièrement sur les plateaux continentaux arctique, alaskain, antarctique et argentin. Les gyres oligotrophes précédemment identifiés sont faiblement concentrés en Chl *a* alors que les hautes latitudes présentent des concentrations qui dépassent régulièrement les $0,6 \mu\text{g Chl L}^{-1}$. Les concentrations en chlorophylle dépassent les $0,2 \mu\text{g Chl L}^{-1}$ le long de la divergence équatoriale Pacifique précédemment identifiée. Cette dernière participe donc bien à la fertilisation de la biomasse phytoplanctonique en surface. Le même phénomène est d’ailleurs observé à la même latitude dans l’Océan Atlantique. La signature des systèmes d’upwellings de bord Est est aussi bien visible sur les côtes Ouest américaines et africaines. Les fortes concentrations en nutriments dans ces zones favorisent le développement du phytoplancton.

Les concentrations simulées de chlorophylle de surface présentent une distribution similaire aux observations satellitaires avec des valeurs qui dépassent $1 \mu\text{g Chl L}^{-1}$ au voisinage des côtes. Cependant les trois simulations sous-estiment ces valeurs le long des côtes antarctiques et arctiques. Moyennées sur l’Océan Arctique, les concentrations simulées dans ORCA025 sont les plus fidèles aux observations mais les trois simulations échouent à représenter la distribution spatiale des zones productives dans cet océan. La distribution au niveau des zones oligotrophes est respectées à l’exception du gyre subtropical de l’Océan Atlantique Nord où la chlorophylle de surface est surestimée pour les 3 simulations. Cette remarque confirme les surestimations des concentrations en nutriments observées en surface dans cette région. Les concentrations au niveau de la divergence équatoriale Pacifique sont en accord avec les données GlobColour, bien qu’elles soient légèrement sous-estimées pour ORCA2. Cependant les concentrations au niveau de la divergence équatoriale Atlantique sont surestimées de plus de $0,3 \mu\text{g Chl L}^{-1}$ pour ORCA05 et ORCA025. Au niveau des côtes Ouest africaines, les concentrations sont sous-estimées de plus de $0,3 \mu\text{g Chl L}^{-1}$ pour les trois simulations, confirmant la trop faible intensité des upwellings simulés. Suivant les régions d’upwellings, les simulations reproduisent plus ou moins bien la fertilisation du phytoplancton : la fertilisation au niveau des côtes omanaises est la mieux représentée dans ORCA025 alors que celle au niveau de l’upwelling chilien est la plus réaliste dans ORCA2.

Les scores du modèle issus de la comparaison globale avec les observations montrent que la corrélation des concentrations en chlorophylle est améliorée avec le raffinement de la résolution spatiale : le coefficient R passe de 0,27 pour ORCA2 à 0,60 pour ORCA025 (Tableau 3.3). Il en est de même pour l’amplitude des valeurs simulées qui représente 37 % de l’amplitude observée dans ORCA2 contre 52 % dans ORCA025. Les erreurs moyennes sont aussi réduites avec le raffinement de la résolution.

Similaire à la chlorophylle dans un première ordre, la distribution de la production primaire nette issue des données SeaWiFS+VGPM est présentée sur la Figure 3.4. La produc-

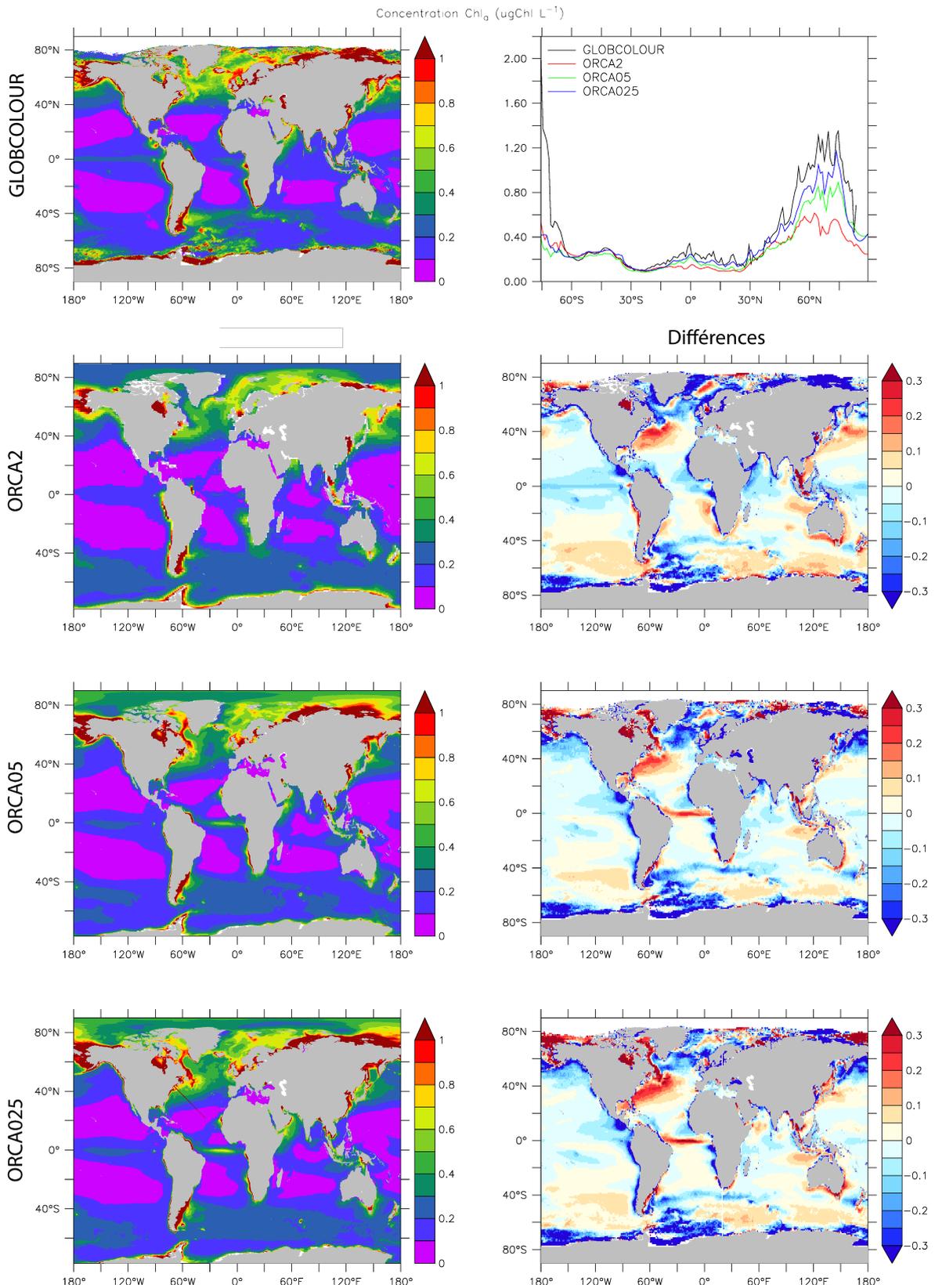


FIGURE 3.3 – Concentration en chlorophylle *a* ($\mu\text{g Chl L}^{-1}$) en surface. Les concentrations simulées sont issues des climatologies 2000-2009 des configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025. Les concentrations observées sont issues de la base de données GlobColour (disponible à l'adresse hermes.acri.fr) en utilisant la variable CHL1 moyennée sur la période 2000-2009.

TABLEAU 3.3 – Métriques décrivant la comparaison des champs moyens de concentration en chlorophylle de surface simulés par les configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025 sur la période 2000-2009 et les concentrations observées issues de la base de données GlobColour sur la même période. Moyennées en pondérant par l’aire de chaque maille, les métriques présentées sont la corrélation spatiale, l’erreur quadratique moyenne (RMSE, $\mu\text{g Chl L}^{-1}$), l’erreur moyenne ($\mu\text{g Chl L}^{-1}$) et l’écart-type spatial moyen normalisé par rapport à celui des données GlobColour ($\sigma_{norm} = \sigma_{model}/\sigma_{obs}$).

Métrique	ORCA2	ORCA05	ORCA025
Corrélation	0.27	0.47	0.60
RMSE	0.46	0.42	0.41
Erreur moyenne	0.08	0.08	0.06
σ_{norm}	0.37	0.48	0.52

tion primaire nette présente des maximums supérieurs à $30 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ principalement le long des côtes européennes, russes, alaskaines et des systèmes d’upwellings. La mer de Chine orientale présente aussi des concentrations similaires sur son plateau continental. Les valeurs de production primaire les plus faibles ($< 6 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) sont situées au niveau des zones oligotrophes au centre des gyres subtropicaux ainsi que sur la totalité de l’Océan Austral. Les zones de divergence équatoriale Pacifique et Atlantique présentent des zones faiblement étendues de production primaire limitée à $20 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$.

La distribution de la production primaire simulée par les configurations ORCA est sensiblement différente de celle issue du VGPM, à l’exception de l’Océan Austral. Les trois résolutions ne reproduisent pas les maximums de production primaire le long des côtes au dessus du parallèle 45°N . De la même manière que la chlorophylle, la capacité des configurations ORCA à reproduire la fertilisation observée dans les systèmes d’upwellings diffère selon les régions : les trois simulations sous-estiment la production primaire au niveau des principaux systèmes d’upwellings, à l’exception de ORCA2 qui surestime ces valeurs pour l’upwelling péruvien. Les trois simulations surestiment fortement l’étendue de la zone fertilisée par l’upwelling de la mer d’Arabie, jusqu’à descendre au niveau de l’équateur pour ORCA025. Seule ORCA2 reproduit des valeurs similaires au VGPM pour la production primaire au niveau des zones de divergences équatoriales Pacifique et Atlantique; ORCA05 et ORCA025 surestiment fortement ces valeurs dans ces régions, particulièrement pour l’Océan Atlantique équatorial dans ORCA025. Enfin, les trois configurations ORCA reproduisent des concentrations dépassant les $22 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ au Nord de l’Indonésie alors que les concentrations présentées par le modèle VGPM reste ici inférieures à $12 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$.

Les scores du modèle issus de la comparaison globale avec les observations montrent qu’ils s’améliorent tous avec le raffinement de la résolution spatiale avec par exemple le coefficient de corrélation R qui passe de 0,21 pour ORCA2 à 0,44 pour ORCA025 (Tableau 3.4). La surestimation de la production primaire pour ORCA2 est réduite de 60 % au passage à ORCA025.

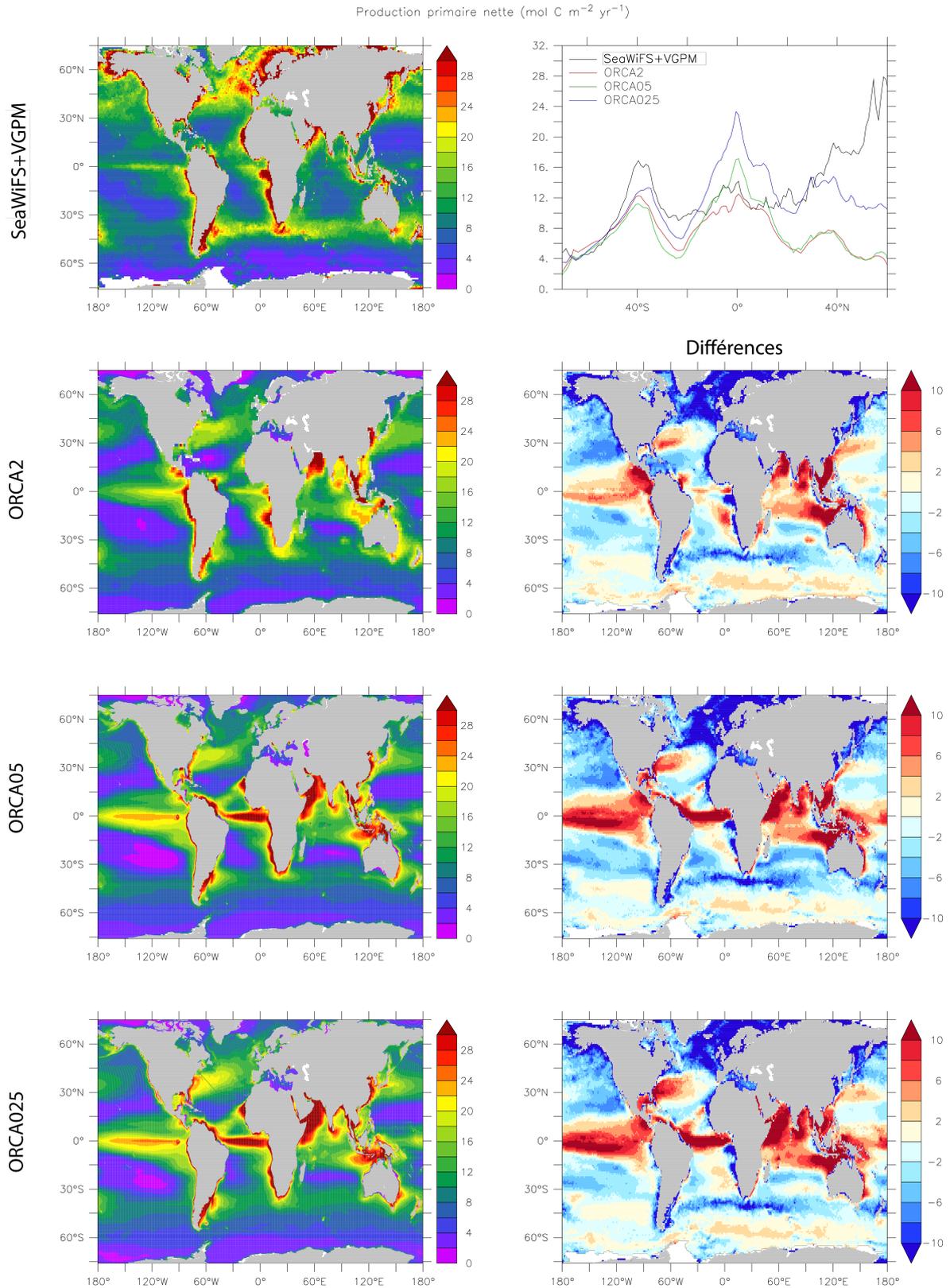


FIGURE 3.4 – Production primaire nette ($\text{mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) moyennée sur la période 1997-2007 pour les configurations ORCA2, ORCA05, ORCA025 comparées aux données estimées par le modèle VGPM en utilisant les produits SeaWiFS.

TABLEAU 3.4 – Métriques décrivant la comparaison des champs moyens de production primaire simulés par les configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025 sur la période 1997-2007 et les données estimées par le modèle VGPM en utilisant les produits SeaWiFS sur la même période. Moyennées en pondérant par l’aire de chaque maille, les métriques présentées sont la corrélation spatiale, l’erreur quadratique moyenne (RMSE, $\text{mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$), l’erreur moyenne ($\text{mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) et l’écart-type spatial moyen normalisé par rapport à celui des données VGPM+SeaWiFS ($\sigma_{norm} = \sigma_{model} / \sigma_{obs}$).

Métrique	ORCA2	ORCA05	ORCA025
Corrélation	0.21	0.40	0.44
RMSE	9.99	9.86	9.62
Erreur moyenne	2.00	1.50	0.77
σ_{norm}	0.60	0.69	0.69

Il est important de noter ici la forte incertitude associée aux estimations de production primaire réalisées à partir de modèle "couleurs de l’eau" comme le modèle VGPM (Saba et al., 2010). Cependant, les données basées sur des observations satellitaires restent particulièrement adaptées pour la validation des modèles globaux (Séférian et al., 2013).

3.2.3 Dioxygène dissous en subsurface

Les concentrations en dioxygène dissous (O_2) moyennées en subsurface entre 200 et 600 m de profondeur, permettent d’évaluer l’étendue des OMZ où les concentrations sont typiquement inférieures à $20 \mu\text{mol L}^{-1}$ (Garcia et al., 2013a). Ici, le seuil des $30 \mu\text{mol L}^{-1}$ sera considéré du fait des moyennes considérées sur l’intervalle 200 – 600 m. Les données WOA 2013 présentent deux OMZ principales : la première dans le Pacifique central Est qui s’étend des latitudes 25°S à 30°N et jusqu’à la longitude 170° , la deuxième au Nord de l’Océan Indien dans la mer d’Arabie et au golfe du Bengale. Enfin, deux zones hypoxiques ($< 60 \mu\text{mol L}^{-1}$) sont centrées au niveau des systèmes d’upwelling africains mais les concentrations moyennes observées restent supérieures à $30 \mu\text{mol L}^{-1}$.

Les configurations ORCA reproduisent ces deux OMZ mais leurs étendues diffèrent par rapport aux données observées. Les OMZ simulées dans le Pacifique s’étendent peu, jusqu’à 120°W dans ORCA05. Concernant l’OMZ de l’Océan Indien, la reproduction de son étendue s’améliore avec le raffinement de la résolution spatiale utilisée : ORCA2 reproduit l’OMZ seulement dans le golfe du Bengale alors qu’ORCA025 simule bien l’OMZ de part et autre de l’Inde. Au niveau des côtes Ouest africaines, la zone hypoxique est centrée sur le golfe de Guinée dans les configurations ORCA. Malgré l’absence d’OMZ reportée dans l’Océan Atlantique, ORCA05 et ORCA025 en reproduisent une, centrée entre les deux systèmes d’upwelling africains.

Les scores du modèle issus de la comparaison globale avec les observations montrent que les concentrations simulées en O_2 de subsurface sont particulièrement éloignées des observations mais les erreurs se réduisent avec le raffinement de la résolution : les erreurs moyennes atteignent $-24 \mu\text{mol L}^{-1}$ pour ORCA2 et $-13 \mu\text{mol L}^{-1}$ pour ORCA025 (Tableau

3.5). De même, la RMSE est réduite à $40 \mu\text{mol L}^{-1}$ dans ORCA025 contre $49 \mu\text{mol L}^{-1}$ dans ORCA2. Concernant les autres métriques, l’amélioration due au raffinement de la résolution n’apparaît pas clairement.

TABLEAU 3.5 – Métriques décrivant la comparaison des champs moyens de concentration en dioxygène dissous ($\mu\text{mol L}^{-1}$) en subsurface moyennée entre 200 m et 600 m de profondeur simulés par les configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025 sur la période 1990–1999 et les données WOA 2013 (Garcia et al., 2013a) sur la même période. Moyennées en pondérant par l’aire de chaque maille, les métriques présentées sont la corrélation spatiale, l’erreur quadratique moyenne (RMSE, $\mu\text{mol L}^{-1}$), l’erreur moyenne ($\mu\text{mol L}^{-1}$) et l’écart-type spatial moyen normalisé par rapport à celui des données WOA 2013 (Garcia et al., 2013a) ($\sigma_{norm} = \sigma_{model}/\sigma_{obs}$).

Métrique	ORCA2	ORCA05	ORCA025
Corrélation	0.60	0.62	0.63
RMSE	49.03	43.33	40.48
Erreur moyenne	-24.33	-16.15	-13.49
σ_{norm}	0.94	0.97	0.93

3.2.4 Flux air-mer de CO_2

Dans cette section, l’évaluation des flux air-mer de CO_2 simulés (F_{CO_2}) à l’échelle globale pour l’océan ouvert est réalisée à partir des simulations historiques qui reproduisent les flux de carbone total. Les données présentées sur la Figure 3.6 grâce au produit de Landschützer et al. (2014) montrent que le dégazage de CO_2 se produit principalement au niveau de la bande équatoriale et des zones d’upwellings. Le dégazage est maximum au niveau de la zone de divergence équatoriale Pacifique avec des valeurs comprises entre 3 et $4 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ et le long de l’upwelling somalien et omanais avec un flux qui dépasse les $2 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Un faible dégazage inférieur à $1 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ est aussi observé le long du parallèle 60°S dans l’Océan Austral et inférieur à $2 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ au niveau du gyre subpolaire Pacifique Nord. L’absorption océanique de CO_2 atmosphérique est centrée au niveau des parallèles 45° Nord et Sud et au niveau des zones de formations d’eaux profondes en mer du Labrador, en mer de Norvège et en mer du Groenland. Dans cette dernière, l’absorption y est maximale et dépasse les $-4 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Les données sont absentes pour l’Océan Arctique.

Globalement, les simulations ORCA reproduisent les principales caractéristiques de la distribution du F_{CO_2} présentée dans les données de Landschützer et al. (2014). Les régions équatoriales et les zones d’upwellings présentent des flux positifs induisant un dégazage de CO_2 vers l’atmosphère. Les régions centrées sur les parallèles 45° Nord et Sud sont les principales régions d’absorption de CO_2 avec les zones de formations d’eaux profondes aux hautes latitudes de l’océan Atlantique Nord. Cependant, les trois configurations ORCA simulent une absorption océanique moyenne de CO_2 dans l’Océan Austral de l’ordre de $1 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ contrairement à la faible source observée précédemment dans cet océan.

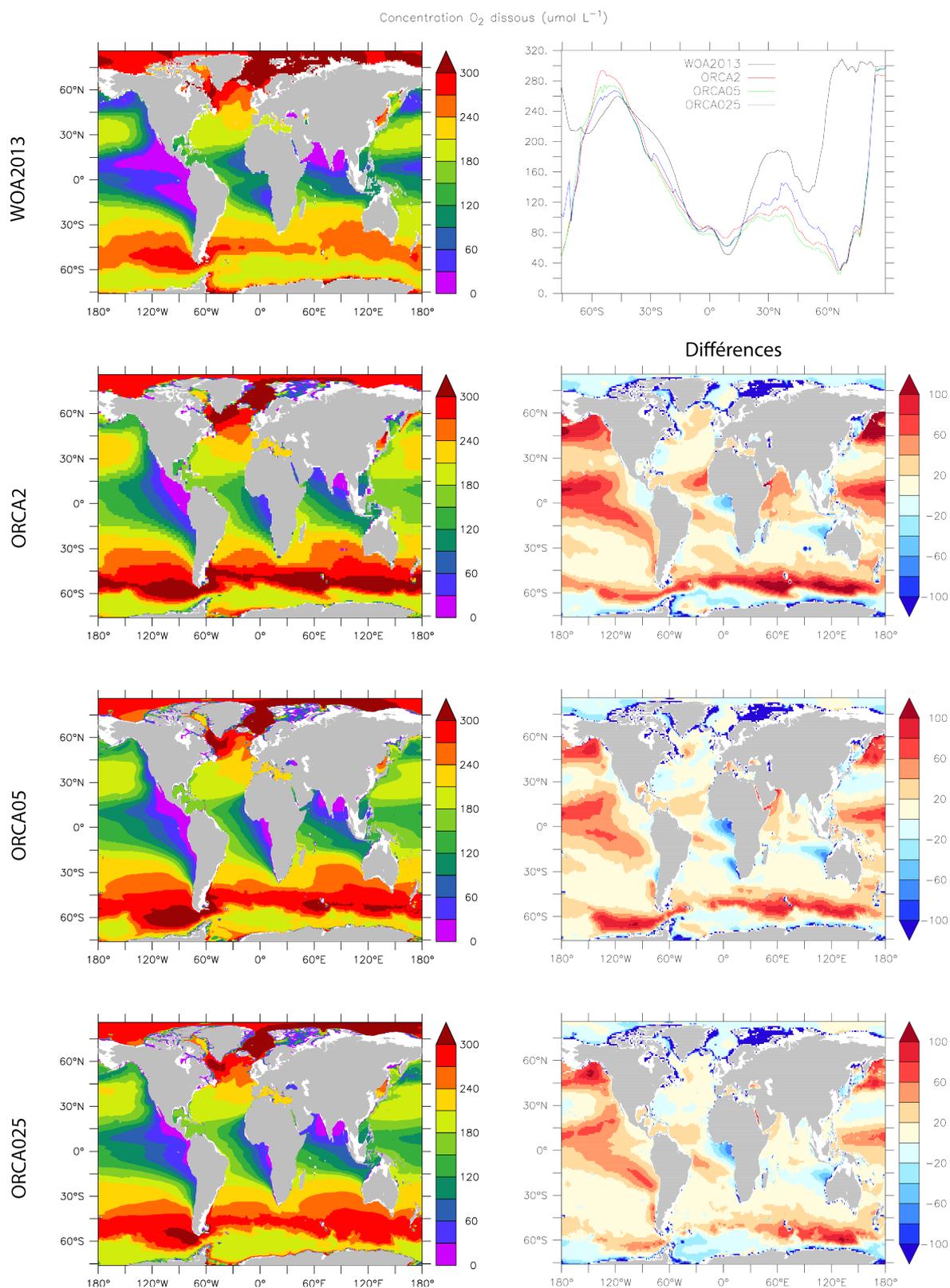


FIGURE 3.5 – Concentration en dioxygène dissous (μmol L⁻¹) en subsurface moyennée entre 200 m et 600 m de profondeur. Les concentrations simulées sont issues des climatologies 1990-1999 des configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025. Les concentrations observées sont issues de la base de données WOA 2013 (Garcia et al., 2013a).

Le dégazage de CO₂ au niveau de la divergence équatoriale Pacifique est aussi sous-estimé pour les trois configurations, où les flux simulés ne dépassent pas les 3 mol C m⁻² a⁻¹. Concernant l’absorption océanique induite par la formation d’eau profonde, le puits de carbone moyenné sur les zones polaires de l’Atlantique Nord entre 45°N et 60°N présente des valeurs similaires aux observations et s’intensifie avec le raffinement de la résolution spatiale. Cependant, l’absorption de carbone est sous-estimée de plus de 3 mol C m⁻² a⁻¹ en mer du Groenland dans les trois configurations.

Intégré à l’échelle globale, Le Quéré et al. (2016) estime que l’océan a absorbé 2,6 ± 0,5 Pg C a⁻¹ sur la période 2006-2015. Les configurations ORCA simulent sur la période 1993-2012 une absorption océanique de carbone total similaire à Le Quéré et al. (2016) avec 2,9 Pg C a⁻¹ pour ORCA2, 2,6 Pg C a⁻¹ pour ORCA05 et 2,4 Pg C a⁻¹ pour ORCA025. Le raffinement de la résolution provoque donc une diminution de l’absorption océanique de carbone total pour l’océan ouvert.

3.2.5 Discussions

L’évaluation des champs simulés par les configuration ORCA pour l’océan ouvert est résumée avec le diagramme de Taylor présenté sur la Figure 3.7. Il permet une vision synoptique de l’évaluation présentée dans cette section dédiée à l’océan ouvert, consistant en la comparaison des champs biogéochimiques moyens simulés avec les champs observés ou basés sur des observations. Les métriques issues de cette évaluation sont similaires à celles obtenues dans l’étude de Séférian et al. (2013) qui a évalué la biogéochimie marine simulée par les modèles Systèmes Terre de l’IPSL et du Centre national de la recherche météorologique (CNRM) utilisés par le GIEC. Les corrélations spatiales obtenues pour les concentrations moyennes en nutriments en surface atteignent 0,9 et les erreurs quadratiques moyennes sont inférieures à 3 μmol NO₃⁻ L⁻¹ et 0,3 μmol PO₄³⁻ L⁻¹. Pour la chlorophylle de surface, les scores s’améliorent avec la résolution : la corrélation spatiale passe de 0,3 pour ORCA2 à 0,6 pour ORCA025, à comparer aux corrélations de 0,4 obtenues par Séférian et al. (2013) pour les modèles climatiques de l’IPSL et du CNRM. L’erreur quadratique moyenne de la chlorophylle simulée dans nos configurations ORCA varie de 0,5 à 0,4 au lieu des 0,2 obtenues par Séférian et al. (2013).

Le raffinement de la résolution spatiale est donc principalement bénéfique pour la reproduction des champs liés à la biomasse phytoplanctonique (production primaire et chlorophylle) et aux flux air-mer de carbone total, particulièrement au passage de 2° à 0.5° de résolution spatiale nominale. Pour les autres variables, le bénéfice du raffinement est moins évident. Les configurations ORCA05 et ORCA025 présentent des scores similaires. L’important coût de calcul associé aux simulations centennales issues de la configuration globale ORCA025 couplé à PISCES n’engendre pas de bénéfices significatifs. La configuration ORCA05 apparaît donc ici comme le meilleur compromis entre coûts de calcul associés et bénéfices apportés.

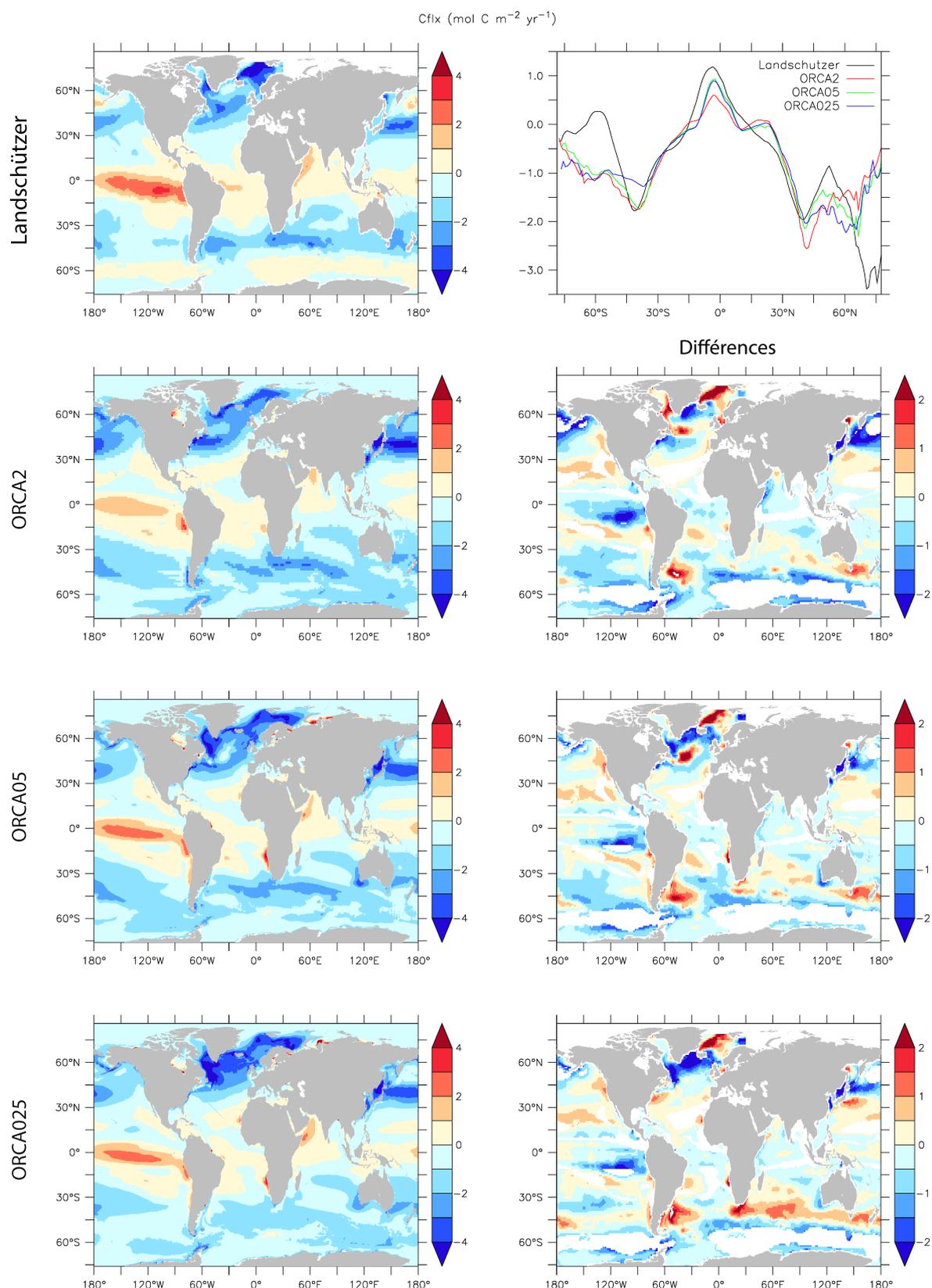


FIGURE 3.6 – Flux air-mer de CO_2 ($\text{mol C m}^{-2} \text{a}^{-1}$) issus de Landschützer et al. (2014) et basés sur les observations de la base de données SOCAT moyennées sur la période 1998-2011 comparé aux flux moyens simulés par les configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025 sur la période 1993-2012. Le flux positif exprime un dégazage de CO_2 . Pour plus de clarté dans les cartes de différences modèle-donnée, seules les zones où les flux simulés présentent le même signe que les données de Landschützer et al. (2014) sont affichées. Ainsi, sur les cartes de différences, les zones d’absorption où celle-ci est surestimée par le modèle apparaissent en nuance de bleu (et inversement) et les zones de dégazage où celui-ci est surestimé apparaissent en nuance de rouge (et inversement).

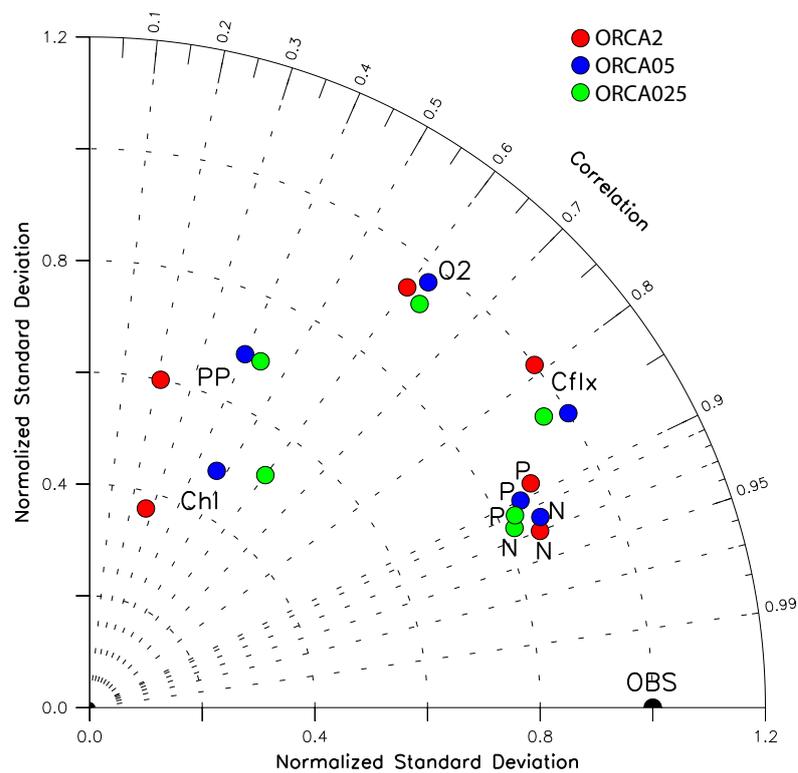


FIGURE 3.7 – Diagramme de Taylor résumant la comparaison modèle-données pour l’océan global. L’écart-type normalisé est défini par : $\sigma_{norm} = \sigma_{model}/\sigma_{obs}$. Les abréviations suivantes sont incluses : Cflx (flux air-mer de carbone total), O2 (concentration en dioxygène dissous en subsurface), N (concentration en NO_3^{2-} en surface), P (concentration en PO_4^{3-} en surface), Chl (concentration en chlorophylle *a* en surface). Le point OBS est la cible correspondant à une corrélation et un écart-type normalisé égaux à 1.

3.3 A l’échelle de l’océan côtier

Cette section présente l’évaluation des champs biogéochimiques côtiers simulés par les configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025. Comme expliqué précédemment, la forte hétérogénéité de l’océan côtier complique l’utilisation des données d’observations précédemment utilisées pour l’océan ouvert. Les compilations d’observations globales des champs biogéochimiques côtiers sont encore rares. Concernant les données satellitaires, des modèles spécifiquement développés pour les eaux côtières (type II) sont nécessaires. Dans cette partie, la définition de l’océan côtier utilisée dans cette thèse est comparée à la définition de Laruelle et al. (2013) et à la base de données topographiques ETOPO2v2 (NGDC, 2006). Ensuite les concentrations en Chl *a* côtière sont évaluées à l’échelle globale à partir de données satellitaires issues du projet GLOBCOAST. Enfin, une évaluation des flux air-mer de CO₂ est présentée à partir d’estimations côtières régionalisées de Laruelle et al. (2014) basées sur des observations côtières SOCAT.

3.3.1 Définition de l’océan côtier

La définition admise de l’océan côtier dans cette thèse se base sur la définition de Laruelle et al. (2013) en utilisant la classification MARCATS décrite en format SIG. Ces données SIG ont été regridées sur les grilles curvilinéaires ORCA. Le regridage implique une dégradation des frontières côtières qui est d’autant plus importante que la résolution spatiale horizontale des grilles ORCA est grossière. De plus, les différentes résolutions spatiales utilisées dans cette thèse impliquent aussi une représentation différente de la bathymétrie qui est d’autant plus lissée que la résolution spatiale horizontale est grossière. Enfin, deux régions MARCATS de dimensions trop petites pour être considérées ne sont pas définies dans ORCA2 : la mer Noire (MARCATS 21) et le golfe Persique (MARCATS 29). Ces éléments justifient le fait de s’intéresser à la définition de l’océan côtier par le biais de la surface des régions côtières et de leur bathymétrie.

Le respect de l’étendue initiale des régions MARCATS pour échantillonner les résultats simulés permet de comparer les résultats de manière pertinente avec les flux observés et régionalisés. La Figure 3.8 compare les surfaces des régions MARCATS utilisées sur les grilles ORCA2, ORCA05 et ORCA025 par rapport aux surfaces définies par Laruelle et al. (2013). Les surfaces originales des régions MARCATS sont bien reproduites sur les grilles ORCA. Les coefficients de corrélation R^2 sont supérieurs à 0,97 pour les trois grilles de modèles. Les régions de petites surfaces sont fortement dégradées et présentent des surfaces sous-estimées dans ORCA2. Deux régions présentent des différences importantes. La première couvre les côtes antarctique (MARCATS 45) initialement étendue sur $2936 \cdot 10^3 \text{ km}^2$, qui atteint $2549 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ dans ORCA2, $2462 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ dans ORCA05 et $2572 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ dans ORCA025. La deuxième région est l’archipel canadien (MARCATS 13). Sa topographie complexe est mal représentée dans ORCA2 : la surface initiale de cette région de 1145

10^3 km^2 est réduite dans ORCA2 à $537 \cdot 10^3 \text{ km}^2$. Cette dégradation n’est pas présente pour les grilles ORCA05 et ORCA025.

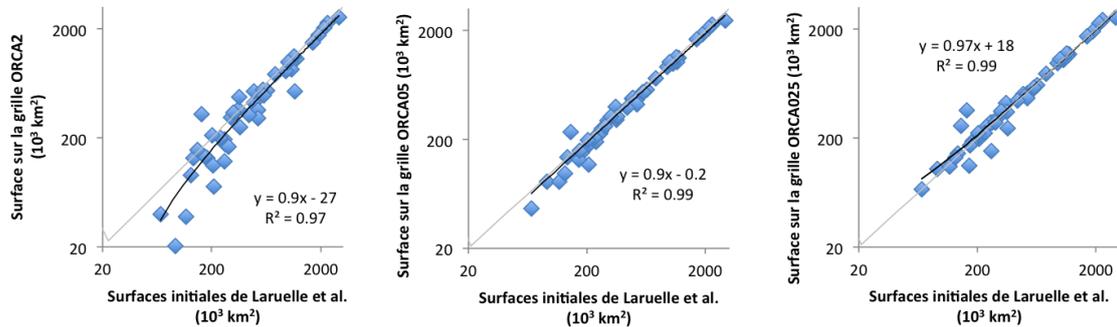


FIGURE 3.8 – Diagramme de dispersion de la surface (10^3 km^2) des régions MARCATS considérées dans les grilles ORCA par rapport à celles définies par Laruelle et al. (2013). L’échelle des axes est logarithmique. Les droites noires sont issues des régressions linéaires dont les équations sont renseignées sur chaque graphique. Les droites grises sont les droites $x = y$.

La bathymétrie représente une contrainte importante pour la dynamique océanique. Comme pour les surfaces, la Figure 3.9 montre que la représentation de la bathymétrie des régions MARCATS est fortement affectée par le raffinement de la résolution spatiale. La bathymétrie moyenne est systématiquement sur-estimée dans la configuration ORCA2 et aucune corrélation n’apparaît entre les données issues d’ORCA2 et celles calculées à partir de la base de données topographique ETOPO2. Le passage à ORCA05 et ORCA025 améliore fortement le coefficient de corrélation R^2 qui atteint respectivement 0.4 et 0.9. De la même manière, les bathymétrie maximales pour chacune des régions MARCATS sont mal représentées dans ORCA2 ($R^2 = 0,1$). Les grilles ORCA05 et ORCA025 peinent aussi à représenter ces valeurs maximales, avec des coefficients R^2 respectivement de 0,3 et 0,5.

La grille du modèle présentant la meilleure topographie en terme de surface et de bathymétrie est donc bien sûr la grille ORCA025. La qualité de la topographie est principalement améliorée au passage de ORCA2 à ORCA05 car les différences de résolution spatiale sont moins marquées entre les grilles ORCA05 et ORCA025.

3.3.2 Chlorophylle *a*

Avec l’émergence et l’utilisation récente à l’échelle globale d’algorithmes de traitement des données satellitaires adaptés aux eaux turbides (eaux de type II), tels que l’algorithme OC5 (Gohin, 2011; Gohin et al., 2002), l’utilisation des données satellitaires pour étudier les champs biogéochimiques côtiers est possible. Les données utilisées ici sont basées sur des données satellitaires MERIS analysées par l’algorithme OC5 dans le cadre du projet GLOBCOAST (Dessailly et al., 2016).

Les simulations ORCA décrivent des concentrations en chlorophylle inférieures à $0,5 \text{ mg Chl m}^{-3}$ pour la majorité de l’océan côtier (Figure 3.10). Dans ces simulations, les spots de fortes concentrations qui dépassent parfois 1 mg Chl m^{-3} sont principalement

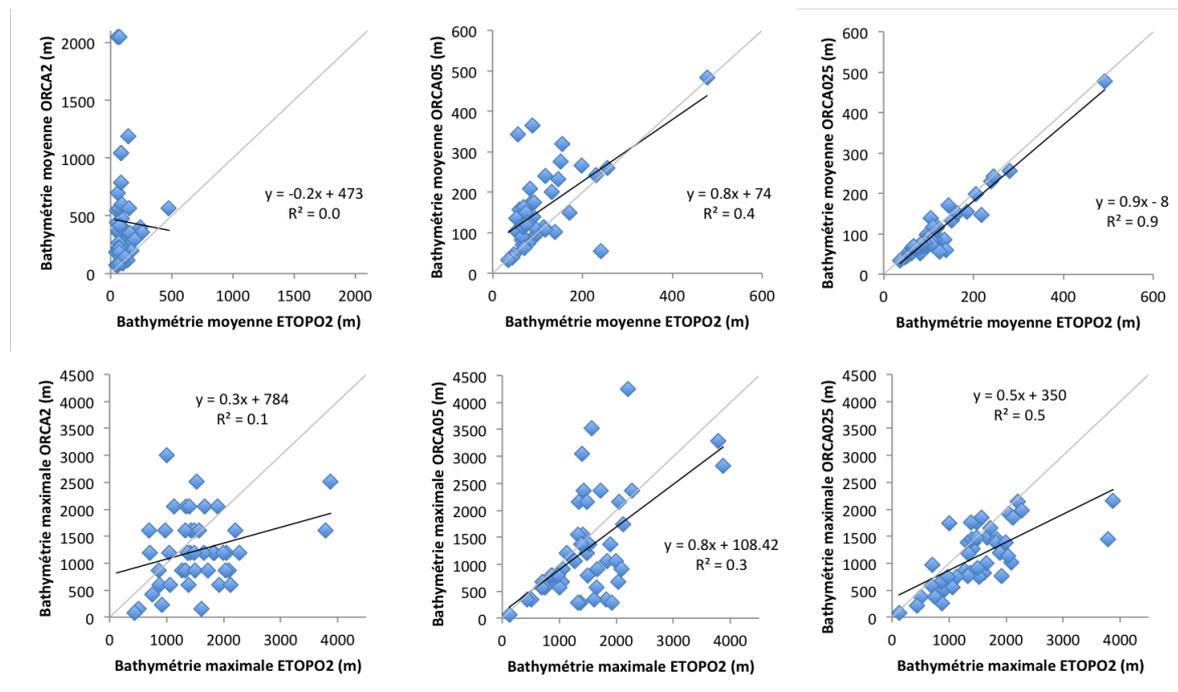


FIGURE 3.9 – Diagramme de dispersion de (haut) la bathymétrie moyenne et (bas) la bathymétrie maximale par régions MARCATS considérées dans les grilles ORCA comparées à celles retrouvées dans la base de données ETOPO2v2 (NGDC, 2006). Les droites noires sont issues des régressions linéaires dont les équations sont renseignées sur chaque graphique. Les droites grises sont les droites $x = y$.

situés le long des côtes au dessus de 40°N , en mer de Chine orientale, dans l’archipel indonésien, sur le plateau argentin. La différence avec les données GLOBCOAST montre que les concentrations simulées de chlorophylle sont généralement faiblement sous-estimées de moins de $0,5 \text{ mg Chl m}^{-3}$ sur la bande 60°S - 50°N et fortement sous-estimées de $1,5$ à 2 mg Chl m^{-3} au delà de 60°S et de 50°N . Les régions où les concentrations simulées sont sur-estimées sont rares, avec des surestimations dépassant rarement les 1 mg Chl m^{-3} . Ces régions sont localisées le long des côtes de l’Asie du Sud-Est.

Les cartes de coefficient de corrélation R entre la variabilité saisonnière de la concentration en chlorophylle de GLOBCOAST et celle simulée indique une corrélation supérieure à $0,5$ pour la majorité des régions de basses et moyennes latitudes. D’ailleurs, les corrélations à ces latitudes dépassent plus fréquemment le seuil de $0,75$ dans les simulations ORCA05 et ORCA025. Cependant, pour les trois configurations, les corrélations sont négatives le long des côtes arctiques. Quelque soit la résolution, le modèle ne reproduit donc pas correctement la dynamique saisonnière décrite dans les données GLOBCOAST de la concentration en chlorophylle contrainte par la dynamique saisonnière de la glace. Concernant les régions d’upwellings, la reproduction de la dynamique saisonnière observée de la chlorophylle est très variable : au niveau de l’upwelling péruvien, les corrélations sont fortement négatives ($< 0,5$) sur les 3 simulations alors que ces corrélations sont supérieures à $0,5$ pour l’upwelling sénégalais.

Concernant la reproduction de l’amplitude saisonnière de la chlorophylle de surface,

l’amplitude est sous-estimée aux hautes latitudes et au niveau des zones d’upwellings avec des écarts-types saisonniers simulés représentant généralement moins de 25 % de l’écart-type observé. Entre 30°N et 50°N, les amplitudes sont les plus fidèles aux observations, avec des valeurs comprises entre 75 et 150 % de la variabilité observée. Au niveau des basses et moyennes latitudes (upwellings exclus), les amplitudes saisonnières simulées sont souvent surestimées de 300 %, principalement autour de l’île de Madagascar, des côtes australiennes, de l’archipel indonésien, de la mer Méditerranée orientale et du golfe du Mexique.

Intégrées globalement, les métriques issues de la comparaison entre les champs de concentrations en chlorophylle simulés avec ceux issus de la base de données GLOBCOAST sont présentées sur le Tableau 3.6. La corrélation spatiale est faiblement améliorée avec le raffinement de la résolution, passant de 0,42 pour ORCA2 à 0,45 pour ORCA025. Moyennées par régions MARCATS, les concentrations en chlorophylle simulées par ORCA05 présente une corrélation spatiale supérieure à 0,5 avec les données GLOBCOAST. De la même manière, l’intérêt du raffinement de la résolution spatiale de ORCA05 vers ORCA025 apparaît faiblement sur les autres métriques. En effet, les erreurs moyenne et quadratique sont les plus importantes avec ORCA025 bien que la dispersion des valeurs soit légèrement mieux représentée (29 % de l’écart-type observée pour ORCA025 contre 27 % pour ORCA05).

TABLEAU 3.6 – Métriques décrivant la comparaison entre les champs de concentration en chlorophylle simulés par les configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025 moyennés sur les 100 premiers mètres et sur la période 2000-2009 et le champs de concentration en chlorophylle côtière issu de GLOBCOAST moyenné sur la période 2003-2011. Moyennées en pondérant par l’aire de chaque maille, les métriques présentées sont la corrélation spatiale (corrélations par MARCATS entre parenthèses), l’erreur quadratique moyenne (RMSE, mg m^{-3}), l’erreur moyenne (mg m^{-3}) et l’écart-type spatial moyen normalisé par rapport à celui des données GLOBCOAST ($\sigma_{norm} = \sigma_{model} / \sigma_{obs}$).

Métrique	ORCA2	ORCA05	ORCA025
Corrélation (par MARCATS)	0,42 (0,37)	0,43 (0,51)	0,45 (0,48)
RMSE (mg m^{-3})	1,27	1,27	1,38
Erreur moyenne (mg m^{-3})	-0,44	-0,45	-0,47
σ_{norm}	0,21	0,27	0,29

3.3.3 Flux air-mer de CO_2

- Validation des résultats simulés issue de la configuration ORCA05 avec les estimations de Laruelle et al. (2014)

Les flux air-mer de carbone total simulés par la configuration ORCA05 sont moyennés par MARCATS afin de les comparer aux estimations de Laruelle et al. (2014) basées sur des observations. La Figure 3.11 issue de l’étude de Bourgeois et al. (2016) présente cette comparaison sous forme d’un diagramme de dispersion. Le coefficient de corrélation R entre les deux jeux de données atteint 0,8 (mer d’Okhotsk exclue). Alors que Laruelle et al.

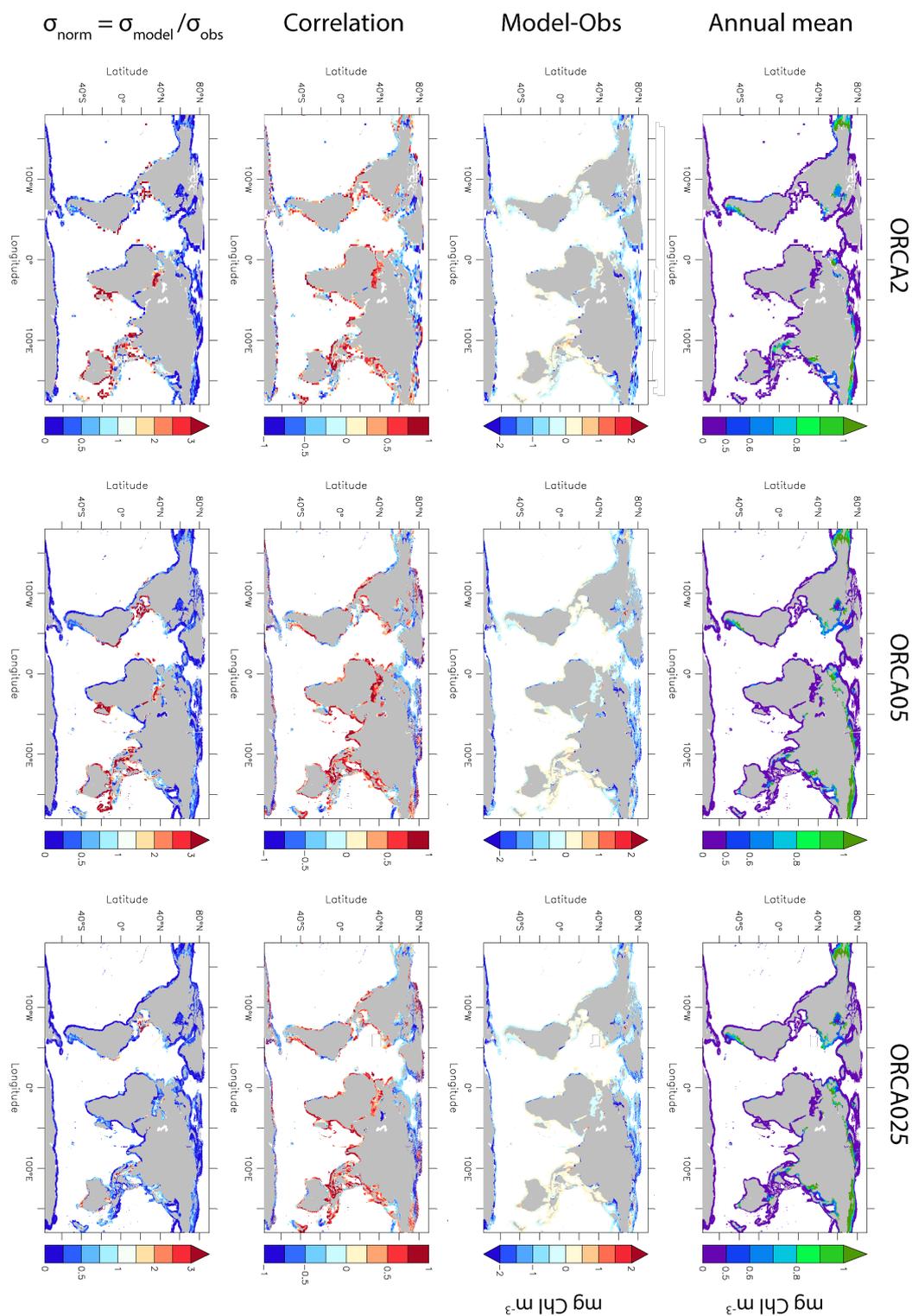


FIGURE 3.10 – Cartes décrivant la comparaison entre la climatologie saisonnière mensuelle de concentration en chlorophylle (mg Chl m^{-3}) moyennées sur les 100 premiers mètres et simulées par les configurations ORCA2, ORCA05-GEM et ORCA25 pour la période 2003-2011 et les champs mensuels moyens de concentration en chlorophylle calculés par GLOBCOAST à partir des données MERIS de 2003-2011. Les métriques présentées sont le champs moyen annuel simulé, la différence entre ce champs et celui des données GLOBCOAST, la corrélation de la variabilité saisonnière entre ces deux champs et l'écart-type saisonnier normalisé par rapport à celui des données GLOBCOAST ($\sigma_{\text{norm}} = \sigma_{\text{model}} / \sigma_{\text{obs}}$). L'échelle pour les moyennes annuelles démarre avec un pas de 0,5 et pour σ_{norm} avec un pas de 0,25.

(2014) estime que 64 % des régions MARCATS sont des puits de carbone, cette proportion atteint 79 % pour les régions simulées par ORCA05 sur la période 1993-2012. L’agrégation des flux suivant les classes de régions MARCATS augmente le coefficient de corrélation à 0,9 (Bourgeois et al., 2016). Cependant le modèle surestime l’absorption et sous-estime le dégazage de CO_2 pour 76 % des régions. Il en résulte une inversion des signes des flux (c.-à-d. une inversion de la direction du flux) pour les côtes indiennes ($-0,06 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ simulé contre $0,19 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ observé) et les régions de CBE ($-0,12 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ simulé contre $0,12 \text{ mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ observé). Au sein des CBE, les régions d’upwelling du Maroc et du Sud-Ouest africain présentent les flux simulés les plus éloignés estimations de Laruelle et al. (2014). Enfin, l’absorption de carbone intégrée sur les régions côtières arctiques, évaluée à 86 Tg C a^{-1} de Laruelle et al. (2014), est aussi sous-estimée par le modèle. Ce dernier limite le puits de carbone côtier arctique à 52 Tg C a^{-1} .

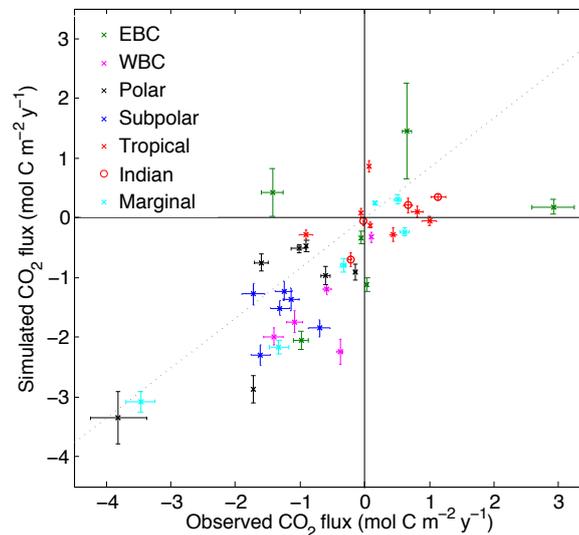


FIGURE 3.11 – Flux air-mer de carbone total par régions MARCATS simulés par la configuration ORCA05 par rapport aux flux estimés par Laruelle et al. (2014) à partir d’observations. Ces flux exprimés en $\text{mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ sont moyennés par régions MARCATS. Les barres d’erreur verticales correspondent à l’écart-type de la variabilité interannuelle du flux air-mer de carbone total sur la période 1993-2012 pour la configuration ORCA05. Les barres d’erreur horizontales correspondent à la variabilité issue des méthodes de calcul du flux par Laruelle et al. (2014). La droite de régression linéaire qui en résulte est présentée avec la droite grise dont l’ordonnée à l’origine est forcée à 0. Figure tirée de Bourgeois et al. (2016).

- Comparaison ORCA2 / ORCA05 / ORCA025

A l’échelle globale, le raffinement de la résolution affecte peu l’absorption simulée de carbone total pour l’océan côtier global, qui est comprise entre $0,27$ et $0,29 \text{ Pg C a}^{-1}$ (Tableau 3.7). Ces estimations sont en accord avec les dernières estimations de ce flux comprises entre $0,2$ et $0,4 \text{ Pg C a}^{-1}$ (Borges et al., 2005; Cai, 2011; Cai et al., 2006; Chen et Borges, 2009; Chen et al., 2013; Laruelle et al., 2010, 2014). Il en est de même pour l’absorption de carbone anthropique avec des valeurs simulées qui convergent pour les trois résolutions vers une absorption de $0,1 \text{ Pg C a}^{-1}$. Cette estimation est discutée dans le

chapitre 4.

TABLEAU 3.7 – Absorptions simulées de carbone total et anthropique, exprimées en Pg C a⁻¹, par l’océan côtier global par les configurations ORCA2, ORCA05, et ORCA025.

Absorption (Pg C a ⁻¹)	ORCA2	ORCA05	ORCA025
Carbone total	-0.27	-0.27	-0.29
Carbone anthropique	-0.093	-0.102	-0.100

Les flux simulés par régions MARCATS présentent quant à eux une forte dépendance à la résolution spatiale, bien que cela ne se traduise pas par une amélioration de la corrélation avec le degré de résolution appliqué (Figure 3.12). Avec le raffinement, les flux simulés sont parfois inversés (régions 2, 16, 18, 23, 24 et 27), se rapprochent clairement des estimations basées sur les observations (régions 6, 10, 32 et 37), ou s’en éloignent (régions 35, 1, 13). L’agrégation des régions MARCATS par classes de régions permet un aperçu plus pertinent des scores attribués à la représentation des flux air-mer de carbone suivant les 3 résolutions et par rapport aux observations (Figure 3.13). Le raffinement de la résolution de ORCA2 vers ORCA025 bénéficie principalement aux régions de CBO où le coefficient de corrélation R passe de 0,4 à 0,9 et l’erreur moyenne quadratique de 1,09 à 0,69 mol C m⁻² a⁻¹. Pour les autres classes de régions, cette tendance n’est pas reproduite. ORCA2 est d’ailleurs la configuration la plus fidèle aux données de Laruelle et al. (2014) en terme de corrélation spatiale pour les régions CBE et tropicales et en terme de RMSE pour les mers marginales ainsi que les régions polaires et subpolaires.

A l’échelle globale, le raffinement de la résolution améliore la représentation des flux seulement au passage de ORCA2 à ORCA05 (Tableau 3.8). En excluant les régions présentant une forte incertitude (Laruelle et al., 2014), la corrélation spatiale des estimations de flux par MARCATS entre les valeurs simulées et celles basées sur les observations atteint 0,62 pour ORCA2, 0,74 pour ORCA05 et 0,55 pour ORCA025 (Tableau 3.8). Concernant l’erreur quadratique moyenne, ORCA05 est aussi le plus fidèle aux observations avec une erreur de 0,89 mol C m⁻² a⁻¹ alors que ORCA2 et ORCA025 présentent respectivement des erreurs quadratiques moyennes de 1,00 et 1,14 mol C m⁻² a⁻¹. L’amplitude des valeurs de flux air-mer de CO₂ est améliorée principalement au passage de ORCA2 à ORCA05. Les flux simulés dans ORCA05 représentent 89 % de la variabilité spatiale observée contre 74 % pour ORCA2. Ces scores indiquent donc que les résultats de la configuration ORCA05 sont les plus fidèles aux estimations basées sur les observations de Laruelle et al. (2014).

3.3.4 Dioxygène dissous des eaux de fond

Une simulation correcte de la concentration en dioxygène dissous des eaux de fond côtières est importante avec l’émergence des problématiques de désoxygénation côtière et d’extension des zones mortes. Des données régionalisées par MARCATS de concentration en dioxygène dissous des eaux de fond ont été calculées à partir de l’étude de Reed et

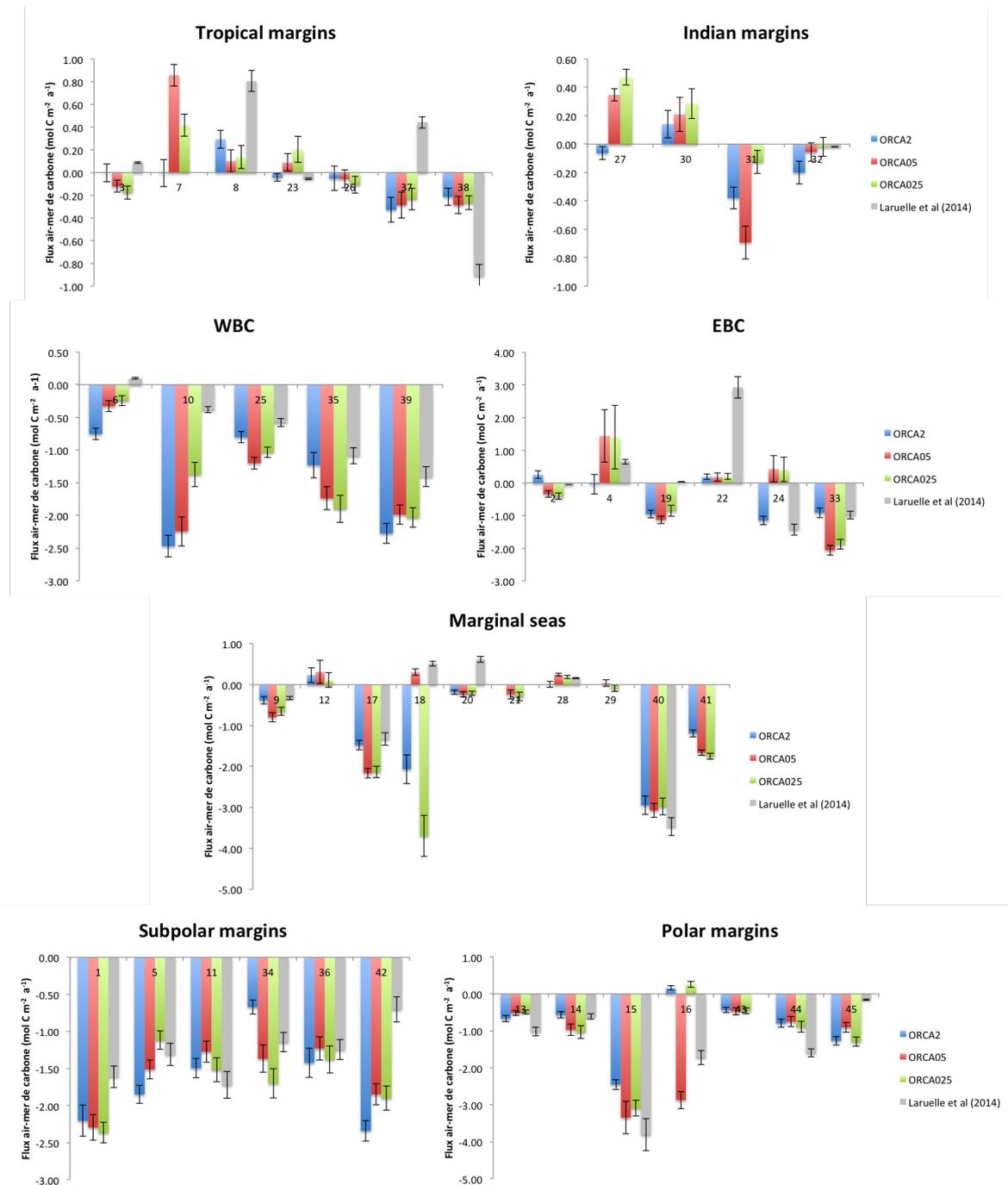


FIGURE 3.12 – Diagramme de comparaison des estimations par régions MARCATS des flux air-mer de CO₂ total simulés par rapport aux estimations de Laruelle et al. (2014) basées sur des observations. Les estimations associées à une forte incertitude sont exclues. Les numéros en abscisses correspondent aux identifiants des régions MARCATS. Les flux simulés correspondent aux climatologies de la période 1993-2012 issues des configurations ORCA2, ORCA05 et ORCA025. Les barres d’erreur pour les flux simulés correspondent à l’écart-type de la variabilité interannuelle du flux air-mer de carbone total sur la période 1993-2012 pour chaque configuration. Les barres d’erreur des flux basés sur des observations correspondent à l’écart-type issu des méthodes de calcul du flux air-mer par Laruelle et al. (2014).

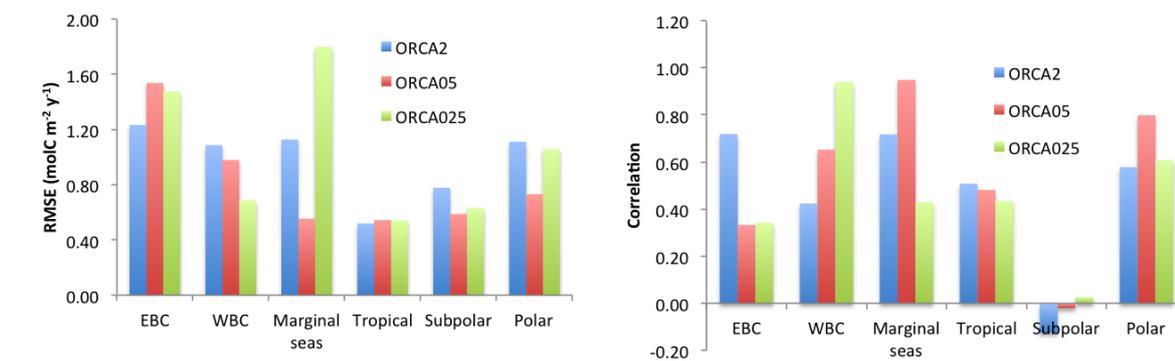


FIGURE 3.13 – Récapitulatif des données de la Figure 3.12 agrégées par classes de régions avec l’erreur quadratique moyenne et la corrélation des flux air-mer de carbone simulés par rapport à ceux basés sur les observations.

TABLEAU 3.8 – Corrélation spatiale et erreur quadratique moyenne (RMSE, mol C m⁻² a⁻¹) et écart-type normalisé ($\sigma_{norm} = \sigma_{model} / \sigma_{obs}$) calculées pour l’océan côtier global à partir des estimations de flux par MARCATS entre les valeurs simulées et celles basées sur les observations de Laruelle et al. (2014).

	ORCA2	ORCA05	ORCA025
Corrélation	0.62	0.74	0.55
RMSE (mol C m ⁻² a ⁻¹)	1,00	0.89	1,14
σ_{norm}	0,74	0,89	0,90

Harrison (2016) pour évaluer la configuration ORCA05. Reed et Harrison (2016) ont déterminé la sensibilité des régions côtières du globe à la désoxygénation en simulant un scénario idéalisé de forçage fluvial. La validation de leur modèle a été réalisée à partir des concentrations d’O₂ des eaux de fond issues de la base de données WOA2013 régionalisées par COSCAT. Sachant que les régions COSCAT sont des sous-unités de régions MARCATS, les estimations d’O₂ calculées par Reed et Harrison (2016) ont été agrégées par MARCATS pour obtenir les estimations de concentrations en O₂ des eaux de fond présentées sur la Figure 3.14. Sur cette Figure, les concentration en O₂ de fond de la simulation ORCA05 pour la période 1990-1999 sont donc comparées aux mêmes concentrations basées sur les données calculées par Reed et Harrison (2016) à partir de WOA2013. Il a été choisi ici de présenter seulement les résultats de la configuration ORCA05 car le chapitre 4 et 5 sont basés sur cette configuration.

Les régions présentant les concentrations en dioxygène dissous les plus faibles (< 100 μmol L⁻¹) sont localisées le long des OMZ alors que les concentrations les plus fortes sont concentrées au niveau des régions arctiques et dépassent les 300 μmol L⁻¹. La région de l’Est de la mer d’Arabie (MARCATS 30) présente la concentration observée la plus faible avec 59 μmol L⁻¹ alors que le modèle simule une concentration de 123 μmol L⁻¹ dans cette région. La région du Pacifique Tropical Est (MARCATS 3) présente la concentration simulée la plus faible avec 40 μmol L⁻¹ alors que la concentration observée atteint 95 μmol L⁻¹. Les régions les mieux représentées sont celles présentant de forte teneur en oxygène de fond,

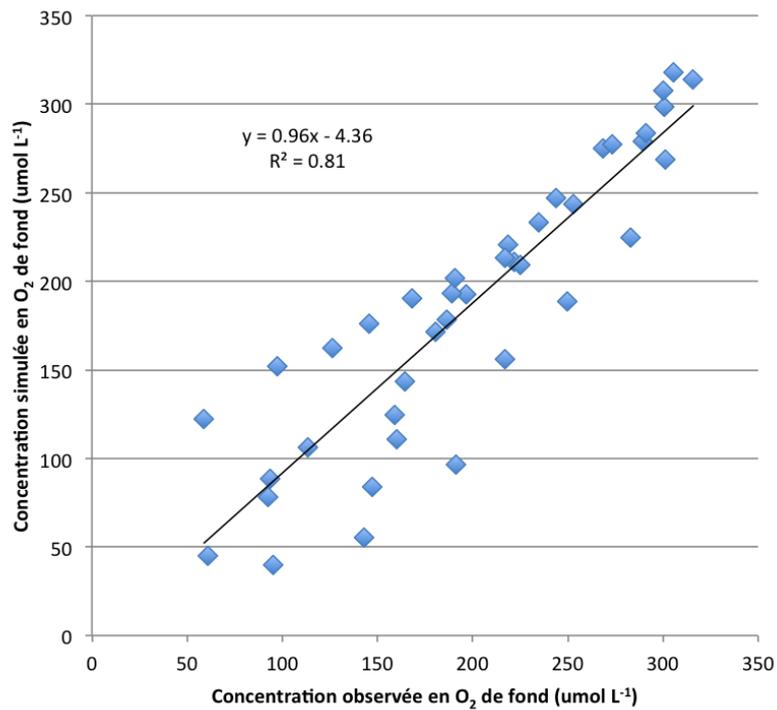


FIGURE 3.14 – Concentrations moyennes en dioxygène dissous ($\mu\text{mol O}_2 \text{ L}^{-1}$) au fond par MARCATS simulées par ORCA05 sur la période 1990-1999 en fonction des concentrations observées au fond par MARCATS calculées par Reed et Harrison (2016) à partir de la base de données WOA2013. La droite noire correspond à la régression linéaire des deux jeux de données. L'équation et le coefficient R^2 issus de la régression linéaire sont renseignés sur le graphique.

avec des concentrations supérieures à $200 \mu\text{mol L}^{-1}$. Les régions où le modèle s’écarte le plus des observations sont des régions sous l’influence d’une OMZ comme l’Est de la mer d’Arabie (MARCATS 30), la Mer Rouge (MARCATS 28) ou la baie du Bengale (MARCATS 31). Cependant, d’autres régions similaires sont bien représentées comme les côtes du courant de Californie (MARCATS 2), de l’upwelling péruvien (MARCATS 4) ou l’Ouest de la mer d’Arabie (MARCATS 27).

3.4 Conclusion

Cette évaluation globale a présenté de manière non exhaustive les capacités des configurations ORCA à simuler la biogéochimie marine dans l’océan ouvert et dans l’océan côtier. Les champs biogéochimiques observés suivent principalement une distribution en fonction de la latitude ou en fonction des phénomènes physiques régionaux (upwellings côtiers, formation d’eaux profondes, divergence équatoriale). Ces distributions sont généralement correctement reproduites. Les ordres de grandeur sont respectés malgré des différences parfois marquées entre les observations et les variables simulées. Le raffinement de la résolution spatiale améliore la reproduction de certains champs biogéochimiques comme la biomasse phytoplanctonique en Océan Arctique, l’étendue de l’OMZ indienne ou le dégazage de CO_2 au niveau de l’upwelling de Somalie-Oman. Cependant, les observations côtières sont encore insuffisantes pour réaliser une évaluation exhaustive des différentes variables biogéochimiques simulées. L’évaluation des résultats simulés pour l’océan côtier global nécessite des compilations d’observations à l’échelle globale, réalisées de manière homogène et à haute fréquence dans le temps et dans l’espace pour décrire l’état moyen de l’océan côtier. La rareté de ce type de compilation d’observations côtières induit que l’évaluation des résultats simulés pour l’océan côtier ne peut être réalisée que sur un nombre restreint de variables. En effet, l’utilisation de données ponctuelles dans le temps et dans l’espace est difficile pour évaluer ce type de modèle qui a été initialement développé pour simuler les processus de l’océan ouvert. C’est pourquoi la méthode d’évaluation choisie ici s’est principalement basée sur l’appréciation de l’état moyen biogéochimique de l’océan simulé.

La comparaison des résultats simulés en fonction de la résolution et par rapport aux observations a permis de souligner l’intérêt d’utiliser la configuration ORCA05. Cette dernière présente des résultats fortement améliorés par rapport à ORCA2. Les résultats d’ORCA05 présentent des scores similaires à ORCA025 alors que l’usage de la grille ORCA025 nécessite 8 fois plus de ressources de calcul. En effet, la division par deux de la taille des mailles impose aussi une division par deux du pas de temps (critère CFL, voir section 2.2.4). L’utilisation de la configuration ORCA05 permet d’envisager de réaliser des tests de sensibilité à l’échelle centennale associés à un coût de calcul raisonnable. Aussi, la simulation utilisant ORCA05 est la seule à disposition couvrant une période centennale complète de la période pré-industrielle (1870) à la période actuelle (2012). Les autres configurations ont été initia-

lisées à partir de l’année 1958 de la simulation ORCA05. La configuration ORCA05 a donc été choisie pour réaliser les études qui sont présentées dans les chapitres 4 et 5 de cette thèse.

Ces résultats ont montré que l’augmentation de la résolution spatiale appliquée au modèle permet une amélioration de la reproduction de certains champs biogéochimiques côtiers. Cependant, les faibles améliorations apportées par l’utilisation de la grille ORCA025 par rapport au passage de ORCA2 à ORCA05 pose la question de l’utilisation de grilles encore plus fines comme la grille ORCA12 de résolution nominale $1/12^\circ$ (9 km). Les performances du modèle pour simuler la biogéochimie avec la grille ORCA12 sont difficiles à prévoir tant les scores diffèrent en fonction des variables et des résolutions. Comme montré précédemment, il peut être attendue une meilleure représentation du trait de côte, de la bathymétrie et surtout de la dynamique océanique. Un des objectifs finaux du raffinement de la résolution spatiale étant la capacité à résoudre les tourbillons côtiers. Holt et al. (2017) ont évalué les capacités des grilles ORCA à résoudre ces derniers : ORCA025 et ORCA12 sont *eddy-resolving* pour respectivement 27 % et 52 % de l’océan global (Figure 3.15). La fraction résolue par ces grilles pour l’océan côtier est sensiblement plus faible : seulement 3 % de la surface océanique côtière est résolue par ORCA025 contre 8 % pour ORCA12. Dans notre configuration ORCA05, cette problématique est en partie compensée par l’usage de la paramétrisation de Gent et McWilliams (1990) qui simule de manière implicite l’aplatissement des surfaces isopycnales provoquée par les tourbillons.

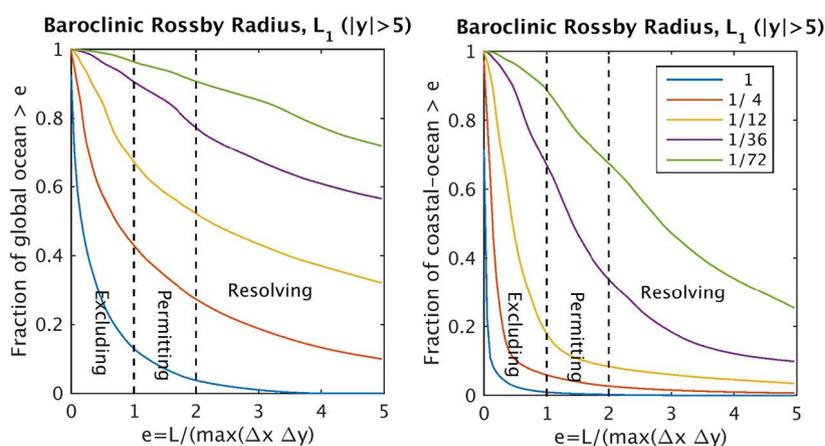


FIGURE 3.15 – Distribution cumulative de la fraction de l’océan global à gauche et de l’océan côtier à droite (profondeur inférieure à 500 m) où le modèle est *eddy-excluding*, *eddy-permitting*, et *eddy-resolving*, en fonction du critère e . Ce critère est égale au rapport entre (1) le premier rayon de déformation de Rossby qui est l’échelle locale caractéristique du diamètre des tourbillons océaniques et (2) la résolution nominale des grilles testées. Figure tirée de Holt et al. (2017).

Cependant la résolution spatiale n’est pas le seul paramètre à modifier pour améliorer les performances du modèle NEMO-PISCES relatives à la reproduction de la biogéochimie côtière observée. Nombre de processus spécifiques à l’océan côtier ne sont pas représentés ou mal représenté dans PISCES. En premier lieu, les processus sédimentaires qui ont une représentation rudimentaire dans le modèle PISCES. Les processus de diagénèse précoce

pourraient avoir un impact global sur le cycle du carbone côtier en libérant par exemple une quantité significative d’alcalinité dans la colonne d’eau qui augmenterait la capacité d’absorption côtière de CO₂ atmosphérique (Chen et al., 2003b; Krumins et al., 2013; Thomas et al., 2009). Ces processus sont effectivement susceptibles d’affecter la biogéochimie de la totalité de la colonne d’eau côtière compte tenu de sa faible profondeur. Un autre point à améliorer concerne les conditions aux limites imposées au modèle et plus particulièrement les apports fluviaux. Ceux-ci sont très simplifiés dans nos modèles : aucune variabilité saisonnière, interannuelle ou décennale n’y est appliquée. De plus, ces apports présentent des rapports stoechiométriques constants et uniformes, non représentatifs de la diversité des caractéristiques des bassins versants qui alimentent l’océan côtier.

3.5 Synthèse

- Les processus biogéochimiques simulés sont évalués à partir de **trois configurations de résolutions spatiales différentes** : ORCA2 (200 km), ORCA05 (50 km) et ORCA025 (25 km).
- L’évaluation est réalisée à partir de données basées sur les observations *in situ* ou basées sur des données satellitaires décrivant l’état biogéochimique moyen de l’océan global d’une part et de l’océan côtier d’autre part.
- En parallèle de l’évaluation, l’**intérêt du raffinement de la résolution spatiale** sur la représentation des champs biogéochimiques est apprécié :
 - La représentation des indicateurs de biomasse phytoplanctonique à l’échelle globale est améliorée pour ORCA025 par rapport à ORCA2 et ORCA05. Peu d’améliorations sont identifiées pour les autres critères biogéochimiques évalués.
 - Les **champs biogéochimiques côtiers évalués dans ORCA05 et ORCA025** sont représentées de manière équivalentes alors que la configuration ORCA025 nécessite 8 fois plus de ressources de calcul.
- Il est donc décidé d’exploiter pour les chapitres suivants la configuration **ORCA05** présentant un compromis entre (1) une représentation satisfaisante des champs biogéochimiques côtiers, (2) une quantité raisonnable de ressources de calcul à déployer pour réaliser les simulations exploitées dans le chapitre 5 et (3) la disponibilité de simulations centennales pour ORCA05, adaptées à l’étude du chapitre 4.

Chapitre 4

Absorption de carbone anthropique par l'océan côtier

Sommaire

4.1 Introduction	98
4.2 <i>Coastal-ocean uptake of anthropogenic carbon</i> (Bourgeois et al., 2016) .	99
4.3 Conclusion	119
4.4 Synthèse	121

4.1 Introduction

Les études s'intéressant au rôle de l'océan côtier dans le cycle global du carbone sont nombreuses et les dernières estimations tendent vers une absorption côtière de CO₂ atmosphérique entre 0,2 et 0,5 Pg C a⁻¹ avec une incertitude associée de 50 à 75 % (Bauer et al., 2013; Borges, 2005; Borges et al., 2005; Cai, 2011; Cai et al., 2006; Chen, 2010; Chen et Borges, 2009; Chen et al., 2013; Jahnke, 2010; Laruelle et al., 2010, 2014; Regnier et al., 2013; Wanninkhof et al., 2013). La forte incertitude associée à ces estimations est due à la qualité des compilations d'observations qui présentent une couverture insuffisante et hétérogène, inadaptée à la forte variabilité spatio-temporelle et à la complexité de l'océan côtier (Bakker et al., 2016; Laruelle et al., 2014; Regnier et al., 2013; Zscheischler et al., 2016). Cependant, il est admis que l'océan côtier n'a pas toujours été un puits de carbone. En effet, d'après Andersson et Mackenzie (2004), Mackenzie et al. (2004) et Bauer et al. (2013), l'océan côtier mondial était une source de carbone en conditions pré-industrielles et l'inversion du flux à l'interface air-mer, qui aurait eu lieu lors du dernier siècle, aurait été induite par une perturbation anthropique. Cependant, deux hypothèses ont été formulées concernant le type de la perturbation anthropique responsable de cette inversion du flux. La première hypothèse défendue par Andersson et Mackenzie (2004) et Mackenzie et al. (2004) explique principalement cette transition avec la perturbation anthropique des apports fluviaux stimulant la production primaire nette côtière et favorisant l'installation d'un système autotrophe. La deuxième hypothèse présentée par Bauer et al. (2013) explique cette transition avec l'augmentation du gradient de pression partielle de CO₂ à l'interface air-mer due à l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂ avec les émissions anthropiques. Cette transition de source à puits de carbone induit la formation d'une composante anthropique du flux air-mer de carbone, en *sus* de la composante naturelle du flux.

Peu d'études ont réalisé des estimations du puits de carbone anthropique (C_{ant}) de l'océan côtier mondial, principalement du fait des difficultés rencontrées pour estimer celui-ci (Borges, 2005; Liu et al., 2010b; Regnier et al., 2013; Wanninkhof et al., 2013). En plus de la qualité insuffisante des observations précédemment mentionnées, les séries temporelles d'observations côtières ne sont pas encore assez longues pour permettre l'extraction du signal de la perturbation anthropique de la forte variabilité naturelle inhérente à l'océan côtier (Bakker et al., 2016; Bates et al., 2014; Laruelle et al., 2014; Regnier et al., 2013). Les méthodes employées pour estimer le puits de C_{ant} de l'océan côtier reposent donc soit sur des méthodes d'extrapolation du taux d'absorption océanique global de C_{ant} à la surface océanique côtière (Regnier et al., 2013; Wanninkhof et al., 2013), soit sur la déduction de la partie résiduelle du budget côtier de carbone (Liu et al., 2010b), soit sur un modèle simplifié en boîtes (Borges, 2005). Suivant la méthode utilisée, le puits de C_{ant} de l'océan côtier est ainsi estimé entre 0,2 à 0,5 Pg C a⁻¹.

Ce chapitre a pour objectif de réaliser pour la première fois l'estimation du puits de

C_{ant} de l'océan côtier à partir d'un modèle 3D. Pour cela, la configuration globale ORCA05, présentant une résolution spatiale horizontale de 50 km et évaluée dans le chapitre précédent, a été choisie. La perturbation anthropique considérée ici suit l'hypothèse de Bauer et al. (2013) en simulant l'effet de l'augmentation du CO_2 atmosphérique sur le cycle du carbone côtier à l'échelle globale. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article publié dans la revue scientifique à comité de lecture *Biogeosciences*.

4.2 *Coastal-ocean uptake of anthropogenic carbon* (Bourgeois et al., 2016)

Biogeosciences, 13, 4167–4185, 2016
 www.biogeosciences.net/13/4167/2016/
 doi:10.5194/bg-13-4167-2016
 © Author(s) 2016. CC Attribution 3.0 License.



Coastal-ocean uptake of anthropogenic carbon

Timothée Bourgeois¹, James C. Orr¹, Laure Resplandy², Jens Terhaar¹, Christian Ethé³, Marion Gehlen¹, and Laurent Bopp¹

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette, France

²Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, La Jolla, CA, USA

³Institut Pierre Simon Laplace, 4 Place Jussieu, 75005 Paris, France

Correspondence to: Timothée Bourgeois (timothee.bourgeois@lscce.ipsl.fr)

Received: 18 February 2016 – Published in Biogeosciences Discuss.: 22 February 2016

Revised: 15 June 2016 – Accepted: 17 June 2016 – Published: 22 July 2016

Abstract. Anthropogenic changes in atmosphere–ocean and atmosphere–land CO₂ fluxes have been quantified extensively, but few studies have addressed the connection between land and ocean. In this transition zone, the coastal ocean, spatial and temporal data coverage is inadequate to assess its global budget. Thus we use a global ocean biogeochemical model to assess the coastal ocean's global inventory of anthropogenic CO₂ and its spatial variability. We used an intermediate resolution, eddying version of the NEMO-PISCES model (ORCA05), varying from 20 to 50 km horizontally, i.e. coarse enough to allow multiple century-scale simulations but finer than coarse-resolution models (~200 km) to better resolve coastal bathymetry and complex coastal currents. Here we define the coastal zone as the continental shelf area, excluding the proximal zone. Evaluation of the simulated air–sea fluxes of total CO₂ for 45 coastal regions gave a correlation coefficient *R* of 0.8 when compared to observation-based estimates. Simulated global uptake of anthropogenic carbon results averaged 2.3 Pg C yr⁻¹ during the years 1993–2012, consistent with previous estimates. Yet only 0.1 Pg C yr⁻¹ of that is absorbed by the global coastal ocean. That represents 4.5 % of the anthropogenic carbon uptake of the global ocean, less than the 7.5 % proportion of coastal-to-global-ocean surface areas. Coastal uptake is weakened due to a bottleneck in offshore transport, which is inadequate to reduce the mean anthropogenic carbon concentration of coastal waters to the mean level found in the open-ocean mixed layer.

1 Introduction

The ocean mitigates climate change by absorbing atmospheric CO₂ produced by combustion of fossil fuels, land-use change, and cement production. During the 2005–2014 period, the global ocean absorbed 2.6 ± 0.5 Pg C yr⁻¹ of anthropogenic carbon, an estimated 26 % of the total anthropogenic CO₂ emissions (Le Quéré et al., 2015). The global anthropogenic carbon budget relies on separate estimates for atmosphere, land, and ocean reservoirs. Yet it neglects what happens in the aquatic continuum between land and ocean (Cai, 2011; Regnier et al., 2013), for which there is no consensus on anthropogenic carbon uptake (Wanninkhof et al., 2013; Mackenzie et al., 2004; Bauer et al., 2013; Regnier et al., 2013; Le Quéré et al., 2015; Ciais et al., 2013).

The land–ocean aquatic continuum includes inland waters, estuaries, and the coastal ocean, i.e. the succession of active physical–biogeochemical systems that connect upland terrestrial soils to the open ocean (Regnier et al., 2013). Our focus here is on the coastal ocean, which plays an inordinately large role relative to the open ocean in terms of primary productivity, export production, and carbon burial. Although the coastal ocean covers only 7–10 % of the global ocean surface area, it accounts for up to 30 % of oceanic primary production, 30–50 % of oceanic inorganic carbon burial, and 80 % of oceanic organic carbon burial (Gattuso et al., 1998; Longhurst et al., 1995; Walsh, 1991); moreover, the coastal-ocean supplies about half of the organic carbon that is delivered to the deep open ocean (Liu et al., 2010). All these estimates suffer from high uncertainties as do those for coastal-ocean air–sea CO₂ exchange (Laruelle et al., 2014), particu-

larly its anthropogenic component. Indeed, in addition to the effect of increasing atmospheric CO₂, potential changes in coastal-ocean physics (e.g. temperature) and biology (e.g. net ecosystem production) as well as changes in riverine input, and interactions with the sediment may be of primary importance (Mackenzie et al., 2004; Hu and Cai, 2011). These changes would modify the distribution of carbon and alkalinity, hence change the potential of the coastal ocean to absorb anthropogenic carbon.

To date, few studies have distinguished anthropogenic carbon uptake by the global coastal ocean. Estimating air–sea fluxes of anthropogenic CO₂ in the coastal ocean would require multi-decadal time series of coastal CO₂ observations in order to extract an anthropogenic signal from the strong coastal natural variability. Such time series are still rare and probably not long enough. To our knowledge, the only available equivalent time series are the Ishii et al. (2011) 1994–2008 time series along 137° E on Japanese coasts and the Astor et al. (2013) 1996–2008 time series at the CARIACO station on Venezuelan coasts. Therefore, estimates of anthropogenic carbon uptake by the global coastal ocean have been based on modelling studies, extrapolating data and model output from the open-ocean, and estimating residuals with budget calculations. An early modelling approach was proposed by Andersson and Mackenzie (2004) and Mackenzie et al. (2004). They used a 2-box model (Shallow-water Ocean Carbonate Model, SOCM) that separated the coastal ocean into surface waters and sediment pore waters. They estimated that the preindustrial coastal ocean was a source of CO₂ to the atmosphere and had recently switched to a CO₂ sink. This source-to-sink switch is mainly caused by a shift in net ecosystem production (NEP) due to increased anthropogenic nutrient inputs (Andersson and Mackenzie, 2004; Mackenzie et al., 2004). Another proposed mechanism is simply linked to the anthropogenic increase in atmospheric CO₂, considering constant NEP (Bauer et al., 2013). The difference between the simulated air–sea CO₂ fluxes from the SOCM model for the years 1700 and 2000 suggests that in 2000 the coastal ocean absorbed 0.17 Pg C yr⁻¹ of anthropogenic carbon from the atmosphere (Borges, 2005). As for extrapolation, Wanninkhof et al. (2013) used coarse-resolution global-ocean models and observations and estimated a similar uptake of 0.18 Pg C yr⁻¹ by extrapolating open-ocean air–sea fluxes of anthropogenic CO₂ into the coastal zone. Finally, Liu et al. (2010) combined estimates from the same SOCM model for the preindustrial coastal zone with observational estimates of the contemporary flux to deduce a corresponding anthropogenic carbon uptake of 0.5 Pg C yr⁻¹ for the 1990s.

In addition, there exist 3-D regional-circulation–biogeochemistry–ecosystem models that have been used to study other aspects of coastal-ocean carbon cycling as summarized by Hofmann et al. (2011). Typically, such models have been implemented in regions where sufficient measurements are available for model validation, e.g. the Middle Atlantic Bight (eastern US coast) (Fennel et al., 2008;

Fennel, 2010), the California current system (Fiechter et al., 2014; Turi et al., 2014; Lachkar and Gruber, 2013), and the European shelf seas (Artioli et al., 2014; Phelps et al., 2014; Wakelin et al., 2012; Allen et al., 2001; Cossarini et al., 2015; Prowe et al., 2009). Because of their limited regional domains, such models are typically able to make simulations with horizontal resolutions of 10 km or less, which remains a challenge for global-circulation–biogeochemical models. The reduced computational requirements of regional models also allow biogeochemistry and ecosystem components to be more complex. Unfortunately, joining together a network of regional models to allow efficient simulations that cover all parts of the global coastal ocean remains a technical challenge (Holt et al., 2009).

The alternative to using a global model is computationally more challenging because few of them have adequate resolution to properly simulate many critical coastal-ocean processes (Griffies et al., 2010; Holt et al., 2009). Coarse-resolution global models fail to adequately resolve the coastal bathymetry, which substantially alters coastal-ocean circulation (Fiechter et al., 2014) as well as mesoscale dynamics, upwelling, and coastal currents, all of which are thought to strongly affect the variability of air–sea CO₂ fluxes along ocean margins (Borges, 2005; Lachkar et al., 2007; Kelley et al., 1971). Global models also typically lack a benthic component, i.e. early diagenesis in sediments, which in some regions is likely to affect simulated coastal-ocean biogeochemistry of overlying waters. Moreover, input of carbon and nutrients from rivers and groundwater is usually lacking. Even in models such as ours, where that input is imposed as boundary conditions (Aumont et al., 2015), temporal variability and trends are neglected (Bauer et al., 2013; Cotrim da Cunha et al., 2007).

Nonetheless, coarse-resolution models are no longer state of the art. Recently, there have been improvements in spatial resolution of global ocean models and the spatio-temporal resolution of surface forcing fields (Brodeau et al., 2010), thereby improving the representation of bathymetry and ocean processes in the highly variable coastal zone (Capet, 2004; Hofmann et al., 2011; McKiver et al., 2014). In any case, models currently provide the only means to estimate coastal uptake of anthropogenic carbon due to the lack of data-based estimates.

Here our aim is to estimate the air-to-sea flux of anthropogenic CO₂ into the coastal ocean and how it varies from region to region across the globe. We focus solely on the geochemical effect of anthropogenic CO₂ addition from the atmosphere to the ocean and neglect the role of varying river input and interactions with the sediment, as well as feedback from a changing climate. To do so, we rely on an eddy version of the global NEMO circulation model (Madec, 2008), which also includes the LIM2 sea ice model and is coupled to the PISCES biogeochemical model (Aumont and Bopp, 2006). More precisely, we use the ORCA05 eddy-admitting resolution, which ranges from 0.2 to 0.5° (i.e. 20 to 50 km).

Although this resolution does not fully resolve coastal-ocean bathymetry and dynamics, it does provide a first step into the eddying regime and a starting point upon which to compare future studies that will model the coastal ocean, globally, at higher resolution.

2 Methods

2.1 Coupled physical–biogeochemical model

For this study, we use version 3.2 of the ocean model known as NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean), which includes (1) the primitive equation model Océan Parallélisé (OPA, Madec, 2008), (2) the dynamic-thermodynamic Louvain-La-Neuve sea ice model (LIM, Fichefet and Morales Maqueda, 1997), and (3) the Tracer in the Ocean Paradigm (TOP), a passive tracer module. Here the latter is connected to version 1 of the ocean biogeochemical model PISCES (Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies) (Aumont and Bopp, 2006). For the NEMO model, we use a global-scale configuration from the DRAKKAR community (see Barnier et al., 2006; Timmermann et al., 2005). Namely, we use the ORCA05 global configuration, which possesses a curvilinear, tripolar grid with a horizontal resolution that ranges between 0.2° near the North Pole to 0.5° at the Equator (Fig. 1). Vertically, ORCA05 is discretized into 46 levels with thicknesses that range from 6 m at the surface to 250 m for the deepest ocean level (centred at 5625 m). Model bathymetry is computed from the 2 min bathymetry file ETOPO2 from the National Geophysical Data Center. The numerical characteristics of our ORCA05 configuration follow the lead of Barnier et al. (2006) for the ORCA025 configuration with resolution-dependent modifications for the horizontal eddy diffusivity for tracers modified to $600 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and horizontal eddy viscosity fixed to $-4 \times 10^{11} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. To simulate the advective transport driven by geostrophic eddies, our ORCA05 simulation uses the eddy parameterization scheme of Gent and McWilliams (1990) applied with an eddy diffusion coefficient of $1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

The biogeochemical model PISCES includes four plankton functional types: two phytoplankton (nanophytoplankton and diatoms) and two zooplankton (micro- and mesozooplankton). PISCES also uses a mixed-quota Monod approach where (1) phytoplankton growth is limited by five nutrients (nitrate, ammonium, phosphate iron, and silicate), following Monod (1949) and (2) elemental ratios of Fe, Si, and Chl to C are prognostic variables based on the external concentrations of the limiting nutrients. In addition PISCES assumes a fixed C : N : P Redfield ratio set to 122 : 16 : 1 from Takahashi et al. (1985) for both living and non-living pools. Similar to Geider et al. (1998), the phytoplankton Chl:C ratio in PISCES varies with photoadaptation. Furthermore, PISCES includes non-living pools, namely a pool of semilabile dissolved or-

ganic matter and two size classes of particulate organic matter. PISCES also explicitly accounts for biogenic silica and calcite particles. In PISCES, the sediment–water interface is treated as a reflective boundary condition where mass fluxes from particles are remineralized instantaneously, except that small proportions of particle fluxes of organic matter, calcite, and biogenic silica escape the system through burial. Those burial rates are hence dependent on the local sinking fluxes, but are set to balance inputs from rivers and atmospheric deposition at the global scale. Thus global budgets of alkalinity and nutrients are balanced. For further details, we refer readers to Aumont and Bopp (2006).

To simulate carbon chemistry and air–sea CO_2 fluxes, the model follows the protocol from phase 2 of the Ocean Carbon-Cycle Model Intercomparison Project (OCMIP, Najjar and Orr, 1999) protocol. The sea-to-air CO_2 flux F_{CO_2} is computed using the following equation:

$$F_{\text{CO}_2} = \alpha k \Delta p \text{CO}_2, \quad (1)$$

where α is the solubility of CO_2 computed from Weiss (1974) and $\Delta p \text{CO}_2$ is the difference between the partial pressures of sea surface and atmospheric CO_2 . Thus F_{CO_2} is positive when CO_2 is transferred from the ocean to the atmosphere. The piston velocity k is based on Eq. (3) of Wanninkhof (1992):

$$k = 0.30 u_w^2 \sqrt{\frac{660}{Sc}} (1 - f_{\text{ice}}), \quad (2)$$

where u_w is the wind speed at 10 m, Sc is the CO_2 Schmidt number, and f_{ice} is the ice fraction.

2.2 Simulations

The dynamic model was started from rest and spun up for 50 years. Initial conditions for temperature and salinity are as described by Barnier et al. (2006). Initial biogeochemical fields of nitrate, phosphate, oxygen, and silicate are from the 2001 World Ocean Atlas (Conkright et al., 2002), whereas preindustrial dissolved inorganic carbon (DIC) and total alkalinity (Alk) come from the GLODAP gridded product (Key et al., 2004). Conversely, because data for iron and dissolved organic carbon (DOC) are more limited, both those fields were initialized with model output from a 3000-year spin up simulation of a global 2° configuration of the same NEMO-PISCES model (Aumont and Bopp, 2006). All other biogeochemical tracers have much shorter timescales; hence, they were initialized to globally uniform constants.

After the 50-year spin-up, we launched two parallel simulations: the first was a historical simulation run from 1870 to 2012 (143 years), and forced with a spatially uniform and temporally increasing atmospheric mole fraction of CO_2 (from which PISCES computes atmospheric $p\text{CO}_2^{\text{atm}}$ following OCMIP2) reconstructed from ice core and atmospheric records (Le Quéré et al., 2014); the second simulation is a

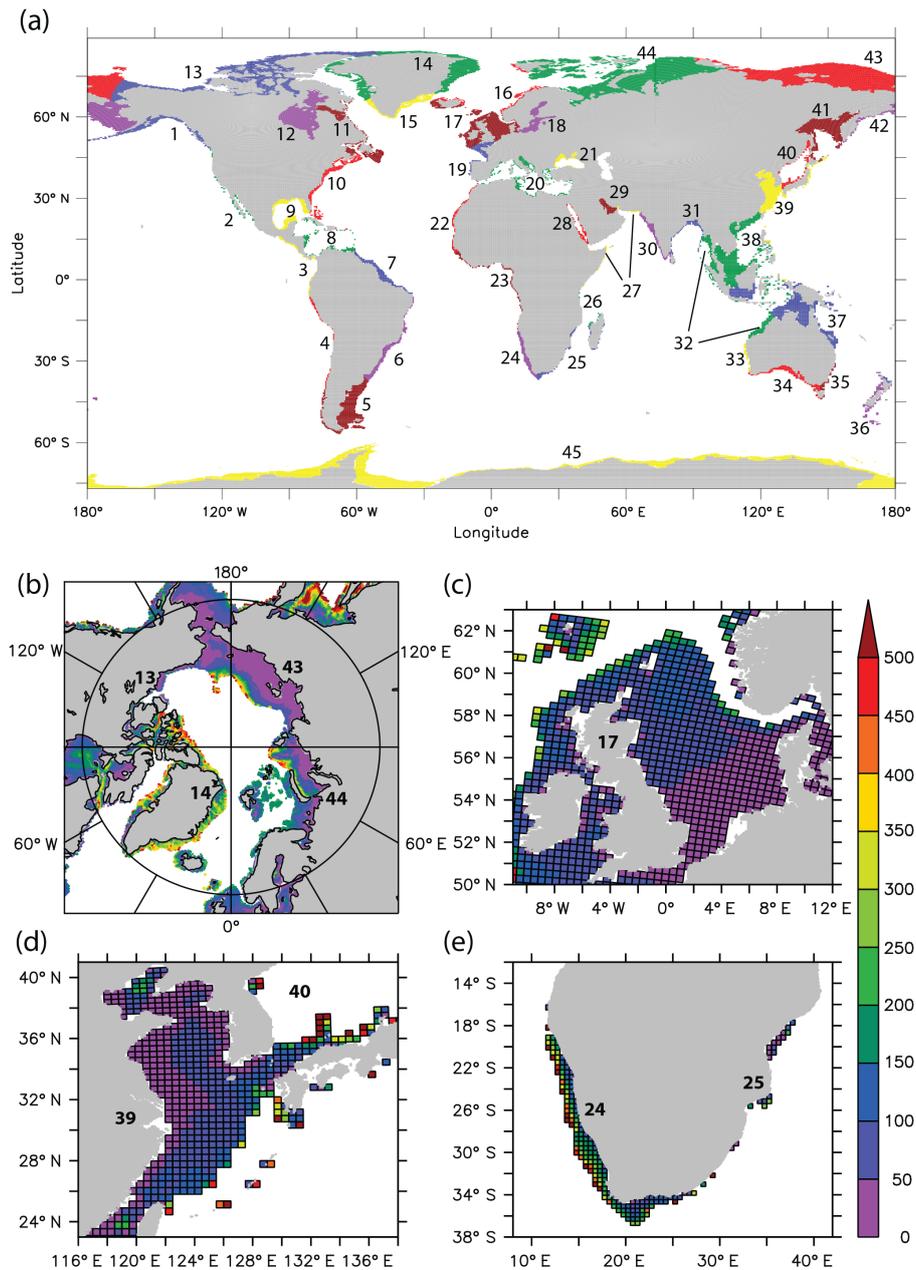


Figure 1. (a) Global segmentation of the coastal ocean following Laruelle et al. (2013) as regridded on the ORCA05 model grid. Colours distinguish limits between the MARCATS regions, numbers indicate regions defined in LA13. To perceive the spatial resolution of the ORCA05 configuration in the MARCATS context, we show zoomed-in images of bathymetry in four regions: (b) the Arctic polar margins, (c) the North Sea, (d) the Sea of Japan, the China Sea, and Kuroshio, and (e) south-western Africa and the Agulhas current. In the latter three panels, grid resolution is indicated by thin black lines.

parallel control run, where the 143-year simulation is identical except that it is forced with the preindustrial level of atmospheric mole fraction of CO_2 (287 ppm, constant in time). The preindustrial reference year is defined as 1870, thus neglecting changes in anthropogenic carbon storage in the ocean from 1750 to 1870. The F_{CO_2} computed with the historical simulation is for total carbon (total F_{CO_2}), whereas the

F_{CO_2} from the control simulation is for natural carbon (natural F_{CO_2}). The corresponding anthropogenic F_{CO_2} is computed as the total minus natural F_{CO_2} .

All simulations were forced identically with atmospheric fields from the DRAKKAR Forcing Set (DFS, Brodeau et al., 2010). These fields include zonal and meridional components of 10 m winds, 2 m air humidity, 2 m air tempera-

ture, downward shortwave and longwave radiation at the sea surface, and precipitation. More specifically the NEMO-PISCES model is forced with version 4.2 of this forcing (DFS4.2, based on the ERA40 reanalysis) over 1958–2001, and that is followed by forcing from version 4.4 (DFS4.4) over 2002–2012. For the 1870–1957 period, where atmospheric reanalyses are unavailable, we repeatedly cycled the 1958–2007 DFS4.2 forcing.

Boundary conditions are also needed for biogeochemical tracers, i.e. besides the atmospheric CO₂ connection mentioned already. The model's lateral input from river discharge of DIC and DOC are taken from the annual estimates of the Global Erosion Model (Ludwig et al., 1996), constant in time. The DOC from river discharge is assumed to be labile and is directly converted to DIC upon its delivery to the ocean. Inputs of dissolved iron (Fe), nitrate (NO₃²⁻), phosphate (PO₄³⁻), and silicate (SiO₂) are computed from the sum of DIC and DOC river input using a constant set of ratios for C : N : P : Si : Fe, namely 320 : 16 : 1 : 53.3 : 3.64 × 10⁻³, as computed from Meybeck (1982) for C : N, from Takahashi et al. (1985) for N : P, from de Baar and de Jong (2001) for Fe : C, and from Treguer et al. (1995) for Si : C. River discharge assumes no seasonal variation. Atmospheric deposition of iron comes from Tegen and Fung (1995).

Here, we use the conventional definition of anthropogenic carbon in the ocean used by previous global-ocean model studies (OCMIP, <http://ocmip5.ipsl.jussieu.fr/OCMIP/> and e.g. Bopp et al., 2015), namely that anthropogenic carbon comes only from the direct geochemical effect of increasing atmospheric CO₂ and its subsequent invasion into the ocean. By definition, this anthropogenic F_{CO_2} does not include any effect from potential changes in ocean physics or biology. In the model, there are no changes nor variability in riverine delivery of carbon and nutrients, and anthropogenic carbon is not buried in sediments.

Following the 50-year spin-up and 143-year control simulation, the simulation remains far from equilibrium. Its global natural carbon flux is -0.33 ± 0.3 Pg C yr⁻¹ (corresponding to CO₂ uptake by the ocean) during the last 10 years of the control simulation (2003–2012), compared to the estimate of natural carbon outgassing of 0.45 Pg C yr⁻¹ by Jacobson et al. (2007). That difference is partly due to the strategy for our simulations, which were initialized with data and spun up for only 50 years because of the computational constraints to make higher-resolution simulations (ORCA05). At lower resolution (ORCA2), after a spin-up of 3000 years, there is 0.26 Pg C yr⁻¹ greater globally integrated sea-to-air flux, relative to results after only a 50-year spin-up. Nearly all of that enhanced sea-to-air CO₂ flux due to the longer spin-up comes from the Southern Ocean. Anthropogenic F_{CO_2} estimates are expected to be influenced very little by model drift because of the way anthropogenic carbon is defined (i.e. drift affects both natural carbon and total carbon in the same way).

2.3 Defining the global coastal ocean

To sample the global coastal-ocean area, the model grid cells were selected following the MARgins and CATchments Segmentation (MARCATS) of Laruelle et al. (2013), hereafter LA13. The outer limit of the coastal ocean is defined as the maximum slope at the shelf break, while the inner limit is taken as the coastline, thus excluding the proximal zone of the coastal ocean (Fig. 1). Hence, only the continental shelf area is taken into account. The MARCATS segmentation divides the global coastal ocean into 45 regional units (Table 2). The limits of each of these units delineate areas that present roughly homogenous oceanic features such as coastal currents or the boundaries of marginal seas. Following the Liu et al. (2010) classification of the continental shelf seas, LA13 aggregated the 45 units into seven classes with similar physical and oceanographic large-scale characteristics such as the eastern boundary currents and the polar margins. The high-resolution geographical information system (GIS) file describing the MARCATS segmentation from LA13 was re-gridded using the QGIS software (QGIS Development Team, 2015) on the ORCA05 model grid in order to sample the model results on its own grid. This re-gridding technique implies some modifications to the regions initially described in LA13. In the model, the global coastal ocean has a total surface area of 27.0×10^6 km², which is 8 % less than the original value from Laruelle et al. (2014). Here, the model's total coastal-ocean surface area represents 7.5 % of the total area of the global ocean. Subsequently we refer to the individual MARCATS regions using the terminology of LA13.

2.4 Evaluation dataset

To evaluate the total F_{CO_2} simulated by the model (historical simulation), we compare it to the database from Laruelle et al. (2014), hereafter LA14, which provides observation-based estimates for the flux over the MARCATS regions. This database was constructed by aggregating 3×10^6 coastal-sea surface pCO_2 measurements collected over 1990 to 2011 and included in the Surface Ocean CO₂ Atlas version 2.0 (SOCAT v2.0, Pfeil et al., 2013; Bakker et al., 2014). These measurements represent about 30 % of the SOCAT v2.0 dataset. To compute the flux, LA14 also relied on wind speeds from the multiplatform CCMP wind speed database (Atlas et al., 2011), atmospheric CO₂ from GLOBALVIEW-CO2 (2012), and the flux parameterization from Wanninkhof (1992) as modified by Takahashi et al. (2009). As sensitivity tests, LA14 also used the flux parameterizations from Ho et al. (2006) as well as the original formulation from Wanninkhof (1992).

Thus LA14 computed mean annual F_{CO_2} estimates for 42 of the 45 MARCATS regions defined in LA13. The remaining MARCATS areas (12: Hudson Bay, 21: Black Sea and 29: Persian Gulf) are devoid of observations in the SOCAT database and were neglected. For the remaining regions, be-

cause of the large heterogeneity in both the spatial and temporal coverage of ocean $p\text{CO}_2$ observations, the uncertainties for each of the MARCATS F_{CO_2} estimates from LA14 vary greatly. For example, only 28% of the sub-units of MARCATS regions used in LA14 have an estimate for F_{CO_2} uncertainty of less than $0.25 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. The data-based F_{CO_2} estimate for the Sea of Okhotsk is not taken into account due to the extremely poor data coverage of this region and its strong divergence with the local literature (LA14). Here, we do not evaluate the simulated annual cycle of flux of total carbon because few MARCATS regions provide adequate temporal coverage. Finally, LA14 is the first and only study to provide coastal-ocean observation-based F_{CO_2} estimates at global scale taking into account the reduction in F_{CO_2} due to sea ice cover along coasts; hence it is directly comparable to our model results.

Besides the coastal data-based estimates of F_{CO_2} from LA14, we also compare our model results to those for the open ocean from Takahashi et al. (2009) and Landschützer et al. (2014). Both the global and coastal observational estimates are compared to the average modelled F_{CO_2} over the last 20 years (1993–2012) of the historical simulation. For the coastal comparison, simulated total F_{CO_2} are spatially averaged over each MARCATS regions. In addition, the model's uncertainty, computed as the interannual variability over 1993–2012, is compared to uncertainties in the observational estimates, computed as the standard deviation between flux parameterizations from Wanninkhof (1992) as modified by Takahashi et al. (2009), Ho et al. (2006) and Wanninkhof (1992).

2.5 Revelle factor calculation

To assess how the capacity of the coastal ocean to absorb anthropogenic carbon differs from open-ocean surface waters, we computed the Revelle factor (R_f , Sundquist et al., 1979) using the CO2SYS MATLAB software (Van Heuven et al., 2011). CO2SYS was used with the simulated sea surface temperature, salinity, alkalinity, and DIC for model years 1993–2012 while choosing the total pH scale, the K_1 and K_2 constants from Lueker et al. (2000), the K_{SO_4} constant from Dickson (1990), and the formulation of the borate-to-salinity ratio from Uppström (1974).

2.6 Residence time

To compute water residence time in each MARCATS region, we divided the volume of each region by the integrated outflow of water from 5-day mean current velocities at coastal boundaries from 2011.

3 Results

3.1 Global ocean fluxes

The simulated global-ocean uptake of anthropogenic carbon increases roughly linearly from 1950 to 2012, reaching an average of 2.3 Pg C yr^{-1} during the period 1993–2012. That is comparable to the estimate from the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (Ciais et al., 2013) of $2.3 \pm 0.7 \text{ Pg C yr}^{-1}$ for 2000–2009 (Fig. 2).

Regionally, overall patterns in the total F_{CO_2} are similar between the model and data-based estimates from Landschützer et al. (2014) and Takahashi et al. (2009) (Fig. 3). Carbon is lost from the ocean in the equatorial band and in coastal upwelling regions, while it is gained by the ocean in the northern high latitudes. Quantitative comparison of the annual-mean map from the model with that from the Takahashi et al. (2009) observation-based database gives a root mean square error (RMSE) of $0.73 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ and a correlation coefficient R of 0.80; likewise, comparison with the Landschützer et al. (2014) observational-based database gives a similar RMSE ($0.70 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) and R (0.81). Integrating over latitudinal bands, (Table 1), the model overestimates carbon uptake for the $90\text{--}30^\circ \text{ S}$ region, where it absorbs $1.50 \text{ Pg C yr}^{-1}$ of total carbon vs. $0.73\text{--}0.77 \text{ Pg C yr}^{-1}$ from Takahashi et al. (2009) and Landschützer et al. (2014) observational databases. This overestimate may result from the model simulation still being far from equilibrium (see Sect. 2.2 paragraph 5 for details). The model also underestimates outgassing in the tropical band, where it releases $0.13 \text{ Pg C yr}^{-1}$ vs. $0.13\text{--}0.20 \text{ Pg C yr}^{-1}$ for the two data-based estimates. Further north in the $30\text{--}90^\circ \text{ N}$ band, the model takes up $0.93 \text{ Pg C yr}^{-1}$ vs. $1.53\text{--}1.59 \text{ Pg C yr}^{-1}$ for Takahashi et al. (2009) and Landschützer et al. (2014).

3.2 Coastal-ocean fluxes

3.2.1 Total CO_2

The simulated uptake of total carbon by the coastal-ocean averages 267 Tg C yr^{-1} during the 1993–2012 period. Most of the 45 MARCATS regions act as carbon sinks; together, they absorb 283 Tg C yr^{-1} . The largest uptake is $3.4 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in the South Greenland region. Few MARCATS regions act as carbon sources to the atmosphere (Table 2 and Fig. 4.a), i.e. only 14% of the global coastal-ocean surface area, together losing 16 Tg C of carbon to the atmosphere every year. The mean annual carbon loss per square metre in these MARCATS regions is usually relatively weak, less than $1.5 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). When grouped into MARCATS classes (see Table 3), all classes are carbon sinks, absorbing from 0.06 to $1.65 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. By class, the largest specific fluxes occur in the western boundary current regions and the subpolar margins, which absorb 1.65

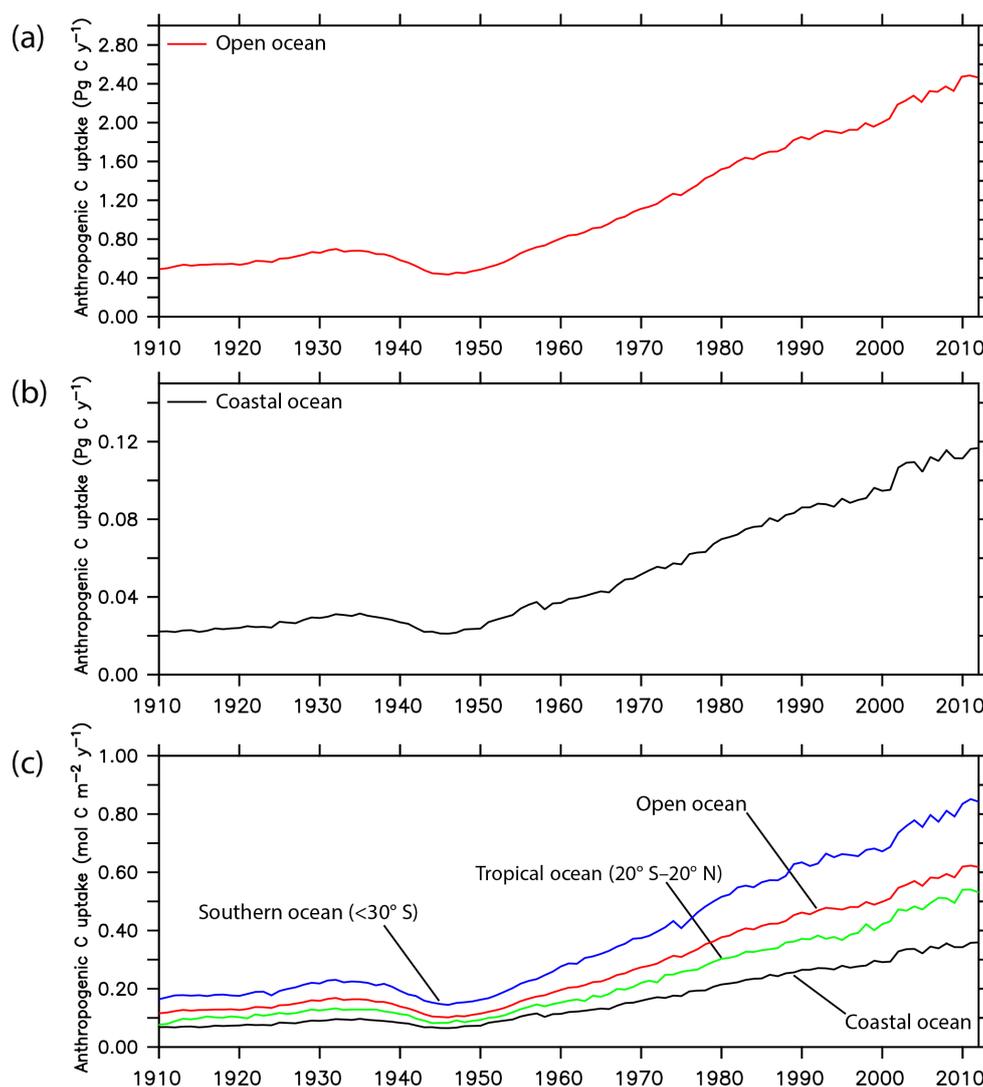


Figure 2. Simulated temporal evolution of area-integrated anthropogenic carbon uptake for (a) the open ocean and (b) the coastal ocean. (c) Analogous evolution of anthropogenic carbon uptake for the open ocean, the coastal ocean, the Southern Ocean, and the tropical oceans, but given as the average flux per unit area.

Table 1. Sea-to-air total CO_2 fluxes (Pg C yr^{-1}) given as zonal means from Takahashi et al. (2009) for the reference year 2000, from Landschützer et al. (2014) for 1998–2011 and the ORCA05 model for 1993–2012.

Latitudinal bands	Observation-based climatologies		This study ORCA05
	Takahashi et al. (2009)	Landschützer et al. (2014)	
90–30° S	–0.77	–0.73	–1.50
30° S–30° N	0.20	0.13	0.13
30–90° N	–1.59	–1.53	–0.93

and $1.61 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ respectively. More generally, the tropical MARCATS regions act as weak carbon sources and the mid-to-high-latitude regions act as strong carbon sinks (Fig. 4a). The same trend is also apparent in the zonal-mean distribution (Fig. 5).

A comparison of the simulated vs. observed F_{CO_2} estimates for each MARCATS region is reported in Table 2 and Fig. 6. The Pearson correlation coefficient R is 0.8 for specific fluxes. In the model, 79 % of the MARCATS regions act as carbon sinks, whereas that proportion is 64 % for LA14.

Table 2. MARCATS regions as described by Laruelle et al. (2013, 2014), along with means for data-based fluxes of total CO₂ from LA14 during the period 1990–2011 as well as simulated anthropogenic and total CO₂ fluxes, and residence time during the period 1993–2012. Uncertainties are the interannual variability over the averaged period. Abbreviations are included for north (N), south (S), east (E), west (W), eastern boundary current (EBC), western boundary current (WBC), sea-to-air flux of total carbon (FCO₂^{tot}), anthropogenic carbon (FCO₂^{ant}). Surface areas indicated as “from LA14” actually differ slightly from those published in LA13 as they have been modified for subsequent computations (Goulvén G. Laruelle, personal communication, January 2015).

N°	System Name	Class	Surface (10 ³ km ²)		FCO ₂ ^{tot} (mol Cm ⁻² yr ⁻¹)		FCO ₂ ^{tot} (Tg C yr ⁻¹)		FCO ₂ ^{ant}		Residence time (month)
			Model	LA14	Simulated	LA14	Simulated	LA14	mol Cm ⁻² yr ⁻¹	Tg C yr ⁻¹	
1	N-E Pacific	Subpolar	397	350	-2.29 ± 0.17	-1.61	-10.935 ± 0.823	-6.775	-0.45 ± 0.05	-2.16 ± 0.23	0.83 ± 0.23
2	Californian current	EBC	118	208	-0.34 ± 0.10	-0.05	-0.477 ± 0.148	-0.135	-0.35 ± 0.09	-0.50 ± 0.13	1.00 ± 0.23
3	Tropical E Pacific	Tropical	152	183	-0.12 ± 0.05	0.09	-0.222 ± 0.095	0.192	-0.36 ± 0.05	-0.65 ± 0.10	0.51 ± 0.09
4	Peruvian upwelling current	EBC	138	143	1.44 ± 0.80	0.65	2.386 ± 1.325	1.073	-0.39 ± 0.09	-0.64 ± 0.15	0.72 ± 0.15
5	Southern America	Subpolar	1126	1190	-1.51 ± 0.13	-1.31	-20.460 ± 1.705	-18.715	-0.46 ± 0.05	-6.28 ± 0.74	0.65 ± 0.05
6	Brazilian current	WBC	475	484	-0.33 ± 0.08	0.10	-1.872 ± 0.479	0.567	-0.34 ± 0.05	-1.95 ± 0.29	0.26 ± 0.06
7	Tropical W Atlantic	Tropical	479	488	0.86 ± 0.10	0.07	4.934 ± 0.551	0.394	-0.26 ± 0.05	-1.50 ± 0.31	0.20 ± 0.02
8	Caribbean Sea	Tropical	303	358	0.10 ± 0.10	0.81	0.366 ± 0.348	3.460	-0.31 ± 0.04	-1.12 ± 0.14	0.32 ± 0.03
9	Gulf of Mexico	Marginal sea	469	532	-0.79 ± 0.11	-0.33	-4.478 ± 0.633	-2.100	-0.32 ± 0.03	-1.81 ± 0.16	1.01 ± 0.15
10	Florida upwelling	WBC	545	591	-2.25 ± 0.21	-0.38	-14.692 ± 1.351	-2.723	-0.66 ± 0.05	-4.29 ± 0.36	0.39 ± 0.02
11	Sea of Labrador	Subpolar	576	638	-1.27 ± 0.18	-1.72	-8.808 ± 1.244	-13.172	-0.32 ± 0.03	-2.19 ± 0.21	1.20 ± 0.35
12	Hudson Bay	Marginal sea	998	1064	0.31 ± 0.29	n.d.	3.757 ± 3.423	n.d.	-0.08 ± 0.04	-0.99 ± 0.46	51.22 ± 22.75
13	Canadian Archipelago	Polar	1001	1145	-0.52 ± 0.06	-1.02	-6.234 ± 0.748	-13.986	-0.09 ± 0.02	-1.03 ± 0.21	2.82 ± 0.46
14	N Greenland	Polar	544	602	-0.97 ± 0.15	-0.61	-6.333 ± 1.000	-4.400	-0.26 ± 0.05	-1.67 ± 0.33	2.38 ± 0.44
15	S Greenland	Polar	238	262	-3.35 ± 0.44	-3.81	-9.564 ± 1.259	-11.972	-0.86 ± 0.19	-2.45 ± 0.53	0.48 ± 0.09
16	Norwegian Basin	Polar	141	162	-2.87 ± 0.23	-1.72	-4.855 ± 0.396	-3.342	-0.60 ± 0.09	-1.02 ± 0.15	0.31 ± 0.10
17	NE Atlantic	Subpolar	1020	1073	-2.16 ± 0.12	-1.33	-26.501 ± 1.419	-17.165	-0.53 ± 0.05	-6.52 ± 0.59	0.93 ± 0.11
18	Baltic Sea	Marginal sea	324	364	0.30 ± 0.07	0.51	1.184 ± 0.288	2.245	-0.01 ± 0.01	-0.05 ± 0.03	17.37 ± 9.52
19	Iberian upwelling	EBC	251	267	-1.13 ± 0.12	0.04	-3.393 ± 0.352	0.122	-0.27 ± 0.03	-0.82 ± 0.10	2.31 ± 0.54
20	Mediterranean Sea	Marginal sea	423	529	-0.24 ± 0.06	0.62	-1.196 ± 0.327	3.925	-0.30 ± 0.02	-1.52 ± 0.12	0.72 ± 0.09
21	Black Sea	Marginal sea	131	172	-0.24 ± 0.11	n.d.	-0.375 ± 0.174	n.d.	-0.18 ± 0.02	-0.28 ± 0.03	1.60 ± 0.48
22	Moroccan upwelling	EBC	177	206	0.18 ± 0.12	0.92	0.385 ± 0.263	7.220	-0.13 ± 0.03	-0.71 ± 0.07	0.67 ± 0.14
23	Tropical E Atlantic	Tropical	225	259	0.09 ± 0.08	-0.06	0.239 ± 0.208	-0.174	-0.19 ± 0.02	-0.52 ± 0.05	0.59 ± 0.09
24	SW Africa	EBC	300	298	0.43 ± 0.40	-1.43	1.544 ± 1.448	-5.103	-0.59 ± 0.08	-2.14 ± 0.28	2.17 ± 0.55
25	Agulhas current	WBC	189	239	-1.20 ± 0.09	-0.58	-2.730 ± 0.206	-1.664	-0.53 ± 0.05	-1.21 ± 0.12	0.13 ± 0.01
26	Tropical W Indian	Tropical	46	68	-0.06 ± 0.08	1.00	-0.031 ± 0.044	0.815	-0.16 ± 0.04	-0.09 ± 0.03	0.20 ± 0.04
27	W Arabian Sea	Indian margins	82	92	0.35 ± 0.04	1.14	0.342 ± 0.043	1.257	-0.31 ± 0.04	-0.31 ± 0.04	0.12 ± 0.04
28	Red Sea	Indian margins	158	174	0.24 ± 0.03	0.16	0.460 ± 0.065	0.330	-0.15 ± 0.01	-0.28 ± 0.02	0.57 ± 0.15
29	Persian Gulf	Marginal sea	208	233	0.04 ± 0.08	n.d.	0.092 ± 0.203	n.d.	-0.12 ± 0.02	-0.31 ± 0.04	24.67 ± 12.09
30	E Arabian Sea	Indian margins	298	317	0.21 ± 0.12	0.67	0.749 ± 0.427	2.555	-0.30 ± 0.04	-1.07 ± 0.15	0.67 ± 0.15
31	Bay of Bengal	Indian margins	197	203	-0.69 ± 0.12	-0.22	-1.641 ± 0.276	-0.530	-0.31 ± 0.04	-0.74 ± 0.09	0.43 ± 0.11
32	Tropical E Indian	Indian margins	727	763	-0.06 ± 0.07	-0.02	-0.482 ± 0.569	-0.170	-0.20 ± 0.02	-1.78 ± 0.17	0.50 ± 0.04
33	Leeuwin current	EBC	81	117	-2.05 ± 0.15	-0.98	-2.010 ± 0.148	-1.379	-0.60 ± 0.07	-0.58 ± 0.07	0.56 ± 0.16
34	S Australia	Subpolar	392	436	-1.37 ± 0.18	-1.14	-6.438 ± 0.859	-5.983	-0.27 ± 0.03	-1.29 ± 0.14	0.74 ± 0.25
35	E Australian current	WBC	98	130	-1.74 ± 0.18	-1.09	-2.036 ± 0.205	-1.695	-0.50 ± 0.07	-0.58 ± 0.08	0.37 ± 0.04
36	New Zealand	Subpolar	263	286	-1.23 ± 0.16	-1.25	-3.882 ± 0.498	-4.274	-0.52 ± 0.07	-1.64 ± 0.23	0.49 ± 0.04
37	N Australia	Tropical	2278	2292	-0.29 ± 0.11	0.44	-7.872 ± 3.114	12.120	-0.23 ± 0.04	-6.19 ± 1.00	0.38 ± 0.03
38	SE Asia	Tropical	2130	2160	-0.29 ± 0.07	-0.91	-7.344 ± 1.908	-23.609	-0.20 ± 0.03	-5.01 ± 0.72	0.49 ± 0.05
39	China Sea and Kuroshio	WBC	1132	1129	-1.99 ± 0.15	-1.41	-27.044 ± 1.991	-19.100	-0.45 ± 0.05	-6.13 ± 0.72	0.32 ± 0.01
40	Sea of Japan	Marginal sea	933	147	-3.07 ± 0.17	-3.47	-8.613 ± 0.475	-6.115	-0.51 ± 0.06	-1.44 ± 0.18	1.64 ± 0.24
41	Sea of Okhotsk	Marginal sea	933	952	-1.66 ± 0.07	1.31	-18.623 ± 0.761	14.955	-0.36 ± 0.03	-4.00 ± 0.34	3.52 ± 1.38
42	NW Pacific	Subpolar	1025	1000	-1.85 ± 0.14	-0.70	-22.760 ± 1.726	-8.419	-0.24 ± 0.04	-2.99 ± 0.52	1.48 ± 0.59
43	Siberian Shelves	Polar	1848	1889	-0.47 ± 0.10	-0.90	-10.499 ± 2.117	-20.322	-0.05 ± 0.01	-1.09 ± 0.28	4.10 ± 0.64
44	Barents and Kara seas	Polar	1559	1680	-0.75 ± 0.14	-1.60	-14.176 ± 2.585	-32.225	-0.11 ± 0.02	-2.05 ± 0.43	1.58 ± 0.46
45	Antarctic Shelves	Polar	2452	2936	-0.90 ± 0.14	-0.15	-26.630 ± 3.989	-5.381	-0.69 ± 0.07	-20.30 ± 2.18	2.08 ± 0.29

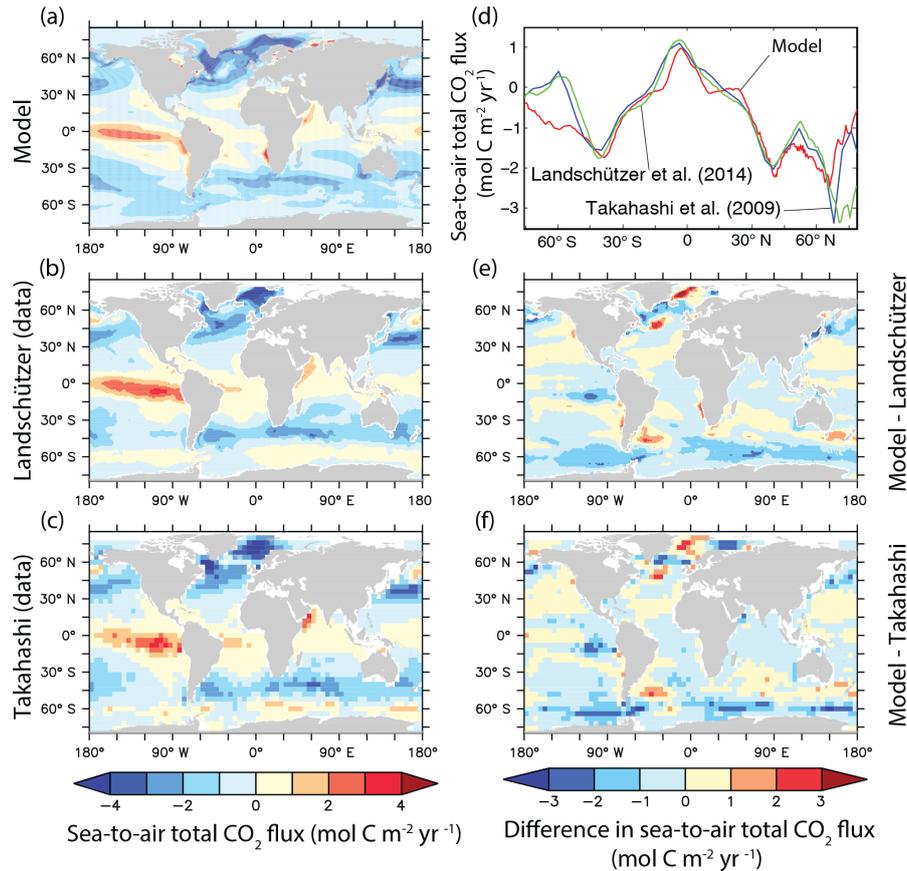


Figure 3. Climatological mean of sea-to-air flux of total carbon fluxes in $\text{mol C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ for (a) the model average during the 1993–2012 period, (b) the data-based estimate from Landschützer et al. (2014) for 1998–2011, and (c) the data-based estimate from Takahashi et al. (2009) for 2000–2009. Panels (d) and (f) present differences between simulated and observed sea-to-air total carbon fluxes ($\text{mol C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) relative to (b) and (c) respectively. Panel (d) presents the latitudinal distribution of the simulated and the observed mean sea-to-air total carbon fluxes.

Table 3. Weighted mean of simulated and data-based sea-to-air CO_2 fluxes and simulated residence time for each MARCATS class, excluding the Sea of Okhotsk (see text). Abbreviations are included for eastern boundary current (EBC) and western boundary current (WBC).

Class	Sea-to-air CO_2 flux ($\text{mol C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$)			Residence time (month)
	Total (LA14)	Total (model)	Anthropogenic (model)	
EBC	0.12	-0.12 ± 0.16	-0.42 ± 0.03	1.52 ± 0.22
Indian margins	0.19	-0.06 ± 0.05	-0.24 ± 0.02	0.49 ± 0.04
Marginal Seas	-0.56	-0.92 ± 0.07	-0.29 ± 0.01	10.34 ± 3.50
Polar margins	-0.88	-0.83 ± 0.06	-0.32 ± 0.03	2.18 ± 0.20
Subpolar margins	-1.23	-1.61 ± 0.07	-0.36 ± 0.02	0.92 ± 0.16
Tropical margins	-0.10	-0.15 ± 0.06	-0.22 ± 0.02	0.42 ± 0.03
WBC	-0.80	-1.65 ± 0.08	-0.48 ± 0.03	0.31 ± 0.01

After aggregating the specific flux estimates into the different MARCATS classes (Table 3 and Fig. 7), the correlation coefficient R increases to 0.9. Generally, our model results tend to simulate larger sinks and weaker sources than observed (i.e. 76% of the specific simulated fluxes of total carbon have lower relative values than the data-based esti-

mates). For some MARCATS classes, even the sign of the simulated flux differs from the data-based estimates, e.g. for the Indian margins and the eastern boundary currents. The latter class contains two regions (Moroccan and SW Africa upwelling) having the worst overall agreement. Otherwise, in

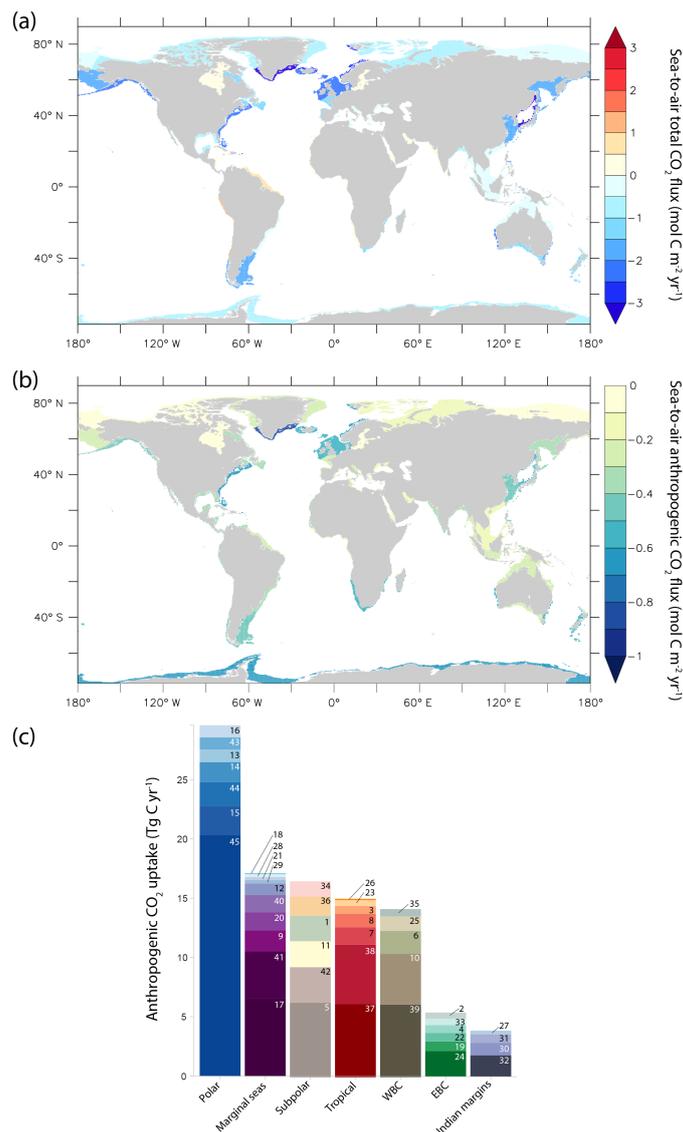


Figure 4. Global mean distribution of the simulated sea-to-air flux of (a) total carbon and (b) anthropogenic carbon over 1993–2012 as mol C m⁻² yr⁻¹ in the global coastal ocean segmented following MARCATS from LA13. (c) Bar chart of the anthropogenic carbon uptake in Tg C yr⁻¹ according to the MARCATS classification. Abbreviations are included for eastern boundary current (EBC) and western boundary current (WBC). Links between numbers and regions are reported in Table 2. Interactive illustrations can be found at <http://lsce-datavisgroup.github.io/CoastalCO2Flux/>.

the Arctic polar regions, the simulated uptake is too low, with 52 Tg C yr⁻¹ from the model vs. 86 Tg C yr⁻¹ from LA14.

3.2.2 Anthropogenic CO₂

The anthropogenic F_{CO_2} is computed as the difference between the total flux (historical simulation) and natural flux (control simulation). When integrated over the global coastal ocean, the mean anthropogenic flux from 1993 to 2012 is 0.10 ± 0.01 Pg C yr⁻¹. That amounts to 4.5 % of the simulated global anthropogenic carbon uptake, substantially less than the 7.5 % proportion of the coastal-to-global ocean sur-

face areas. During the period 1950–2000, the uptake of anthropogenic carbon by the coastal ocean essentially grows linearly as it does for the global ocean. That is, it grows at a nearly constant rate of 0.0015 Pg C yr⁻², which is 4.4 % of the rate for the global ocean increase in anthropogenic carbon uptake over the same period (Fig. 2).

All MARCATS regions absorb anthropogenic carbon at rates ranging from 0.01 mol C m⁻² yr⁻¹ for the Baltic Sea to 0.86 mol C m⁻² yr⁻¹ for the South Greenland region (Table 2 and Fig. 4.b). By class, the strongest specific fluxes of anthropogenic carbon into the ocean occur in the boundary

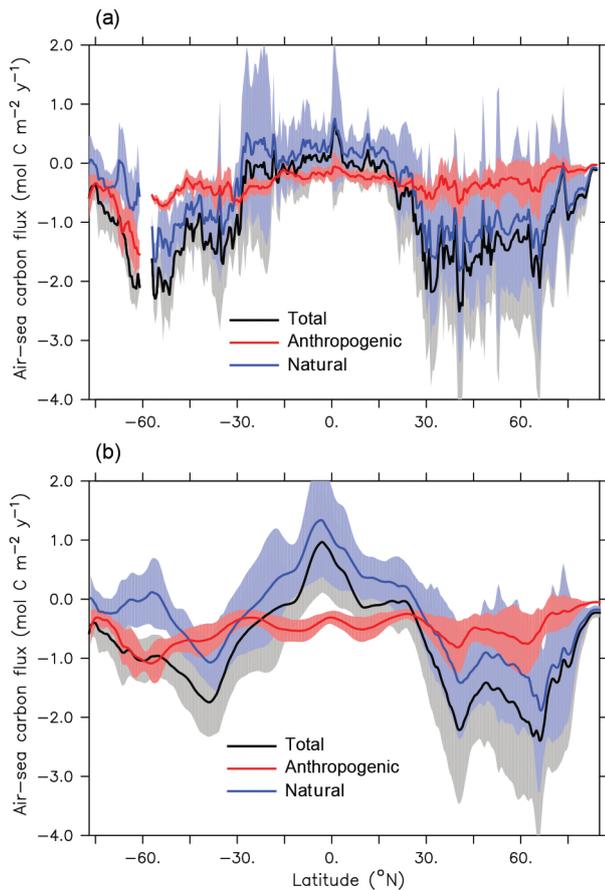


Figure 5. Zonal-mean, sea-to-air fluxes of total, anthropogenic, and natural CO_2 ($\text{mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) given as the average over 1993–2012 for (a) the coastal ocean and (b) the global ocean. Shaded areas indicate the standard deviation of environmental variability of all ocean grid cells within each latitudinal band. Interannual variations are not shown.

current regions, namely the EBC and WBC, with 0.42 and $0.48 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ respectively. Conversely, the weakest anthropogenic carbon uptake occurs in the tropical margins and the Indian margins with 0.22 and $0.24 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ respectively. But specific fluxes can be misleading. Although the polar and subpolar margins do not have the highest specific fluxes, their integrated uptake of anthropogenic carbon is large because of their large surface areas (Fig. 4b and c). Together they absorb 46 Tg C yr^{-1} , which is 45 % of total uptake of anthropogenic carbon by the global coastal ocean.

These results emphasize that there is no link between anthropogenic and total carbon fluxes when comparing patterns between regions. For example, even though the EBC and WBC regions are the most efficient regions in anthropogenic carbon uptake (both above $0.4 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$), their behaviour differs greatly in terms of the flux of total carbon, i.e. -1.65 vs. $-0.12 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ respectively (Fig. 7). The same lack of correlation between anthropogenic and to-

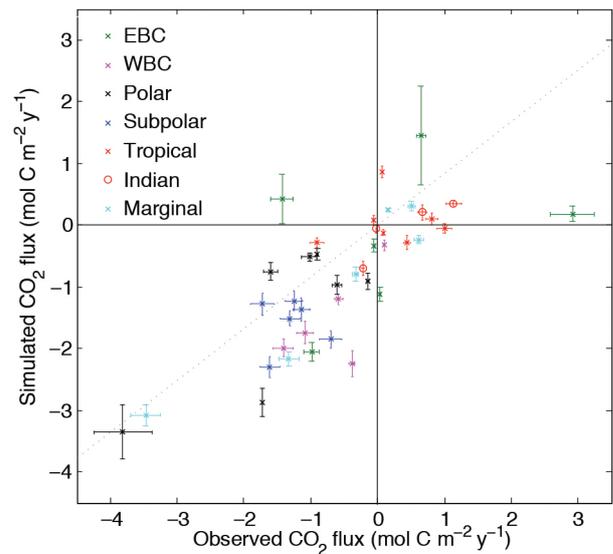


Figure 6. Simulated vs. observed MARCATS sea-to-air flux of total carbon in $\text{mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Vertical error bars show the standard deviation from the 1993–2012 interannual variability for model results and the horizontal bars correspond to the 1990–2011 variability from computational methods used in LA14 for observation-based estimates. Here, regression line (grey dotted) have y intercepts forced to 0. All MARCATS regions have been used except the Black Sea, the Persian Gulf (no data estimate), and the Sea of Okhotsk (see text).

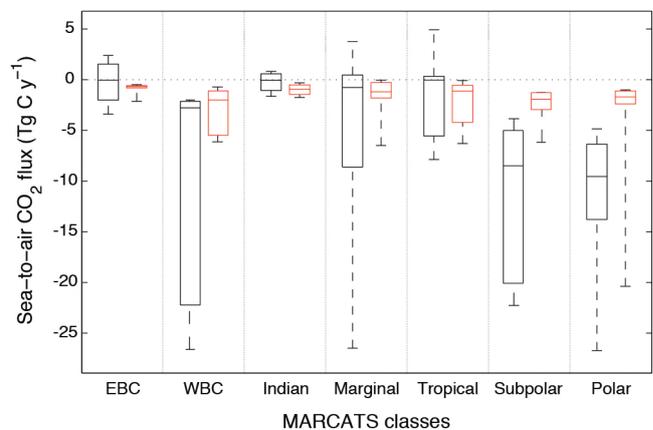


Figure 7. Box plots of the simulated sea-to-air CO_2 fluxes (Tg C yr^{-1}) grouped into the MARCATS classes of the coastal ocean. Black boxes indicate total fluxes, and red boxes indicate anthropogenic fluxes. Shown are the lowest estimate, the first quartile, the median, the third quartile, and the highest estimate for each class.

tal flux patterns is even clearer in the zonal mean distributions (Fig. 5). For instance, the specific fluxes of anthropogenic carbon into the coastal ocean between 55° S and 90° N are nearly uniform, remaining near $-0.5 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$; conversely, the total carbon fluxes vary greatly between -2

and $+0.5 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. These variations in the total carbon flux are dictated by variations in the natural carbon flux (Fig. 5).

4 Discussion

4.1 Comparison with previous coastal estimates

4.1.1 Total flux

Our mean simulated uptake of total carbon by the global coastal ocean over 1993 to 2012 is $0.27 \pm 0.07 \text{ Pg C yr}^{-1}$, which falls within the range of previous data-based estimates of $0.2\text{--}0.4 \text{ Pg C yr}^{-1}$ (Borges et al., 2005; Cai et al., 2006; Chen and Borges, 2009; Laruelle et al., 2010; Cai, 2011; Chen et al., 2013; Laruelle et al., 2014). Out of those, estimates provided since 2011 gather closer to the lower limit, e.g. the estimate of 0.2 Pg C yr^{-1} from LA14, as is also the case for our model-based estimate. Some aspects of the LA14 data-based approach are shared by our model-based approach, i.e. the same reference period, essentially the same definition of the coastal ocean, and the same correction for the effect of sea ice cover on F_{CO_2} . LA14 is the first observation-based study to take into account this sea ice effect for coastal-ocean F_{CO_2} estimates at the global scale.

Using a box model, Andersson and Mackenzie (2004) and Mackenzie et al. (2004) estimated that the global coastal ocean acted as a carbon source to the atmosphere prior to industrialization; however, they also estimate that industrialization has recently led to a reversal in the sign of this flux (the global coastal ocean became a carbon sink) mainly due to the enhancement of NEP from increased riverine inputs. In contrast, our model simulations indicate that the preindustrial coastal ocean was already a carbon sink, and that this sink has strengthened over the industrial period. This discrepancy appears to be explained by different definitions of the coastal ocean. Both the box model and our 3-D model include the distal coastal zone, but only the box model includes the proximal coastal zone (bays, estuaries, deltas, lagoons, salt marshes, mangroves, and banks). That proximal zone is known generally as a strong source of carbon to the atmosphere (Rabouille et al., 2001).

The model representation of riverine DOC input and its instantaneous remineralization has potential implications for our estimates of total F_{CO_2} . In the Amazon plume for instance, we underestimate CO_2 absorption because of this instantaneous addition of DIC without input of alkalinity. However this assumption has no direct implication on our anthropogenic F_{CO_2} estimates.

Furthermore, our simplified representation of sedimentary processes affects simulated total CO_2 fluxes (Krumins et al., 2013; Soetaert et al., 2000). First, the model lacks an explicit representation of sedimentary processes. Thus it cannot reproduce the temporal dynamics of interactions between

sediments and the overlying water column, e.g. resulting in potential delays between sediment burial and remineralization. Second, our model neglects any alkalinity source from sediment anaerobic degradation, such as denitrification and sulfate reduction of deposited organic matter. Even if not well constrained (Chen, 2002; Thomas et al., 2009; Hu and Cai, 2011; Krumins et al., 2013), this source of alkalinity could partially balance the total CO_2 uptake of the coastal ocean. However, the simplified representation of these sediment processes has no direct effect on our anthropogenic F_{CO_2} estimates.

4.1.2 Anthropogenic flux

The strongest specific fluxes of anthropogenic carbon into the ocean occur in the boundary current regions, namely the EBC and WBC. Indeed, these regions show significant vertical and lateral mixing features such as filaments and eddies from the strong adjacent western boundary currents and upwelling from Eastern boundary upwelling systems (EBUS). Those physical processes lead to the deepening of the mixed layer depth, export of the absorbed anthropogenic carbon from shallow water to deeper water layers, and its transfer to the adjacent open ocean.

Our estimate of the simulated anthropogenic carbon uptake of $0.10 \text{ Pg C yr}^{-1}$ for the global coastal ocean (Fig. 9) is about half that found by Wanninkhof et al. (2013) for a similar period. The latter study estimates coastal anthropogenic CO_2 uptake by extrapolating specific F_{CO_2} from the adjacent open ocean into coastal areas, exploiting coarse-resolution models and data. To compare approaches, we applied the Wanninkhof et al. (2013) extrapolation method to our model output; we found the same result as theirs for global coastal-ocean uptake of anthropogenic CO_2 ($0.18 \text{ Pg C yr}^{-1}$). Thus the extrapolation technique leads to an overestimate of anthropogenic CO_2 uptake in the model's global coastal ocean.

Nonetheless, the Wanninkhof et al. (2013) estimate for the anthropogenic carbon uptake by the coastal ocean was used by Regnier et al. (2013) for their coastal carbon budget. That budget also accounts for the increase in river discharge of carbon (0.1 Pg C yr^{-1}) and nutrients during the industrial era, which promotes organic carbon production, some of which is buried in the coastal zone (up to $0.15 \text{ Pg C yr}^{-1}$). Unfortunately, these numbers remain particularly uncertain. Hence we have chosen to ignore them, adopting the conventional definition of anthropogenic carbon in the ocean used by previous global-ocean model studies, namely that anthropogenic carbon comes only from the direct geochemical effect of the anthropogenic increase in atmospheric CO_2 and its subsequent invasion into the ocean. The future challenge of improving estimates of changes and variability in riverine delivery of carbon and nutrient and sediment burial is critical to refine land contributions to the coastal-ocean carbon budget.

Our estimate of $0.10 \text{ Pg C yr}^{-1}$ for the anthropogenic F_{CO_2} into the coastal ocean is 40 % less than the $0.17 \text{ Pg C yr}^{-1}$ estimated by Borges (2005) from Andersson and Mackenzie (2004) and Mackenzie et al. (2004). Causes for this difference may stem from (1) the different definitions of the coastal ocean (proximal coastal zone included in the box model but not the 3-D model), (2) the different approaches (uniform coastal ocean in the box model but not in the 3-D model), and (3) the role of sediments (pore waters included in the box model but neglected in the 3-D model).

4.2 Coastal vs. open ocean

Patterns in our simulated total F_{CO_2} in the coastal ocean generally follow those for the open ocean, with net carbon sources in the low latitudes and carbon sinks in the middle to high latitudes (Fig. 5). The same tendency was pointed out by Gruber (2014) when discussing the LA14 data-based fluxes. The patterns in our simulated total CO_2 flux are mainly driven by patterns in the natural CO_2 flux both in the coastal and open oceans (Fig. 5). Yet the pattern for anthropogenic CO_2 flux differs greatly from that of natural CO_2 , having its strongest uptake in the Southern Ocean in both the open and coastal oceans, i.e. where zonally averaged specific uptake reaches up to $1.5 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. The bathymetry of MARCATS regions around the Antarctic continent is much deeper than in the other coastal regions (500 m vs. 160 m for the global coastal ocean); this probably reduces the contrast between the coastal and open ocean in the Southern Ocean and explains the similarities of anthropogenic carbon uptake rates there.

Despite large-scale similarities between coastal- and open-ocean fluxes of total carbon, some coastal regions differ substantially from those in the adjacent open-ocean waters (Fig. 3a). These local differences are particularly apparent around coastal upwelling systems, i.e. in the western Arabian Sea and in eastern boundary upwelling systems (EBUS), such as the Peruvian upwelling current, the Moroccan upwelling, and the south-western Africa upwelling. Some of these coastal regions act as strong total carbon sources, with mean carbon fluxes of up to $1.44 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, whereas surrounding open-ocean waters exhibit little F_{CO_2} (fluxes close to $0 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). Other regions also exhibit large contrast between their coastal waters and the adjacent open ocean, including the tropical western Atlantic where there is a massive loss of carbon at the location of the Amazon river discharge. However the carbon sink in the Amazon river plume reported in Lefèvre et al. (2010) is not reproduced in our model. This discrepancy may be due to the modelled instantaneous remineralization of land-derived DOC or to shortcomings in the model representation of sedimentary processes.

A key finding of our model study is that the flux of anthropogenic CO_2 into the coastal ocean ($0.10 \text{ Pg C yr}^{-1}$) is half the previous estimate (Wanninkhof et al., 2013). Un-

like in that study, our specific flux of anthropogenic CO_2 is substantially lower for the global coastal ocean than for the global open ocean (i.e. -0.31 vs. $-0.54 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ for the 1993–2012 average). Although the coastal-ocean surface area is 7.5 % of the global ocean, it absorbs only 4.5 % of the globally integrated flux of anthropogenic carbon into the ocean.

Our estimate for coastal-ocean uptake of anthropogenic carbon is 10 times smaller than the 1 Pg C yr^{-1} estimate by Tsunogai et al. (1999) associated with their proposed continental shelf pump (CSP). However, Tsunogai's CSP is based on contemporary measurements and thus concerns total carbon, not the anthropogenic change. That nuance is critical because contemporary estimates of fluxes are not directly comparable to anthropogenic fluxes nor global budgets of carbon from the IPCC and the Global Carbon Project, both focused on the anthropogenic change. Unfortunately Tsunogai et al. (1999) prompted confusion by stating that their total carbon flux into the coastal ocean was equivalent to half of the global-ocean uptake of anthropogenic carbon. The same confusion prompted Thomas et al. (2004) to emphasize that the coastal ocean contributes more to the global carbon budget than expected from its surface area.

The lower specific flux of anthropogenic CO_2 into the global coastal ocean relative to the average for the open ocean could have two causes: (1) physical factors (e.g. if vertical mixing in the coastal ocean is relatively weak or if there is a bottleneck in the offshore transport carbon) and (2) chemical factors, if coastal waters have a lower chemical capacity to absorb anthropogenic carbon (lower carbonate ion concentration, higher Revelle factor R_f).

To assess how R_f differs between coastal- and open-ocean surface waters, we computed it using CO2SYS from simulated sea surface temperature, salinity, alkalinity, and DIC for the model years 1993–2012. Thus we computed mean Revelle factors of 12.5 for the global coastal ocean, 10.9 for the global ocean, 9.2 for the tropical oceans ($30^\circ \text{ S} - 30^\circ \text{ N}$), and 12.8 for the Southern Ocean ($90 - 30^\circ \text{ S}$). These tendencies are persistent. During the period 1910–2012, the average coastal-ocean Revelle factor remains 15 % larger than for the open ocean. Hence average surface waters in the model's coastal ocean have a lower chemical capacity to take up anthropogenic carbon relative to average surface waters of the global ocean. That finding is consistent with the lower simulated specific fluxes of anthropogenic carbon into the coastal ocean. Yet it is not only the chemical capacity that matters. For example, despite similar chemical capacities, the specific flux of anthropogenic carbon into Southern Ocean is more than twice that of the global coastal ocean. Thus, we must turn to physical factors to help explain the lower efficiency of the coastal ocean to take up anthropogenic carbon.

Out of the $0.10 \text{ Pg C yr}^{-1}$ absorbed by the coastal ocean, we find that only 70 % (i.e. $0.07 \text{ Pg C yr}^{-1}$) is transferred to the open ocean (Fig. 9). Thus $0.03 \text{ Pg C yr}^{-1}$ of anthropogenic carbon accumulates in the coastal-ocean water col-

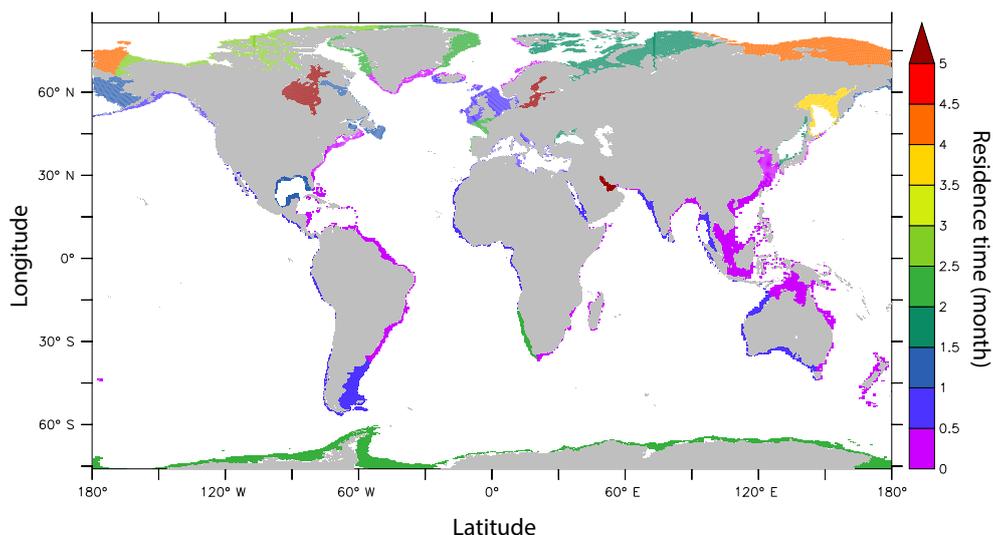


Figure 8. Global distribution of simulated residence time (month) for the global coastal ocean segmented following Laruelle et al. (2013).

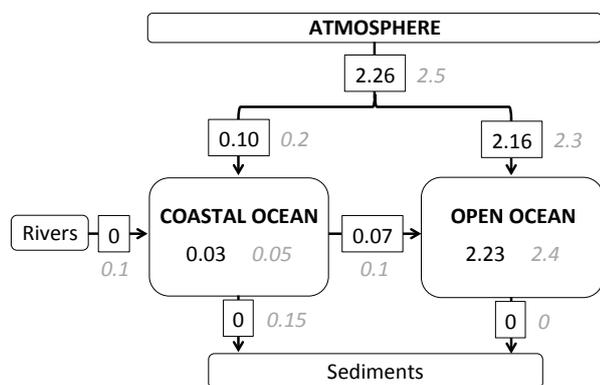


Figure 9. Transfer of anthropogenic carbon between the atmosphere, coastal ocean, and open ocean along with increases in the corresponding inventory in each reservoir, given as the average of simulated values over 1993–2012. All results are in Pg C yr^{-1} . Simulated results are shown as dark numbers in boxes and adjacent numbers (grey italic) indicate data-based estimates for the 2000–2010 average (Regnier et al., 2013).

umn during the 1993–2012 period. That simulated accumulation is not significantly different from the estimate of $0.05 \pm 0.05 \text{ Pg C yr}^{-1}$ from Regnier et al. (2013). The accumulation in the coastal ocean is effective over the entire period (1910–2012) as the uptake of anthropogenic carbon by the global coastal ocean is always inferior to its cross-shelf export (Fig. 10). To gain insight into this cross-shelf exchange, we computed the simulated mean water residence times for each MARCATS region (Fig. 8). Residence times for most coastal regions are of the order of a few months or less, except for Hudson Bay, the Baltic Sea, and the Persian Gulf. The latter three regions are generally more confined

and we expect longer residence times, although our model simulations were never designed to simulate these regions accurately. Generally, our simulated residence times are shorter than what has been published for similarly defined coastal regions, although methods differ substantially (Jickells, 1998; Men and Liu, 2014; Delhez et al., 2004). Despite these short residence times, the cross-shelf export of anthropogenic carbon is unable to keep up with the increasing air–sea flux of anthropogenic carbon (Fig. 10). This may be explained by the open-ocean waters that are imported to the coastal ocean being already charged with anthropogenic carbon, thus limiting further uptake in the coastal zone. This accumulation rate of anthropogenic carbon in the coastal ocean contrasts with the lower simulated proportion that remains in the mixed layer of the global ocean. Using a coarse-resolution global model, Bopp et al. (2015) showed that on average for the global ocean, only $\sim 10\%$ of the anthropogenic carbon that crosses the air–sea interface accumulates in the seasonally-varying mixed layer. The CSP hypothesis from Tsunogai et al. (1999) assumes that much of the 1 Pg C yr^{-1} of total carbon absorbed by the coastal ocean is exported to the deep ocean. Also assuming that the CSP operates equally in all shelf regions across the world, Yool and Fasham (2001) used a coarse-resolution global model to estimate that 53% of the coastal uptake is exported to the open ocean. Yet they considered only natural carbon. Conversely, we focus purely on anthropogenic carbon. Our simulations suggest that 70% of the anthropogenic carbon absorbed by the coastal ocean over 1993 to 2012 is transported offshore to the deeper open ocean.

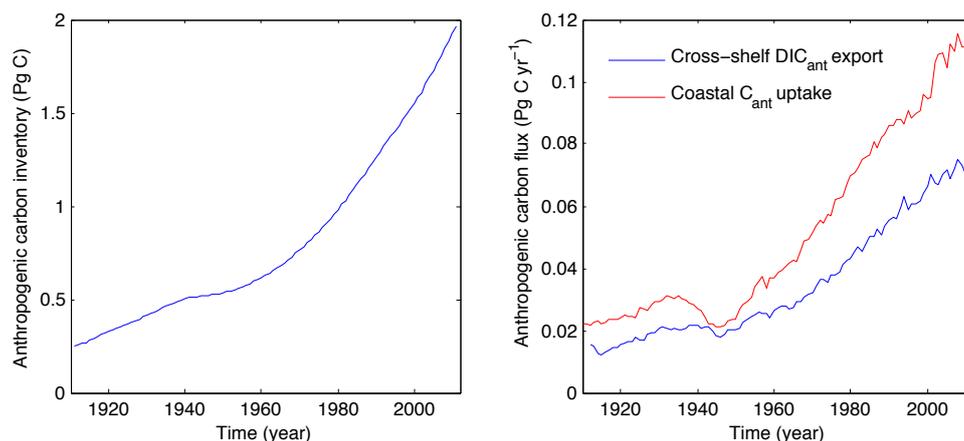


Figure 10. Simulated temporal evolution of (a) coastal-ocean inventory of anthropogenic carbon given in Pg C and (b) anthropogenic CO₂ (C_{ant}) uptake by the global coastal ocean and global cross-shelf export of anthropogenic carbon (DIC_{ant}) given in Pg C yr⁻¹.

5 Conclusions

The goal of this study was to estimate the anthropogenic CO₂ flux from the atmosphere to the coastal ocean, both globally and regionally, using an eddying global-ocean model, making 143-year simulations forced by atmospheric reanalysis data and atmospheric CO₂. We first evaluated the simulated air–sea fluxes of total CO₂ for 45 coastal regions and found a correlation coefficient R of 0.8 when compared to observation-based estimates. Then we estimated the average simulated anthropogenic carbon uptake by the global coastal ocean over 1993–2012 to be 0.10 ± 0.01 Pg C yr⁻¹, equivalent to 4.5 % of global-ocean uptake of anthropogenic CO₂, an amount less than expected based on the surface area of the global coastal ocean (7.5 % of the global ocean). Furthermore, our estimate is only about half of that estimated by Wanninkhof et al. (2013), whose budget was based on extrapolating adjacent open-ocean data-based estimates of the specific flux into the coastal ocean. We attribute our lower specific flux of anthropogenic carbon into the global coastal ocean mainly to the model’s associated offshore carbon transport, which is not strong enough to reduce surface levels of anthropogenic DIC (and thus anthropogenic pCO_2) to levels that are as low as those in the open ocean (on average). Whether or not our model provides a realistic estimate of offshore transport at the global scale is a critical question that demands further investigation.

Clearly, our approach is limited by the extent to which the coastal ocean is resolved. Our model’s horizontal resolution does not allow it to fully resolve some fine-scale coastal processes such as tides, which affect F_{CO_2} at tidal fronts (Bianchi et al., 2005). Model resolution is also inadequate to fully resolve mesoscale and submesoscale eddies and associated upwelling. Moreover, in the midlatitudes with a water depth of 80 m, the first baroclinic Rossby radius (the dominant scale affecting coastal processes) is around 200 km, but

the latter falls below 10 km on Arctic shelves (Holt et al., 2014; Nurser and Bacon, 2014). Thus the higher latitudes need much finer resolution (Holt et al., 2009).

Yet all model studies must weigh the costs and benefits of pushing the limits toward improved realism. Our approach has been to use a model that takes only a first step into the eddying regime in order to be able to achieve long physical-biogeochemical simulations with atmospheric CO₂ increasing from preindustrial levels to today. It represents a step forward relative to previous studies with typical coarse-resolution ocean models (around 2° horizontal resolution), which may be considered to be designed exclusively for the open ocean. In the coming years, increasing computational resources will allow further increases in spatial resolution and a better representation of the coastal ocean in global ocean carbon cycle models.

Improvements will also be needed in terms of the modelled biogeochemistry of the coastal zone. Most global-scale biogeochemical models neglect river input of nutrients and carbon. Although that is taken into account in our simulations, the river input forcing is constant in time (Aumont et al., 2015). Seasonal and higher frequency variability in carbon and nutrient river input (e.g. from floods and droughts) is substantial as are typical anthropogenic trends. For simplicity, virtually all global-scale models neglect sediment resuspension and early diagenesis in the coastal zone. Those processes in some coastal areas may well alter nutrient availability, surface DIC, and total alkalinity, which would affect F_{CO_2} . In addition, in the coastal zone, one must eventually go beyond the classic definition of anthropogenic carbon, i.e. the change due only to the direct influence of the anthropogenic increase in atmospheric CO₂ on the F_{CO_2} and ocean carbonate chemistry. Changes in other human-induced perturbations may be substantial. For example, future research should better assess potential changes in sediment burial of carbon in the coastal zone during the industrial era, estimated

at up to 0.15 Pg C yr⁻¹ but with large uncertainty (Regnier et al., 2013).

To improve understanding of the critical land–ocean connection and its role in carbon and nutrient exchange, we call for a long-term effort to exploit the latest, global-scale, high-resolution, ocean general circulation models, adding ocean biogeochemistry, and improving them to better represent the coastal and open oceans together as one seamless system.

6 Code availability

The code of the NEMO ocean model version 3.2 is available under CeCILL license at <http://www.nemo-ocean.eu>.

7 Data availability

As a supplementary material, we provide the simulated air-sea total and natural CO₂ fluxes over the 1993–2012 period (bg-2016-57-Cflux.nc), model grid parameters (bg-2016-57-grid.nc), and times series for area-integrated CO₂ fluxes (bg-2016-57-timeseries.txt).

Acknowledgements. We are grateful to the associate editor J. Middelburg for managing the peer-reviewing process and to two referees, N. Gruber and P. Regnier, for their helpful comments. We thank G. G. Laruelle for providing the raw data version of the Laruelle et al. (2014) database, and we are grateful to C. Nangini and P. Brockmann for their help with the GIS analysis, data treatment, and data visualization. We also thank J. Simeon for the first implementation of the ORCA05-PISCES model. The research leading to these results was supported through the EU FP7 project CARBOCHANGE (grant 264879), the EU H2020 project CRESCENDO (grant 641816), and the EU H2020 project C-CASCADES (Marie Skłodowska-Curie grant 643052). Simulations were made using HPC resources from GENCI-IDRIS (grant x2015010040). Timothée Bourgeois was funded through a scholarship cosupported by DGA-MRIS and CEA scholarship.

Edited by: J. Middelburg

Reviewed by: N. Gruber and P. Regnier

References

Allen, J. I., Blackford, J., Holt, J., Proctor, R., Ashworth, M., and Siddorn, J.: A highly spatially resolved ecosystem model for the North West European Continental Shelf, *Sarsia*, 86, 423–440, 2001.

Andersson, A. J. and Mackenzie, F. T.: Shallow-water oceans: a source or sink of atmospheric CO₂?, *Front. Ecol. Environ.*, 2, 348–353, 2004.

Artioli, Y., Blackford, J. C., Nondal, G., Bellerby, R. G. J., Wake-
lin, S. L., Holt, J. T., Butenschön, M., and Allen, J. I.: Heterogeneity of impacts of high CO₂ on the North Western European Shelf, *Biogeosciences*, 11, 601–612, doi:10.5194/bg-11-601-2014, 2014.

Astor, Y. M., Lorenzoni, L., Thunell, R., Varela, R., Muller-Karger, F., Troccoli, L., Taylor, G. T., Scranton, M. I., Tappa, E., and Rueda, D.: Interannual variability in sea surface temperature and F_{CO₂} changes in the Cariaco Basin, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 93, 33–43, 2013.

Atlas, R., Hoffman, R. N., Ardizzone, J., Leidner, S. M., Jusem, J. C., Smith, D. K., and Gombos, D.: A Cross-calibrated, Multi-platform Ocean Surface Wind Velocity Product for Meteorological and Oceanographic Applications, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 92, 157–174, 2011.

Aumont, O. and Bopp, L.: Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies, *Global Biogeochem. Cy.*, 20, GB2017, doi:10.1029/2005GB002591, 2006.

Aumont, O., Ethé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., and Gehlen, M.: PISCES-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies, *Geosci. Model Dev.*, 8, 2465–2513, doi:10.5194/gmd-8-2465-2015, 2015.

Bakker, D. C. E., Pfeil, B., Smith, K., Hankin, S., Olsen, A., Alin, S. R., Cosca, C., Harasawa, S., Kozyr, A., Nojiri, Y., O'Brien, K. M., Schuster, U., Telszewski, M., Tilbrook, B., Wada, C., Akl, J., Barbero, L., Bates, N. R., Boutin, J., Bozec, Y., Cai, W.-J., Castle, R. D., Chavez, F. P., Chen, L., Chierici, M., Currie, K., de Baar, H. J. W., Evans, W., Feely, R. A., Fransson, A., Gao, Z., Hales, B., Hardman-Mountford, N. J., Hoppema, M., Huang, W.-J., Hunt, C. W., Huss, B., Ichikawa, T., Johannessen, T., Jones, E. M., Jones, S. D., Jutterström, S., Kitidis, V., Körtzinger, A., Landschützer, P., Lauvset, S. K., Lefèvre, N., Manke, A. B., Mathis, J. T., Merlivat, L., Metzl, N., Murata, A., Newberger, T., Omar, A. M., Ono, T., Park, G.-H., Paterson, K., Pierrot, D., Ríos, A. F., Sabine, C. L., Saito, S., Salisbury, J., Sarma, V. V. S. S., Schlitzer, R., Sieger, R., Skjelvan, I., Steinhoff, T., Sullivan, K. F., Sun, H., Sutton, A. J., Suzuki, T., Sweeney, C., Takahashi, T., Tjiputra, J., Tsurushima, N., van Heuven, S. M. A. C., Vandemark, D., Vlahos, P., Wallace, D. W. R., Wanninkhof, R., and Watson, A. J.: An update to the Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT version 2), *Earth Syst. Sci. Data*, 6, 69–90, doi:10.5194/essd-6-69-2014, 2014.

Barnier, B., Madec, G., Penduff, T., Molines, J. M., Treguier, A. M., Le Sommer, J., Beckmann, A., Biastoch, A., Böning, C., Dengg, J., Derval, C., Durand, E., Gulev, S., Remy, E., Talandier, C., Theetten, S., Maltrud, M., McClean, J., and De Cuevas, B.: Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution, *Ocean Dynam.*, 56, 543–567, 2006.

Bauer, J. E., Cai, W.-J., Raymond, P. A., Bianchi, T. S., Hopkinson, C. S., and Regnier, P.: The changing carbon cycle of the coastal ocean, *Nature*, 504, 61–70, 2013.

Bianchi, A. A., Bianucci, L., Piola, A. R., Pino, D. R., Schloss, I., Poisson, A., and Balestrini, C. F.: Vertical stratification and air-sea CO₂ fluxes in the Patagonian shelf, *J. Geophys. Res.-Ocean.*, 110, 1–10, 2005.

Bopp, L., Lévy, M., Resplandy, L., and Sallée, J. B.: Pathways of anthropogenic carbon subduction in the global ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 6416–6423, 2015.

Borges, A. V.: Do we have enough pieces of the jigsaw to integrate CO₂ fluxes in the coastal ocean?, *Estuaries*, 28, 3–27, 2005.

Borges, A. V., Delille, B., and Frankignoulle, M.: Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: Diver-

- sity of ecosystems counts, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14601, doi:10.1029/2005GL023053, 2005.
- Brodeau, L., Barnier, B., Treguier, A.-M., Penduff, T., and Gulev, S.: An ERA40-based atmospheric forcing for global ocean circulation models, *Ocean Model.*, 31, 88–104, 2010.
- Cai, W.-J.: Estuarine and coastal ocean carbon paradox: CO₂ sinks or sites of terrestrial carbon incineration?, *Ann. Rev. Mar. Sci.*, 3, 123–45, 2011.
- Cai, W.-J., Dai, M., and Wang, Y.: Air-sea exchange of carbon dioxide in ocean margins: A province-based synthesis, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L12603, doi:10.1029/2006GL026219, 2006.
- Capet, X. J.: Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13311, doi:10.1029/2004GL020123, 2004.
- Chen, C.-T. A.: Shelf-vs. dissolution-generated alkalinity above the chemical lysocline, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 49, 5365–5375, 2002.
- Chen, C.-T. A. and Borges, A. V.: Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO₂, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 56, 578–590, 2009.
- Chen, C.-T. A., Huang, T. H., Chen, Y. C., Bai, Y., He, X., and Kang, Y.: Air-sea exchanges of CO₂ in the world's coastal seas, *Biogeosciences*, 10, 6509–6544, doi:10.5194/bg-10-6509-2013, 2013.
- Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., Chhabra, a., DeFries, R., Galloway, J., Heimann, M., Jones, C., Quéré, C. L., Myneni, R., Piao, S., Thornton, P., France, P. C., Willem, J., Friedlingstein, P., and Munhoven, G.: 2013: Carbon and Other Biogeochemical Cycles, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 465–570, doi:10.1017/CBO9781107415324.015, 2013.
- Conkright, M. E., Locarnini, R. A., Garcia, H. E., O'Brien, T. D., Boyer, T. P., Stephens, C., and Antonov, J. I.: *World Ocean Database 2001: Objective analyses, data statistics and figures*, 2002.
- Cossarini, G., Querin, S., and Solidoro, C.: The continental shelf carbon pump in the northern Adriatic Sea (Mediterranean Sea): Influence of wintertime variability, *Ecol. Model.*, 314, 118–134, 2015.
- Cotrim da Cunha, L., Buitenhuis, E. T., Le Quéré, C., Giraud, X., and Ludwig, W.: Potential impact of changes in river nutrient supply on global ocean biogeochemistry, *Global Biogeochem. Cy.*, 21, GB4007, doi:10.1029/2006GB002718, 2007.
- de Baar, H. J. W. and de Jong, J. T. M.: Distributions, sources and sinks of iron in seawater, *The Biogeochemistry of Iron in Seawater, IUPAC Series on Analytical and Physical Chemistry of Environmental Systems*, 123–253, 2001.
- Delhez, É. J., Heemink, A. W., and Deleersnijder, É.: Residence time in a semi-enclosed domain from the solution of an adjoint problem, *Estuarine, Coast. Shelf Sci.*, 61, 691–702, 2004.
- Dickson, A. G.: Standard potential of the reaction: $\text{AgCl}(s) + 12\text{H}_2(g) = \text{Ag}(s) + \text{HCl}(aq)$, and the standard acidity constant of the ion HSO_4^- in synthetic sea water from 273.15 to 318.15 K, *The Journal of Chemical Thermodynamics*, 22, 113–127, 1990.
- Fennel, K.: The role of continental shelves in nitrogen and carbon cycling: Northwestern North Atlantic case study, *Ocean Sci.*, 6, 539–548, doi:10.5194/os-6-539-2010, 2010.
- Fennel, K., Wilkin, J., Previdi, M., and Najjar, R.: Denitrification effects on air-sea CO₂ flux in the coastal ocean: Simulations for the northwest North Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L24608, doi:10.1029/2008GL036147, 2008.
- Fichefet, T. and Morales Maqueda, M. A. M.: Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics, *J. Geophys. Res.*, 102, 12609, doi:10.1029/97JC00480, 1997.
- Fiechter, J., Curchitser, E. N., Edwards, C. A., Chai, F., Goebel, N. L., and Chavez, F. P.: Air-sea CO₂ fluxes in the California Current: Impacts of model resolution and coastal topography, *Global Biogeochem. Cy.*, 28, 371–385, 2014.
- Gattuso, J. P., Frankignoulle, M., and Wollast, R.: Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems, *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, 29, 405–434, 1998.
- Geider, R. J., MacIntyre, H. L., and Kana, T. M.: A dynamic regulatory model of phytoplankton acclimation to light, nutrients, and temperature, *Limnol. Oceanogr.*, 43, 679–694, 1998.
- Gent, P. R. and McWilliams, J. C.: Isopycnal Mixing in Ocean Circulation Models, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 150–155, 1990.
- GLOBALVIEW-CO₂: Cooperative Global Atmospheric Data Integration Project Carbon Dioxide, Multi-laboratory compilation of synchronized and gap-filled atmospheric carbon dioxide records for the period 1979–2012, Compiled by NOAA Global Monitoring Division, Boulder, Colorado, doi:10.3334/OBSPACK/1002, 2012.
- Griffies, S.: Problems and Prospects in Large-Scale Ocean Circulation Models, in: *Proceedings of OceanObs'09, Sustained Ocean Observations and Information for Society*, 1, European Space Agency, Venice, Italy, 410–431, 2010.
- Gruber, N.: Ocean biogeochemistry: Carbon at the coastal interface, *Nature*, 517, 148–149, 2014.
- Ho, D. T., Law, C. S., Smith, M. J., Schlosser, P., Harvey, M., and Hill, P.: Measurements of air-sea gas exchange at high wind speeds in the Southern Ocean: Implications for global parameterizations, *Geophys. Res. Lett.*, 33, 1–6, 2006.
- Hofmann, E. E., Cahill, B., Fennel, K., Friedrichs, M. A. M., Hyde, K., Lee, C., Mannino, A., Najjar, R. G., O'Reilly, J. E., Wilkin, J., and Xue, J.: Modeling the dynamics of continental shelf carbon, *Ann. Rev. Mar. Sci.*, 3, 93–122, 2011.
- Holt, J., Harle, J., Proctor, R., Michel, S., Ashworth, M., Batstone, C., Allen, I., Holmes, R., Smyth, T., Haines, K., Bretherton, D., and Smith, G.: Modelling the global coastal ocean, *Philos. Trans. Ser. A*, 367, 939–51, 2009.
- Holt, J., Icarus Allen, J., Anderson, T. R., Brewin, R., Butenschön, M., Harle, J., Huse, G., Lehodey, P., Lindemann, C., Memery, L., Salihoglu, B., Senina, I., and Yool, A.: Challenges in integrative approaches to modelling the marine ecosystems of the North Atlantic: Physics to fish and coasts to ocean, *Prog. Oceanogr.*, 129, 285–313, 2014.
- Hu, X. and Cai, W.-J.: An assessment of ocean margin anaerobic processes on oceanic alkalinity budget, *Global Biogeochem. Cy.*, 25, GB3003, doi:10.1029/2010GB003859, 2011.
- Ishii, M., Kosugi, N., Sasano, D., Saito, S., Midorikawa, T., and Inoue, H. Y.: Ocean acidification off the south coast of Japan: A result from time series observations of CO₂ parameters from 1994 to 2008, *J. Geophys. Res.-Ocean.*, 116, 1–9, 2011.
- Jacobson, A. R., Fletcher, S. E. M., Gruber, N., Sarmiento, J. L., and Gloor, M.: A joint atmosphere-ocean inversion for surface fluxes

- of carbon dioxide: 1. Methods and global-scale fluxes, *Global Biogeochem. Cy.*, 21, GB1019, doi:10.1029/2005GB002556, 2007.
- Jickells, T. D.: Nutrient Biogeochemistry of the Coastal Zone, *Science*, 281, 217–222, 1998.
- Kelley, J. J., Longerich, L. L., and Hood, D. W.: Effect of upwelling, mixing, and high primary productivity on CO₂ concentrations in surface waters of the Bering Sea, *J. Geophys. Res.*, 76, 8687–8693, 1971.
- Key, R. M., Kozyr, A., Sabine, C. L., Lee, K., Wanninkhof, R., Bullister, J. L., Feely, R. A., Millero, F. J., Mordy, C., and Peng, T.-H.: A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP), *Global Biogeochem. Cy.*, 18, GB4031, doi:10.1029/2004GB002247, 2004.
- Krumins, V., Gehlen, M., Arndt, S., Van Cappellen, P., and Regnier, P.: Dissolved inorganic carbon and alkalinity fluxes from coastal marine sediments: model estimates for different shelf environments and sensitivity to global change, *Biogeosciences*, 10, 371–398, doi:10.5194/bg-10-371-2013, 2013.
- Lachkar, Z. and Gruber, N.: Response of biological production and air-sea CO₂ fluxes to upwelling intensification in the California and Canary Current Systems, *J. Mar. Syst.*, 109/110, 149–160, 2013.
- Lachkar, Z., Orr, J. C., Dutay, J. C., and Delecluse, P.: Effects of mesoscale eddies on global ocean distributions of CFC-11, CO₂, and $\Delta^{14}\text{C}$, *Ocean Sci.*, 3, 461–482, doi:10.5194/os-3-461-2007, 2007.
- Landschützer, P., Gruber, N., Bakker, D. C. E., and Schuster, U.: Recent variability of the global ocean carbon sink, *Global Biogeochem. Cy.*, 28, 927–949, 2014.
- Laruelle, G. G., Dürr, H. H., Slomp, C. P., and Borges, A. V.: Evaluation of sinks and sources of CO₂ in the global coastal ocean using a spatially-explicit typology of estuaries and continental shelves, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L15607, doi:10.1029/2010GL043691, 2010.
- Laruelle, G. G., Dürr, H. H., Lauerwald, R., Hartmann, J., Slomp, C. P., Goossens, N., and Regnier, P.: Global multi-scale segmentation of continental and coastal waters from the watersheds to the continental margins, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2029–2051, doi:10.5194/hess-17-2029-2013, 2013.
- Laruelle, G. G., Lauerwald, R., Pfeil, B., and Regnier, P.: Regionalized global budget of the CO₂ exchange at the air-water interface in continental shelf seas, *Global Biogeochem. Cy.*, 28, 1199–1214, doi:10.1002/2014GB004832, 2014.
- Le Quééré, C., Peters, G. P., Andres, R. J., Andrew, R. M., Boden, T. A., Ciais, P., Friedlingstein, P., Houghton, R. A., Marland, G., Moriarty, R., Sitch, S., Tans, P., Arneeth, A., Arvanitis, A., Bakker, D. C. E., Bopp, L., Canadell, J. G., Chini, L. P., Doney, S. C., Harper, A., Harris, I., House, J. I., Jain, A. K., Jones, S. D., Kato, E., Keeling, R. F., Klein Goldewijk, K., Körtzinger, A., Koven, C., Lefèvre, N., Maignan, F., Omar, A., Ono, T., Park, G.-H., Pfeil, B., Poulter, B., Raupach, M. R., Regnier, P., Rödenbeck, C., Saito, S., Schwinger, J., Segsneider, J., Stocker, B. D., Takahashi, T., Tilbrook, B., van Heuven, S., Viovy, N., Wanninkhof, R., Wiltshire, A., and Zaehle, S.: Global carbon budget 2013, *Earth Syst. Sci. Data*, 6, 235–263, doi:10.5194/essd-6-235-2014, 2014.
- Le Quééré, C., Moriarty, R., Andrew, R. M., Peters, G. P., Ciais, P., Friedlingstein, P., Jones, S. D., Sitch, S., Tans, P., Arneeth, A., Boden, T. A., Bopp, L., Bozec, Y., Canadell, J. G., Chini, L. P., Chevallier, F., Cosca, C. E., Harris, I., Hoppema, M., Houghton, R. A., House, J. I., Jain, A. K., Johannessen, T., Kato, E., Keeling, R. F., Kitidis, V., Klein Goldewijk, K., Koven, C., Landa, C. S., Landschützer, P., Lenton, A., Lima, I. D., Marland, G., Mathis, J. T., Metzl, N., Nojiri, Y., Olsen, A., Ono, T., Peng, S., Peters, W., Pfeil, B., Poulter, B., Raupach, M. R., Regnier, P., Rödenbeck, C., Saito, S., Salisbury, J. E., Schuster, U., Schwinger, J., Séférian, R., Segsneider, J., Steinhoff, T., Stocker, B. D., Sutton, A. J., Takahashi, T., Tilbrook, B., van der Werf, G. R., Viovy, N., Wang, Y.-P., Wanninkhof, R., Wiltshire, A., and Zeng, N.: Global carbon budget 2014, *Earth Syst. Sci. Data*, 7, 47–85, doi:10.5194/essd-7-47-2015, 2015.
- Lefèvre, N., Diverrès, D., and Gallois, F.: Origin of CO₂ undersaturation in the western tropical Atlantic, *Tellus B*, 62, 595–607, 2010.
- Liu, K.-K., Atkinson, L., Quiñones, R., and Talaue-McManus, L., (Eds.): Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins, *Global Change – The IGBP Series*, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, doi:10.1007/978-3-540-92735-8, 2010.
- Longhurst, A., Sathyendranath, S., Platt, T., and Caverhill, C.: An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data, *J. Plank. Res.*, 17, 1245–1271, 1995.
- Ludwig, W., Probst, J.-L., and Kempe, S.: Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion, *Global Biogeochem. Cy.*, 10, 23, doi:10.1029/95GB02925, 1996.
- Lueker, T. J., Dickson, A. G., and Keeling, C. D.: Ocean pCO₂ calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K₁ and K₂: validation based on laboratory measurements of CO₂ in gas and seawater at equilibrium, *Mar. Chem.*, 70, 105–119, 2000.
- Mackenzie, F. T., Lerman, A., and Andersson, A. J.: Past and present of sediment and carbon biogeochemical cycling models, *Biogeosciences*, 1, 11–32, doi:10.5194/bg-1-11-2004, 2004.
- Madec, G.: NEMO ocean engine, *Note du Pole de modélisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace*, 27, 250 pp., 2008.
- McKiver, W. J., Vichi, M., Lovato, T., Storto, A., and Masina, S.: Impact of increased grid resolution on global marine biogeochemistry, *J. Mar. Syst.*, 147, 153–158, doi:10.1016/j.jmarsys.2014.10.003, 2015.
- Men, W. and Liu, G.: Distribution of ²²⁶Ra and the residence time of the shelf water in the Yellow Sea and the East China Sea, *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 303, 2333–2344, 2014.
- Meybeck, M.: Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers, *Am. J. Sci.*, 282, 401–450, 1982.
- Monod, J.: The Growth of Bacterial Cultures, *Annu. Rev. Microbiol.*, 3, 371–394, 1949.
- Najjar, R. G. and Orr, J. C.: Biotic-HOWTO, Internal OCMIP Report, LSCE/CEA Saclay, Gif-sur-Yvette, France, 1–15, 1999.
- Nurser, A. J. G. and Bacon, S.: The Rossby radius in the Arctic Ocean, *Ocean Sci.*, 10, 967–975, doi:10.5194/os-10-967-2014, 2014.
- Pfeil, B., Olsen, A., Bakker, D. C. E., Hankin, S., Koyuk, H., Kozyr, A., Malczyk, J., Manke, A., Metzl, N., Sabine, C. L., Akl, J., Alin, S. R., Bates, N., Bellerby, R. G. J., Borges, A., Boutin, J., Brown, P. J., Cai, W. J., Chavez, F. P., Chen, A., Cosca, C., Fassbender, A. J., Feely, R. A., González-Dávila, M., Goyet, C., Hales, B., Hardman-Mountford, N., Heinze, C., Hood, M., Hoppema, M., Hunt, C. W., Hydes, D., Ishii, M., Johannessen,

- T., Jones, S. D., Key, R. M., Körtzinger, A., Landschützer, P., Lauvset, S. K., Lefèvre, N., Lenton, A., Lourantou, A., Merlivat, L., Midorikawa, T., Mintrop, L., Miyazaki, C., Murata, A., Nakadate, A., Nakano, Y., Nakaoka, S., Nojiri, Y., Omar, A. M., Padin, X. A., Park, G. H., Paterson, K., Perez, F. F., Pierrot, D., Poisson, A., Ríos, A. F., Santana-Casiano, J. M., Salisbury, J., Sarma, V. V. S. S., Schlitzer, R., Schneider, B., Schuster, U., Sieger, R., Skjelvan, I., Steinhoff, T., Suzuki, T., Takahashi, T., Tedesco, K., Telszewski, M., Thomas, H., Tilbrook, B., Tjiputra, J., Vandemark, D., Veness, T., Wanninkhof, R., Watson, A. J., Weiss, R., Wong, C. S., and Yoshikawa-Inoue, H.: A uniform, quality controlled Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT), *Earth Syst. Sci. Data*, 5, 125–143, doi:10.5194/essd-5-125-2013, 2013.
- Phelps, J. J. C., Blackford, J. C., Holt, J. T., and Polton, J. A.: Modelling large-scale CO₂ leakages in the North Sea, *Int. J. Greenh. Gas Con.*, 38, 210–220, doi:10.1016/j.ijggc.2014.10.013, 2014.
- Prowe, A. E. F., Thomas, H., Pätsch, J., Kühn, W., Bozec, Y., Schiettecatte, L.-S., Borges, A. V., and de Baar, H. J. W.: Mechanisms controlling the air-sea flux in the North Sea, *Cont. Shelf Res.*, 29, 1801–1808, 2009.
- QGIS Development Team: QGIS Geographic Information System, 2015.
- Rabouille, C., Mackenzie, F. T., and Ver, L. M.: Influence of the human perturbation on carbon, nitrogen, and oxygen biogeochemical cycles in the global coastal ocean, *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 65, 3615–3641, 2001.
- Regnier, P., Friedlingstein, P., Ciais, P., Mackenzie, F. T., Gruber, N., Janssens, I. A., Laruelle, G. G., Lauerwald, R., Luyssaert, S., Andersson, A. J., Arndt, S., Arnosti, C., Borges, A. V., Dale, A. W., Gallego-Sala, A., Goddérís, Y., Goossens, N., Hartmann, J., Heinze, C., Ilyina, T., Joos, F., LaRowe, D. E., Leifeld, J., Meysman, F. J. R., Munhoven, G., Raymond, P. A., Spahni, R., Suntharalingam, P., and Thullner, M.: Anthropogenic perturbation of the carbon fluxes from land to ocean, *Nat. Geosci.*, 6, 597–607, doi:10.1038/ngeo1830, 2013.
- Soetaert, K., Middelburg, J. J., Herman, P. M., and Buis, K.: On the coupling of benthic and pelagic biogeochemical models, *Earth-Sci. Rev.*, 51, 173–201, 2000.
- Sundquist, E. T., Plummer, L. N., and Wigley, T. M. L.: Carbon Dioxide in the Ocean Surface: The Homogeneous Buffer Factor, *Science*, 204, 1203–1205, 1979.
- Takahashi, T., Broecker, W. S., and Langer, S.: Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces, *J. Geophys. Res.*, 90, 6907, doi:10.1029/JC090iC04p06907, 1985.
- Takahashi, T., Sutherland, S. C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A., Chipman, D. W., Hales, B., Friederich, G., Chavez, F., Sabine, C., Watson, A., Bakker, D. C. E., Schuster, U., Metzl, N., Yoshikawa-Inoue, H., Ishii, M., Midorikawa, T., Nojiri, Y., Körtzinger, A., Steinhoff, T., Hoppema, M., Olafsson, J., Arnarson, T. S., Tilbrook, B., Johannessen, T., Olsen, A., Bellerby, R., Wong, C. S., Delille, B., Bates, N. R., and de Baar, H. J. W.: Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 56, 554–577, 2009.
- Tegen, I. and Fung, I.: Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, 100, 18707, doi:10.1029/95JD02051, 1995.
- Thomas, H., Bozec, Y., Elkalay, K., and de Baar, H. J. W.: Enhanced open ocean storage of CO₂ from shelf sea pumping, *Science (New York, NY)*, 304, 1005–1008, doi:10.1126/science.1103193, 2004.
- Thomas, H., Schiettecatte, L.-S., Suykens, K., Koné, Y. J. M., Shadwick, E. H., Prowe, A. E. F., Bozec, Y., de Baar, H. J. W., and Borges, A. V.: Enhanced ocean carbon storage from anaerobic alkalinity generation in coastal sediments, *Biogeosciences*, 6, 267–274, doi:10.5194/bg-6-267-2009, 2009.
- Timmermann, R., Goosse, H., Madec, G., Fichefet, T., Etche, C., and Dulière, V.: On the representation of high latitude processes in the ORCA-LIM global coupled sea ice-ocean model, *Ocean Model.*, 8, 175–201, 2005.
- Treguer, P., Nelson, D. M., Van Bennekom, A. J., DeMaster, D. J., Leynaert, A., and Queguiner, B.: The Silica Balance in the World Ocean: A Reestimate, *Science*, 268, 375–379, 1995.
- Tsunogai, S., Watanabe, S., and Sato, T.: Is there a “continental shelf pump” for the absorption of atmospheric CO₂?, *Tellus B*, 51, 701–712, 1999.
- Turi, G., Lachkar, Z., and Gruber, N.: Spatiotemporal variability and drivers of pCO₂ and air-sea CO₂ fluxes in the California Current System: an eddy-resolving modeling study, *Biogeosciences*, 11, 671–690, doi:10.5194/bg-11-671-2014, 2014.
- Uppström, L. R.: The boron/chlorinity ratio of deep-sea water from the Pacific Ocean, *Deep-Sea Res. Oceanogr. Abstracts*, 21, 161–162, 1974.
- Van Heuven, S., Pierrot, D., Rae, J., Lewis, E., and Wallace, D.: CO2SYS v1.1, MATLAB program developed for CO₂ system calculations., in: ORNL/CDIAC-105b. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US DoE, Oak Ridge, TN., doi:10.3334/CDIAC/otg.CO2SYS_MATLAB_v1.1, 2011.
- Wakelin, S. L., Holt, J. T., Blackford, J. C., Allen, J. I., Butenschön, M., and Artioli, Y.: Modeling the carbon fluxes of the northwest European continental shelf: Validation and budgets, *J. Geophys. Res.*, 117, C05020, doi:10.1029/2011JC007402, 2012.
- Walsh, J. J.: Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen, *Nature*, 350, 53–55, 1991.
- Wanninkhof, R.: Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, *J. Geophys. Res.*, 97, 7373, doi:10.1029/92JC00188, 1992.
- Wanninkhof, R., Park, G. H., Takahashi, T., Sweeney, C., Feely, R., Nojiri, Y., Gruber, N., Doney, S. C., McKinley, G. A., Lenton, A., Le Quééré, C., Heinze, C., Schwinger, J., Graven, H., and Khatiwala, S.: Global ocean carbon uptake: magnitude, variability and trends, *Biogeosciences*, 10, 1983–2000, doi:10.5194/bg-10-1983-2013, 2013.
- Weiss, R.: Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas, *Mar. Chem.*, 2, 203–215, 1974.
- Yool, A. and Fasham, M. J. R.: An Examination of the “Continental shelf pump” in an open ocean general circulation model, *Global Biogeochem. Cy.*, 15, 831–844, 2001.

4.3 Conclusion

L'objectif de cette étude est d'estimer l'absorption de carbone anthropique (C_{ant}) de l'océan côtier à partir de simulations centennales issues de la configuration globale haute résolution ORCA05 du modèle NEMO-PISCES. L'approche globale de cette étude est complétée par une approche régionalisée des résultats simulés *via* l'utilisation de la segmentation MARCATS appliquée à l'océan côtier. Les flux air-mer simulés de CO_2 total par régions MARCATS sont évalués à partir d'estimations régionalisées par régions MARCATS basées sur des observations. La comparaison de ces données avec les flux simulés régionalisés présentent un coefficient de corrélation de 0,8. Dans notre modèle, l'absorption de C_{ant} de l'océan mondial atteint $2,3 \text{ Pg C a}^{-1}$ sur la période 1993–2012, en accord avec la littérature. Sur la même période, le modèle simule une absorption de $0,10 \pm 0,01 \text{ Pg C a}^{-1}$ de C_{ant} pour l'océan côtier mondial. L'absorption de C_{ant} de l'océan côtier représente donc seulement 4,5 % de l'absorption de C_{ant} de l'océan global alors que l'océan côtier considéré dans cette étude représente 7,5 % de la surface océanique globale. Cette estimation d'absorption côtière représente la moitié de l'estimation de Wanninkhof et al. (2013) basée sur le taux moyen d'absorption de C_{ant} de l'océan mondial. D'après le modèle, cette absorption côtière limitée s'expliquerait par l'export réduit du C_{ant} absorbé par l'océan côtier vers le large, ne permettant pas de réduire les pressions partielles de CO_2 anthropique de surface des eaux côtières au même niveau que celui de l'océan mondial. Une étude approfondie des processus d'échanges côtes-large simulés dans le modèle est nécessaire pour évaluer le réalisme de ces processus et les caractériser. Une première étape allant dans ce sens est présentée avec les estimations de temps de résidence des masses d'eau par régions MARCATS. L'évaluation globale de ces temps de résidence reste difficile à réaliser avec les données disponibles.

Le modèle utilisé ici présentent des limites en terme de représentations des processus physiques et biogéochimiques côtiers. Les configurations utilisées dans cette étude ont été initialement conçues pour simuler les processus physiques et biogéochimiques de l'océan ouvert (Aumont et Bopp, 2006; Barnier et al., 2006). La résolution spatiale n'est pas assez fine pour représenter de manière explicite les processus de méso-échelle et de subméso-échelle dominants dans l'océan côtier comme les tourbillons et les upwellings (Holt et al., 2017). Les apports fluviaux en nutriments sont aussi simplifiés : absence d'apports particuliers, conversion systématique de la fraction organique des apports sous sa forme inorganique, uniformité des rapports stoechiométriques et absence de variabilité temporelle des apports en nutriments. En terme de couplage, les processus de rétroaction biophysique, comme l'atténuation de la disponibilité en lumière le long de la colonne d'eau due à la turbidité et à la présence du phytoplancton, sont absents.

En perspective, l'utilisation de grilles de résolution spatiale plus fines comme ORCA12 (de résolution nominale $1/12^\circ$) est nécessaire pour tendre vers une résolution explicite des processus physiques de petites échelles qui sont dominants dans l'océan côtier. Cependant,

une telle résolution spatiale est encore insuffisante pour une représentation explicite de ces processus (Holt et al., 2017).

Les échanges air-mer de CO_2 dépendent fortement de la couverture de glace dans les régions polaires et subpolaires (Bates et Mathis, 2009; Vancoppenolle et al., 2013). La prise en compte de la glace est donc particulièrement importante si on considère qu'en moyenne 26 % de la surface de l'océan côtier est recouverte par de la glace (Laruelle et al., 2014). Les estimations de flux air-mer de CO_2 de Laruelle et al. (2014) sont d'ailleurs les premières à prendre en compte, à l'échelle de l'océan côtier mondial, l'effet de la glace sur ces flux. La configuration utilisée dans ce chapitre intègre aussi la dynamique de la glace mais cette dynamique n'a pas été étudiée ici. Une validation et une analyse de la dynamique de glace de mer simulée par le modèle ORCA05 permettrait de mieux appréhender la variabilité spatiale et temporelle des flux air-mer de CO_2 dans les régions polaires. La représentation de la biogéochimie liée à la glace de mer dans le modèle NEMO-PISCES pourrait aussi avoir un rôle important sur la dynamique du DIC dans l'océan côtier (Figure 4.1, Moreau et al., 2016).

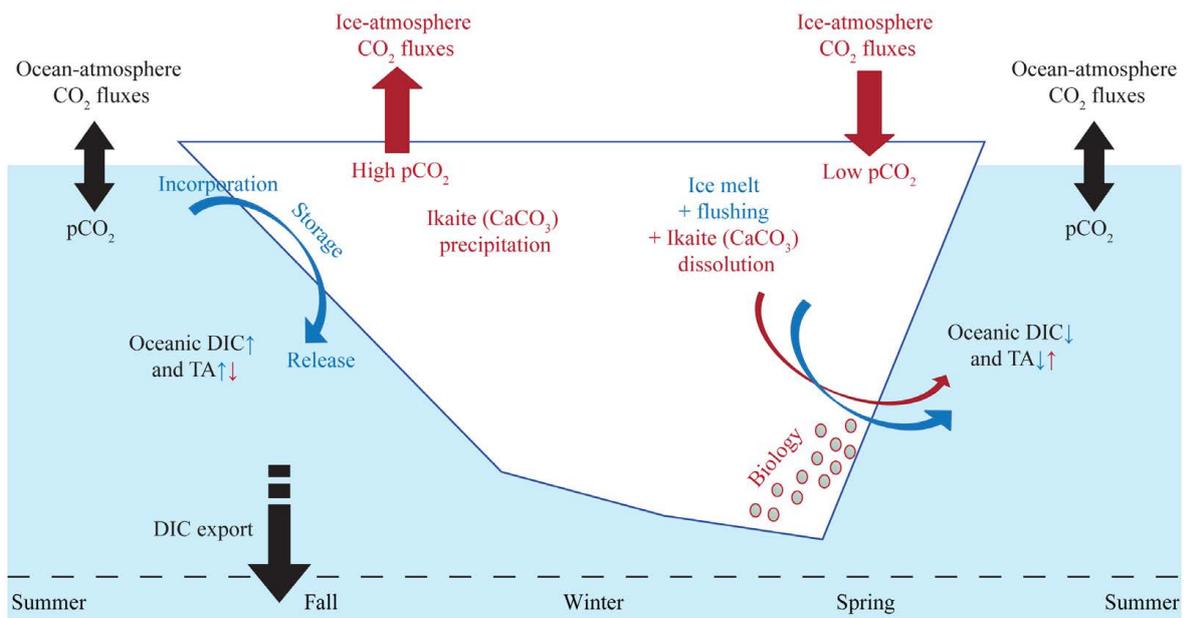


FIGURE 4.1 – Représentation schématique du rôle de la glace de mer sur le cycle du carbone en fonction des saisons. Figure tirée de Moreau et al. (2016).

4.4 Synthèse

- L'objectif de cette étude est l'estimation de l'**absorption de carbone anthropique** (C_{ant}) de l'océan côtier mondial à partir de la configuration ORCA05.
- Les flux air-mer simulés de CO_2 total sont validés à partir d'estimations basées sur des observations et régionalisées par MARCATS.
- L'absorption simulée de C_{ant} de l'océan côtier mondial est estimée à seulement **0,1 Pg C a⁻¹**, soit un taux d'absorption par m² équivalent à la moitié de celui de l'océan mondial.
- **L'absorption est limitée par l'export du C_{ant}** vers le large, ce qui maintient les pressions partielles de C_{ant} à la surface de l'océan côtier à un niveau supérieur à celles de l'océan ouvert.
- Il est nécessaire d'approfondir l'étude des processus d'échanges côtes-large simulés. Une première étape a été réalisée avec l'estimation des temps de résidence des masses d'eaux côtières simulées.

Chapitre 5

Effets du changement des apports fluviaux sur la biogéochimie de l’océan côtier mondial

Sommaire

5.1 Introduction	124
5.2 Biogeochemical impacts of recent changes in riverine nutrient inputs on the global coastal ocean	124
5.2.1 Introduction	124
5.2.2 Methods	126
5.2.3 Two case studies: the North Sea and the East China Sea	131
5.2.4 The global coastal ocean	135
5.2.5 Summary	140
5.3 Conclusion	142
5.4 Synthèse	143

5.1 Introduction

Ce chapitre aborde le troisième axe de recherche de cette thèse qui traite de l'effet de la perturbation anthropique des apports fluviaux en nutriments sur la biogéochimie marine en zone côtière. Lors d'une augmentation des apports fluviaux en nutriments, la production primaire en surface est stimulée et la dégradation de la matière organique qui en résulte amène à l'eutrophisation du milieu côtier, à la désoxygénation des eaux de fond, jusqu'à l'apparition de zones mortes (*"dead zones"*, Diaz et Rosenberg, 2008). L'eutrophisation et la désoxygénation engendrent à leur tour l'acidification des eaux côtières en augmentant leurs teneurs en DIC (Cai et al., 2011; Melzner et al., 2013). Dans la littérature, les conséquences de la perturbation anthropique des apports fluviaux en nutriments ont été étudiées de manière extensive à l'effet régionale ou à partir de compilations d'observations inégalement réparties sur l'océan côtier global (Cai et al., 2011; Diaz et Rosenberg, 2008; Gao et al., 2015; Gilbert et al., 2010; Gypens et al., 2009; Rabalais et al., 2014). Cependant, ces phénomènes ont été peu étudiés de façon cohérente à l'échelle globale (Cotrim da Cunha et al., 2007; Giraud et al., 2008; Reed et Harrison, 2016).

A partir de ce constat, une expérience a été réalisée afin de déterminer les effets du changement récent des apports fluviaux en nutriments sur la biogéochimie marine en zone côtière. Cette étude cherche à déterminer ces effets à travers trois méthodes : (1) deux études de cas illustrant le contraste des conditions fluviales et les réponses biogéochimiques spécifiques à ces conditions (2) une appréciation globale de la diversité des conditions d'apports fluviaux et leurs réponses biogéochimiques à travers une segmentation de l'océan côtier global et (3) une intégration globale de la réponse de l'océan côtier à ces changements d'apports. L'étude présentée dans ce chapitre sous forme d'un article en préparation utilise une base de donnée globale d'apports fluviaux en nutriments permettant de décrire une tendance sur la période 1970-2000. Ce forçage fluvial est ensuite utilisé pour forcer le modèle global ORCA05-PISCES pour évaluer l'impact sur la biogéochimie côtière de la tendance appliquée aux apports fluviaux en nutriment, à l'échelle globale. L'apport en eau douce n'est pas modifié afin de conserver la dynamique océanique de la configuration originale.

5.2 Biogeochemical impacts of recent changes in riverine nutrient inputs on the global coastal ocean

5.2.1 Introduction

The global coastal ocean is under stress from multiple anthropogenic perturbations (Doney, 2010). As for the open ocean, the coastal ocean is affected by increases in greenhouse gases in the atmosphere, which affect climate and drive ocean acidification, both occurring on the global scale. In addition, the coastal ocean is affected locally by the transfer

of fertilisers and industrial pollutants from land to sea. Increases in riverine nutrients results in coastal eutrophication, i.e., enhanced production of organic matter and its sub-surface remineralisation, which consumes oxygen and reduces pH (Cai et al., 2011; Gilbert et al., 2010; Rabalais et al., 2014; Wang et al., 2016). Indeed, the enhanced riverine nutrient input (here abbreviated as *riverine nutrient inputs* (RNI)) has already led to an increasing number and size of coastal-ocean regions with hypoxic concentrations, referred to in laymen's terms as "dead zones", where oxygen concentrations are too low to sustain life of many demersal and benthic fauna (Diaz et Rosenberg, 2008).

The carbon cycle in the coastal ocean is also largely affected by these human-induced stressors. For instance, the coastal ocean, on average, is transitioning from from being net heterotrophic (i.e. a CO₂ source to the atmosphere) to being net autotrophic (i.e. a CO₂ sink). While Bauer et al. (2013) explain this shift only by the increase in the atmospheric CO₂ concentration, Mackenzie et al. (2004) also invoke the direct influence of the increase in anthropogenic RNI, which favours continental shelf NEP.

Regions that are sensitive to changes in nutrient loading and more vulnerable to hypoxia often tend to have longer water residence times and stronger water-column stratification (Rabouille et al., 2008; Reed et Harrison, 2016). Spreading of hypoxic areas from riverine input of nutrients is further exacerbated by global warming, which reduces both O₂ solubility and increases ocean stratification, thereby reducing O₂ supply to the ocean interior (Keeling et al., 2010).

To assess the effects of RNI to the global coastal ocean, we rely on a database produced by the Global NEWS2 community (Global nutrient export watersheds, version 2), which provides spatially explicit estimates of inputs of multiple nutrients for rivers across the globe, for both 1970 and 2000 (Mayorga et al., 2010; Seitzinger et al., 2010).

Combining the particulate, dissolved, organic and inorganic forms available in the GN database, the global amount delivered by rivers to the global ocean in 1970 amounts to 36.7 Tg yr⁻¹ of total nitrogen (TN), 7.6 Tg yr⁻¹ of total phosphorus (TP), 288 Tg yr⁻¹ of total organic carbon (TOC), 1.23 Tg yr⁻¹ of total suspended solids (TSS), and 141 Tg yr⁻¹ of dissolved silica (DSi). In year 2000, that input increases by 18% in TN, 0.9% in TP, 5.5% in TOC, 1.2% in TSS, and 0.02% in DSi. The global increase in TN is dominated at 80% by dissolved inorganic nitrogen (azote inorganique dissous (*dissolved inorganic nitrogen*, DIN)). More than half of the global increase in riverine DIN and dissolved inorganic phosphorus (phosphore inorganique dissous (*dissolved inorganic phosphorus*, DIP)) is from South Asia, presumably driven by its rapid ongoing economic transition. In contrast are coastal regions in Europe that exhibit small increases (+10%) in DIN and decreases in DIP (-24%), a result of European-wide bans of P-based detergent for domestic laundry. Resulting changes in riverine N:P ratios may also affect the process of coastal eutrophication, inducing shifts in species composition of phytoplankton communities (Burson et al., 2016; Seitzinger et al., 2010). In addition, dissolved Si (DSi) loads could change regionally due to changes in river runoff as a result of damming, although there appears no significant global-scale trend

between 1970 and 2000 (Beusen et al., 2009; Seitzinger et al., 2010). Here we use these GN scenarios of as boundary conditions to a global ocean biogeochemical model in order to study how the anthropogenic perturbation of RNI affects coastal ocean biogeochemistry, an approach originally suggested by Reed et Harrison (2016).

There is no consensus on the impact of RNI on the open ocean, namely the proportion of riverine nutrients that make it to open ocean. While Moore et Doney (2007) and Duce et al. (2008) argue that essentially all riverine nutrients delivered to the coastal ocean are retained on the shelf, Sharples et al. (2017) reported that 75% of riverine DIN and 80% of the riverine DIP are exported to the open ocean. These large uncertainties may be attributed to the poor understanding of coastal nutrient reprocessing, cross-shelf exchange, and shelf-water residence time.

To evaluate biogeochemical changes in the coastal ocean due to RNI perturbations at global scale, we use an approach similar to that used by Cotrim da Cunha et al. (2007) and Giraud et al. (2008), i.e. a global coupled hydrodynamical-biogeochemical configuration, except that we use an eddy version of the NEMO ocean-sea-ice model coupled to the biogeochemical model PISCES. Our physical model is identical to that from Bourgeois et al. (2016). Its spatial resolution ranges between 0.2° near the North Pole to 0.5° at the Equator. This configuration takes a step towards better resolving coastal mesoscale processes relative to previous studies, both of which relied on coarse resolution models. Furthermore, this study differs because it does not use a fixed-scenario analysis as in Cotrim da Cunha et al. (2007) and Giraud et al. (2008); rather, we impose a RNI trend between 1970 and 2000 based on the GN RNI scenarios (Mayorga et al., 2010; Seitzinger et al., 2010).

5.2.2 Methods

Model

For this study, we use the coupled hydrodynamical-biogeochemical model NEMO version 3.2 (Madec, 2008). It includes (1) the primitive equation, general ocean circulation model OPA (Madec, 2008), (2) the dynamic-thermodynamic LIM model (Fichefet et Maqueda, 1997), and (3) the version 1 of the ocean biogeochemical model PISCES (Aumont et Bopp, 2006). A global NEMO configuration is used with a nominal horizontal resolution of 0.5° that ranges between 0.2° near the North Pole to 0.5° at the Equator (ORCA05 grid). Vertically, the model has 46 levels, 10 of which are in the upper 100 m. Thicknesses of vertical levels range from 6 m at the surface to 250 m for the deepest ocean level (centred at 5625 m). Model bathymetry is computed from the 2' bathymetry file ETOPO2 from the National Geophysical Data Center. The eddy parameterization scheme of Gent et McWilliams (1990) is used to mimic subgrid-scale eddy processes. The numerical characteristics of our ORCA05 configuration are the same as the ORCA025 configuration of Barnier et al. (2006), except for resolution-dependent modifications: horizontal eddy diffusivity for tracers is set to $600 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and horizontal eddy viscosity is set to $4 \times 10^{11} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

The marine biogeochemical model PISCES is designed to provide a simplified representation of the first two trophic levels of the marine ecosystem along with carbon-cycle processes (Aumont et Bopp, 2006). It simulates the dynamics of four plankton types, two of which are phytoplankton, themselves limited by five nutrients (NO_3 , NH_4 , PO_4 , Si and Fe). For carbonate chemistry, PISCES follows the protocol from phase 2 of the Ocean Carbon-Cycle Model Intercomparison Project (OCMIP, Najjar et Orr, 1999) protocol.

The model configuration used here, apart from river nutrient input, is identical to that used by Bourgeois et al. (2016).

Modelling strategy and river forcing

Our configuration, hereafter referred to as ORCA05-GN, is initialised with the end of simulated year 1964 from a previous run with the same configuration (ORCA05) from Bourgeois et al. (2016), hereafter ORCA05-GEM. Relative to the latter, the only difference is that the ORCA05-GN simulation uses a newer RNI forcing where the imposed trend between 1970 and 2000 is based on the GN dataset. The simulated ocean circulation fields and other boundary conditions, including freshwater discharge and atmospheric forcing from the DRAKKAR Forcing Set (Brodeau et al., 2010), are as in ORCA05-GEM. In ORCA05-GEM, lateral inputs into the coastal ocean from river discharge of DIC and DOC are taken from the annual estimates of the GEM, constant in time (no trend nor seasonal cycle). Riverine inputs of dissolved iron (Fe), nitrate (NO_3^{2-}), phosphate (PO_4^{3-}), and silicate (SiO_2) were computed from the sum of riverine DIC and DOC inputs, assuming constant elemental ratios for C:N:P:Si:Fe. Unlike for freshwater discharge, RNI in the ORCA05-GEM simulation has no seasonal variation. For the ORCA05-GN simulation, it begins from year 1965 of ORCA05-GEM with a 5-year spin-up driven by the 1965–1969 atmospheric forcing and RNI lateral boundary condition from the 1970 GN scenario. Results from the spin-up are then used as 1970 initial fields for two parallel 31-year simulations: (1) ORCA05-GN where RNI begins with GN values in 1970 and is ramped up linearly to those in 2000 and (2) ORCA05-GN70 where RNI is held constant at the 1970 GN values. Simulated results are then evaluated using a 10-year climatology of the 1991–2000. The difference in biogeochemical fields between the two simulations (ORCA05-GN minus ORCA05-GN70) is then taken as the anthropogenic perturbation during that period (namely the 1991–2000 average minus 1970).

The new RNI dataset used to force ORCA05-GN is based on RNI concentrations from the 1970 and 2000 scenarios of the GN dataset version 1.0 2014-11-12 (available at nutrientchallenge.org, Mayorga et al., 2010; Seitzinger et al., 2010). GN is a global, spatially explicit, multi-element, multi-form model of nutrient export from rivers. From historical data on socioeconomic factors and nutrient management, the GN model generates river export of (1) dissolved, particular, organic, and inorganic nitrogen and phosphorus, (2) dissolved silica, and (3) DOC. RNI from GN provides ratios of C:N:P:Si that are specific

to each riverine input location. Thus it provides a more detailed river dataset than that used in ORCA05-GEM which assumes invariable stoichiometry, constant in time and at all locations. For the river biogeochemical boundary conditions for the ORCA05-GN simulation, we exploited the 1970 and 2000 GN scenarios, assuming a linear trend in RNI over that 30-year period. The riverine freshwater flux (F_W^{ORCA05}) remains identical in the ORCA05-GEM and ORCA05-GN simulations. Hence the ORCA05-GN RNI (biogeochemical fluxes) are computed by multiplying F_W^{ORCA05} by concentrations of RNI from GN. Those concentrations are directly from the GN dataset by dividing its biogeochemical mass flux by its riverine freshwater flux (F_W^{GN}). Furthermore, the F_W^{GN} from the 1970 scenario is used to compute the concentrations in both 1970 and 2000 in order to assure that the RNI mass fluxes from the ORCA05-GN simulations shows the same local trends as RNI mass fluxes from the GN dataset.

For consistency the ORCA05-GN and ORCA05-GEM share other commonalities. First, riverine inputs of particulate forms of biogeochemical elements always are assumed to be trapped by the estuarine filter; hence their delivery to the coastal ocean is set to zero. Second, riverine dissolved organic elements are assumed to be entirely remineralised in the estuarine system and released to the ocean in their inorganic form. Thus, simulated deoxygenation in the coastal ocean will be underestimated since no terrestrial organic matter actually reaches the coastal ocean and thereby avoiding its local degradation, a bacterially mediated process that consumes oxygen. Third, the riverine delivery of DIC in ORCA05-GN is set equal to that in ORCA05-GEM because the GN dataset does not provide dissolved inorganic carbon. Thus, in ORCA05-GN, the total DIC that is released by rivers to the coastal ocean is equal to the sum of DIC from GEM plus the GN-based DOC, all of which is degraded to DIC before it reaches the coastal ocean. While ORCA05-GEM assumes constant input throughout the year, the RNI in ORCA05-GN varies seasonally, although only due to changes driven by seasonal variations in F_W^{ORCA05} . Overall, the resulting ORCA05-GN RNI respects the local N:P:Si ratio of the 1970 scenario and the local 1970–2000 trends from the GN dataset. As shown in Table 5.1, the choice to maintain the same F_W^{ORCA05} between simulations and with no trend results in certain inconsistencies with GN, including (1) local and global riverine nutrient budgets, (2) the N:P:Si ratio for the 2000 scenario, and (3) the global trend in its RNI.

The method used here to generate ORCA05-GN RNI from GN concentrations and F_W^{ORCA05} is not suitable for some arid watersheds with large proportional differences between GN and ORCA05 F_W , e.g., resulting in unrealistic estimates for the Libyan coast and Persian Gulf. Thus, the Mediterranean Sea and the Persian gulf are ignored this study. Some artefacts are also located on the coast of Columbia in the Atlantic. Also ignored are the Baltic Sea and the Hudson Bay because even though these enclosed seas are included in the ORCA05 model, it is not designed to study them. Furthermore, the Antarctica shelves are ignored because of the absence of RNI estimates for Antarctica in the GN database. Together, the five ignored regions represent 15.6% of the total area of the global coastal

TABLEAU 5.1 – Global nutrient inputs by rivers for the 1970 and 2000 scenarios from Seitzinger et al. (2010) for the Global NEWS 2 dataset version 1.0. 2014-11-12 (available at www.nutrientchallenge.org) compared to the ones used in this study (ORCA05-GN). Units are $\text{km}^3 \text{ yr}^{-1}$ for F_W and Tg yr^{-1} for N, P, C, or Si. Percent variations relative to the 1970 scenario are given in parenthesis. Results are indicated for riverine fluxes of freshwater (F_W), dissolved inorganic nitrogen (DIN), dissolved organic nitrogen (DON), dissolved inorganic phosphorus (DIP), dissolved organic phosphorus (DOP), dissolved inorganic carbon (DIC), dissolved organic carbon (DOC) and dissolved silica (DSi).

Year	Type	Global NEWS 2		ORCA05-GN	
1970	F_W	35816		39878	
	DIN+DON	25.0		30.1	
	DIP+DOP	1.7		2.9	
	DIC	n.d.		114.5	
	DOC	165.3		176.4	
	DSi	140.7		146.5	
2000	F_W	36518	(+2%)	39878	
	DIN+DON	30.6	(+22%)	43.4	(+44%)
	DIP+DOP	2.1	(+24%)	5.3	(+83%)
	DIC	n.d.		114.5	
	DOC	168.3	(+2%)	187.2	(+6%)
	DSi	143.5	(+2%)	155.4	(+6%)

ocean with 52% of that coming from the Antarctic shelves.

Coastal ocean definition and segmentation

We follow the same definition of the global coastal ocean as adopted by Bourgeois et al. (2016), which relies on the MARCATS segmentation of Laruelle et al. (2013) further modified by Laruelle et al. (2014). MARCATS defines global coastal ocean and separates it into 45 coastal ocean regions, which can be regrouped into 7 classes. The MARCATS segmentation used in Bourgeois et al. (2016) is modified to include all grid cells with RNI. Each unattributed RNI location is assigned to the nearest MARCATS region. The modifications from Bourgeois et al. (2016) imply some increases in MARCATS surfaces, particularly for MARCATS regions 2, 3, 25, 26 and 27 (Table A1 in the appendix). The resulting global coastal ocean has a total surface area of $31.5 \times 10^6 \text{ km}^2$, which is 5% more than that from Laruelle et al. (2013). The total coastal-ocean surface area of ORCA05 represents 8.8% of its global-ocean area. Results will be studied through three approaches: (1) two case studies with the North Sea and the East China Sea, (2) one approach based on the 7 classes of MARCATS regions and (3) a global integration over the coastal ocean.

Relationship indicator between river forcing trend and biogeochemical response

We have explored the relationships between the forcing factors (here, the changes in RNI) and the response of phytoplankton productivity, oxygenation and acidification of

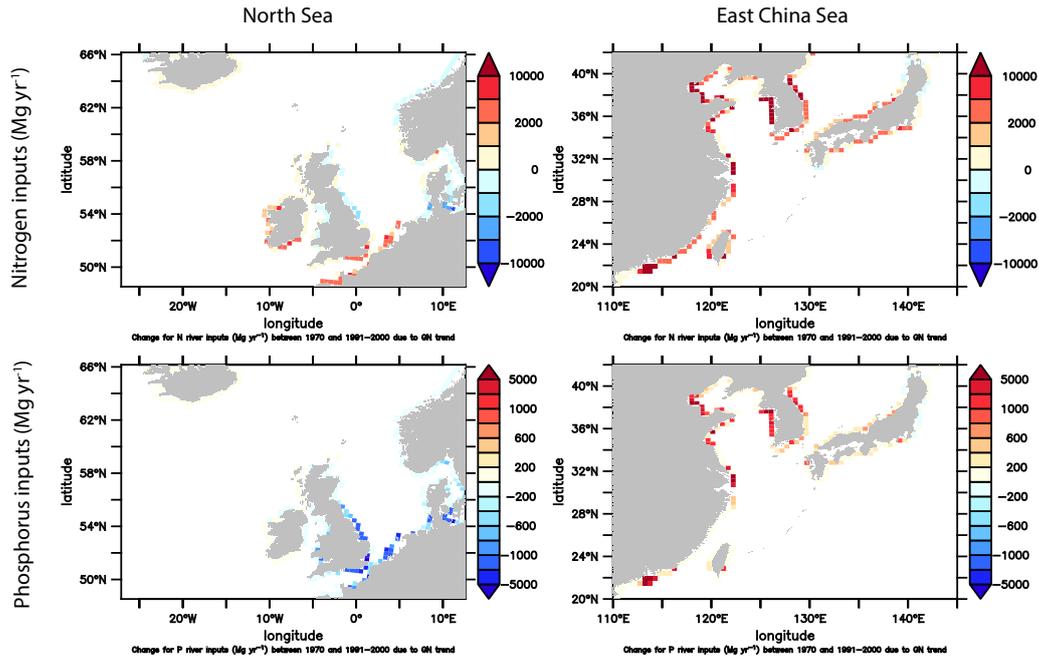


FIGURE 5.1 – Mean simulated change in mass fluxes between 1970 and the decadal average for 1991–2000 due to the trend in riverine nutrient inputs into the North Sea (left) and the East China Sea (right) for dissolved inorganic nitrogen in Mg N yr^{-1} (top) and dissolved inorganic phosphate in Mg P yr^{-1} (bottom).

bottom waters. The response of primary productivity to a change in RNI is not straightforward, because it depends not only on the relative trends for the different nutrient input but also the nutrients that limit phytoplankton growth in the region of interest. To determine this relationship for a given coastal region, we define the following efficiency metric:

$$E_{PP} = \Delta PP_{1970 \rightarrow 1995} : \left(\int_{1970}^{1995} \Delta N : \int_{1970}^{1995} \Delta P \right) \quad (5.1)$$

where $\Delta PP_{1970 \rightarrow 1995}$ is the change between 1970 and 1995 of net primary productivity (carbon-based) due to modifications of RNI (and thus estimated from the difference between ORCA05-GN and ORCA05-GN70 simulations), $\int_{1970}^{1995} \Delta N$ and $\int_{1970}^{1995} \Delta P$ are respectively the 25-year integrated changes in riverine DIN and DIP. Note that $\Delta PP_{1970 \rightarrow 1995}$, and $\int_{1970}^{1995} \Delta N$ and $\int_{1970}^{1995} \Delta P$, are here all expressed per m^2 , thus all divided by the area of the considered MARCATS region. Note also that all values are then normalized to $\int_{1970}^{1995} \Delta P$. This metric can then be compared to typical C:N:P ratios such as the Redfield ratio revisited by Takahashi et al. (1985) of 122:16:1. The latter is used for the organic pools simulated by the PISCES model. If most of DIN and/or DIP is used by phytoplankton and recycled locally, we expect our metric to be close to 122:(16:1), which would lead to the interpretation that changes in RNI are very efficient in driving changes in NPP. Otherwise, if part of the changes in RNI is exported to the Sediment, transported to the adjacent Open ocean and through LATeral transport to an adjacent coastal oceanic region (abbreviated SOLAT), our metric would be much lower, hence reflecting a low efficiency of RNI in driving changes

in local NPP. The metric can also be used to compare DIN and/or DIP input over the 25-yr period, both in terms of relative amplitude and trends.

5.2.3 Two case studies: the North Sea and the East China Sea

Using the global simulations performed in this study, we identified two regions of interest showing contrasted riverine input trend leading to specific biogeochemical responses: the North Sea and the East China Sea. The first experiences moderate RNI changes and strong N:P variations whereas the second presents one of the highest RNI changes across the global coastal ocean.

- North Sea

When focusing on the entire North Sea, the riverine DIN loads simulated in our model for year 1995 is 1.26 Tg N yr⁻¹ and do not show any significant changes during the 1970-2000 period, with an increase by only 5% (Table 5.2). However, DIP loads in the same region drops by 35% over 1970-2000 and reaches 0.14 Tg P yr⁻¹ in 1995 owing to implementation of bans of the use of P-based detergent for domestic laundry.

TABLEAU 5.2 – Riverine inputs, simulated biogeochemical variables and changes due to the RNI trend for the 1991-2000 period for the North Sea and East China Sea. Abbreviations are included for riverine DIN (rDIN), riverine DIP (rDIP), primary production (PP) and air-sea carbon flux (Cflx). Negative values for Cflx indicate fluxes toward the ocean.

Region		North Sea	East China Sea
Surface (10 ³ km ²)		584.9	997.9
ORCA05-GN 1991-2000 mean	rDIN (Tg N yr ⁻¹)	1.262	3.975
	rDIP (Tg P yr ⁻¹)	0.136	0.278
	PP (g C m ⁻² yr ⁻¹)	229.734	373.032
	bottom O ₂ (μmol L ⁻¹)	275.699	196.414
	bottom pH	8.051	7.983
	Cflx (mol C m ⁻² yr ⁻¹)	-2.152	-1.829
Change due to the 1970-1995 trend	rDIN (Tg N yr ⁻¹)	0.056	2.138
	rDIP (Tg P yr ⁻¹)	-0.074	0.188
	PP (g C m ⁻² yr ⁻¹)	-3.452	78.240
	bottom O ₂ (μmol L ⁻¹)	0.947	-8.305
	bottom pH	0.004	-0.029
	Cflx (mol C m ⁻² yr ⁻¹)	-0.109	-0.199
% change due to the trend	rDIN (%)	4.7	116.3
	rDIP (%)	-35.3	210.1
	PP (%)	-1.5	26.5
	bottom O ₂ (%)	0.3	-4.1
	bottom pH (%)	0.0	-0.4
	Cflx (%)	5.4	12.2

To assess the impact of these RNI changes in the North Sea biogeochemistry, we study the differences between the ORCA05-GN and ORCA05-GN70 simulations. Integrated over

the entire North Sea, these simulated RNI changes result in a 1.5% decline in primary productivity (-1.5%) during the 1970-2000. This stationary state does not induce any significant changes for the North Sea mean bottom O₂ and pH.

Even if the riverine-driven changes in biogeochemistry appear small at the scale of the entire North Sea, it is not the case at finer spatial scale. While the northern part dominates the mean signal of the entire North Sea, the English Channel shows a different response (Figure 5.2). In our results, primary production slightly increases in the southern part of the North Sea in response to changes in RNI. In this southern part, the RNI loads shows a 60% decrease in riverine DIP and a 6% increase in riverine DIN loads over 1970-2000. Hence, the increase in primary productivity (+2% averaged over the English channel and up to +12% in some areas) is attributed to the increase in riverine DIN inputs.

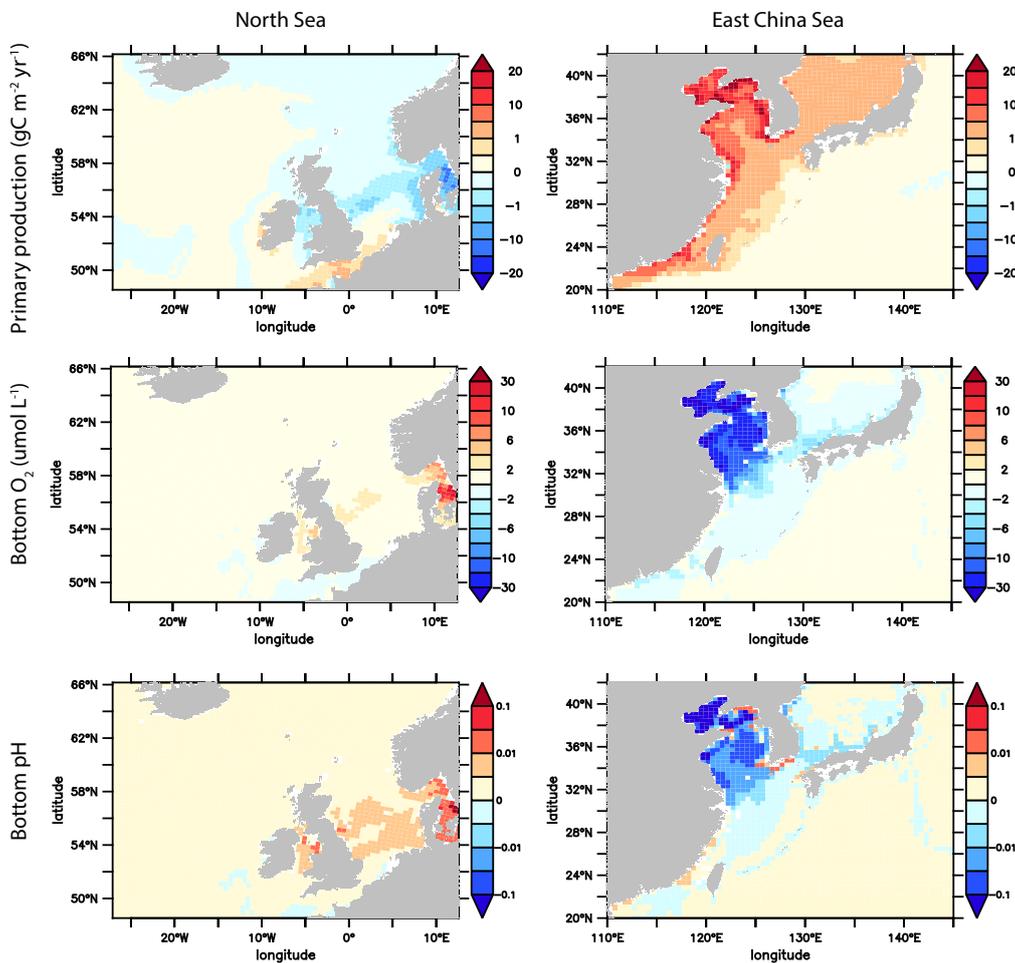


FIGURE 5.2 – Mean simulated change between 1991-2000 and 1970 conditions due to the trend in riverine nutrient inputs for (left) the North Sea and (right) the East China Sea for (top) integrated primary productivity (g C m⁻² yr⁻¹), (middle) bottom O₂ concentration (μmol O₂ L⁻¹) and (bottom) bottom pH (total scale).

When applying the E_{PP} efficiency metric to the North Sea, we find a ΔPP: (ΔN:ΔP) equals to -5:(2:-1). This expresses the fact that primary production decreases with DIP input, while riverine DIN is nearly constant (slight increase). The low ratio (much less than

122) indicates that the effect of RNI changes by primary production is limited and that most of RNI anomalies are expected to be exported off the North Sea continental shelf or buried in the sediments. However the contrasted behaviour between the southern and northern parts of the North Sea makes more complicated any detailed interpretation of our efficiency metric for this region.

- East China Sea

The local RNI simulated for the East China sea is indeed very different from those simulated for the North Sea. Located on the Chinese coast, the Yangtze delta is considered as the most developed industrial area in China, generating a significant volume of industrial wastewater (Gao et al., 2015). For the East China Sea, riverine DIN and DIP inputs increase respectively by 116% and 210% during the simulated 1970-2000 period, reaching $3.98 \text{ Tg N yr}^{-1}$ and $0.28 \text{ Tg P yr}^{-1}$.

The response of coastal biogeochemistry in this region is remarkable, with a large increase in primary productivity due to the increasing RNI trend along all the East China Sea coasts. Overall, the East China sea primary productivity increases by $80 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ over 1970-2000, which represents a 20% increase as estimated from the difference between the ORCA05-GN and ORCA05-GN70 simulations. The Yellow sea¹ shows the highest RNI increase and largest increase in primary productivity (Figure 5.2). Bottom water O_2 concentration and pH both drop at the entrance of the Yellow sea because of the river-induced stimulation of primary production: up to $-30 \mu\text{mol O}_2 \text{ L}^{-1}$ and -0.1 pH unit corresponding to only 25 year of RNI trend (1970 to 1991-2000).

In our study, the simulated carbon sink for the Yellow sea and the East China Sea reaches $1.8 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in 1991-2000. The 30-year RNI trend increases this CO_2 uptake by 13% (i.e. $0.2 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) for the same regions.

When applying the E_{PP} efficiency metric to the East China Sea, we find a $\Delta PP: (\Delta N:\Delta P)$ equals to 83:(24:1). Thus, primary production increases according to DIN and DIP inputs. The ratio is much closer to the 122:16:1 Redfield reference, compared to the North Sea. The increase in RNI is efficiently used by primary production and a limited export to the SOLAT.

Comparison to previous studies

Here we discuss the results from the two previous case studies with observations and to regional model studies to show the limitations of our approach for such local analysis.

- North Sea

The 1991-2000 mean riverine DIN and DIP inputs used in our model for the North Sea is overestimated by 8% and 73% according to the mean 1991-2000 observation-based estimates from OSPAR (2005). Despite these moderate simulated RNI changes, the North

1. Marginal sea located between the Chinese coasts and the Korean Peninsula

Sea and particularly its southern part has been reported as vulnerable to eutrophication (Lenhart et al., 2010; OSPAR, 2009; Saux Picart et al., 2015). According to Gypens et al. (2009), primary production in the southern North Sea was mainly driven by RNI loads during this period. According to modelling studies from Gypens et al. (2011) and Burson et al. (2016), the effective increase in riverine N:P ratio in this area could lead to P-limited conditions and shifts in phytoplankton community. In contrast our simulations do not show any emergence of P-limited conditions, a result that appears to come from their strong overestimate (+73%) of riverine DIP loads supplied by our model to this region.

- East China Sea

According to the 1999-2003 RNI ranges for winter and summer from Zhang et al. (2007), the East China Sea received 1.6 to 4.5 Tg N yr⁻¹ and 0.02 to 0.04 Tg P yr⁻¹. Thus, our simulated riverine DIN loads of 3.98 Tg N yr⁻¹ are in the range of Zhang et al. (2007) whereas the riverine DIP loads used in our model is again clearly overestimated, with 0.28 Tg P yr⁻¹ for the 1991-2000.

The positive spatial correlation between the simulated pH and O₂ on the shelf of the East China and the Yellow sea is clear (R = 1), as highlighted by Cai (2011). While Orr et al. (2005) estimated a global ocean acidification for surface water by -0.1 pH unit on the 21st, the bottom water at the entrance of the Yellow sea show a decrease of up to 0.1 pH unit with only 25 year of RNI trend. The effect of the RNI trend on bottom ocean acidification could be, in the most vulnerable coastal regions, as high as the global acidification at the ocean surface induced by more than 150 years of oceanic C_{ant} uptake from the atmosphere. This riverine-induced eutrophication and deoxygenation processes are expected to increase the susceptibility of coastal waters to ocean acidification. Furthermore, an "enhanced ocean acidification" process operates as the buffering capacity of the water is reduced in O₂-depleted and CO₂-enriched water (Cai, 2011).

Cross-shelf exchange in the biogeochemical system of the East China Sea has been reported to drive the biogeochemical variability of this region. Lui et al. (2014) presents results of mean observed bottom O₂ concentrations on the 1982-2010 measured in the middle of the East China Sea shelf between 186 and 189 μmol L⁻¹. In our study, the 1991-2000 mean simulated bottom O₂ concentrations at the same location is close to their values, reaching 210 μmol L⁻¹. The slope computed from the 1982-2010 time-serie of bottom O₂ concentrations from Lui et al. (2014) is 0.044 ± 0.18 to 0.118 ± 0.14 μmol L⁻¹ yr⁻¹. They attribute this change to the reduced ventilation of the North Pacific intermediate water upwelled at the shelf break of the East China Sea. At the same location, we simulate a similar decrease in bottom O₂ concentrations at this location of 0.04 μmol L⁻¹ yr⁻¹, exclusively attributed to the RNI trend between 1970 and 1991-2000 conditions.

Zhang et al. (2007) also points the importance of the phosphate source from the upwelled Kuroshio sub-surface water. Indeed, observations show that East China RNI have extremely high riverine N:P ratio, creating P-limited conditions. Thus, primary produc-

tion in this region relies mainly on the intrusion of Kuroshio subsurface water to replete shelf water in phosphate. However, we cannot validate our model results regarding to this mechanism since the riverine DIP inputs used in our model are largely overestimated. According to Zhang et al. (2007), the East China Sea shelf is not expected to export any substantial amounts of biologically active elements such as nutrient to the adjacent open ocean. According to E_{PP} , the C:N:P ratio for the East China Sea is 83:24:1. This low C:N:P ratio compared to the C:N:P Redfield ratio of 122:16:1 reveals a limited export of 55% of the riverine DIN and 32% of the riverine DIP supplied in the East China Sea toward the SOLAT. This highlights the efficient recycling system allowing to sustainably keep and re-use nutrients accumulated from the riverine source in the production system.

Our simulated carbon sink for the Yellow sea and the East China Sea of $1.8 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in 1991-2000 is similar to observation-based estimates from Tseng et al. (2014) for 1998-2011. The increase of the simulated CO_2 uptake in the East China Sea by the RNI trend is also shown in Tseng et al. (2011), who reported that RNI from the Changjiang river enhance the carbon sink in the vicinity of the delta. During the 2006-2011, Gao et al. (2015) estimated a carbon sink of $0.4 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ for the East China Sea and $0.6 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ for the Yellow Sea, based on measurements along the China coastline. According to Gao et al. (2015), the proportion of the 2006-2011 carbon sink caused by DIN and DIP inputs reaches 45% for the Yellow Sea and 11% of the East China Sea. However, this comparison is hampered because Gao et al. (2015) estimates are based on measurements made along the coastline while our results are averaged for the entire continental shelf of the East China Sea.

5.2.4 The global coastal ocean

To go beyond the previous local illustrations, we now extend our study to the global scale by analyzing of the biogeochemical responses of all MARCATS regions.

Biogeochemical changes across all MARCATS regions

As each coastal regions is supplied by very specific RNI in terms of its initial quantity, its stoichiometry and its trend, the simulated regions present contrasting biogeochemical responses to these river forcing trends, as shown in Figure 5.3. Results are also reported in detail per MARCATS region in Table A2 for the 1991-2000 mean state, in Table A3 for biogeochemical changes due to the RNI trend and in Table A4 for the relative change in percentage. The maximum simulated increase in primary productivity (without the excluded regions, see Methods section of this chapter) is located in the Bay of Bengal. Over 1970-1995, primary production increases by around $98 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, in response to an increase in both riverine DIN and DIP of 1.2 Tg N yr^{-1} and $0.12 \text{ Tg P yr}^{-1}$ respectively. However, the increased primary productivity induces negligible reductions in bottom O_2 and pH ($-2 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1}$ and -0.001 pH unit , respectively). The strongest primary production

decrease (without the excluded regions, see Methods section of this chapter) is located in the Gulf of Mexico with $-16 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ because of a imposed decrease in both riverine DIN and DIP of $-0.06 \text{ Tg N yr}^{-1}$ and $-0.02 \text{ Tg P yr}^{-1}$. In contrast, this trend is mainly driven by RNI decreases in the northern part of the Gulf including Mississippi riverine inputs. Observational and regional modelling studies have reported riverine-induced eutrophication for the northern gulf of Mexico (Cai, 2011; Laurent et al., 2017), suggesting potential inconsistencies in our riverine forcing.

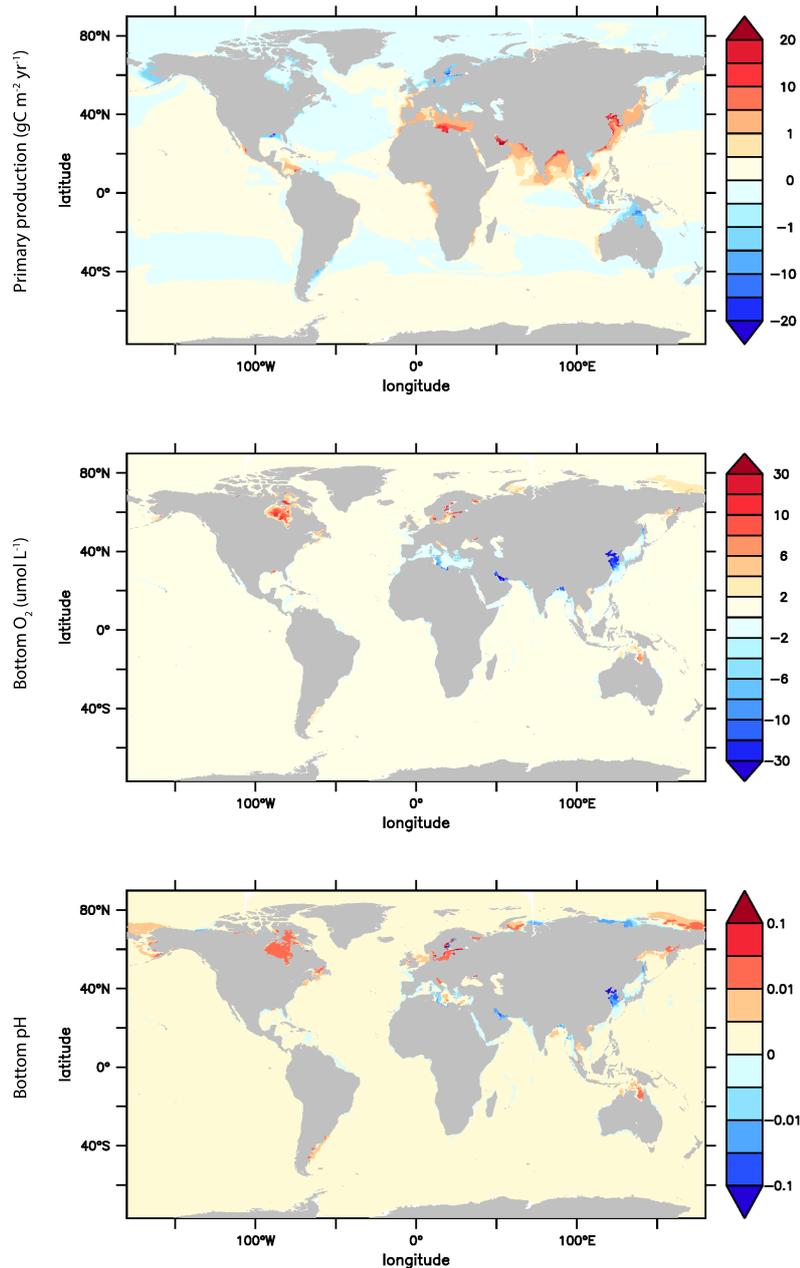


FIGURE 5.3 – Mean simulated change between 1991-2000 and 1970 conditions due to the trend in riverine nutrient inputs at global scale for (top) integrated primary productivity ($\text{g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$), (middle) bottom O_2 concentration ($\mu\text{mol O}_2 \text{ L}^{-1}$) and (bottom) bottom pH (total scale).

Over the 40 coastal regions studied here, 19 regions show an increase in primary pro-

duction. Over these 19 regions, the Iberian upwelling is the only region showing a decrease in riverine DIP and a increase in DIN whereas the other regions show an increase in both DIN and DIP. The remaining 21 regions show a decrease in primary productivity. These regions are forced by a quite different spectrum of RNI changes: 4 regions show a decrease in both riverine DIN and DIP, 4 regions show a decrease in only riverine DIP, Southern America is the only region showing a decrease in only DIN and the remaining 12 regions show an increase in both riverine DIN and DIP but a counter intuitive decrease in primary production. The latter case is counter-intuitive. These 12 regions show generally small changes in both RNI and primary production. They are mainly located at high latitudes where light is expected to be the main limiting factor for marine primary productivity.

As stated earlier, some changes are unreliable/wrong or artefacts from the method used to compute the river forcing trends. For instance in the Mediterranean Sea and in the Persian Gulf riverine nitrogen inputs increase respectively by more than 52% and 70% while such increases are not reported in the GN database (section 5.2.2). There is also unexpected changes near the Atlantic Columbian coasts, revealing problems in the river forcing files at this location. Following the GN trend, RNI decreases at the Mississippi river mouth thus reducing primary production, whereas the observed RNI increased during the simulated period, owing to a spreading of the hypoxia area (Laurent et al., 2017; Rabalais et al., 2007).

Biogeochemical changes across MARCATS classes

The previous analysis that resolves the individual MARCATS regions suffers because of the high diversity in forcing trends in RNI, in the initial state, and in the coupled physical biogeochemical functioning of each region. Here, we also coalesced the MARCATS regions into the classes having similar physical regime as defined by Laruelle et al. (2013). Using these MARCATS classes, Figure 5.4 highlights the biogeochemical trends and the specific responses induced by the RNI scenarios for each class of coastal systems. Western Boundary Current (WBC) and Indian margins classes show the highest increases in riverine nitrogen and phosphorus inputs per surface (+40%) leading to the largest increases in primary production (around +10%). At depth, these two classes show different behaviour regarding the RNI increase. Although both experience bottom deoxygenation with the strongest decreases in O₂ concentration (< -0.5%), ocean acidification occurs mainly in WBC with the highest loss in pH unit of -0.004 due to the RNI trend.

To explore the links between RNI forcing trends and the response of coastal biogeochemistry, we make use of the E_{PP} efficiency metric, as defined in the Method Section, and discuss the potential relation to Export or recycling characteristics of coastal systems for typical classes of regions. Eastern Boundary Current (EBC) regions for instance are typically known as export systems and dominated by upwelling, whereas Western Boundary Current (WBC) regions are typically known as recycling system and dominated by large

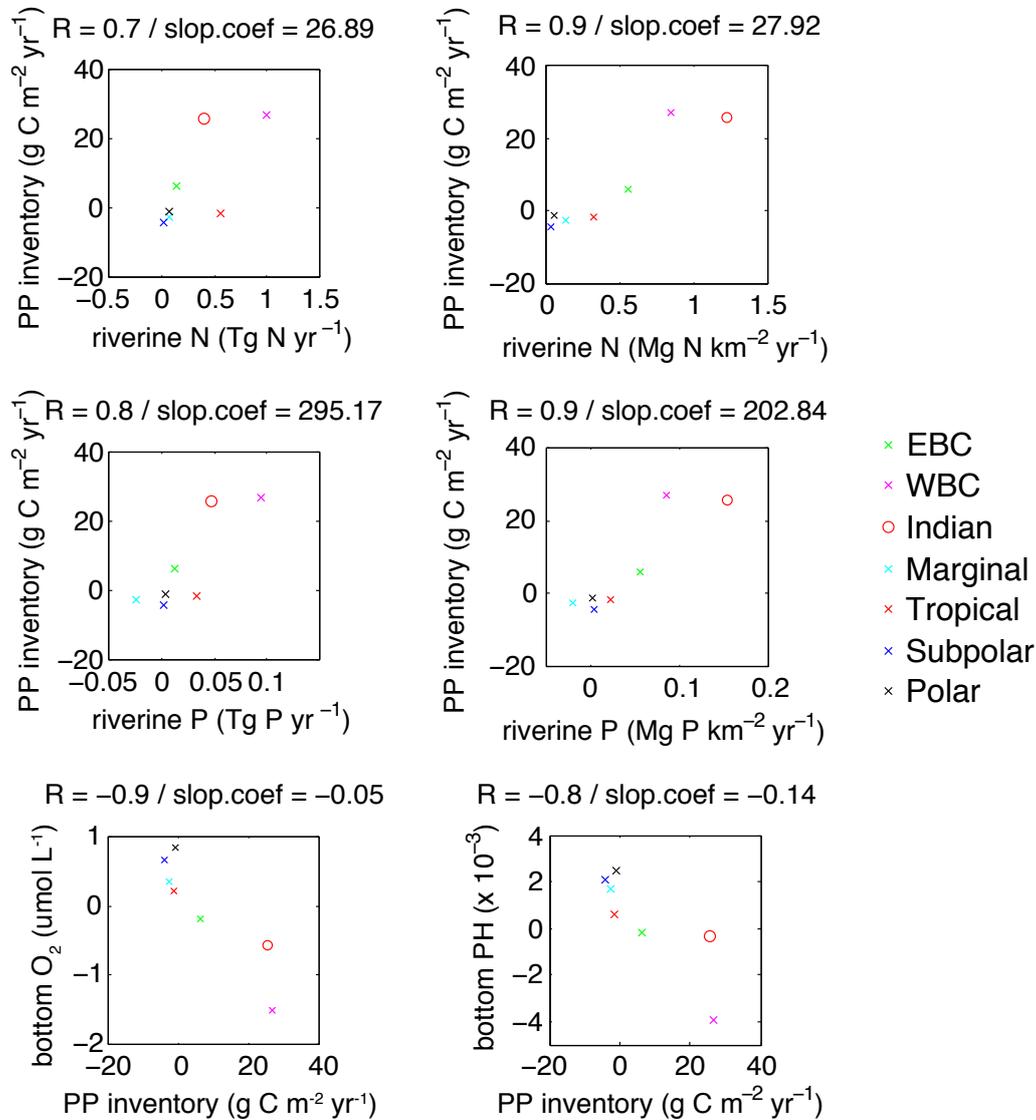


FIGURE 5.4 – Relations between area-weighted mean simulated changes for the 7 MARCATS classes induced by the trend in riverine nutrient inputs between 1991-2000 and 1970 conditions. Combinations are sorted as follows: (first row) riverine nitrogen inputs, (second row) riverine phosphorus inputs, (third row) relations between vertically-integrated net primary productivity, bottom O₂ concentration and pH. Abbreviations are included for eastern boundary current (EBC) and western boundary current (WBC). The MARCATS Mediterranean Sea, Persian Gulf, Hudson bay, Baltic sea and antarctic shelves are not included (see text).

continental shelf with longer water residence time (Jahnke, 2010). The metric efficiency $\Delta PP_{1970 \rightarrow 1995} : \left(\int_{1970}^{1995} \Delta N : \int_{1970}^{1995} \Delta P \right)$ for EBC and WBC is 22:(21:1) and 63:(21:1). Thus, the primary productivity increase in EBC systems is driven by a 14% (18%) of the riverine DIN (DIP) loads, leaving 86% (82%) of these RNI exported to the open ocean, sediment, or adjacent coastal systems. A smaller proportion of RNI is exported for WBC, respectively 61% (49%) for DIN (DIP) input, leading to an higher efficiency of RNI changes in driving changes in primary production. This higher efficiency of RNI export for WBC than EBC can be explained by (1) a more efficient recycling system for WBC compared to EBC or (2) a greater DIN and DIP inputs provided by lateral advection of RNI from adjacent coastal oceanic regions. As stated earlier, the export or recycling characteristics of a biogeochemical system is also typically linked to the water residence time: export systems have typically shorter water residence time than recycling systems (Sharples et al., 2017).

Excluding Northern Australia where primary production decreases while RNI increases, the tropical regions shows an efficiency metric of only 2: (23: 1). Thus 98% of the riverine DIN and DIP is exported to the open ocean, the sediment, or the lateral regions, similar to Sharples et al. (2017) where their results shows an export of more than 80% (90%) of DIN (DIP) exported to the open ocean for tropical coastal regions. The weighted-area mean water residence time for tropical region from Bourgeois et al. (2016) is 12 days, close to tropical water residence time from Sharples et al. (2017) of less than 7 days.

The resilience of coastal biogeochemical systems to eutrophication and subsequent bottom-water deoxygenation depends on the initial state of the systems (Keeling et al., 2010; Reed et Harrison, 2016). The significance of changes in bottom O_2 concentrations depends mainly on organism-specific thresholds and the sensitivity of marine organisms to the dissolved O_2 content of water is highly non-linear. These thresholds typically converge to $60 \mu\text{mol L}^{-1}$. Our model does not simulate at the regional scale such shifts from oxic to hypoxic bottom conditions.

Global scale changes

As shown on the Figure 5.5, the 30-year RNI trend does not cause a significant global change, to compare with the significant CO_2 -induced trend. During the 1991-2000, the coastal ocean absorbed 0.26 Pg C y^{-1} with a 5% increase due to the global RNI trend. Thus, this trend in coastal ocean uptake agrees with the proposed mechanism of Mackenzie et al. (2004) about the shift from heterotrophic to autotrophic state due to the increase in RNI. At the same period, the global inventory in coastal primary production reached 5.35 Pg C y^{-1} with a 2 % (15 Tg C y^{-1}) increase due to the global RNI trend. The mean bottom O_2 concentration of the coastal ocean reached $191 \mu\text{mol } O_2 \text{ L}^{-1}$ with a nearly absent contribution from the global RNI trend ($+0.03 \%$ or $0,1 \mu\text{mol } O_2 \text{ L}^{-1}$). Finally, the mean bottom pH of the coastal ocean reached 7.9 with the same near-absent contribution from the global RNI trend, owing to a reduction of the ocean acidification process of only

0.02 % (<0,002 pH unit).

According to the Δ ratio computed from the results in Figure 5.4, C:N:P ratio linking the changes in RNI and primary productivity is equal to 41:16:1. The N:P ratio of 16:1 is expected and correspond to the C:N:P Redfield ratio revisited by Takahashi et al. (1985) of 122:16:1 used in the biogeochemical model PISCES. However, the lower simulated C:P and C:N ratios in our model results comparing to the one of Redfield highlight the riverine nutrient export toward the SOLAT. Thus, only 38% (34%) of the riverine DIN (DIP) is used by the primary productivity, the remaining 62% (66%) is exported to the SOLAT. This global estimates for RNI exports are 13% (14%) less than the Sharples et al. (2017) estimates of RNI export to the open ocean of DIN (DIP) of $75\% \pm 5\%$ ($80\% \pm 5-10\%$). The fact that our export estimate merges SOLAT implies that we actually underestimate the riverine nutrient export to the open ocean according to Sharples et al. (2017) estimates. By the way, similar to Sharples et al. (2017), our study also argues to an efficient shelf export system of the RNI. In both studies, riverine DIP seems to be more effectively exported globally than riverine DIN. Sharples et al. (2017) explain this contrast by the denitrification and annamox processes, transforming riverine DIN in diazote (N_2) and subsequently reducing the proportion of riverine DIN exported to the open ocean.

An interesting global coastal behaviour induced by the RNI trend is the global coastal increase of both primary production inventory, bottom O_2 concentration and bottom pH. 25% of the coastal ocean is simulated as is, including a third of the RNI grid cells. These areas do not show a typical profile: found at all latitudes, some are deep as Antarctic shelves or shallow as the North Sea. One can explain this behaviour by the well-mixed water column of some oceanic coastal regions, allowing to regenerate bottom oxygen concentration with the additional surface oxygen produced by the riverine-induced primary production. Thanks to an efficient cross-shelf export of the resulting POM, the latter may not increase the bottom remineralisation, owing to a limitation of the bottom ocean acidification process. The concurrent increase in primary production, bottom O_2 concentration and bottom pH does not appear on the previous figures since the global integration combines coastal areas responding non-linearly to the RNI changes.

5.2.5 Summary

The goal of this study was to investigate the biogeochemical response of the coastal ocean to the anthropogenic perturbation of riverine nutrient inputs. In practice, we used an eddying global ocean model supplied by riverine nutrient inputs scenarios from the GN database. Globally, the simulated effect of the riverine nutrient changes on the coastal biogeochemistry is limited. The most important change concerns the coastal-ocean uptake of total carbon with an increase of only 5% attributed to the trend in nutrient riverine inputs. However, coastal-ocean regions have diverse biogeochemical responses to riverine nutrient changes. The E_{pp} metric efficiency defined in our study highlights the variable

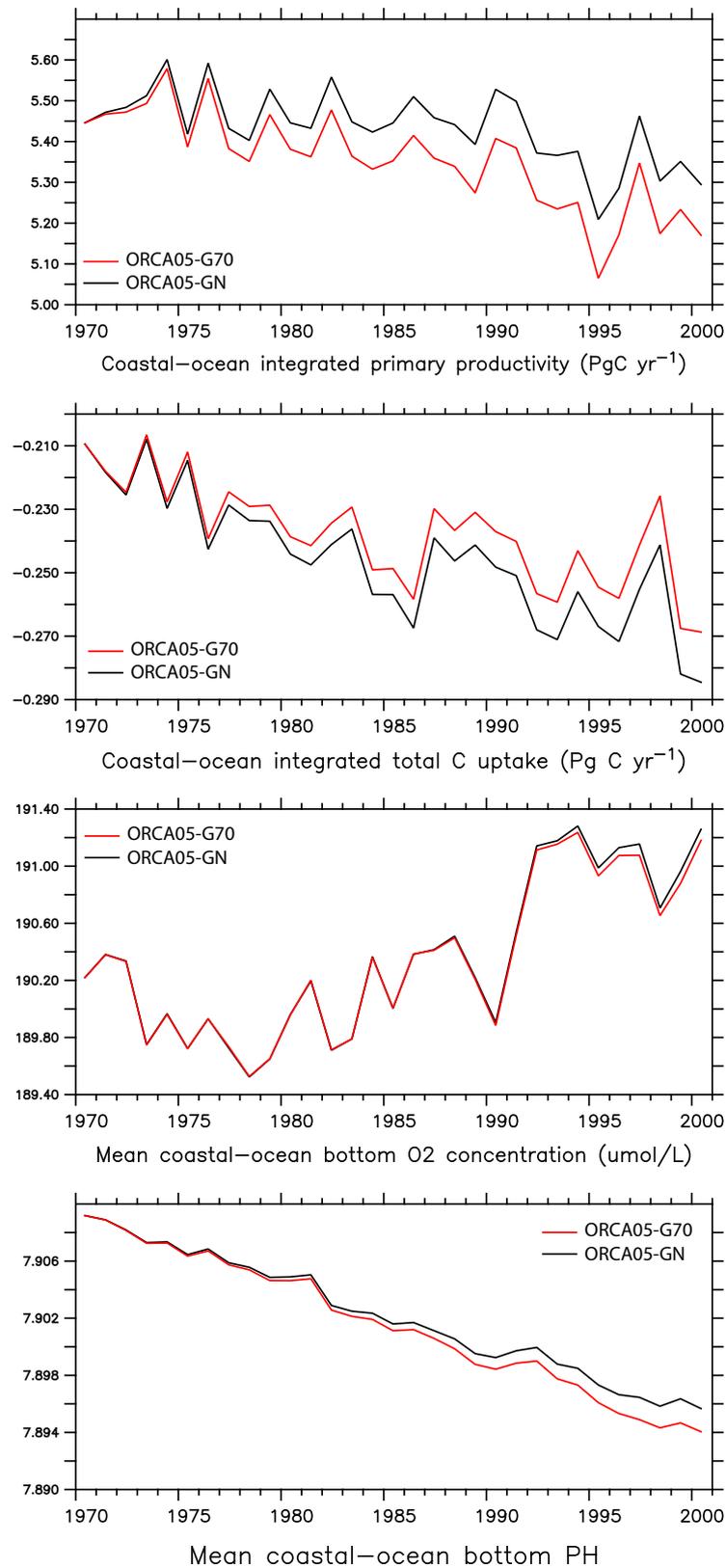


FIGURE 5.5 – Simulated temporal evolution during 1970-2000 of (a) area-integrated total carbon uptake (Pg C yr^{-1}), (b) mean bottom pH (total scale), (c) mean bottom O₂ concentration ($\mu\text{mol O}_2 \text{ L}^{-1}$) and (d) vertically-integrated primary productivity (Pg C yr^{-1}) for the global coastal ocean.

uptake efficiency of primary production to changes in riverine nutrient inputs. This metric depends on whether the region is a recycled system like Western boundary current region or an export system like Eastern boundary current regions. Two cases studies also highlighted significant contrasts in both riverine forcing conditions and biogeochemical response. Moderate trend applied to riverine nutrient inputs into the North Sea leads to minor biogeochemical changes. On the contrary, the East China Sea experienced strong bottom-water deoxygenation and acidification from a sharp increase in nitrogen and phosphorus riverine nutrient inputs.

5.3 Conclusion

L'objectif de cette étude est de déterminer les effets du changement récent des apports fluviaux en nutriments sur la biogéochimie marine en zone côtière. Pour cela, un nouveau forçage fluvial a été développé pour le modèle à partir de la base de donnée Global NEWS 2 permettant de décrire une tendance des apports fluviaux à l'échelle globale sur la période 1970-2000. La contrainte de conservation de la dynamique océanique des précédentes configurations et la méthode utilisée pour générer le forçage empêche l'utilisation brute de la base de données initiale. Il en résulte la perte d'une partie de l'information tout en conservant les tendances locales des apports fluviaux en nutriment et les rapports stoechiométriques de ces apports pour le scénario 1970. Après avoir adapté le modèle à ce nouveau forçage, ce dernier est ensuite utilisé pour forcer le modèle NEMO-PISCES *via* l'utilisation de la configuration global ORCA05. De manière similaire au Chapitre 4, deux simulations ont été lancées : une simulation historique avec tendance fluvial et une simulation de contrôle sans tendance fluvial, la différence entre les deux simulations traduisant l'effet de la tendance sur la biogéochimie côtière.

Intégré à l'échelle globale, les résultats simulés ont montré un effet limité du changement d'apports fluviaux en nutriments sur la biogéochimie côtière. Ce changement d'apports fluviaux engendre une augmentation moyenne de l'absorption du carbone de l'océan côtier mondial de 5 % sur la période 1991-2000 par rapport aux conditions fluviales de l'année 1970. La tendance globale appliquée aux apports fluviaux stimule donc la pompe biologique, comme proposé par Mackenzie et al. (2004) avec un modèle en boîtes où l'océan côtier est représenté par un compartiment. Notre approche régionalisée souligne cependant l'importante hétérogénéité des tendances fluviales et des réponses biogéochimiques de chaque région. La mer du Nord est peu sujette aux variations biogéochimiques du fait des changements d'apports fluviaux faibles et hétérogènes spatialement. Au contraire, les eaux de fonds de la mer de Chine de l'Est subissent le couplage de la désoxygénation et de l'acidification avec l'augmentation rapide des apports fluviaux en nutriments le long de cette région fortement anthropisée. La métrique définie pour évaluer l'effet du changement des apports fluviaux sur la production primaire permet de discriminer les systèmes de production régénérée comme les CBO, des systèmes de production

nouvelle et d'export comme les upwellings des CBE.

Une étude approfondie du devenir de la fraction additionnelle des RNI non assimilés par la production primaire est nécessaire pour décrire par exemple l'effet de cette fraction additionnelle exportée sur la biogéochimie de l'océan ouvert. Une description précise de ces mécanismes permettrait d'explorer en détail les processus simulés d'échanges côtes-large et de les confronter à la littérature, comme la récente étude de Sharples et al. (2017).

Une des principales limites de cette étude est l'inadéquation du forçage fluvial en nutriments dans certaines régions spécifiques par rapport à la base de données GN, mais aussi par rapport aux études s'intéressant à ces régions. La nécessité de conserver la dynamique océanique initiale de la configuration ORCA05 ne permet pas de respecter strictement la base de données GN. La méthode utilisée pour générer le forçage fluvial devra être améliorée pour sa réutilisation. Il pourrait être envisagé de recalculer les simulations utilisées dans ce chapitre à partir du forçage corrigé. La publication de scénarios GN pour l'année 2030 par Seitzinger et al. (2010) permettra la prolongation des simulations pour réaliser des projections et anticiper l'effet future de la perturbation anthropique des apports fluviaux sur la biogéochimie de l'océan côtier.

5.4 Synthèse

- L'objectif de cette étude est de déterminer les **effets du changement récent des apports fluviaux en nutriments** sur la biogéochimie marine en zone côtière
- Un forçage fluvial en nutriments développé à partir de la base de données **Global NEWS 2** est utilisée pour simuler une tendance sur la période 1970–2000.
- L'intégration de l'effet du changement des apports fluviaux en nutriments sur la biogéochimie de l'océan côtier est limité. Le puits de carbone total de l'océan est augmenté de 5 % entre 1970 et 1991-2000.
- De **forts contrastes** apparaissent avec l'approche régionalisée de l'océan côtier. Deux études de cas sont présentés : la mer du Nord où les changements biogéochimiques sont modérés et la mer de Chine orientale où les eaux de fonds subissent le couplage de l'**acidification** et de la **désoxygénation** induite par l'augmentation des apports fluviaux.
- La métrique proposée (E_{PP}) pour évaluer l'**effet de la tendance fluviale sur la production primaire côtière** permet d'identifier la **diversité des réponses biogéochimiques** des régions côtières face aux perturbations des apports fluviaux.

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

Sommaire

6.1 Conclusions	146
6.1.1 Evaluation de la biogéochimie simulée suivant la résolution spatiale du modèle	146
6.1.2 Absorption de carbone anthropique de l'océan côtier	147
6.1.3 Effets du changement des apports fluviaux en nutriment	148
6.2 Perspectives	149
6.2.1 Augmentation de la résolution spatiale	149
6.2.2 Implémentation de processus spécifiques à l'océan côtier	151
6.2.3 Besoin de compilations globales d'observations côtières	153
6.2.4 Continuum et " <i>blue carbon</i> "	154

6.1 Conclusions

L'objectif de cette thèse était d'estimer les réponses biogéochimiques de l'océan côtier mondial face à deux perturbations anthropiques : l'augmentation de la pression partielle de CO₂ atmosphérique due aux émissions des activités humaines et la perturbation des apports fluviaux en nutriments. Pour cela, différentes configurations globales du modèle NEMO-PISCES ont été utilisées. Les résultats simulés ont été analysés suivant une approche globale et une approche régionalisée en utilisant la segmentation MARCATS de Laruelle et al. (2013). Trois principaux axes de recherches ont structuré cette thèse :

- Evaluation globale à partir d'observations de la biogéochimie simulée issue de trois configurations de résolutions spatiales horizontales différentes (200 km, 50 km et 25 km),
- Détermination de l'absorption de carbone anthropique de l'océan côtier à l'échelle globale,
- Détermination des effets du changement des apports fluviaux en nutriments sur la biogéochimie de l'océan côtier mondial.

6.1.1 Evaluation de la biogéochimie simulée suivant la résolution spatiale du modèle

L'évaluation des résultats du modèle est une étape essentielle dans une étude de modélisation pour démontrer, avant l'interprétation des résultats simulés, la pertinence du modèle utilisé à représenter la biogéochimie marine dans l'océan global et dans l'océan côtier. Ce type de modèle n'a pas été développé pour simuler les processus de l'océan côtier donc sa capacité à les simuler doit être démontrée. L'évaluation s'est concentrée sur la comparaison modèle – observations des champs biogéochimiques. Les bases de données d'observations utilisées sont issues principalement de compilations d'observations *in situ* comme le WOA 2013 et de données basées sur des observations satellitaires. Pour apprécier les effets du raffinement de la résolution sur la représentation de la biogéochimie côtière, trois configurations de résolutions spatiales différentes ont été utilisées : ORCA2 (100 à 200 km), ORCA05 (25 à 50 km) et ORCA025 (15 à 25 km). L'évaluation en fonction de la résolution appliquée au modèle a permis de sélectionner pour la suite de la thèse la configuration présentant le meilleur compromis entre les bénéfices du raffinement de la résolution sur la biogéochimie côtière simulée et le coût de calcul associé à ce raffinement.

La distribution des champs biogéochimiques pour l'océan mondial est correctement reproduite pour les trois configurations. Les champs biogéochimiques simulés sont pilotés par les processus physiques de grande échelle comme l'approfondissement de la couche de mélange en fonction de la latitude, la divergence équatoriale et les upwellings côtiers. Les métriques issues de la comparaison des champs simulés avec les observations sont

équivalentes à celles obtenues dans la littérature. Le bénéfice du raffinement de la résolution spatiale sur les scores du modèle pour l'océan global concerne surtout le passage de ORCA2 à ORCA05 pour les indicateurs de production primaire. Les métriques concernant ORCA025 sont similaires à celles de ORCA05. Peu d'améliorations sont observées pour les champs biogéochimiques moyens relatifs à la concentration en dioxygène dissous de subsurface, au flux air-mer de CO₂ et aux concentrations en nutriments de surface. Cette première évaluation pointe l'intérêt de l'utilisation de la configuration ORCA05

Le deuxième volet de l'évaluation s'intéresse à la biogéochimie de l'océan côtier. La définition de l'océan côtier dans les grilles ORCA est dans un premier temps évaluée à partir des surfaces MARCATS initiales définies par Laruelle et al. (2013) et Laruelle et al. (2014) et à partir de la bathymétrie ETOPO2. Le raffinement de la résolution permet de décrire naturellement des surfaces MARCATS plus fidèles aux surfaces MARCATS initiales et une bathymétrie plus fidèle. Concernant l'évaluation de la biogéochimie côtière, les bases de données côtières globales et adaptées à l'évaluation des résultats simulés de l'état biogéochimique moyen de l'océan côtier sont rares. L'évaluation est réalisée ici à l'aide de données de chlorophylle de surface issues de produits couleur de l'eau adaptés à l'océan côtier (Dessailly et al., 2016), une compilation de flux air-mer de CO₂ par MARCATS (Laruelle et al., 2014) et des données de concentration en dioxygène dissous de fond (Garcia et al., 2013a; Reed et Harrison, 2016). Les scores concernant la chlorophylle de surface sont similaires à ceux obtenus pour l'océan global. Le raffinement de la résolution ne présente cependant pas d'améliorations significatives des champs de chlorophylle simulés. Concernant les flux air-mer de CO₂ par MARCATS, la configuration ORCA05 présente les meilleurs scores. Les concentrations en O₂ de fond simulées par ORCA05 ont aussi été évaluées et présentent un coefficient de corrélation R² de 0,8, en accord avec les observations.

Cette évaluation des champs biogéochimiques simulés nous a permis de souligner l'intérêt d'utiliser la configuration ORCA05. Cette dernière présente des résultats fortement améliorés par rapport à ORCA2. Les scores de ORCA05 et ORCA025 sont similaires alors que l'usage de la grille ORCA025 nécessite 8 fois plus de ressources de calcul. La configuration ORCA05 a d'ailleurs permis de réaliser les tests de sensibilité présentés dans le chapitre 5 avec un coût raisonnable. Enfin, les simulations issues de ORCA05 présentent la durée de simulation la plus longue (1870–2012) comparé aux simulations issues de ORCA025 qui ont été initialisées à partir de l'année 1958 de la configuration ORCA05.

6.1.2 Absorption de carbone anthropique de l'océan côtier

Ce deuxième axe de recherche avait pour objectif d'estimer l'absorption de carbone anthropique (C_{ant}) de l'océan côtier mondial. Pour calculer les flux air-mer de C_{ant} , deux simulations ORCA05 sont étudiées : (1) Une simulation "historique" lancée sur la période 1870–2012 (143 ans) et forcée par une augmentation de la pression partielle de CO₂ at-

mosphérique (p_{CO_2}) en accord avec les observations, et (2) une simulation de "contrôle" de 143 ans, identique à la précédente mais forcée par une p_{CO_2} atmosphérique constante équivalente aux conditions pré-industrielles de l'année 1870 (287 ppm). La première simule les flux de carbone total alors que la seconde simule les flux de carbone naturel. La différence entre les flux air-mer de CO_2 simulés par la simulation historique et ceux simulés par la simulation de contrôle est égale par définition au flux air-mer de C_{ant} .

L'absorption simulée de C_{ant} pour l'océan mondial atteint $2,3 \text{ Pg C a}^{-1}$ sur la période 1993–2012, en accord avec la littérature. Sur la même période, le modèle simule une absorption de $0,10 \pm 0,01 \text{ Pg C a}^{-1}$ de C_{ant} pour l'océan côtier mondial. L'absorption de C_{ant} de l'océan côtier représenterait donc seulement 4,5 % de l'absorption de C_{ant} de l'océan mondial alors que l'océan côtier considéré dans cette étude représente 7,5 % de la surface océanique globale. Cette estimation d'absorption côtière représente la moitié de l'estimation de Wanninkhof et al. (2013) basée sur le taux moyen d'absorption de C_{ant} de l'océan mondial. D'après le modèle, cette absorption côtière limitée s'expliquerait par l'export du C_{ant} absorbé par l'océan côtier vers le large, ne permettant pas de réduire les pressions partielles de CO_2 anthropique de surface des eaux côtières au même niveau que celles de l'océan mondial. Pour expliquer ce phénomène, les temps de résidence des masses d'eau dans chacun des MARCATS ont été estimés mais une étude complémentaire est nécessaire pour approfondir notre compréhension des processus d'échanges côte-large simulés dans le modèle.

6.1.3 Effets du changement des apports fluviaux en nutriment

Ce troisième axe de recherche avait pour objectif de déterminer la réponse biogéochimique de l'océan côtier face au changement des apports fluviaux en nutriments. Un forçage fluvial adapté à cet objectif a été généré à partir de la base de données Global NEWS 2 (GN) pour forcer la configuration ORCA05. La base de données GN décrit de manière explicite les apports en C, N, P, et Si des apports fluviaux en fonction des bassins versants et à l'échelle globale. La disponibilité de scénarios d'apports fluviaux de GN pour les années 1970 et 2000 a permis de générer un forçage décrivant une tendance qui couvre la période 1970–2000 par simple interpolation linéaire. La configuration ORCA05 a ensuite été forcée avec ces données sans modification des apports en eau douce pour ne pas altérer la dynamique océanique initiale. Seuls les rapports stoechiométriques locaux du scénario de 1970 et la tendance 1970–2000 ont été conservés par rapport à la base de données initiale. De manière similaire au deuxième axe de recherche, deux simulations ont été réalisées : une simulation historique avec la tendance fluviale et une simulation de contrôle sans tendance. La différence entre les deux simulations permet d'apprécier l'effet de la tendance appliquée aux apports fluviaux en nutriments sur la biogéochimie marine de l'océan côtier mondial.

Intégré à l'échelle globale, l'effet de la tendance appliquée aux apports fluviaux en

nutriments sur la biogéochimie côtière est faible. L'effet le plus marqué concerne l'absorption de carbone total de l'océan côtier qui est augmentée de seulement 5 %. Intégrés à l'échelle globale, les changements liés à l'acidification et à la désoxygénation des eaux de fond côtières sont négligeables. Cependant, la régionalisation de l'océan côtier avec la segmentation MARCATS permet de souligner la diversité des tendances des apports fluviaux et des réponses biogéochimiques de chaque région. La mer du Nord présente par exemple de faibles variations du fait du changement limité et hétérogène spatialement des apports fluviaux dans cette région. Au contraire, les eaux de fonds de la mer de Chine de l'Est subissent une importante désoxygénation couplée à un processus d'acidification induit par la forte augmentation des apports fluviaux. Une métrique est définie de manière à quantifier l'effet du changement d'apports fluviaux sur la production primaire. Les régions côtières dominées par une production régénérée, comme les régions des courants de bord Ouest, présentent de fortes capacités d'absorption des changements d'apports fluviaux. Au contraire, les régions côtières des courants de bord Est, connues pour leur système d'export et dominées par la production nouvelle, présentent une réponse moins marquée face aux changements des apports fluviaux. Dans ces régions, les apports fluviaux sont susceptibles d'être largement exportés vers l'océan ouvert.

Dans le cas d'une augmentation de l'apport fluvial en nutriment, la métrique utilisée dans cette étude ne permet de discriminer le devenir de la fraction additionnelle. En effet, la fraction additionnelle de l'apport en nutriment non absorbé par la production primaire peut être soit exportée vers l'océan ouvert, soit exportée vers une région côtière latérale, soit exportée vers le sédiment, soit accumulée dans la colonne d'eau. Il serait intéressant d'approfondir cette étude en déterminant précisément le devenir de cette fraction additionnelle en utilisant par exemple des méthodes lagrangiennes pour tracer les éléments fluviaux déversés. Une autre limite de cette étude réside dans la méthode employée pour générer le forçage fluvial qui ne respecte pas strictement la base de données Global NEWS 2. Des artefacts générés par cette méthode ont aussi été identifiés sur des régions spécifiques (p. ex. les côtes libyennes et le Golfe Persique). Il sera nécessaire de modifier la méthode générant le forçage pour que celui-ci soit plus fidèle à la base de données Global NEWS 2.

6.2 Perspectives

6.2.1 Augmentation de la résolution spatiale

L'utilisation de grilles de résolution spatiale plus fines comme ORCA12 (de résolution nominale 1/12°) est nécessaire pour tendre vers une résolution explicite des processus physiques de petites échelles qui sont dominants dans l'océan côtier. Cependant, une telle résolution spatiale est encore insuffisante pour une représentation explicite de ces processus (Holt et al., 2017). Quelque soit le degré choisi de raffinement de la résolution

spatiale, le facteur limitant restera l'important coût de calcul associé aux configurations globales haute résolution. L'étude de Holt et al. (2009) s'intéresse à cette problématique en proposant un premier niveau de grilles imbriquées présentant une résolution spatiale affinée couvrant uniquement l'océan côtier mondial. Un niveau supérieur s'ajouterait à ce système avec une grille "mère" de résolution plus grossière adaptée à l'océan ouvert, fournissant les conditions aux frontières ouvertes des grilles sous-jacentes. Cependant, les ressources de calcul nécessaires pour réaliser ce système sont encore trop importantes. Une autre solution moins gourmande en termes de calcul réside dans l'utilisation de grilles déstructurées : le raffinement de la résolution serait ainsi réalisé exclusivement sur les régions côtières comme présentée sur la Figure 6.1 (Chen et al., 2003a; Holt et al., 2017; Legrand et al., 2007). De plus, les grilles déstructurées permettent de suivre la topographie complexe de l'océan côtier de manière plus réaliste, par rapport au maillage quadrilatéral utilisé dans les grilles ORCA. Avec l'augmentation continue des ressources de calculs disponibles, Holt et al. (2017) estiment que la représentation explicite des processus côtiers d'une échelle de l'ordre de 1,5 km sera possible dans une décennie pour les modèles globaux de dynamique océanique dédiés à la recherche. Il faudra donc probablement attendre plus d'une décennie pour apprécier les résultats de ce type de modèle couplé à une composante biogéochimique.

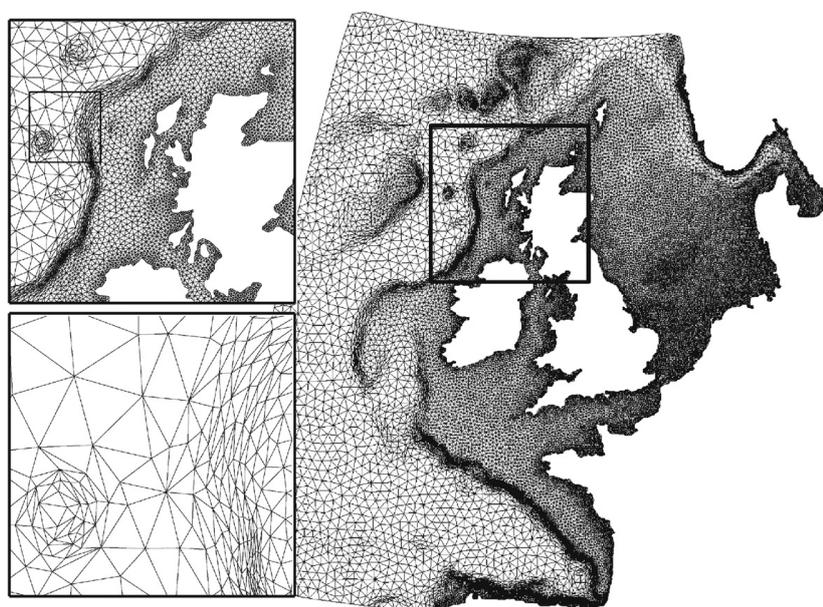


FIGURE 6.1 – Exemple de grille déstructurée appliquée à une configuration régionale centrée sur les côtes Ouest européennes. Deux zooms sont présentés à gauche pour apprécier le raffinement en fonction de la profondeur et des pentes bathymétriques. Figure tirée de Legrand et al. (2007).

6.2.2 Implémentation de processus spécifiques à l'océan côtier

Processus physiques

La problématique de la représentation des processus physiques côtiers dans les modèles globaux a été récemment abordée dans l'étude prospective de Holt et al. (2017). Ces derniers ont identifié les principales lacunes des modèles actuels à reproduire la dynamique océanique côtière. Au-delà du nécessaire raffinement de la résolution spatiale précédemment abordé, certains processus physiques ne sont pas simulés explicitement dans le modèle alors qu'ils ont un rôle clé dans la dynamique océanique côtière. C'est le cas par exemple des marées qui sont un important facteur de mélange dans l'océan côtier. Le forçage du modèle doit aussi reproduire de manière adéquate les vents favorables aux upwellings : le *timing*, l'intensité et la persistance des vents pilotent les gradients de pression en surface et conditionnent la reproduction fidèle des upwellings et de leurs fortes productivités (García-Reyes et al., 2015).

Le choix du système de coordonnées verticales est aussi important. Alors que la plupart des modèles océaniques globaux, comme celui utilisé dans cette thèse, optent pour un système de coordonnées z , les modèles océaniques régionaux présentent plus fréquemment un système de coordonnées σ qui suit la topographie. La rareté des modèles globaux présentant un système de coordonnées σ est expliquée par la problématique du calcul des gradients horizontaux de pression et des termes de diffusion avec ce système. Cependant, l'utilisation des coordonnées σ permet une résolution plus fine de la verticale dans les zones peu profondes et permet une description de la bathymétrie adaptée à l'océan côtier. L'utilisation de coordonnées hybrides est une solution à envisager avec l'usage de coordonnées z pour l'océan ouvert et de coordonnées σ à partir d'un certain seuil bathymétrique.

Enfin, la problématique de la glace n'a pas été abordée dans cette thèse bien que sa dynamique soit prise en compte avec le modèle LIM. La formation et la fonte de la glace de mer est un des principaux pilotes de la variabilité biogéochimique des régions océaniques côtières de hautes latitudes (Bates et Mathis, 2009). De plus, le changement climatique induit un réchauffement rapide des régions polaires, réduisant progressivement la couverture de glace de ces régions (GIEC, 2013). L'effet de ce réchauffement sur la biogéochimie arctique reste à déterminer. Bates et Mathis (2009) anticipent une augmentation de la productivité primaire de ces régions, en parallèle de la réduction de la couverture de glace. Cet effet pourrait induire une augmentation de l'absorption océanique de CO_2 mais le réchauffement provoquera aussi en parallèle une diminution de l'absorption en diminuant la solubilité du CO_2 . L'exploitation des configurations utilisées dans cette thèse en ciblant les processus arctiques pourrait répondre à la problématique de la réponse de cet écosystème face aux perturbations anthropiques. Ce travail fait l'objet d'une thèse au LSCE préparée par Jens Terhaar et co-dirigée par Pierre A.G. Regnier et James C. Orr.

Processus biogéochimiques

De nombreux processus biogéochimiques peuvent être améliorés dans le modèle PISCES pour tendre vers une représentation explicite des processus côtiers dominants.

La version du modèle PISCES utilisée dans cette thèse ne représente que deux groupes phytoplanctoniques et deux groupes zooplanctoniques fonctionnels, contrastant avec la biodiversité planctonique réelle (de Vargas et al., 2015). Une approche de modélisation des communautés planctoniques basée sur leurs traits fonctionnels pourrait être adaptée pour représenter la complexité des communautés planctoniques côtières (Merico et al., 2009). Ces techniques permettent de s'affranchir de la représentation figée des interactions et du rôle des groupes planctoniques modélisés. L'approche basée sur les traits fonctionnels permet une représentation plus réaliste des communautés planctoniques, en incluant (1) la capacité d'adaptation des communautés aux conditions environnementales et (2) la possibilité de modification de la structuration de ces communautés en réponse à ces conditions. De tels modèles permettent donc de représenter la variabilité des structures de communautés planctoniques en fonction de l'importante variabilité des conditions environnementales côtières.

La représentation de cette variabilité sera aussi améliorée avec l'utilisation de rapports stoechiométriques variables pour les principaux éléments (C, N, P, Si, Fe) (Flynn, 2010). Cette amélioration est actuellement en développement (Aumont et al., 2015).

Les processus en lien avec les apports continentaux sont représentés de manière simplifiée dans le modèle PISCES. En effet, ce dernier a été initialement développé pour simuler la biogéochimie de l'océan ouvert. Au large des embouchures de fleuves, la représentation de l'effet des fortes concentrations de matières en suspension sur la pénétration de la lumière le long de la colonne d'eau devrait être considérée (Baird et al., 2007).

Les processus de dégradation de matière organique sont formulés de manière implicite sans variable d'état simulant la biomasse microbienne. La dominance des processus de dégradation au large des systèmes estuariens nécessite une représentation plus explicite de ceux-ci au sein de la colonne et au niveau du sédiment. La prise en compte de la fraction particulaire et de la fraction organique apportées par les fleuves permettrait de stimuler de manière plus réaliste la dégradation de la matière organique participant à l'extension des zones mortes (Diaz et Rosenberg, 2008).

De manière similaire aux modèles Système-Terre où les apports fluviaux sont typiquement fournis par un modèle hydrologique et/ou un modèle de surface continentale, il pourrait être envisagé d'implémenter les processus d'apports fluviaux directement dans le modèle.

Les sources d'eau douce, de carbone et de nutriments issues du déversement dans l'océan des eaux souterraines continentales ne sont pas prises en compte dans nos simulations. Ces apports externes représenteraient un part non négligeable du flux global d'eau douce fluviale (Kwon et al., 2014). Enfin, la disponibilité des scénarios d'apports fluviaux

en nutriments de Global NEWS 2 pour l'année 2030 permet de réaliser des projections à partir des simulations présentées dans cette thèse, de manière à anticiper les perturbations biogéochimiques induites par les changements d'apports fluviaux (Seitzinger et al., 2010).

6.2.3 Besoin de compilations globales d'observations côtières

L'utilisation et la validation des modèles océaniques globaux pour l'étude de l'océan côtier nécessite la disponibilité de compilations globales d'observations côtières homogènes présentant une couverture spatio-temporelle haute fréquence. Dans une optique d'appréciation de l'effet de perturbations anthropiques, ces données devraient aussi présenter des séries temporelles suffisamment longues pour permettre l'extraction du signal de la perturbation anthropique de la forte variabilité naturelle inhérente à l'océan côtier. Or, les compilations de données présentant l'ensemble de ces caractéristiques sont rares (Bakker et al., 2016; Bates et al., 2014; Laruelle et al., 2014; Regnier et al., 2013). Des travaux sont régulièrement publiés de manière à enrichir les bases de données basées sur des observations et/ou des modèles, réduire les incertitudes, augmenter la couverture spatio-temporelle et allonger les séries temporelles d'observations. Dernièrement, Laruelle et al. (2017) ont présenté une base de données haute résolution de la pression partielle CO_2 (p_{CO_2}) de surface côtière à l'échelle globale en interpolant les observations de la dernière version de l'atlas SOCAT (version 3, Bakker et al., 2016) à partir d'un réseau de neurones artificiels (Figure 6.2).

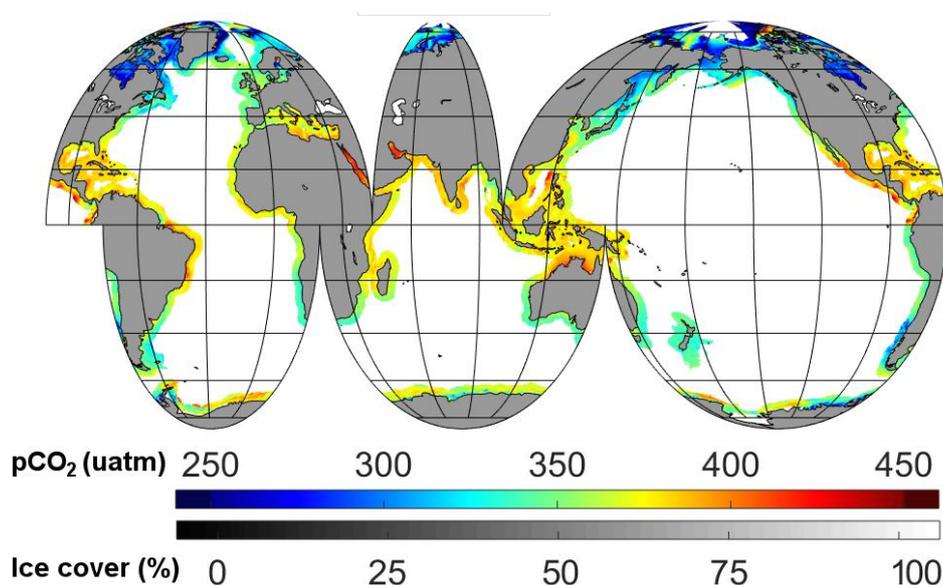


FIGURE 6.2 – Pression partielle de CO_2 de surface moyennée sur la période 1998–2014 et couverture de glace pour l'océan côtier mondial. Figure tirée de Laruelle et al. (2017).

Malgré ces améliorations, de telles bases de données sont encore associées à des incertitudes importantes. Il pourrait être envisagé dans un futur proche de croiser les données de l'atlas SOCAT avec des p_{CO_2} côtières estimées à l'échelle globale à partir de données satellites, à l'instar de Chen et al. (2016). Les données issues de modèles

spécialisés et validés spécifiquement pour des applications côtières peuvent aussi être utilisées pour valider les modèles globaux plus généralistes. Sharples et al. (2017) ont généré une compilation d'estimations de temps de résidence des masses d'eau côtières à l'échelle globale à partir d'un modèle mécaniste simple, validé et adapté à l'océan côtier. Ces données pourraient être utilisées en vue d'une validation des estimations de temps de résidence présentées dans le Chapitre 4. L'ensemble de ces compilations globales est un précieux outil pour valider les modèles globaux. Ces derniers nécessiteront un besoin croissant d'augmentation et d'actualisation de ce type de compilations, au fur et à mesure de l'augmentation de leur capacité à résoudre explicitement les processus physiques et biogéochimiques côtiers.

6.2.4 Continuum et "*blue carbon*"

L'océan côtier peut être intégré dans un système plus vaste appelé "continuum continent-océan" ("*land-ocean aquatic continuum*", Regnier et al., 2013). Ce concept reflète la volonté de la communauté scientifique de s'affranchir de la vision classique de la problématique côtière basée sur une délimitation stricte et linéaire de la frontière séparant les terres des océans. En réalité, cette frontière intègre des systèmes aussi diversifiés que les rivières, les fleuves, les lacs, les estuaires, les marais, les écosystèmes côtiers végétalisés comme les mangroves et enfin les régions océaniques côtières. Les études s'intéressant à ce continuum se penchent donc sur la décomposition et la quantification des processus des différents systèmes le composant. Regnier et al. (2013) ont ainsi pointé les lacunes des méthodes utilisées dans les modèles Système-Terre utilisés par le GIEC pour produire les budgets globaux de carbone dans le contexte du changement climatique. La négligence des transferts latéraux de carbone au sein du continuum continent-océan impliquerait une surestimation du puits de carbone des surfaces continentales de 40 %.

L'importance de continuum continent-océan est aussi soulignée avec le concept récent de "*blue carbon*" (McLeod et al., 2011; Nellemann et al., 2009). Ce concept de "*blue carbon*" souligne la forte valeur écologique des écosystèmes côtiers végétalisés. Situés au niveau de la partie proximale de l'océan côtier (non résolue par notre modèle), ces écosystèmes, composés des mangroves, des herbiers marins, des marais salés et des forêts de *kelp*, couvrent seulement 0,2 % de la surface océanique globale. Cependant, ils sont d'une importance fondamentale. En effet, ils représentent 50 % du carbone enfoui dans les sédiments marins et sont une protection naturelle contre l'érosion côtière alors que le niveau de la mer monte (Duarte et al., 2013). Sur les 50 dernières années, les pressions anthropiques exercées sur ces écosystèmes auraient réduit leurs surfaces de 30 %. Cette réduction de surface générerait l'émission supplémentaire d'1 Pg C a⁻¹ dans l'atmosphère.

Cette thèse est donc à la fois un appel et une étape préliminaire à la représentation explicite du continuum continent-océan dans les modèles Système-Terre au travers de deux moyens : l'augmentation de la résolution spatiale et l'implémentation de nouveaux

processus spécifiques à l'océan côtier. Ainsi, ces modèles permettront de (1) décrire les gradients biogéochimiques au sein du continuum continent-océan à l'échelle globale, (2) définir le rôle de ce continuum dans le cycle global du carbone, et (3) attirer l'attention des décideurs politiques sur l'importance des écosystèmes côtiers dans la problématique actuelle du changement climatique.

Bibliographie

- Adcroft, A., C. Hill et J. Marshall. 1997, Representation of Topography by Shaved Cells in a Height Coordinate Ocean Model. *Monthly Weather Review*, vol. 125, n° 9, doi:10.1175/1520-0493(1997)125<2293 :ROTBSC>2.0.CO;2, p. 2293–2315. 54
- Andersson, A. J. et F. T. Mackenzie. 2004, Shallow-water oceans: a source or sink of atmospheric CO₂? *Frontiers in Ecology and the Environment*, vol. 2, n° 7, doi:10.1890/1540-9295(2004)002[0348 :SOASOS]2.0.CO;2, p. 348–353. 37, 98
- Andersson, A. J., F. T. Mackenzie et L. M. Ver. 2003, Solution of shallow-water carbonates: An insignificant buffer against rising atmospheric CO₂. *Geology*, vol. 31, n° 6, doi:10.1130/0091-7613(2003)031<0513 :SOSCAI>2.0.CO;2, p. 513–516. 37
- Arakawa, A. et V. Lamb. 1977, Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the UCLA General Circulation Model. *Methods in Computational Physics: Advances in Research and Applications*, vol. 17, doi:10.1016/B978-0-12-460817-7.50009-4, p. 173–265. 54
- Artioli, Y., J. C. Blackford, G. Nondal, R. G. J. Bellerby, S. L. Wakelin, J. T. Holt, M. Butenschön et J. I. Allen. 2014, Heterogeneity of impacts of high CO₂ on the North Western European Shelf. *Biogeosciences*, vol. 11, n° 3, doi:10.5194/bg-11-601-2014, p. 601–612. 45
- Asselin, R. 1972, Frequency Filter for Time Integrations. *Monthly Weather Review*, vol. 100, n° 6, doi:10.1175/1520-0493(1972)100<0487 :FFFTI>2.3.CO;2, p. 487–490. 54
- Aumont, O. et L. Bopp. 2006, Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 20, n° 2, doi:10.1029/2005GB002591. 47, 55, 57, 62, 119, 126, 127
- Aumont, O., C. Ethé, a. Tagliabue, L. Bopp et M. Gehlen. 2015, PISCES-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. *Geoscientific Model Development Discussions*, vol. 8, n° 2, doi:10.5194/gmdd-8-1375-2015, p. 1375–1509. 152
- de Baar, H. J. W. et J. T. M. de Jong. 2001, Distributions, sources and sinks of iron in seawater. *The Biogeochemistry of Iron in Seawater. IUPAC Series on Analytical and Physical Chemistry of Environmental Systems*, p. 123–253. 63

- Baird, M. E., P. G. Timko et L. Wu. 2007, The effect of packaging of chlorophyll within phytoplankton and light scattering in a coupled physical–biological ocean model. *Marine and Freshwater Research*, vol. 58, n° 10, doi:10.1071/MF07055, i p. 966. 152
- Bakker, D. C. E., B. Pfeil, C. S. Landa, N. Metzl, K. M. O’Brien, A. Olsen, K. Smith, C. Cosca, S. Harasawa, S. D. Jones, S.-i. Nakaoka, Y. Nojiri, U. Schuster, T. Steinhoff, C. Sweeney, T. Takahashi, B. Tilbrook, C. Wada, R. Wanninkhof, S. R. Alin, C. F. Balestrini, L. Barbero, N. R. Bates, A. A. Bianchi, F. Bonou, J. Boutin, Y. Bozec, E. F. Burger, W.-J. Cai, R. D. Castle, L. Chen, M. Chierici, K. Currie, W. Evans, C. Featherstone, R. A. Feely, A. Fransson, C. Goyet, N. Greenwood, L. Gregor, S. Hankin, N. J. Hardman-Mountford, J. Harlay, J. Hauck, M. Hoppema, M. P. Humphreys, C. W. Hunt, B. Huss, J. S. P. Ibánhez, T. Johannessen, R. Keeling, V. Kitidis, A. Körtzinger, A. Kozyr, E. Krasakopoulou, A. Kuwata, P. Landschützer, S. K. Lauvset, N. Lefèvre, C. Lo Monaco, A. Manke, J. T. Mathis, L. Merlivat, F. J. Millero, P. M. S. Monteiro, D. R. Munro, A. Murata, T. Newberger, A. M. Omar, T. Ono, K. Paterson, D. Pearce, D. Pierrot, L. L. Robbins, S. Saito, J. Salisbury, R. Schlitzer, B. Schneider, R. Schweitzer, R. Sieger, I. Skjelvan, K. F. Sullivan, S. C. Sutherland, A. J. Sutton, K. Tadokoro, M. Telszewski, M. Tuma, S. M. A. C. Van Heuven, D. Vandemark, B. Ward, A. J. Watson et S. Xu. 2016, A multi-decade record of high-quality fCO₂ data in version 3 of the Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT). *Earth System Science Data Discussions*, vol. 8, n° 2, doi:10.5194/essd-2016-15, p. 1–55. 37, 98, 153
- Bakker, D. C. E., B. Pfeil, K. Smith, S. Hankin, A. Olsen, S. R. Alin, C. Cosca, S. Harasawa, A. Kozyr, Y. Nojiri, K. M. O’Brien, U. Schuster, M. Telszewski, B. Tilbrook, C. Wada, J. Akl, L. Barbero, N. R. Bates, J. Boutin, Y. Bozec, W.-J. Cai, R. D. Castle, F. P. Chavez, L. Chen, M. Chierici, K. Currie, H. J. W. de Baar, W. Evans, R. A. Feely, A. Fransson, Z. Gao, B. Hales, N. J. Hardman-Mountford, M. Hoppema, W.-J. Huang, C. W. Hunt, B. Huss, T. Ichikawa, T. Johannessen, E. M. Jones, S. D. Jones, S. Jutterström, V. Kitidis, A. Körtzinger, P. Landschützer, S. K. Lauvset, N. Lefèvre, A. B. Manke, J. T. Mathis, L. Merlivat, N. Metzl, A. Murata, T. Newberger, A. M. Omar, T. Ono, G.-H. Park, K. Paterson, D. Pierrot, A. F. Ríos, C. L. Sabine, S. Saito, J. Salisbury, V. V. S. S. Sarma, R. Schlitzer, R. Sieger, I. Skjelvan, T. Steinhoff, K. F. Sullivan, H. Sun, A. J. Sutton, T. Suzuki, C. Sweeney, T. Takahashi, J. Tjiputra, N. Tsurushima, S. M. A. C. van Heuven, D. Vandemark, P. Vlahos, D. W. R. Wallace, R. Wanninkhof et A. J. Watson. 2014, An update to the Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT version 2). *Earth System Science Data*, vol. 6, n° 1, doi:10.5194/essd-6-69-2014, p. 69–90. 36
- Barnier, B., G. Madec, T. Penduff, J. M. Molines, A. M. Treguier, J. Le Sommer, A. Beckmann, A. Biastoch, C. Böning, J. Dengg, C. Derval, E. Durand, S. Gulev, E. Remy, C. Talandier, S. Theetten, M. Maltrud, J. McClean et B. De Cuevas. 2006, Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting

- resolution. *Ocean Dynamics*, vol. 56, doi:10.1007/s10236-006-0082-1, p. 543–567. 58, 119, 126
- Bates, N. R. et J. T. Mathis. 2009, The Arctic Ocean marine carbon cycle: evaluation of air-sea CO₂ exchanges, ocean acidification impacts and potential feedbacks. *Biogeosciences*, vol. 6, n° 11, doi:10.5194/bg-6-2433-2009, p. 2433–2459. 120, 151
- Bates, R. N., Y. M. Astor, C. M. J., K. Currie, J. E. Dore, M. González-Dávila, L. Lorenzoni, F. Muller-Karger, J. Olafsson et J. M. Santana-Casiano. 2014, A Time-Series View of Changing Surface Ocean Chemistry Due to Ocean Uptake of Anthropogenic CO₂ and Ocean Acidification. *Oceanography*, vol. 27, n° 1, doi:10.5670/oceanog.2014.16 <<http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2014.16>>), p. 126–141. 25, 48, 98, 153
- Bauer, J. E., W.-J. Cai, P. A. Raymond, T. S. Bianchi, C. S. Hopkinson et P. Regnier. 2013, The changing carbon cycle of the coastal ocean. *Nature*, vol. 504, n° 7478, doi:10.1038/nature12857, p. 61–70. 36, 37, 98, 99, 125
- Bednaršek, N., R. A. Feely, J. C. P. Reum, B. Peterson, J. Menkel, S. R. Alin et B. Hales. 2014, Limacina helicina shell dissolution as an indicator of declining habitat suitability owing to ocean acidification in the California Current Ecosystem. *Proceedings of The Royal Society B*, vol. 281, n° 1785, doi:10.1098/rspb.2014.0123, i p. 20140123. 25
- Behrenfeld, M. J. et P. G. Falkowski. 1997, Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnology and Oceanography*, vol. 42, n° 1, doi:10.4319/lo.1997.42.1.0001, p. 1–20. 69
- Beusen, A. H. W., A. F. Bouwman, H. H. Dürr, A. L. M. Dekkers et J. Hartmann. 2009, Global patterns of dissolved silica export to the coastal zone: Results from a spatially explicit global model. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 23, n° 4, doi:10.1029/2008GB003281, p. n/a–n/a. 126
- Beusen, A. H. W., A. F. Bouwman, L. P. H. Van Beek, J. M. Mogollón et J. J. Middelburg. 2016, Global riverine N and P transport to ocean increased during the 20th century despite increased retention along the aquatic continuum. *Biogeosciences*, vol. 13, n° 8, doi:10.5194/bg-13-2441-2016, p. 2441–2451. 26
- Blackford, J., J. Allen et F. Gilbert. 2004, Ecosystem dynamics at six contrasting sites: a generic modelling study. *Journal of Marine Systems*, vol. 52, n° 1-4, doi:10.1016/j.jmarsys.2004.02.004, p. 191–215. 44
- Bopp, L., L. Legendre et P. Monfray. 2002, La pompe à carbone va-t-elle se gripper? *La Recherche*, p. 48–51. 20

- Bopp, L., M. Lévy, L. Resplandy et J. B. Sallée. 2015, Pathways of anthropogenic carbon subduction in the global ocean. *Geophysical Research Letters*, vol. 42, n° 15, doi:10.1002/2015GL065073, p. 6416–6423. 24
- Bopp, L., L. Resplandy, J. C. Orr, S. C. Doney, J. P. Dunne, M. Gehlen, P. Halloran, C. Heinze, T. Ilyina, R. Séférian, J. Tjiputra et M. Vichi. 2013, Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models. *Biogeosciences*, vol. 10, n° 10, doi:10.5194/bg-10-6225-2013, p. 6225–6245. 20, 25
- Borges, A. 2005, Do we have enough pieces of the jigsaw to integrate CO₂ fluxes in the coastal ocean? *Estuaries*, vol. 28, n° 1, doi:10.1007/BF02732750, p. 3–27. 30, 31, 37, 98
- Borges, A., B. Delille et M. Frankignoulle. 2005, Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts. *Geophysical Research Letters*, vol. 32, n° 14, doi:10.1029/2005GL023053. 31, 37, 48, 89, 98
- Bourgeois, T., J. C. Orr, L. Resplandy, J. Terhaar, C. Ethé, M. Gehlen et L. Bopp. 2016, Coastal-ocean uptake of anthropogenic carbon. *Biogeosciences*, vol. 13, n° 14, doi:10.5194/bg-13-4167-2016, p. 4167–4185. 10, 87, 89, 97, 99, 126, 127, 129, 139
- Brodeau, L., B. Barnier, A.-M. Treguier, T. Penduff et S. Gulev. 2010, An ERA40-based atmospheric forcing for global ocean circulation models. *Ocean Modelling*, vol. 31, n° 3-4, doi:10.1016/j.ocemod.2009.10.005, p. 88–104. 61, 62, 127
- Buitenhuis, E. T., T. Hashioka et C. L. Quéré. 2013, Combined constraints on global ocean primary production using observations and models. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 27, n° 3, doi:10.1002/gbc.20074, p. 847–858. 34
- Burson, A., M. Stomp, L. Akil, C. P. D. Brussaard et J. Huisman. 2016, Unbalanced reduction of nutrient loads has created an offshore gradient from phosphorus to nitrogen limitation in the North Sea. *Limnology and Oceanography*, vol. 61, n° 3, doi:10.1002/lno.10257, p. 869–888. 125, 134
- Cahill, B., J. Wilkin, K. Fennel, D. Vandemark et M. A. M. Friedrichs. 2016, Interannual and seasonal variabilities in air-sea CO₂ fluxes along the U.S. eastern continental shelf and their sensitivity to increasing air temperatures and variable winds. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, vol. 121, n° 2, doi:10.1002/2015JG002939, p. 295–311. 44
- Cai, W.-J. 2011, Estuarine and coastal ocean carbon paradox: CO₂ sinks or sites of terrestrial carbon incineration? *Annual review of marine science*, vol. 3, doi:10.1146/annurev-marine-120709-142723, p. 123–45. 27, 31, 37, 89, 98, 134, 136
- Cai, W.-J., M. Dai et Y. Wang. 2006, Air-sea exchange of carbon dioxide in ocean margins: A province-based synthesis. *Geophysical Research Letters*, vol. 33, n° 12, L12603, doi:10.1029/2006GL026219. 31, 36, 37, 89, 98

- Cai, W.-J., X. Hu, W.-J. Huang, M. C. Murrell, J. C. Lehrter, S. E. Lohrenz, W.-C. Chou, W. Zhai, J. T. Hollibaugh, Y. Wang, P. Zhao, X. Guo, K. Gundersen, M. Dai et G.-C. Gong. 2011, Acidification of subsurface coastal waters enhanced by eutrophication. *Nature Geoscience*, vol. 4, n° 11, doi:10.1038/ngeo1297, p. 766–770. 124, 125
- Chai, F., G. Liu, H. Xue, L. Shi, Y. Chao, C.-M. Tseng, W.-C. Chou et K.-K. Liu. 2009, Seasonal and interannual variability of carbon cycle in South China Sea: A three-dimensional physical-biogeochemical modeling study. *Journal of Oceanography*, vol. 65, n° 5, doi:10.1007/s10872-009-0061-5, p. 703–720. 45
- Chelton, D. B., R. A. DeSzoeke, M. G. Schlax, K. El Naggar et N. Siwertz. 1998, Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 28, n° 3, doi:10.1175/1520-0485(1998)028<0433 :GVOTFB>2.0.CO;2, p. 433–460. 46, 60
- Chen, C., H. Liu et R. C. Beardsley. 2003a, An Unstructured Grid, Finite-Volume, Three-Dimensional, Primitive Equations Ocean Model: Application to Coastal Ocean and Estuaries. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 20, n° 1, doi:10.1175/1520-0426(2003)020<0159 :AUGFVT>2.0.CO;2, p. 159–186. 150
- Chen, C.-T. A. 2010, Cross-Boundary Exchanges of Carbon and Nitrogen in Continental Margins. dans *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins. Global Change – The IGBP Series*, édité par K.-K. Liu, L. Atkinson, R. Quiñones et L. Talaue-McManus, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 561–574, doi:10.1007/978-3-540-92735-8_13. 35, 37, 98
- Chen, C.-T. A. et A. Borges. 2009, Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO₂. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, vol. 56, n° 8-10, doi:10.1016/j.dsr2.2009.01.001, p. 578–590. 32, 37, 89, 98
- Chen, C.-T. A., T. H. Huang, Y. C. Chen, Y. Bai, X. He et Y. Kang. 2013, Air–sea exchanges of CO₂ in the world’s coastal seas. *Biogeosciences*, vol. 10, n° 10, doi:10.5194/bg-10-6509-2013, p. 6509–6544. 32, 37, 89, 98
- Chen, C.-T. A., K.-K. Liu et R. Macdonald. 2003b, Continental Margin Exchanges. dans *Ocean Biogeochemistry*, édité par M. J. R. Fasham, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 53–97, doi:10.1007/978-3-642-55844-3_4. 33, 38, 96
- Chen, S., C. Hu, R. H. Byrne, L. L. Robbins et B. Yang. 2016, Remote estimation of surface pCO₂ on the West Florida Shelf. *Continental Shelf Research*, vol. 128, n° July, doi:10.1016/j.csr.2016.09.004, p. 10–25. 153

- Cocco, V., F. Joos, M. Steinacher, T. L. Frölicher, L. Bopp, J. Dunne, M. Gehlen, C. Heinze, J. Orr, A. Oschlies, B. Schneider, J. Segschneider et J. Tjiputra. 2013, Oxygen and indicators of stress for marine life in multi-model global warming projections. *Biogeosciences*, vol. 10, n° 3, doi:10.5194/bg-10-1849-2013, p. 1849–1868. 27
- Conkright, M. E., R. A. Locarnini, H. E. Garcia, T. D. O'Brien, T. P. Boyer, C. Stephens et J. I. Antonov. 2002, World Ocean Database 2001 : Objective analyses, data statistics and figures. , n° September. 62
- Cossarini, G., S. Querin et C. Solidoro. 2015, The continental shelf carbon pump in the northern Adriatic Sea (Mediterranean Sea): Influence of wintertime variability. *Ecological Modelling*, vol. 314, doi:10.1016/j.ecolmodel.2015.07.024, p. 118–134. 45
- Cotrim da Cunha, L., E. T. Buitenhuis, C. Le Quéré, X. Giraud et W. Ludwig. 2007, Potential impact of changes in river nutrient supply on global ocean biogeochemistry. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 21, n° 4, doi:10.1029/2006GB002718, p. n/a–n/a. 46, 124, 126
- Courant, R., K. Friedrichs et H. Lewy. 1928, Über die partiellen Differenzgleichungen der mathematischen Physik. *Mathematische Annalen*, vol. 100, n° 1, doi:10.1007/BF01448839, p. 32–74. 59
- Crutzen, P. J. et E. F. Stoermer. 2000, The Anthropocene. *Global Change Newsletter n°41*, p. 17–18. 18
- Dai, M., Z. Cao, X. Guo, W. Zhai, Z. Liu, Z. Yin, Y. Xu, J. Gan, J. Hu et C. Du. 2013, Why are some marginal seas sources of atmospheric CO₂? *Geophysical Research Letters*, vol. 40, n° 10, doi:10.1002/grl.50390, p. 2154–2158. 39
- de Boyer Montégut, C. 2004, Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, C12003, doi:10.1029/2004JC002378. 21
- Dessailly, D., H. Loisel, F. Steinmetz, V. Vantrepotte, C. Satra Le Bris, D. Ramon et J. Meillon. 2016, GlobCoast, a new dataset for coastal water OCR. *Ocean Optics XXIII*. 85, 147
- Diaz, R. et R. Rosenberg. 2008, Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. *Science*, vol. 321, n° 5891, doi:10.1126/science.1156401, p. 926–929. 27, 124, 125, 152
- Dickson, A. 1981, An exact definition of total alkalinity and a procedure for the estimation of alkalinity and total inorganic carbon from titration data. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, vol. 28, n° 6, doi:10.1016/0198-0149(81)90121-7, p. 609–623. 26

- Domingues, R. B., A. B. Barbosa et H. M. Galvão. 2014, River damming leads to decreased phytoplankton biomass and disappearance of cyanobacteria blooms. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 136, doi:10.1016/j.ecss.2013.11.012, p. 129–138. 28
- Doney, S. C. 2010, The growing human footprint on coastal and open-ocean biogeochemistry. *Science*, vol. 328, n° 5985, doi:10.1126/science.1185198, p. 1512–1516. 29, 124
- Doney, S. C., V. J. Fabry, R. A. Feely et J. A. Kleypas. 2009, Ocean Acidification: The Other CO₂ Problem. *Annual Review of Marine Science*, vol. 1, n° 1, doi:10.1146/annurev.marine.010908.163834, p. 169–192. 25, 26
- Droop, M. R. 1968, Vitamin B₁₂ and Marine Ecology. IV. The Kinetics of Uptake, Growth and Inhibition in *Monochrysis Lutheri*. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, vol. 48, n° 3, doi:10.1017/S0025315400019238, p. 689–733. 55
- Duarte, C. M., I. E. Hendriks, T. S. Moore, Y. S. Olsen, A. Steckbauer, L. Ramajo, J. Carstensen, J. a. Trotter et M. McCulloch. 2013, Is Ocean Acidification an Open-Ocean Syndrome? Understanding Anthropogenic Impacts on Seawater pH. *Estuaries and Coasts*, vol. 36, n° 2, doi:10.1007/s12237-013-9594-3, p. 221–236. 48, 154
- Duce, R. a., J. LaRoche, K. Altieri, K. R. Arrigo, a. R. Baker, D. G. Capone, S. Cornell, F. Dentener, J. Galloway, R. S. Ganeshram, R. J. Geider, T. Jickells, M. M. Kuypers, R. Langlois, P. S. Liss, S. M. Liu, J. J. Middelburg, C. M. Moore, S. Nickovic, A. Oschlies, T. Pedersen, J. Prospero, R. Schlitzer, S. Seitzinger, L. L. Sorensen, M. Uematsu, O. Ulloa, M. Voss, B. Ward et L. Zamora. 2008, Impacts of Atmospheric Anthropogenic Nitrogen on the Open Ocean. *Science*, vol. 320, n° 5878, doi:10.1126/science.1150369, p. 893–897. 126
- Ducklow, H. et S. McCallister. 2004, The biogeochemistry of carbon dioxide in the coastal oceans. dans *The sea*, vol. 13, édité par A. R. Robinson, J. Brink, KMcCarthy et B. J. Rothschild, chap. 9, Havard University Press, Cambridge, p. 269–315. 31, 32
- Dufour, C. 2011, *Rôle des tourbillons de méso-échelle océanique dans la variabilité récente des flux air-mer de CO₂ dans l'océan Austral*, thèse de doctorat, Université de Grenoble. 56
- Egleston, E. S., C. L. Sabine et F. M. M. Morel. 2010, Revelle revisited: Buffer factors that quantify the response of ocean chemistry to changes in DIC and alkalinity. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 24, n° 1, doi:10.1029/2008GB003407. 26
- Evans, W., J. T. Mathis, J. N. Cross, N. R. Bates, K. E. Frey, B. G. T. Else, T. N. Papkyriakou, M. D. DeGrandpre, F. Islam, W.-J. Cai, B. Chen, M. Yamamoto-Kawai, E. Carmack, W. J. Williams et T. Takahashi. 2015, Sea-air CO₂ exchange in the western Arctic coastal ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 29, n° 8, doi:10.1002/2015GB005153, p. 1190–1209. 38

- Farrington, J. et H. Takada. 2014, Persistent Organic Pollutants (POPs), Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAHs), and Plastics: Examples of the Status, Trend, and Cycling of Organic Chemicals of Environmental Concern in the Ocean. *Oceanography*, vol. 27, n° 1, doi:10.5670/oceanog.2014.23, p. 196–213. 27
- Fasham, M. J. R., B. M. Baliño et M. C. Bowles. 2001, A new vision of ocean biogeochemistry after a decade of the Joint Global Ocean Flux Study. 36
- Feely, R., S. Doney et S. Cooley. 2009, Ocean Acidification: Present Conditions and Future Changes in a High-CO₂ World. *Oceanography*, vol. 22, n° 4, doi:10.5670/oceanog.2009.95, p. 36–47. 24
- Feist, B. E. et P. S. Levin. 2016, Novel Indicators of Anthropogenic Influence on Marine and Coastal Ecosystems. *Frontiers in Marine Science*, vol. 3, n° June, doi:10.3389/fmars.2016.00113, p. 1–13. 29
- Fennel, K. 2010, The role of continental shelves in nitrogen and carbon cycling: Northwestern North Atlantic case study. *Ocean Science*, vol. 6, n° 2, doi:10.5194/os-6-539-2010, p. 539–548. 36
- Fichefet, T. et M. A. M. Maqueda. 1997, Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, n° C6, doi:10.1029/97JC00480, p. 12 609–12 646. 52, 54, 55, 126
- Fiechter, J., E. N. Curchitser, C. A. Edwards, F. Chai, N. L. Goebel et F. P. Chavez. 2014, Air-sea CO₂ fluxes in the California Current: Impacts of model resolution and coastal topography. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 28, n° 4, doi:10.1002/2013GB004683, p. 371–385. 44
- Finney, S. C. et L. E. Edwards. 2016, The “Anthropocene” epoch: Scientific decision or political statement? *GSA Today*, vol. 26, n° 3, doi:10.1130/GSATG270A.1, p. 4–10. 18
- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason et M. Rummukainen. 2013, Climate Change 2013 - The Physical Science Basis. dans *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, édité par T. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P. Midgley, chap. Chapitre 9, Cambridge University Press, p. 741–866, doi:10.1017/CBO9781107415324. 68
- Flynn, K. J. 2010, Ecological modelling in a sea of variable stoichiometry: Dysfunctionality and the legacy of Redfield and Monod. *Progress in Oceanography*, vol. 84, n° 1-2, doi:10.1016/j.pocean.2009.09.006, p. 52–65. 152

- Gao, Y., N. He, G. Yu, J. Tian, C. Miao et T. Yang. 2015, Impact of external nitrogen and phosphorus input between 2006 and 2010 on carbon cycle in China seas. *Regional Environmental Change*, vol. 15, n° 4, doi:10.1007/s10113-014-0664-2, p. 631–641. 124, 133, 135
- Garcia, H. E., T. P. Boyer, R. A. Locarnini, J. I. Antonov, A. V. Mishonov, O. K. Baranova, M. M. Zweng, J. R. Reagan et D. R. Johnson. 2013a, World Ocean Atlas 2013. Volume 3: dissolved oxygen, apparent oxygen utilization, and oxygen saturation. *NOAA Atlas NESDIS 75*, vol. 3, n° September, i p. 27. 69, 78, 79, 80, 147
- Garcia, H. E., R. A. Locarnini, T. P. Boyer, J. I. Antonov, O. K. Baranova, M. M. Zweng, J. R. Reagan et D. R. Johnson. 2013b, World Ocean Atlas 2013, Volume 4 : Dissolved Inorganic Nutrients (phosphate, nitrate, silicate). *NOAA Atlas NESDIS 76*, vol. 4, n° September, i p. 25. 69, 70, 71, 72, 73
- García-Reyes, M., W. J. Sydeman, D. S. Schoeman, R. R. Rykaczewski, B. a. Black, A. J. Smit et S. J. Bograd. 2015, Under Pressure: Climate Change, Upwelling, and Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. *Frontiers in Marine Science*, vol. 2, n° December, doi:10.3389/fmars.2015.00109, p. 1–10. 151
- Gattuso, J. P., M. Frankignoulle et R. Wollast. 1998, Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. *Annual Review of Ecology and Systematics*, vol. 29, n° 1, doi:10.1146/annurev.ecolsys.29.1.405, p. 405–434. 31
- Gattuso, J.-P., A. Magnan, R. Bille, W. W. L. Cheung, E. L. Howes, F. Joos, D. Allemand, L. Bopp, S. R. Cooley, C. M. Eakin, O. Hoegh-Guldberg, R. P. Kelly, H.-O. Portner, a. D. Rogers, J. M. Baxter, D. Laffoley, D. Osborn, A. Rankovic, J. Rochette, U. R. Sumaila, S. Treyer et C. Turley. 2015, Contrasting futures for ocean and society from different anthropogenic CO₂ emissions scenarios. *Science*, vol. 349, n° 6243, doi:10.1126/science.aac4722. 20
- Geider, R. J., H. L. MacIntyre et T. M. Kana. 1998, A dynamic regulatory model of phytoplanktonic acclimation to light, nutrients, and temperature. *Limnology and Oceanography*, vol. 43, n° 4, doi:10.4319/lo.1998.43.4.0679, p. 679–694. 55
- Gent, P. R. et J. C. McWilliams. 1990, Isopycnal Mixing in Ocean Circulation Models. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 20, n° 1, doi:10.1175/1520-0485(1990)020<0150 :IMIOCM>2.0.CO;2, p. 150–155. 58, 61, 95, 126
- GIEC. 2013, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, Angleterre et New York, Etats-Unis, 1535 p. doi:10.1017/CBO9781107415324. 18, 151

- Gilbert, D., N. N. Rabalais, R. J. Díaz et J. Zhang. 2010, Evidence for greater oxygen decline rates in the coastal ocean than in the open ocean. *Biogeosciences*, vol. 7, n° 7, doi:10.5194/bg-7-2283-2010, p. 2283–2296. 124, 125
- Gilly, W. F., J. M. Beman, S. Y. Litvin et B. H. Robison. 2013, Oceanographic and Biological Effects of Shoaling of the Oxygen Minimum Zone. *Annual Review of Marine Science*, vol. 5, n° 1, doi:10.1146/annurev-marine-120710-100849, p. 393–420. 39
- Giraud, X., C. Le Quéré et L. C. da Cunha. 2008, Importance of coastal nutrient supply for global ocean biogeochemistry. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 22, n° 2, doi:10.1029/2006GB002717, p. n/a–n/a. 68, 124, 126
- Gohin, F. 2011, Annual cycles of chlorophyll-a, non-algal suspended particulate matter, and turbidity observed from space and in-situ in coastal waters. *Ocean Science*, vol. 7, n° 5, doi:10.5194/os-7-705-2011, p. 705–732. 85
- Gohin, F., J. N. Druon et L. Lampert. 2002, A five channel chlorophyll concentration algorithm applied to SeaWiFS data processed by SeaDAS in coastal waters. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 23, n° 8, doi:10.1080/01431160110071879, p. 1639–1661. 68, 85
- Gordon, D., P. Boudreau, K. Mann, J.-E. Ong, W. Silvert, S. Smith, G. Wattayakorn, F. Wulff et T. Yanagi. 1996, LOICZ Biogeochemical Modelling Guidelines. LOICZ Reports and Studies n° 5. 43
- Grill, G., B. Lehner, A. E. Lumsdon, G. K. MacDonald, C. Zarfl et C. Reidy Liermann. 2015, An index-based framework for assessing patterns and trends in river fragmentation and flow regulation by global dams at multiple scales. *Environmental Research Letters*, vol. 10, n° 1, 015001, doi:10.1088/1748-9326/10/1/015001. 26
- Gruber, N., H. Frenzel, S. C. Doney, P. Marchesiello, J. C. McWilliams, J. R. Moisan, J. J. Oram, G.-K. Plattner et K. D. Stolzenbach. 2006, Eddy-resolving simulation of plankton ecosystem dynamics in the California Current System. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, vol. 53, n° 9, doi:10.1016/j.dsr.2006.06.005, p. 1483–1516. 43, 44
- Gutknecht, E., I. Dadou, B. Le Vu, G. Cambon, J. Sudre, V. Garçon, E. Machu, T. Rixen, A. Kock, A. Flohr, A. Paulmier et G. Lavik. 2013, Coupled physical/biogeochemical modeling including O₂-dependent processes in the Eastern Boundary Upwelling Systems: application in the Benguela. *Biogeosciences*, vol. 10, n° 6, doi:10.5194/bg-10-3559-2013, p. 3559–3591. 45
- Gypens, N., A. Borges et C. Lancelot. 2009, Effect of eutrophication on air-sea CO₂ fluxes in the coastal Southern North Sea: a model study of the past 50 years. *Global Change Biology*, vol. 15, n° 4, doi:10.1111/j.1365-2486.2008.01773.x, p. 1040–1056. 124, 134

- Gypens, N., G. Lacroix, C. Lancelot et A. Borges. 2011, Seasonal and inter-annual variability of air–sea CO₂ fluxes and seawater carbonate chemistry in the Southern North Sea. *Progress in Oceanography*, vol. 88, n° 1-4, doi:10.1016/j.pocean.2010.11.004, p. 59–77. 134
- Hecht, M. W. et R. D. Smith. 2008, Toward a physical understanding of the North Atlantic: A review of model studies in an eddying regime. dans *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, édité par M. Hecht et H. Hasumi, American Geophysical Union, Washington, D. C., p. 213–239, doi:10.1029/177GM15. 46, 60
- Henson, S. A., C. Beaulieu et R. Lampitt. 2016, Observing climate change trends in ocean biogeochemistry: when and where. *Global Change Biology*, vol. 22, n° 4, doi:10.1111/gcb.13152, p. 1561–1571. 48
- Hofmann, E., J.-N. Druon, K. Fennel, M. Friedrichs, D. Haidvogel, C. Lee, A. Mannino, C. McClain, R. Najjar, J. O'Reilly, D. Pollard, M. Previdi, S. Seitzinger, J. Siewert, S. Signorini et J. Wilkin. 2008, Eastern US Continental Shelf Carbon Budget: Integrating Models, Data Assimilation, and Analysis. *Oceanography*, vol. 21, n° 1, doi:10.5670/oceanog.2008.70, p. 86–104. 44
- Hofmann, E. E., B. Cahill, K. Fennel, M. A. M. Friedrichs, K. Hyde, C. Lee, A. Mannino, R. G. Najjar, J. E. O'Reilly, J. Wilkin et J. Xue. 2011, Modeling the dynamics of continental shelf carbon. *Annual review of marine science*, vol. 3, doi:10.1146/annurev-marine-120709-142740, p. 93–122. 44
- Holt, J., J. Harle, R. Proctor, S. Michel, M. Ashworth, C. Batstone, I. Allen, R. Holmes, T. Smyth, K. Haines, D. Bretherton et G. Smith. 2009, Modelling the global coastal ocean. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, vol. 367, n° 1890, doi:10.1098/rsta.2008.0210, p. 939–51. 47, 150
- Holt, J., P. Hyder, M. Ashworth, J. Harle, H. T. Hewitt, H. Liu, A. L. New, S. Pickles, A. Porter, E. Popova, J. I. Allen, J. Siddorn et R. Wood. 2017, Prospects for improving the representation of coastal and shelf seas in global ocean models. *Geoscientific Model Development*, vol. 10, n° 1, doi:10.5194/gmd-10-499-2017, p. 499–523. 61, 95, 119, 120, 149, 150, 151
- Holt, J., J. Icarus Allen, T. R. Anderson, R. Brewin, M. Butenschön, J. Harle, G. Huse, P. Lehodey, C. Lindemann, L. Memery, B. Salihoglu, I. Senina et A. Yool. 2014, Challenges in integrative approaches to modelling the marine ecosystems of the North Atlantic: Physics to fish and coasts to ocean. *Progress in Oceanography*, vol. 129 Part B, doi:10.1016/j.pocean.2014.04.024, p. 285–313. 46, 47, 61
- Honjo, S., T. Eglinton, C. Taylor, K. Ulmer, S. Sievert, A. Bracher, C. German, V. Edgcomb, R. Francois, M. D. Iglesias-Rodriguez, B. Van Mooy et D. Rapeta. 2014, Understanding

- the Role of the Biological Pump in the Global Carbon Cycle: An Imperative for Ocean Science. *Oceanography*, vol. 27, n° 3, doi:10.5670/oceanog.2014.78, p. 10–16. 21
- Houghton, J. T., L. Meira Filho, B. Callender, N. Harris, A. Kattenberg et K. Maskell, éd.. 1996, *Climate change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, UK. 36
- Jackett, D. R. et T. J. McDougall. 1995, Minimal Adjustment of Hydrographic Profiles to Achieve Static Stability. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 12, n° 2, doi:10.1175/1520-0426(1995)012<0381 :MAOHPT>2.0.CO;2, p. 381–389. 53
- Jacobson, A. R., S. E. M. Fletcher, N. Gruber, J. L. Sarmiento et M. Gloor. 2007, A joint atmosphere-ocean inversion for surface fluxes of carbon dioxide: 1. Methods and global-scale fluxes. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 21, n° 1, doi:10.1029/2005GB002556. 37
- Jahnke, R. A. 2010, Global Synthesis. dans *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins. Global Change – The IGBP Series*, édité par K.-K. Liu, L. Atkinson, R. Quiñones et L. Talaue-McManus, Springer Berlin Heidelberg, p. 597–615, doi:10.1007/978-3-540-92735-8_16. 30, 34, 37, 38, 39, 40, 98, 139
- Jambeck, J. R., R. Geyer, C. Wilcox, T. R. Siegler, M. Perryman, A. Andrady, R. Narayan et K. L. Law. 2015, Plastic waste inputs from land into the ocean. *Science*, vol. 347, n° 6223, doi:10.1126/science.1260352, p. 768–771. 27
- Keeling, R. F., A. Körtzinger et N. Gruber. 2010, Ocean Deoxygenation in a Warming World. *Annual Review of Marine Science*, vol. 2, n° 1, doi:10.1146/annurev.marine.010908.163855, p. 199–229. 28, 125, 139
- Kennett, J. P. 1982, *Marine Geology*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 813 p. 30, 32
- Key, R. M., A. Kozyr, C. L. Sabine, K. Lee, R. Wanninkhof, J. L. Bullister, R. A. Feely, F. J. Millero, C. Mordy et T.-H. Peng. 2004, A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP). *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 18, n° 4, doi:10.1029/2004GB002247. 62
- Khatiwala, S., T. Tanhua, S. Mikaloff Fletcher, M. Gerber, S. C. Doney, H. D. Graven, N. Gruber, G. a. McKinley, a. Murata, a. F. Ríos et C. L. Sabine. 2013, Global ocean storage of anthropogenic carbon. *Biogeosciences*, vol. 10, n° 4, doi:10.5194/bg-10-2169-2013, p. 2169–2191. 24
- Krumins, V., M. Gehlen, S. Arndt, P. Van Cappellen et P. Regnier. 2013, Dissolved inorganic carbon and alkalinity fluxes from coastal marine sediments: model estimates for different shelf environments and sensitivity to global change. *Biogeosciences*, vol. 10, n° 1, doi:10.5194/bg-10-371-2013, p. 371–398. 34, 35, 96

- Kummu, M., H. de Moel, G. Salvucci, D. Viviroli, P. J. Ward et O. Varis. 2016, Over the hills and further away from coast: global geospatial patterns of human and environment over the 20th–21st centuries. *Environmental Research Letters*, vol. 11, n° 3, 034010, doi:10.1088/1748-9326/11/3/034010. 29
- Kwon, E. Y., G. Kim, F. Primeau, W. S. Moore, H.-M. Cho, T. DeVries, J. L. Sarmiento, M. A. Charette et Y.-K. Cho. 2014, Global estimate of submarine groundwater discharge based on an observationally constrained radium isotope model. *Geophysical Research Letters*, vol. 41, n° 23, doi:10.1002/2014GL061574, p. 8438–8444. 152
- Lachkar, Z. et N. Gruber. 2013, Response of biological production and air–sea CO₂ fluxes to upwelling intensification in the California and Canary Current Systems. *Journal of Marine Systems*, vol. 109-110, doi:10.1016/j.jmarsys.2012.04.003, p. 149–160. 44
- Landschützer, P., N. Gruber, D. C. E. Bakker et U. Schuster. 2014, Recent variability of the global ocean carbon sink. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 28, n° 9, doi:10.1002/2014GB004853, p. 927–949. 79, 82
- Laruelle, G. G., H. H. Dürr, R. Lauerwald, J. Hartmann, C. P. Slomp, N. Goossens et P. Regnier. 2013, Global multi-scale segmentation of continental and coastal waters from the watersheds to the continental margins. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 17, n° 5, doi:10.5194/hess-17-2029-2013, p. 2029–2051. 32, 40, 41, 65, 66, 84, 85, 129, 137, 146, 147, 182
- Laruelle, G. G., H. H. Dürr, C. P. Slomp et A. Borges. 2010, Evaluation of sinks and sources of CO₂ in the global coastal ocean using a spatially-explicit typology of estuaries and continental shelves. *Geophysical Research Letters*, vol. 37, n° 15, L15607, doi:10.1029/2010GL043691. 31, 37, 38, 89, 98
- Laruelle, G. G., P. Landschützer, N. Gruber, J.-L. Tison, B. Delille et P. Regnier. 2017, Global high resolution monthly pCO₂ climatology for the coastal ocean derived from neural network interpolation. *Biogeosciences Discussions*, , n° February, doi:10.5194/bg-2017-64. 153
- Laruelle, G. G., R. Lauerwald, B. Pfeil et P. Regnier. 2014, Regionalized global budget of the CO₂ exchange at the air-water interface in continental shelf seas. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 28, n° 11, doi:10.1002/2014GB004832, p. 1199–1214. 32, 37, 84, 87, 89, 90, 91, 92, 98, 120, 129, 147, 153, 182
- Laurent, A., K. Fennel, W.-J. Cai, W.-J. Huang, L. Barbero et R. Wanninkhof. 2017, Eutrophication-induced acidification of coastal waters in the northern Gulf of Mexico: Insights into origin and processes from a coupled physical-biogeochemical model. *Geophysical Research Letters*, doi:10.1002/2016GL071881, p. 1–11. 136, 137

- Le Quéré, C., R. M. Andrew, J. G. Canadell, S. Sitch, J. I. Korsbakken, G. P. Peters, A. C. Manning, T. A. Boden, P. P. Tans, R. A. Houghton, R. F. Keeling, S. Alin, O. D. Andrews, P. Anthoni, L. Barbero, L. Bopp, F. Chevallier, L. P. Chini, P. Ciais, K. Currie, C. Delire, S. C. Doney, P. Friedlingstein, T. Gkritzalis, I. Harris, J. Hauck, V. Haverd, M. Hoppema, K. Klein Goldewijk, A. K. Jain, E. Kato, A. Körtzinger, P. Landschützer, N. Lefèvre, A. Lenton, S. Lienert, D. Lombardozzi, J. R. Melton, N. Metzl, F. Millero, P. M. S. Monteiro, D. R. Munro, J. E. M. S. Nabel, S.-i. Nakaoka, K. O'Brien, A. Olsen, A. M. Omar, T. Ono, D. Pierrot, B. Poulter, C. Rödenbeck, J. Salisbury, U. Schuster, J. Schwinger, R. Séférian, I. Skjelvan, B. D. Stocker, A. J. Sutton, T. Takahashi, H. Tian, B. Tilbrook, I. T. van der Laan-Luijkx, G. R. van der Werf, N. Viovy, A. P. Walker, A. J. Wiltshire et S. Zaehle. 2016, Global Carbon Budget 2016. *Earth System Science Data Discussions*, doi:10.5194/essd-2016-51, p. 1–3. 18, 19, 81
- Le Quéré, C., G. P. Peters, R. J. Andres, R. M. Andrew, T. A. Boden, P. Ciais, P. Friedlingstein, R. A. Houghton, G. Marland, R. Moriarty, S. Sitch, P. Tans, A. Arneth, A. Arvanitis, D. C. E. Bakker, L. Bopp, J. G. Canadell, L. P. Chini, S. C. Doney, A. Harper, I. Harris, J. I. House, A. K. Jain, S. D. Jones, E. Kato, R. F. Keeling, K. Klein Goldewijk, A. Körtzinger, C. Koven, N. Lefèvre, F. Maignan, A. Omar, T. Ono, G.-H. Park, B. Pfeil, B. Poulter, M. R. Raupach, P. Regnier, C. Rödenbeck, S. Saito, J. Schwinger, J. Segschneider, B. D. Stocker, T. Takahashi, B. Tilbrook, S. van Heuven, N. Viovy, R. Wanninkhof, A. Wiltshire et S. Zaehle. 2014, Global carbon budget 2013. *Earth System Science Data*, vol. 6, n° 1, doi:10.5194/essd-6-235-2014, p. 235–263. 64
- Legrand, S., E. Deleersnijder, E. Delhez et V. Legat. 2007, Unstructured, anisotropic mesh generation for the Northwestern European continental shelf, the continental slope and the neighbouring ocean. *Continental Shelf Research*, vol. 27, n° 9, doi:10.1016/j.csr.2007.01.009, p. 1344–1356. 150
- Lenhart, H.-J., D. K. Mills, H. Baretta-Bekker, S. M. van Leeuwen, J. van der Molen, J. W. Baretta, M. Blaas, X. Desmit, W. Kühn, G. Lacroix, H. J. Los, A. Ménesguen, R. Neves, R. Proctor, P. Ruardij, M. D. Skogen, A. Vanhoutte-Brunier, M. T. Villars et S. L. Wakelin. 2010, Predicting the consequences of nutrient reduction on the eutrophication status of the North Sea. *Journal of Marine Systems*, vol. 81, n° 1-2, doi:10.1016/j.jmarsys.2009.12.014, p. 148–170. 134
- Levin, L. A., K. K. Liu, K. C. Emeis, D. L. Breitburg, J. Cloern, C. Deutsch, M. Giani, A. Goffart, E. E. Hofmann, Z. Lachkar, K. Limburg, S. M. Liu, E. Montes, W. Naqvi, O. Ragueneau, C. Rabouille, S. K. Sarkar, D. P. Swaney, P. Wassman et K. F. Wishner. 2015, Comparative biogeochemistry-ecosystem-human interactions on dynamic continental margins. *Journal of Marine Systems*, vol. 141, doi:10.1016/j.jmarsys.2014.04.016, p. 3–17. 29
- Levitus, S., T. Boyer, M. Conkright, T. O'Brian, J. Antonov, C. Stephens, L. Stathopoulos,

- D. Johnson et R. Gelfeld. 1998, World Ocean Database 1998. NOAA Atlas NESDID 18, US Government Printing Office, Washington, DC. 62
- Levy, M., L. Bopp, P. Karleskind, L. Resplandy, C. Ethe et F. Pinsard. 2013, Physical pathways for carbon transfers between the surface mixed layer and the ocean interior. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 27, n° 4, doi:10.1002/gbc.20092, p. 1001–1012. 21
- Lewis, S. L. et M. A. Maslin. 2015, Defining the Anthropocene. *Nature*, vol. 519, n° 7542, doi:10.1038/nature14258, p. 171–180. 18
- Liu, G. et F. Chai. 2008, Seasonal and interannual variability of primary and export production in the South China Sea: a three-dimensional physical-biogeochemical model study. *ICES Journal of Marine Science*, vol. 66, n° 2, doi:10.1093/icesjms/fsn219, p. 420–431. 45
- Liu, K.-K., L. Atkinson, C. T. A. Chen, S. Gao, J. Hall, R. W. MacDonald, L. T. McManus et R. Quiñones. 2000, Exploring continental margin carbon fluxes on a global scale. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 81, n° 52, doi:10.1029/E0081i052p00641-01, i p. 641. 31
- Liu, K.-K., L. Atkinson, R. Quiñones et L. Talaue-McManus. 2010a, Biogeochemistry of Continental Margins in a Global Context. dans *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins. Global Change – The IGBP Series*, édité par K.-K. Liu, L. Atkinson, R. Quiñones et L. Talaue-McManus, Springer Berlin Heidelberg, p. 3–24, doi:10.1007/978-3-540-92735-8. 30, 31, 32, 33, 34, 40, 48
- Liu, K.-K., L. Atkinson, R. Quiñones et L. Talaue-McManus, éd.. 2010b, *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins*, Global Change – The IGBP Series, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, doi:10.1007/978-3-540-92735-8. 31, 34, 39, 40, 41, 43, 98
- Longhurst, A., S. Sathyendranath, T. Platt et C. Caverhill. 1995, An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *Journal of Plankton Research*, vol. 17, n° 6, doi:10.1093/plankt/17.6.1245, p. 1245–1271. 68
- Ludicone, D., K. B. Rodgers, Y. Plancherel, O. Aumont, T. Ito, R. M. Key, G. Madec et M. Ishii. 2016, The formation of the ocean's anthropogenic carbon reservoir. *Scientific Reports*, vol. 6, n° August 2015, doi:10.1038/srep35473, i p. 35 473. 24
- Ludwig, W., P. Amiotte-Suchet et J.L. Probst. 2011, ISLSCP II Atmospheric Carbon Dioxide Consumption by Continental Erosion. ISLSCP Initiative II Collection. Data set, doi:10.3334/ORNLDAAAC/1019. 62, 63
- Lui, H.-K., C.-T. A. Chen, J. Lee, Y. Bai et X. He. 2014, Looming hypoxia on outer shelves caused by reduced ventilation in the open oceans: Case study of the East China Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 151, doi:10.1016/j.ecss.2014.08.010, p. 355–360. 134

- Lythe, M. B. et D. G. Vaughan. 2001, BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 106, n° B6, doi:10.1029/2000JB900449, p. 11 335–11 351. 54
- Maavara, T., H. H. Dürr et P. Van Cappellen. 2014, Worldwide retention of nutrient silicon by river damming: From sparse data set to global estimate. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 28, n° 8, doi:10.1002/2014GB004875, p. 842–855. 26
- Maavara, T., C. T. Parsons, C. Ridenour, S. Stojanovic, H. H. Dürr, H. R. Powley et P. Van Cappellen. 2015, Global phosphorus retention by river damming. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 112, n° 51, doi:10.1073/pnas.1511797112, p. 15 603–15 608. 26
- Mackenzie, F. T., A. Lerman et A. J. Andersson. 2004, Past and present of sediment and carbon biogeochemical cycling models. *Biogeosciences*, vol. 1, n° 1, doi:10.5194/bg-1-11-2004, p. 11–32. 31, 36, 37, 43, 48, 98, 125, 139, 142
- Madec, G. 2008, NEMO ocean engine, Note du Pole de modélisation n° 27. 47, 54, 126
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard et C. Levy. 1998, OPA 8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual, Note du Pole de modélisation n° 11. 52
- Madec, G. et M. Imbard. 1996, A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity. *Climate Dynamics*, vol. 12, n° 6, doi:10.1007/BF00211684, p. 381–388. 59
- Mayorga, E., S. P. Seitzinger, J. A. Harrison, E. Dumont, A. H. Beusen, A. Bouwman, B. M. Fekete, C. Kroeze et G. Van Drecht. 2010, Global Nutrient Export from WaterSheds 2 (NEWS 2): Model development and implementation. *Environmental Modelling & Software*, vol. 25, n° 7, doi:10.1016/j.envsoft.2010.01.007, p. 837–853. 26, 63, 125, 126, 127
- McKee, B. A., R. C. Aller, M. A. Allison, T. S. Bianchi et G. C. Kineke. 2004, Transport and transformation of dissolved and particulate materials on continental margins influenced by major rivers: benthic boundary layer and seabed processes. *Continental Shelf Research*, vol. 24, n° 7-8, doi:10.1016/j.csr.2004.02.009, p. 899–926. 39
- Mcleod, E., G. L. Chmura, S. Bouillon, R. Salm, M. Björk, C. M. Duarte, C. E. Lovelock, W. H. Schlesinger et B. R. Silliman. 2011, A blueprint for blue carbon: toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO₂. *Frontiers in Ecology and the Environment*, vol. 9, n° 10, doi:10.1890/110004, p. 552–560. 154
- Melzner, F., J. Thomsen, W. Koeve, A. Oschlies, M. A. Gutowska, H. W. Bange, H. P. Hansen et A. Körtzinger. 2013, Future ocean acidification will be amplified by hypoxia in coastal habitats. *Marine Biology*, vol. 160, n° 8, doi:10.1007/s00227-012-1954-1, p. 1875–1888. 27, 28, 124

- Merico, A., J. Bruggeman et K. Wirtz. 2009, A trait-based approach for downscaling complexity in plankton ecosystem models. *Ecological Modelling*, vol. 220, n° 21, doi:10.1016/j.ecolmodel.2009.05.005, p. 3001–3010. 152
- Meybeck, M. 1982, Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. *American Journal of Science*, vol. 282, n° 4, doi:10.2475/ajs.282.4.401, p. 401–450. 63
- Meybeck, M., H. H. Dürr et C. J. Vörösmarty. 2006, Global coastal segmentation and its river catchment contributors: A new look at land-ocean linkage. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 20, n° 1, doi:10.1029/2005GB002540, p. 1–15. 40
- Moisan, J. R. 2010, Coupled Circulation/Biogeochemical Models to Estimate Carbon Flux. dans *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins*, édité par K.-K. Liu, L. Atkinson, R. Quiñones et L. Talaue-McManus, Springer Berlin Heidelberg, p. 539–558, doi:10.1007/978-3-540-92735-8_12. 43, 44
- Monod, J. 1949, The Growth of Bacterial Cultures. *Annual Review of Microbiology*, vol. 3, n° 1, doi:10.1146/annurev.mi.03.100149.002103, p. 371–394. 55
- Moore, J., S. C. Doney, J. A. Kleypas, D. M. Glover et I. Y. Fung. 2002, An intermediate complexity marine ecosystem model for the global domain. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, vol. 49, n° 1-3, doi:10.1016/S0967-0645(01)00108-4, p. 403–462. 62
- Moore, J. K. et S. C. Doney. 2007, Iron availability limits the ocean nitrogen inventory stabilizing feedbacks between marine denitrification and nitrogen fixation. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 21, n° 2, doi:10.1029/2006GB002762. 126
- Moore, J. K., S. C. Doney et K. Lindsay. 2004, Upper ocean ecosystem dynamics and iron cycling in a global three-dimensional model. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 18, n° 4, doi:10.1029/2004GB002220, p. n/a–n/a. 62
- Moreau, S., M. Vancoppenolle, L. Bopp, O. Aumont, G. Madec, B. Delille, J.-L. Tison, P.-Y. Barriat et H. Goosse. 2016, Assessment of the sea-ice carbon pump: Insights from a three-dimensional ocean-sea-ice biogeochemical model (NEMO-LIM-PISCES). *Elementa: Science of the Anthropocene*, vol. 4, n° 1, doi:10.12952/journal.elementa.000122, i p. 000 122. 120
- Mostofa, K. M. G., C.-Q. Liu, W. Zhai, M. Minella, D. Vione, K. Gao, D. Minakata, T. Arakaki, T. Yoshioka, K. Hayakawa, E. Konohira, E. Tanoue, A. Akhand, A. Chanda, B. Wang et H. Sakugawa. 2016, Reviews and Syntheses: Ocean acidification and its potential impacts on marine ecosystems. *Biogeosciences*, vol. 13, n° 6, doi:10.5194/bg-13-1767-2016, p. 1767–1786. 24

- Muller-Karger, F. E., R. Varela, R. Thunell, R. Luerssen, C. Hu et J. J. Walsh. 2005, The importance of continental margins in the global carbon cycle. *Geophysical Research Letters*, vol. 32, n° 1, L01602, doi:10.1029/2004GL021346. 30
- Najjar, R. G. et J. C. Orr. 1999, Biotic-HOWTO. *Internal OCMIP Report, LSCE/CEA Saclay, Gif-sur-Yvette, France*, p. 1–15. 57, 127
- Nellemann, C., E. Corcoran, C. M. Duarte, L. Valdes, C. De Young, L. Fonseca et G. Grimsditch. 2009, Blue carbon: a rapid response assessment. . 154
- NGDC. 2006, 2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2) v2. *National Geophysical Data Center, NOAA*, doi:10.7289/V5J1012Q. 84, 86
- Orr, J. C., V. J. Fabry, O. Aumont, L. Bopp, S. C. Doney, R. A. Feely, A. Gnanadesikan, N. Gruber, A. Ishida, F. Joos, R. M. Key, K. Lindsay, E. Maier-Reimer, R. Matear, P. Monfray, A. Mouchet, R. G. Najjar, G.-K. Plattner, K. B. Rodgers, C. L. Sabine, J. L. Sarmiento, R. Schlitzer, R. D. Slater, I. J. Totterdell, M.-F. Weirig, Y. Yamanaka et A. Yool. 2005, Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, vol. 437, n° 7059, doi:10.1038/nature04095, p. 681–686. 25, 134
- OSPAR. 2005, 2005 Assessment of data collected under the OSPAR Comprehensive Study on Riverine Inputs and Direct Discharges for the period 1990-2002. . 133
- OSPAR. 2009, Eutrophication Status of the OSPAR Maritime Area. Second OSPAR Integrated Report. Eutrophication Series. . 134
- Penduff, T., M. Juza, L. Brodeau, G. C. Smith, B. Barnier, J. M. Molines, A. M. Treguier et G. Madec. 2010, Impact of global ocean model resolution on sea-level variability with emphasis on interannual time scales. *Ocean Science*, vol. 6, n° 1, doi:10.5194/os-6-269-2010, p. 269–284. 60
- Phelps, J. J., J. C. Blackford, J. T. Holt et J. A. Polton. 2015, Modelling large-scale CO₂ leakages in the North Sea. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, vol. 38, doi:10.1016/j.ijggc.2014.10.013, p. 210–220. 45
- Quinton, J. N., G. Govers, K. Van Oost et R. D. Bardgett. 2010, The impact of agricultural soil erosion on biogeochemical cycling. *Nature Geoscience*, vol. 3, n° 5, doi:10.1038/ngeo838, p. 311–314. 26
- Rabalais, N., W.-J. Cai, J. Carstensen, D. Conley, B. Fry, X. Hu, Z. Quiñones-Rivera, R. Rosenberg, C. Slomp, E. Turner, M. Voss, B. Wissel et J. Zhang. 2014, Eutrophication-Driven Deoxygenation in the Coastal Ocean. *Oceanography*, vol. 27, n° 1, doi:10.5670/oceanog.2014.21, p. 172–183. 26, 28, 124, 125

- Rabalais, N. N., R. J. Díaz, L. A. Levin, R. E. Turner, D. Gilbert et J. Zhang. 2010, Dynamics and distribution of natural and human-caused hypoxia. *Biogeosciences*, vol. 7, n° 2, doi:10.5194/bg-7-585-2010, p. 585–619. 27
- Rabalais, N. N., R. E. Turner, B. K. Sen Gupta, D. F. Boesch, P. Chapman et M. C. Murrell. 2007, Hypoxia in the northern Gulf of Mexico: Does the science support the Plan to Reduce, Mitigate, and Control Hypoxia? *Estuaries and Coasts*, vol. 30, n° 5, doi:10.1007/BF02841332, p. 753–772. 137
- Rabouille, C., D. Conley, M. Dai, W.-J. Cai, C. Chen, B. Lansard, R. Green, K. Yin, P. Harrison, M. Dagg et B. McKee. 2008, Comparison of hypoxia among four river-dominated ocean margins: The Changjiang (Yangtze), Mississippi, Pearl, and Rhône rivers. *Continental Shelf Research*, vol. 28, n° 12, doi:10.1016/j.csr.2008.01.020, p. 1527–1537. 125
- Rabouille, C., F. T. Mackenzie et L. M. Ver. 2001, Influence of the human perturbation on carbon, nitrogen, and oxygen biogeochemical cycles in the global coastal ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 65, n° 21, doi:10.1016/S0016-7037(01)00760-8, p. 3615–3641. 31, 43
- Redfield, A. 1934, On the proportions of organic derivatives in sea water and their relation to the composition of plankton. dans *James Johnstone Memorial Volume*, University Press of Liverpool, p. 176–192. 43
- Reed, D. C. et J. A. Harrison. 2016, Linking nutrient loading and oxygen in the coastal ocean: A new global scale model. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 30, n° 3, doi:10.1002/2015GB005303, p. 447–459. 90, 92, 93, 124, 125, 126, 139, 147
- Regnier, P., P. Friedlingstein, P. Ciais, F. T. Mackenzie, N. Gruber, I. A. Janssens, G. G. Laruelle, R. Lauerwald, S. Luysaert, A. J. Andersson, S. Arndt, C. Arnosti, A. Borges, A. W. Dale, A. Gallego-Sala, Y. Goddérís, N. Goossens, J. Hartmann, C. Heinze, T. Ilyina, F. Joos, D. E. LaRowe, J. Leifeld, F. J. R. Meysman, G. Munhoven, P. A. Raymond, R. Spahni, P. Suntharalingam et M. Thullner. 2013, Anthropogenic perturbation of the carbon fluxes from land to ocean. *Nature Geoscience*, vol. 6, n° 8, doi:10.1038/ngeo1830, p. 597–607. 36, 37, 98, 153, 154
- Revelle, R. et H. E. Suess. 1957, Carbon Dioxide Exchange Between Atmosphere and Ocean and the Question of an Increase of Atmospheric CO₂ during the Past Decades. *Tellus*, vol. 9, n° 1, doi:10.1111/j.2153-3490.1957.tb01849.x, p. 18–27. 26
- Saba, V. S., M. A. M. Friedrichs, M.-E. Carr, D. Antoine, R. A. Armstrong, I. Asanuma, O. Aumont, N. R. Bates, M. J. Behrenfeld, V. Bennington, L. Bopp, J. Bruggeman, E. T. Buitenhuis, M. J. Church, A. M. Ciotti, S. C. Doney, M. Dowell, J. Dunne, S. Dutkiewicz, W. Gregg, N. Hoepffner, K. J. W. Hyde, J. Ishizaka, T. Kameda, D. M. Karl, I. Lima, M. W. Lomas, J. Marra, G. A. McKinley, F. Mélin, J. K. Moore, A. Morel, J. O'Reilly, B. Salihoglu,

- M. Scardi, T. J. Smyth, S. Tang, J. Tjiputra, J. Uitz, M. Vichi, K. Waters, T. K. Westberry et A. Yool. 2010, Challenges of modeling depth-integrated marine primary productivity over multiple decades: A case study at BATS and HOT. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 24, n° 3, doi:10.1029/2009GB003655, p. n/a–n/a. 78
- Sabine, C. L., R. A. Feely, N. Gruber, R. M. Key, K. Lee, J. L. Bullister, R. Wanninkhof, C. S. Wong, D. W. R. Wallace, B. Tilbrook, F. J. Millero, T.-H. Peng, A. Kozyr, T. Ono et A. F. Rios. 2004, The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, vol. 305, n° 5682, doi:10.1126/science.1097403, p. 367–71. 26
- Sarmiento, J. L. et N. Gruber. 2006, *Ocean Biogeochemical Dynamics*, Princeton University Press, Princeton, Etats-Unis, 503 p. 20, 23, 24
- Saux Picart, S., J. I. Allen, M. Butenschön, Y. Artioli, L. de Mora, S. Wakelin et J. Holt. 2015, What can ecosystem models tell us about the risk of eutrophication in the North Sea? *Climatic Change*, vol. 132, n° 1, doi:10.1007/s10584-014-1071-x, p. 111–125. 134
- Schulz, H. D. et M. Zabel, éd.. 2006, *Marine Geochemistry*, Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, doi:10.1007/3-540-32144-6. 35
- Séférian, R., L. Bopp, M. Gehlen, J. C. Orr, C. Ethé, P. Cadule, O. Aumont, D. Salas y Mélia, A. Voltaire et G. Madec. 2013, Skill assessment of three earth system models with common marine biogeochemistry. *Climate Dynamics*, vol. 40, n° 9-10, doi:10.1007/s00382-012-1362-8, p. 2549–2573. 68, 78, 81
- Seitzinger, S. P., E. Mayorga, A. F. Bouwman, C. Kroeze, A. H. W. Beusen, G. Billen, G. Van Drecht, E. Dumont, B. M. Fekete, J. Garnier et J. A. Harrison. 2010, Global river nutrient export: A scenario analysis of past and future trends. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 24, n° 4, doi:10.1029/2009GB003587. 26, 62, 64, 125, 126, 127, 129, 143, 153
- Sharples, J., J. J. Middelburg, K. Fennel et T. D. Jickells. 2017, What proportion of riverine nutrients reaches the open ocean? *Global Biogeochemical Cycles*, doi:10.1002/2016GB005483. 126, 139, 140, 143, 154
- Sigman, D. M. et E. A. Boyle. 2000, Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature*, vol. 407, n° 6806, doi:10.1038/35038000, p. 859–869. 26
- Simpson, J. 1997, Physical processes in the ROFI regime. *Journal of Marine Systems*, vol. 12, n° 1-4, doi:10.1016/S0924-7963(96)00085-1, p. 3–15. 39
- Simpson, J. H. et J. Sharples. 2012, *Introduction to the Physical and Biological Oceanography of Shelf Seas*, Cambridge University Press, Cambridge, 424 p. doi:10.1017/CBO9781139034098. 31, 34, 36

- Smith, W. H. 1997, Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, vol. 277, n° 5334, doi:10.1126/science.277.5334.1956, p. 1956–1962. 54
- Swaney, D., C. Humborg, K. Emeis, A. Kannen, W. Silvert, P. Tett, R. Pastres, C. Solidoro, M. Yamamuro, Y. Hénocque et R. Nicholls. 2012, Five critical questions of scale for the coastal zone. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 96, n° 1, doi:10.1016/j.ecss.2011.04.010, p. 9–21. 41
- Takahashi, T., W. S. Broecker et S. Langer. 1985, Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. *Journal of Geophysical Research*, vol. 90, n° C4, doi:10.1029/JC090iC04p06907, p. 6907–6924. 43, 55, 63, 130, 140
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. G. Goddard, D. W. Chipman et S. C. Sutherland. 1993, Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 7, n° 4, doi:10.1029/93GB02263, p. 843–878. 26
- Takahashi, T., S. Sutherland et A. Kozyr. 2016, Global ocean surface water partial pressure of CO₂ database: measurements performed during 1957-2015 (version 2015). ORNL/CDIAC-161, NDP-088(V2015). Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak, doi:10.3334/CDIAC/OTG.NDP088(V2015). 37
- Tegen, I. et I. Fung. 1995, Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, n° D9, doi:10.1029/95JD02051, i p. 18 707. 62
- Thomas, H., Y. Bozec, K. Elkalay et H. J. W. de Baar. 2004, Enhanced open ocean storage of CO₂ from shelf sea pumping. *Science*, vol. 304, doi:10.1126/science.1103193, p. 1005–1008. 31, 36, 65
- Thomas, H., A. E. Friederike Prowe, S. van Heuven, Y. Bozec, H. J. W. de Baar, L.-S. Schiettecatte, K. Suykens, M. Koné, A. Borges, I. D. Lima et S. C. Doney. 2007, Rapid decline of the CO₂ buffering capacity in the North Sea and implications for the North Atlantic Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 21, n° 4, doi:10.1029/2006GB002825. 26
- Thomas, H., L.-S. Schiettecatte, K. Suykens, Y. J. M. Koné, E. H. Shadwick, A. E. F. Prowe, Y. Bozec, H. J. W. de Baar et A. Borges. 2009, Enhanced ocean carbon storage from anaerobic alkalinity generation in coastal sediments. *Biogeosciences*, vol. 6, n° 2, doi:10.5194/bg-6-267-2009, p. 267–274. 96
- Treguer, P., D. M. Nelson, a. J. Van Bennekom, D. J. DeMaster, A. Leynaert et B. Queguiner. 1995, The Silica Balance in the World Ocean: A Reestimate. *Science*, vol. 268, n° 5209, doi:10.1126/science.268.5209.375, p. 375–379. 63

- Tseng, C.-M., K.-K. Liu, G.-C. Gong, P.-Y. Shen et W.-J. Cai. 2011, CO₂ uptake in the East China Sea relying on Changjiang runoff is prone to change. *Geophysical Research Letters*, vol. 38, n° 24, doi:10.1029/2011GL049774, p. n/a–n/a. 135
- Tseng, C.-M., P.-Y. Shen et K.-K. Liu. 2014, Synthesis of observed air–sea CO₂ exchange fluxes in the river-dominated East China Sea and improved estimates of annual and seasonal net mean fluxes. *Biogeosciences*, vol. 11, n° 14, doi:10.5194/bg-11-3855-2014, p. 3855–3870. 135
- Tsunogai, S., S. Watanabe et T. Sato. 1999, Is there a "continental shelf pump" for the absorption of atmospheric CO₂? *Tellus B*, vol. 51, n° 3, doi:10.1034/j.1600-0889.1999.t01-2-00010.x, p. 701–712. 31, 36, 65
- Turi, G., Z. Lachkar et N. Gruber. 2014, Spatiotemporal variability and drivers of pCO₂ and air–sea CO₂ fluxes in the California Current System: an eddy-resolving modeling study. *Biogeosciences*, vol. 11, n° 3, doi:10.5194/bg-11-671-2014, p. 671–690. 44
- Turley, C. 2005, The other CO₂ problem. 25
- Van Cappellen, P. et T. Maavara. 2016, Rivers in the Anthropocene: Global scale modifications of riverine nutrient fluxes by damming. *Ecohydrology & Hydrobiology*, vol. 16, n° 2, doi:10.1016/j.ecohyd.2016.04.001, p. 106–111. 26
- Vancoppenolle, M., K. M. Meiners, C. Michel, L. Bopp, F. Brabant, G. Carnat, B. Delille, D. Lannuzel, G. Madec, S. Moreau, J.-L. Tison et P. van der Merwe. 2013, Role of sea ice in global biogeochemical cycles: emerging views and challenges. *Quaternary Science Reviews*, vol. 79, doi:10.1016/j.quascirev.2013.04.011, p. 207–230. 120
- Vaquer-Sunyer, R. et C. M. Duarte. 2008, Thresholds of hypoxia for marine biodiversity. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 105, n° 40, doi:10.1073/pnas.0803833105, p. 15 452–15 457. 27
- de Vargas, C., S. Audic, N. Henry, J. Decelle, F. Mahe, R. Logares, E. Lara, C. Berney, N. Le Bescot, I. Probert, M. Carmichael, J. Poulain, S. Romac, S. Colin, J.-M. Aury, L. Bittner, S. Chaffron, M. Dunthorn, S. Engelen, O. Flegontova, L. Guidi, A. Horak, O. Jaillon, G. Lima-Mendez, J. Luke, S. Malviya, R. Morard, M. Mulot, E. Scalco, R. Siano, F. Vincent, A. Zingone, C. Dimier, M. Picheral, S. Searson, S. Kandels-Lewis, S. G. Acinas, P. Bork, C. Bowler, G. Gorsky, N. Grimsley, P. Hingamp, D. Iudicone, F. Not, H. Ogata, S. Pesant, J. Raes, M. E. Sieracki, S. Speich, L. Stemann, S. Sunagawa, J. Weissenbach, P. Wincker, E. Karsenti, E. Boss, M. Follows, L. Karp-Boss, U. Krzic, E. G. Reynaud, C. Sardet, M. B. Sullivan et D. Velayoudon. 2015, Eukaryotic plankton diversity in the sunlit ocean. *Science*, vol. 348, n° 6237, doi:10.1126/science.1261605, p. 1261 605–1261 605. 152

- Volk, T. et M. I. Hoffert. 1985, Ocean carbon pumps: Analysis of relative strengths and efficiencies in ocean-driven atmospheric CO₂ changes. dans *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*, édité par E. Sundquist et W. Broecker, American Geophysical Union, Washington, D. C., p. 99–110, doi:10.1029/GM032p0099. 20, 23
- Wakelin, S. L., J. T. Holt, J. C. Blackford, J. I. Allen, M. Butenschön et Y. Artioli. 2012, Modeling the carbon fluxes of the northwest European continental shelf: Validation and budgets. *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, n° C5, doi:10.1029/2011JC007402, i p. C05 020. 44, 45
- Wallace, R. B., H. Baumann, J. S. Grear, R. C. Aller et C. J. Gobler. 2014, Coastal ocean acidification: The other eutrophication problem. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 148, doi:10.1016/j.ecss.2014.05.027, p. 1–13. 28
- Walsh, J. J., éd.. 1988, *On the Nature of Continental Shelves*, Academic Press, New York, 528 p. 31
- Wang, H., M. Dai, J. Liu, S. J. Kao, C. Zhang, W. J. Cai, G. Wang, W. Qian, M. Zhao et Z. Sun. 2016, Eutrophication-Driven Hypoxia in the East China Sea off the Changjiang Estuary. *Environmental Science and Technology*, vol. 50, n° 5, doi:10.1021/acs.est.5b06211, p. 2255–2263. 26, 125
- Wang, S.-L., X.-R. Xu, Y.-X. Sun, J.-L. Liu et H.-B. Li. 2013, Heavy metal pollution in coastal areas of South China: A review. *Marine Pollution Bulletin*, vol. 76, n° 1-2, doi:10.1016/j.marpolbul.2013.08.025, p. 7–15. 27
- Wanninkhof, R. 1992, Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, n° C5, doi:10.1029/92JC00188, i p. 7373. 58
- Wanninkhof, R., G. H. Park, T. Takahashi, C. Sweeney, R. Feely, Y. Nojiri, N. Gruber, S. C. Doney, G. A. McKinley, A. Lenton, C. Le Quéré, C. Heinze, J. Schwinger, H. Graven et S. Khatiwala. 2013, Global ocean carbon uptake: magnitude, variability and trends. *Biogeosciences*, vol. 10, n° 3, doi:10.5194/bg-10-1983-2013, p. 1983–2000. 37, 48, 98, 119, 148
- Weiss, R. 1974, Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry*, vol. 2, n° 3, doi:10.1016/0304-4203(74)90015-2, p. 203–215. 57
- Wijffels, S., D. Roemmich, D. Monselesan, J. Church et J. Gilson. 2016, Ocean temperatures chronicle the ongoing warming of Earth. *Nature Climate Change*, vol. 6, n° 2, doi:10.1038/nclimate2924, p. 116–118. 20

- Wollast, R. 1998, Evaluation and comparison of the global carbon cycle in the coastal zone and in the open ocean. dans *The Sea: The Global Coastal Ocean Processes and Methods*, édité par K. H. Brink et A. Robinson, John Wiley & Sons Press, New York, p. 213–252. 31
- Yool, A. et M. J. R. Fasham. 2001, An Examination of the “Continental shelf pump” in an open ocean general circulation model. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 15, n° 4, doi:10.1029/2000GB001359, p. 831–844. 36
- Zalasiewicz, J., C. N. Waters, M. Williams, A. D. Barnosky, A. Cearreta, P. Crutzen, E. Ellis, M. A. Ellis, I. J. Fairchild, J. Grinevald, P. K. Haff, I. Hajdas, R. Leinfelder, J. McNeill, E. O. Odada, C. Poirier, D. Richter, W. Steffen, C. Summerhayes, J. P. Syvitski, D. Vidas, M. Wagreich, S. L. Wing, A. P. Wolfe, Z. An et N. Oreskes. 2015, When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. *Quaternary International*, vol. 383, doi:10.1016/j.quaint.2014.11.045, p. 196–203. 18
- Zhang, J., S. Liu, J. Ren, Y. Wu et G. Zhang. 2007, Nutrient gradients from the eutrophic Changjiang (Yangtze River) Estuary to the oligotrophic Kuroshio waters and re-evaluation of budgets for the East China Sea Shelf. *Progress in Oceanography*, vol. 74, n° 4, doi:10.1016/j.pocean.2007.04.019, p. 449–478. 134, 135
- Zscheischler, J., M. D. Mahecha, V. Avitabile, L. Calle, N. Carvalhais, P. Ciais, F. Gans, N. Gruber, J. Hartmann, M. Herold, K. Ichii, M. Jung, P. Landschützer, G. G. Laruelle, R. Lauerwald, D. Papale, P. Peylin, B. Poulter, D. Ray, P. Regnier, C. Rödenbeck, R. M. Roman-Cuesta, C. Schwalm, G. Tramontana, A. T. Tyukavina, R. Valentini, G. van der Werf, T. O. West, J. E. Wolf et M. Reichstein. 2016, An empirical spatiotemporal description of the global surface-atmosphere carbon fluxes: opportunities and data limitations. *Biogeosciences Discussions*, doi:10.5194/bg-2016-427, p. 1–32. 36, 98

Annexes

TABLEAU A1 – Numéros d'identification, noms, classes et surfaces des régions océaniques côtières issues de la classification MARCATS (Laruelle et al., 2013) et surfaces des régions considérées dans les configurations ORCA2, ORCA05, ORCA025 et ORCA05-GN (voir chapitre 5). Les surfaces reportées "Laruelle et al." sont celles adaptées pour l'étude de Laruelle et al. (2014) (Goulven G. Laruelle, communication personnelle, Janvier 2015). Les abréviations suivantes sont incluses : CBO (Courant de bord Ouest) et CBE (Courant de bord Est).

N°	Nom	Type	Surface (10^3 km^2)				
			Laruelle et al.	ORCA2	ORCA05	ORCA025	ORCA05-GN
1	Pacifique Nord-Est	Subpolaire	350	369	397	419	420
2	Courant californien	CBE	208	72	118	197	292
3	Pacifique tropical Est	Tropicale	183	131	152	186	278
4	Upwelling du courant péruvien	CBE	137	130	138	144	229
5	Sud de l'Amérique	Subpolaire	1190	1070	1126	1184	1137
6	Courant du Brésil	CBO	484	420	474	495	498
7	Atlantique tropical Ouest	Tropicale	488	535	479	507	503
8	Mer des Caraïbes	Tropicale	358	474	304	348	462
9	Golfe du Mexique	Mer Marginales	532	363	469	513	512
10	Upwelling de Floride	CBO	591	557	545	567	606
11	Mer du Labrador	Subpolaire	638	541	576	610	645
12	Baie d'Hudson	Mer Marginales	1064	986	998	1041	1005
13	Archipel canadien	Polaire	1145	537	1035	1135	1102
14	Nord du Groenland	Polaire	602	493	544	583	565
15	Sud du Groenland	Polaire	262	122	238	152	240
16	Bassin Norvégien	Polaire	162	329	141	362	150
17	Atlantique Nord-Est	Mer Marginales	1074	849	1020	1057	1049
18	Mer Baltique	Mer Marginales	364	252	324	246	329
19	Upwelling Ibérique	CBE	267	175	251	279	291
20	Mer Méditerranée	Mer Marginales	529	302	423	469	709
21	Mer Noire	Mer Marginales	172		131	111	162
22	Upwelling Marocain	CBE	206	112	177	211	215
23	Atlantique Tropical Est	Tropicale	260	195	225	277	368
24	Sud-Ouest de l'Afrique	CBE	298	307	300	306	303
25	Courant des Aiguilles	CBO	239	199	189	253	338
26	Indien Tropical Ouest	Tropicale	68	40	46	68	138
27	Ouest de la mer d'Arabie	Indian margins	92	20	82	104	343
28	Mer Rouge	Mer Marginales	174	135	158	171	230
29	Golfe Persique	Mer Marginales	233		208	224	208
30	Est de la Mer d'Arabie	Indian margins	317	341	324	355	319
31	Baie du Bengal	Indian margins	203	210	197	223	246
32	Indien Tropical Est	Indian margins	763	774	727	787	828
33	Courant de Leeuwin	CBE	117	38	81	110	105
34	Sud de l'Australie	Subpolaire	436	325	392	440	409
35	Est du Courant Australien	CBO	130	90	97	133	129
36	Nouvelle-Zélande	Subpolaire	286	167	263	278	306
37	Nord de l'Australie	Tropicale	2292	2259	2278	2438	2632
38	Sud-Est de l'Asie	Tropicale	2160	2065	2130	2253	2541
39	Mer de Chine et Kuroshio	CBO	1130	1121	1132	1202	1269
40	Mer du Japon	Mer Marginales	147	154	233	262	296
41	Mer d'Okhotsk	Mer Marginales	952	817	933	976	970
42	Pacifique Nord-Ouest	Subpolaire	1000	996	1025	1067	1050
43	Côtes Sibériennes	Polaire	1889	1741	1848	1905	1863
44	Mer de Barents et de Kara	Polaire	1680	1500	1659	1734	1603
45	Côtes Antarctiques	Polaire	2936	2549	2462	2572	2489

TABLEAU A2 – Mean 1991–2000 riverine nitrogen inputs (N riv), phosphorus inputs (P riv), primary productivity (PP), bottom O₂ concentration, bottom pH, and air-sea CO₂ flux (Cflx) simulated by ORCA05-GN with the trend on the river forcing. Region numbers in bold with grey background are the ignored regions.

n°	MARCATS name	Region		GlobalNEWS region	1991-2000 mean						
		MARCATS class	MARCATS region		N riv (Tg/Y)	P riv (Tg/Y)	pp (gC/m ² /Y)	bottom O ₂ (umol/L)	bottom PH	Cflx (molC/m ² /Y)	
1	NE Pacific	Subpolar	N America	N America	0.26	0.02	170	176	7.83	-2.21	
2	California Current	EBC	N America	N America	1.08	0.07	277	44	7.67	-0.22	
3	Tropical E Pacific	Tropical	N America	N America	0.47	0.03	316	40	7.68	-0.11	
4	Peruvian Upwelling Current	EBC	S America	S America	0.19	0.03	434	78	7.71	0.55	
5	S America	Subpolar	S America	S America	0.27	0.01	263	275	8.03	-1.63	
6	Brazilian Current	WBC	S America	S America	1.06	0.11	233	211	8.03	-0.48	
7	Tropical W Atlantic	Tropical	S America	S America	2.26	0.15	184	200	8.01	0.81	
8	Caribbean Sea	Tropical	S America	S America	0.96	0.10	159	179	7.97	0.14	
9	Gulf of Mexico	Marginal sea	N America	N America	1.26	0.07	90	195	8.03	-0.58	
10	Florida Upwelling	WBC	N America	N America	0.36	0.03	180	222	8.01	-2.10	
11	Sea of Labrador	Subpolar	N America	N America	0.87	0.04	115	276	7.92	-1.06	
12	Hudson Bay	Marginal sea	N America	N America	0.44	0.02	114	225	7.62	0.09	
13	Canadian Archipelagos	Polar	N America	N America	0.38	0.01	33	284	7.98	-0.37	
14	N Greenland	Polar	N America	N America	0.02	0.00	32	287	8.02	-0.74	
15	S Greenland	Polar	N America	N America	0.01	0.00	83	299	8.07	-2.93	
16	Norwegian Basin	Polar	Europe	Europe	0.04	0.00	94	307	8.08	-2.73	
17	N-E Atlantic	Marginal sea	Europe	Europe	1.73	0.15	209	275	8.05	-2.30	
18	Baltic Sea	Marginal sea	Europe	Europe	0.63	0.06	210	352	7.72	-0.21	
19	Iberian Upwelling	EBC	Europe	Europe	1.14	0.13	204	239	8.05	-1.30	
20	Mediterranean Sea	Marginal sea	Europe	Europe	3.79	1.72	121	187	7.96	-0.32	
21	Black Sea	Marginal sea	Europe	Europe	0.59	0.07	160	92	7.82	-0.13	
22	Moroccan Upwelling	EBC	Africa	Africa	0.55	0.08	235	190	7.98	0.16	
23	Tropical E Atlantic	Tropical	Africa	Africa	2.05	0.11	332	96	7.77	0.18	
24	S-W Africa	EBC	Africa	Africa	0.23	0.05	490	124	7.86	1.01	
25	Agulhas Current	WBC	Africa	Africa	0.75	0.03	225	171	7.92	-0.80	
26	Tropical W Indian	Tropical	Africa	Africa	0.24	0.01	130	162	7.93	-0.10	
27	W Arabian Sea	Indian margins	Africa	Africa	0.77	0.17	379	88	7.88	0.34	
28	Red Sea	Marginal sea	Africa	Africa	0.19	0.01	142	149	8.04	0.21	
29	Persian Gulf	Marginal sea	S Asia	S Asia	1.07	0.53	633	150	8.03	0.03	
30	E Arabian Sea	Indian margins	S Asia	S Asia	0.74	0.03	385	121	7.88	0.36	
31	Bay of Bengal	Indian margins	S Asia	S Asia	3.73	0.26	419	54	7.78	-0.17	
32	Tropical E Indian	Indian margins	S Asia	S Asia	0.88	0.03	213	109	7.88	-0.05	
33	Leeuwin Current	EBC	Australia	Australia	0.02	0.00	107	213	8.03	-1.98	
34	S Australia	Subpolar	Australia	Australia	0.03	0.00	114	234	8.01	-1.34	
35	E Australian Current	WBC	Australia	Australia	0.04	0.00	296	209	7.97	-1.59	
36	New Zealand	Subpolar	Oceania	Oceania	0.11	0.01	209	247	7.99	-1.15	
37	N Australia	Tropical	Australia	Australia	0.96	0.07	220	144	7.90	-0.23	
38	S-E Asia	Tropical	S Asia	S Asia	3.49	0.19	247	111	7.88	-0.23	
39	China Sea & Kuroshio	WBC	S Asia	S Asia	4.32	0.33	335	155	7.88	-1.73	
40	Sea of Japan	Marginal sea	S Asia	S Asia	0.90	0.09	201	178	7.86	-2.90	
41	Sea of Okhotsk	Marginal sea	N Asia	N Asia	0.50	0.03	144	201	7.77	-1.60	
42	N-W Pacific	Subpolar	N Asia	N Asia	0.32	0.02	143	225	7.86	-1.77	
43	Siberian Shelves	Polar	N Asia	N Asia	0.55	0.02	28	329	8.02	-0.15	
44	Barents & Kara Sea	Polar	N Asia	N Asia	0.55	0.02	37	332	8.06	-0.97	
45	Antarctic Shelves	Polar	N Asia	N Asia	0.00	0.00	70	242	7.95	-0.75	

TABLEAU A3 – Same as Table A2 for the biogeochemical changes due to the trend according to ORCA05-GN70. The changes correspond to the difference between ORCA05-GN and ORCA05-GN70, both with values from the 1991-2000 mean. Int. Nriv and int. Priv correspond to the mean change in Nriv and Priv expressed in Mg (10⁶ g) per squared kilometer.

Region		Change due to the trend on riverine nutrient inputs									
n°	MARCATS name	MARCATS class	N riv (Tg/y)	P riv (Tg/y)	int. Nriv (Mg/km2)	int. Priv (Mg/km2)	PP (gC/m2/y)	bottom O2 (umol/L)	bottom PH	Cfix (molC/m2/y)	
1	NE Pacific	Subpolar	0.007	0.000	0.223	0.010	-1	0.25	0.001	-0.020	
2	California Current	EBC	0.159	0.003	6.807	0.107	10	-0.06	0.000	-0.012	
3	Tropical E Pacific	Tropical	0.078	0.011	3.520	0.481	3	0.03	0.000	-0.007	
4	Peruvian Upwelling Current	EBC	0.049	0.014	2.661	0.756	-1	0.04	0.000	-0.003	
5	S America	Subpolar	-0.002	0.003	-0.025	0.031	-5	0.70	0.003	-0.071	
6	Brazilian Current	WBC	0.148	0.046	3.722	1.164	1	0.12	0.001	-0.059	
7	Tropical W Atlantic	Tropical	0.115	0.011	2.849	0.279	2	0.11	0.000	-0.021	
8	Caribbean Sea	Tropical	0.204	0.032	5.528	0.877	8	-0.01	0.000	-0.037	
9	Gulf of Mexico	Marginal sea	-0.061	-0.017	-1.480	-0.417	-16	0.33	0.000	0.026	
10	Florida Upwelling	WBC	0.005	-0.004	0.099	-0.088	-4	0.32	0.001	-0.021	
11	Sea of Labrador	Subpolar	0.102	0.005	1.970	0.091	-3	1.63	0.005	0.013	
12	Hudson Bay	Marginal sea	0.049	0.001	0.607	0.017	-6	6.62	0.023	-0.086	
13	Canadian Archipelagos	Polar	0.040	0.001	0.454	0.017	-1	0.63	0.002	0.002	
14	N Greenland	Polar	-0.001	0.000	-0.018	0.000	0	0.38	0.001	0.000	
15	S Greenland	Polar	0.000	0.000	0.013	0.001	0	0.09	0.000	-0.003	
16	Norwegian Basin	Polar	-0.001	0.000	-0.111	-0.012	-2	0.28	0.001	-0.018	
17	N-E Atlantic	Marginal sea	0.076	-0.085	0.908	-1.017	-5	0.71	0.003	-0.081	
18	Baltic Sea	Marginal sea	0.013	-0.011	0.505	-0.407	-45	5.70	0.046	-0.079	
19	Iberian Upwelling	EBC	0.349	-0.010	14.986	-0.410	11	-0.91	-0.001	-0.033	
20	Mediterranean Sea	Marginal sea	1.993	0.903	35.162	15.927	29	-2.29	-0.002	-0.114	
21	Black Sea	Marginal sea	0.021	-0.005	1.633	-0.382	-14	0.58	0.002	0.023	
22	Moroccan Upwelling	EBC	0.219	0.056	12.735	3.259	12	-0.32	0.000	-0.039	
23	Tropical E Atlantic	Tropical	0.323	0.023	10.989	0.784	10	0.78	0.000	0.039	
24	S-W Africa	EBC	0.010	0.017	0.413	0.717	-2	0.20	0.000	-0.012	
25	Agulhas Current	WBC	0.074	0.009	2.743	0.324	4	0.00	0.000	0.004	
26	Tropical W Indian	Tropical	0.049	0.003	4.392	0.308	3	0.00	0.000	-0.001	
27	W Arabian Sea	Indian margins	0.399	0.127	14.564	4.629	25	-0.50	-0.001	-0.008	
28	Red Sea	Marginal sea	0.062	0.001	3.399	0.067	5	-0.34	-0.001	0.011	
29	Persian Gulf	Marginal sea	0.754	0.420	45.375	25.261	171	-21.87	-0.033	-0.346	
30	E Arabian Sea	Indian margins	0.335	0.017	13.129	0.666	35	-0.76	0.000	-0.036	
31	Bay of Bengal	Indian margins	1.204	0.117	61.255	5.943	98	-2.01	-0.001	-0.303	
32	Tropical E Indian	Indian margins	0.196	0.006	2.960	0.090	1	-0.09	0.000	-0.004	
33	Leeuwin Current	EBC	0.007	0.000	0.870	0.023	6	-0.02	0.000	0.019	
34	S Australia	Subpolar	0.004	0.000	0.117	-0.001	-2	0.10	0.000	-0.007	
35	E Australian Current	WBC	0.003	0.000	0.253	0.020	-4	0.15	0.000	-0.029	
36	New Zealand	Subpolar	0.013	0.004	0.543	0.160	0	0.05	0.000	-0.008	
37	N Australia	Tropical	0.208	0.010	0.986	0.048	-15	0.45	0.001	-0.044	
38	S-E Asia	Tropical	1.218	0.066	5.990	0.324	7	0.13	0.001	-0.050	
39	China Sea & Kuroshio	WBC	2.159	0.192	21.271	1.891	61	-3.61	-0.009	-0.158	
40	Sea of Japan	Marginal sea	0.223	0.030	9.387	1.256	23	-2.54	-0.005	-0.105	
41	Sea of Okhotsk	Marginal sea	0.104	0.009	1.342	0.122	-1	1.01	0.004	-0.023	
42	N-W Pacific	Subpolar	-0.004	0.000	-0.051	-0.003	-8	0.59	0.002	-0.075	
43	Siberian Shelves	Polar	0.093	0.005	0.623	0.031	-1	1.17	0.002	0.026	
44	Barents & Kara Sea	Polar	0.122	0.006	0.949	0.049	-1	0.96	0.004	0.016	
45	Antarctic Shelves	Polar	0.000	0.000	0.000	0.000	0	0.09	0.000	-0.004	

TABLEAU A4 – Same as Table A3 for the relative changes in percentage.

n°	MARCATS name	Region MARCATS class	GlobalNEWS region	Relative change due to the trend on riverine nutrient inputs					
				N riv (%)	P riv (%)	PP (%)	bottom O2 (%)	bottom PH (%)	Chl _a (%)
1	NE Pacific	Subpolar	N America	2.83	2.28	-0.55	0.14	0.007	0.91
2	California Current	EBC	N America	14.77	3.52	3.72	-0.13	0.002	5.48
3	Tropical E Pacific	Tropical	N America	16.54	31.29	1.06	0.08	0.002	5.77
4	Peruvian Upwelling Current	EBC	S America	26.18	47.46	-0.14	0.05	0.001	-0.62
5	S America	Subpolar	S America	-0.87	20.34	-1.91	0.25	0.032	4.33
6	Brazilian Current	WBC	S America	13.96	43.12	0.37	0.06	0.008	12.44
7	Tropical W Atlantic	Tropical	S America	5.07	7.68	1.16	0.05	0.003	-2.63
8	Caribbean Sea	Tropical	S America	21.31	33.78	5.11	0.00	0.003	-25.29
9	Gulf of Mexico	Marginal sea	N America	-4.79	-25.63	-17.84	0.17	0.003	-4.56
10	Florida Upwelling	WBC	N America	1.35	-17.02	-2.07	0.14	0.011	0.99
11	Sea of Labrador	Subpolar	N America	11.71	11.56	-2.28	0.59	0.062	-1.25
12	Hudson Bay	Marginal sea	N America	11.10	7.52	-4.82	2.94	0.308	-97.02
13	Canadian Archipelagos	Polar	N America	10.58	10.04	-2.48	0.22	0.024	-0.59
14	N Greenland	Polar	N America	-2.18	-2.18	-0.71	0.13	0.016	0.05
15	S Greenland	Polar	N America	3.03	9.16	-0.45	0.03	0.005	0.11
16	Norwegian Basin	Polar	Europe	-3.30	-6.50	-1.66	0.09	0.016	0.65
17	N-E Atlantic	Marginal sea	Europe	4.41	-58.18	-2.41	0.26	0.039	3.54
18	Baltic Sea	Marginal sea	Europe	2.13	-19.52	-21.23	1.62	0.597	38.04
19	Iberian Upwelling	EBC	Europe	30.56	-7.34	5.31	-0.38	-0.017	2.56
20	Mediterranean Sea	Marginal sea	Europe	52.61	52.42	23.61	-1.23	-0.021	35.91
21	Black Sea	Marginal sea	Europe	3.58	-7.47	-8.71	0.63	0.020	-16.96
22	Moroccan Upwelling	EBC	Africa	39.91	72.19	5.12	-0.17	-0.004	-24.20
23	Tropical E Atlantic	Tropical	Africa	15.78	20.46	2.98	-0.15	0.001	22.02
24	S-W Africa	EBC	Africa	4.32	34.17	-0.32	0.17	0.005	-1.16
25	Agulhas Current	WBC	Africa	9.87	25.17	1.84	0.00	0.000	-0.52
26	Tropical W Indian	Tropical	Africa	19.97	24.60	2.03	0.00	0.000	1.02
27	W Arabian Sea	Indian margins	Africa	52.18	73.61	6.51	-0.57	-0.008	-2.25
28	Red Sea	Marginal sea	Africa	32.73	24.16	3.29	-0.23	-0.013	5.37
29	Persian Gulf	Marginal sea	S Asia	70.67	79.08	27.06	-14.59	-0.416	-1116.40
30	E Arabian Sea	Indian margins	S Asia	45.39	53.16	9.13	-0.63	-0.006	-9.98
31	Bay of Bengal	Indian margins	S Asia	32.23	44.09	23.44	-3.75	-0.010	174.10
32	Tropical E Indian	Indian margins	S Asia	22.18	19.37	0.34	-0.08	-0.002	9.06
33	Leeuwin Current	EBC	Australia	33.56	17.37	6.03	-0.01	-0.002	-0.94
34	S Australia	Subpolar	Australia	13.93	-1.41	-1.67	0.04	0.002	0.52
35	E Australian Current	WBC	Australia	6.03	4.46	-1.35	0.07	0.005	1.80
36	New Zealand	Subpolar	Oceania	11.66	38.58	-0.08	0.02	0.002	0.65
37	N Australia	Tropical	Australia	21.52	14.89	-6.85	0.31	0.012	18.68
38	S E Asia	Tropical	S Asia	34.89	35.37	2.96	0.11	0.008	22.07
39	China Sea & Kuroshio	WBC	S Asia	49.96	58.70	18.15	-2.33	-0.120	9.14
40	Sea of Japan	Marginal sea	S Asia	24.85	34.20	11.40	-0.35	-0.066	3.61
41	Sea of Okhotsk	Marginal sea	N Asia	20.67	31.66	-0.35	0.50	0.049	1.46
42	N-W Pacific	Subpolar	N Asia	-1.31	-1.54	-5.58	0.26	0.021	4.21
43	Siberian Shelves	Polar	N Asia	16.90	18.92	-3.16	0.36	0.029	-17.84
44	Barents & Kara Sea	Polar	N Asia	22.04	27.12	-4.03	0.29	0.050	-1.61
45	Antarctic Shelves	Polar	N Asia	0.00	0.00	0.00	0.04	0.003	0.56

Glossaire

- Alk** Alcalinité totale. 22, 30, 31, 53, 58
- C_{ant}** Carbone anthropique. 16, 19, 20, 23, 32, 33, 94, 95, 115, 117, 130, 143, 144
- CBE** Courant de bord Est. 35, 36, 85, 86, 139
- CBO** Courant de bord Ouest. 35, 36, 86, 138
- CEA** Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives. 3
- Chl *a*** Chlorophylle *a*. 51, 65, 68, 70, 80
- CMCC** *Centro euro-mediterraneo sui cambiamenti climatici*. 48
- CNES** Centre national des études spatiales. 183
- CNRM** Centre national de la recherche météorologique. 77
- CNRS** Centre national de la recherche scientifique. 3, 48, 183, 184
- COSCAT** *Coastal segmentation and related catchments*. 36, 37, 61, 88
- CSV** *Comma-separated values*. 61
- DGA** Direction générale de l'armement. 3
- DIC** *Dissolved inorganic carbon*. 16–18, 20–23, 30, 31, 34, 52, 53, 58, 59, 116, 120, 123, 124
- DIC_{ant}** Carbone anthropique inorganique dissous. 20
- DIN** *dissolved inorganic nitrogen*. 121, 122, 126–133, 135, 136
- DIP** *dissolved inorganic phosphorus*. 121, 122, 126–133, 135, 136
- DOC** *dissolved organic carbon*. 59, 123
- DRAKKAR** Coordination européenne des efforts de modélisation réaliste de l'océan global avec le système NEMO, soutenu par l'INSU du CNRS, Mercator Océan, le CNES, l'Ifremer et le GENCI. 48, 54, 57, 59, 60, 123
- ENSO** *El Nino-southern oscillation*. 29
- ESA** *European space agency*. 184
- Ferret** Environnement numérique interactif d'analyse et de visualisation de jeux de données grillées complexes issues du domaine océanographique et météorologique. 61
- GCOMS** *Global coastal ocean modelling system*. 43

- GEM** *Global erosion model*. 59, 123, 124
- GENCI** Grand équipement national de calcul intensif. 48, 183
- GES** Gaz à effet de serre. 14
- GIEC** Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. 14, 21, 39, 48, 77, 150
- GLOBCOAST** Projet financé par l'Agence Nationale de la Recherche dont l'objectif est l'estimation et l'analyse de la variabilité biogéochimique aux échelles saisonnière, inter-annuelle et décennale des eaux côtières globales par télédétection spatiale et des impacts vers les niveaux trophiques supérieurs. 80–84
- GN** *Global nutrient export watersheds version 2 (Global NEWS 2)*. 59, 60, 121–124, 133, 136, 139, 144
- HAP** Hydrocarbure aromatique polycyclique. 23
- IDRIS** Institut du développement et des ressources en informatique scientifique. 48, 56
- Ifremer** Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer. 183, 184
- INGV** *Istituto nazionale di geofisica e vulcanologia*. 48
- INSU** Institut national des sciences de l'univers. 183
- IPSL** Institut Pierre Simon Laplace. 3, 48, 77
- IRD** Institut de recherche pour le développement. 184
- LDEO** *Lamont-Doherty Earth Observatory*. 33
- LIM** *Louvain-la-Neuve ice model*. 48, 50, 51, 122, 147
- LME** *Large marine ecosystems*. 26, 43
- LSCE** Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement. 3, 147
- MARCATS** *Margins and catchment segmentation*. 36, 37, 61, 62, 80–83, 85–90, 115, 117, 125, 131, 133, 134, 142–145, 178
- Mercator Océan** Centre français d'analyses et de prévisions océaniques impliqué dans le développement de l'océanographie opérationnelle, société civile de droit privée filiale du CNRS, de l'Ifremer, de l'IRD, de Météo France et du SHOM. 48, 183
- MERIS** *Medium-resolution imaging spectrometer* ou spectromètre pour l'imagerie de moyenne résolution. Instrument de mesure passif du rayonnement électromagnétique visible et proche infrarouge avec restitution graphique 2D, embarqué sur le satellite ENVISAT (*Environment satellite*) de l'*European space agency* (ESA). 65, 81, 84
- Met Office** Service national britannique de météorologie. 48
- Météo France** Organisme officiel français de météorologie, établissement public administratif chargé de la prévision et de l'étude des phénomènes météorologiques, ainsi que de l'émission des vigilances météorologiques. 48, 184

- MODIS** *Moderate-resolution imaging spectrometer*. Instruments de mesure passif du rayonnement électromagnétique visible et proche infrarouge avec restitution graphique 2D, embarqués sur les satellites Terra et Aqua de la *National oceanographic and atmospheric administration* (NOAA). 65
- NEMO** *Nucleus for european modelling of the ocean*. 43, 48, 56, 60, 62, 91, 115, 116, 122, 138, 142, 183
- NEP** *Net ecosystem production*. 33, 121
- NERC** *National environmental research council*. 48
- NetCDF** *Network common data format*. 61
- NOAA** *National oceanographic and atmospheric administration*. 185
- OMZ** *Oxygen minimum zone*. 35, 74, 88, 90
- OPA** Océan parallélisé. 48, 51, 53, 122
- PISCES** *Pelagic interaction scheme for carbon and ecosystem studies*. 43, 48, 51–53, 56, 60, 62, 91, 115, 116, 122, 123, 126, 136, 138, 142, 148
- POC** *Particulate organic carbon*. 19, 20, 30, 59
- POM** *Particulate organic matter*. 19, 23, 30, 31, 34, 35, 39, 136
- POP** Polluant organique persistant. 23
- QGIS** Logiciel SIG libre multiplate-forme publié sous licence GPL et disponible à l'adresse suivante : <http://qgis.org/>. 61
- RNI** *riverine nutrient inputs*. 121–133, 135, 136, 139
- RPA** Rayonnement photosynthétiquement actif. 51
- SeaWiFS** *Sea-viewing wide field-of-view sensor*. 65, 70, 73, 74
- SHOM** Service hydrographique et océanographique de la Marine. 184
- SIG** Système d'information géographique. 61, 80, 185
- SOCAT** *Surface Ocean CO₂ Atlas*. 32, 33, 78, 80, 149
- SOCM** *Shallow-water ocean carbonate model*. 33, 39
- SST** *sea surface temperature*. 65
- TOP** *Tracer in the ocean paradigm*. 48
- UVSQ** Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines. 3
- VGPM** *Vertically generalized production model*. 65, 70, 72–74
- WOA** *World Ocean Atlas*. 65–69, 74–76, 88, 89, 142

Titre : Effets des perturbations anthropiques sur la biogéochimie dans l'océan côtier à l'échelle globale

Mots clés : océan, côtier, biogéochimie, carbone et modélisation

Résumé :

L'océan côtier subit la convergence de nombreuses perturbations anthropiques, avec le changement climatique en première ligne. Le réchauffement, l'acidification de l'océan, l'eutrophisation et la désoxygénation se combinent en menaçant les écosystèmes côtiers et les activités humaines associées. Malheureusement, la très forte hétérogénéité spatiale et temporelle de l'océan côtier limite la compréhension des processus biogéochimiques impliqués et leurs réponses face aux perturbations anthropiques. Les bases de données actuelles d'observations côtières sont encore insuffisantes et les modèles biogéochimiques océaniques globaux ont longtemps été inadaptés à l'étude de l'océan côtier global. En effet, la résolution spatiale de ces modèles était trop grossière pour résoudre de manière pertinente les processus de petites échelles. L'augmentation de la puissance de calcul des supercalculateurs permet l'utilisation de grilles de modèle plus fines adaptées à l'étude de l'océan côtier. Dans cette thèse, nous proposons d'étudier l'évolution au cours des dernières décennies de la biogéochimie de l'océan côtier à l'échelle globale à l'aide du modèle couplé physique-biogéochimie NEMO-PISCES. Après une évaluation de la représentation globale de la biogéochimie côtière et du cycle du carbone côtier dans notre modèle océanique, nous estimons le rôle actuel de l'océan côtier dans l'absorption océanique de carbone anthropique et nous étudions l'impact de la perturbation anthropique des apports fluviaux sur la biogéochimie

côtière. En utilisant 3 grilles de résolutions spatiales différentes (200 km, 50 km et 25 km), il a été estimé que l'utilisation de la grille de 50 km représente le meilleur compromis entre les trois résolutions testées et que le passage à 25 km ne montre pas d'améliorations significatives des champs biogéochimiques côtiers évalués. Après cette première évaluation, le puits de carbone anthropique de l'océan côtier a été estimé pour la première fois à partir d'un modèle 3D global. L'océan côtier absorberait ainsi seulement 4,5 % du carbone anthropique absorbé par l'océan global pour la période 1993-2012 alors qu'il représente 7,5 % de la surface océanique globale. L'absorption côtière est réduite par l'export limité du carbone anthropique vers l'océan ouvert ne permettant pas de réduire la concentration moyenne de carbone anthropique des eaux côtières au niveau de celle de la couche de mélange de l'océan ouvert. Enfin, les effets de la perturbation anthropique des apports fluviaux sur la biogéochimie côtière ont été jugés limités quant intégrés à l'échelle côtière globale. Cependant, ces perturbations sont très contrastées régionalement. La mer du Nord présente des variations biogéochimiques mineures du fait de la tendance locale modérée appliquée aux apports fluviaux en nutriments, comparée à la mer de Chine de l'Est où la forte augmentation des apports fluviaux provoque d'importants phénomènes de désoxygénation et d'acidification.

Title: Impact of anthropogenic perturbation on the biogeochemistry of the global coastal ocean

Keywords: ocean, coastal, biogeochemistry, carbon, modelling

Abstract:

The coastal ocean suffers from the convergence of multiple anthropogenic stressors with the climate change at the forefront. Combined stresses from global warming, ocean acidification, eutrophication and deoxygenation threaten coastal ecosystems and thus their services that humans rely on. Unfortunately, the coastal ocean's large spatiotemporal heterogeneity limits our understanding of the biogeochemical processes involved and their responses to anthropogenic perturbations. The current database of coastal observations remains insufficient, and global biogeochemical ocean models have long been inadequate to the study of the global coastal ocean. Indeed, the spatial resolution of these models has been too coarse to resolve key small-scale coastal processes. However, continual improvements in computational resources now allow global simulations to be made with sufficiently high model resolution that begins to be suitable for coastal ocean studies. In this thesis, we propose to study the evolution of the coastal ocean biogeochemistry at the global scale over recent decades using higher resolution versions of the global physical-biogeochemical model NEMO-PISCES. After evaluating of the global representation of the coastal biogeochemistry in this ocean model, we estimate the current role of the coastal ocean in the ocean uptake of anthropogenic carbon and we study the impact of the anthropogenically driven changes in riverine inputs on the

coastal biogeochemistry. From simulations made at 3 different spatial resolutions (200 km, 50 km, 25 km), we esteem that the 50-km model grid offers the best compromise between quality of results and computational cost. The upgrade to 25 km does not appear to provide significant improvement in model skill of simulating coastal biogeochemical fields. After evaluating the model, we provide an estimate of the coastal-ocean sink of anthropogenic carbon, the first study to do so with a global 3-D model. In our simulation, the coastal zone absorbs only 4.5% of the anthropogenic carbon taken up by the global ocean during 1993-2012, less than the 7.5% proportion of coastal-to-global-ocean surface areas. Coastal uptake is weakened due to a bottleneck in offshore transport, which is inadequate to reduce the mean anthropogenic carbon concentration of coastal waters to the average level found in the open-ocean mixed layer. Finally, the anthropogenic perturbation in riverine delivery of nutrients to the ocean has limited impact on the coastal carbon cycle when integrated across all coastal regions, but locally it can induce sharp biogeochemical contrasts. For example, the North Sea shows minor biogeochemical changes following the moderate local trend in nutrient riverine inputs, which is in dramatic contrast to the East China Sea where extensive deoxygenation and acidification are driven by sharp increases in riverine nutrient inputs.

