



HAL
open science

Étude des cycles biogéochimiques marins au moyen de la modélisation

Olivier Aumont

► **To cite this version:**

Olivier Aumont. Étude des cycles biogéochimiques marins au moyen de la modélisation. Océanographie. UPMC - Paris 6 Sorbonne Universités, 2016. tel-01319030

HAL Id: tel-01319030

<https://hal.science/tel-01319030>

Submitted on 20 May 2016

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.

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE
Habilitation à Diriger des recherches
École doctorale des Sciences de la Terre et de l'Univers

Présentée par

Olivier AUMONT

Chargé de Recherche à l'Institut de Recherches pour le Développement

Titre du Mémoire :

Etude des cycles biogéochimiques marins au moyen de la modélisation

soutenue le 11 mars 2016

devant le jury composé de :

M. Damien Cardinal	Président
Mme Melika Baklouti	Rapporteur
Mme Véronique Garçon	Rapporteur
M. Jean-Christophe Poggiale	Rapporteur
M. Laurent Bopp	Examineur
M. Keith Rodgers	Examineur

Résumé

Etude des cycles biogéochimiques marins à l'aide de la modélisation

En raison de nos activités, notre environnement change à un rythme jamais égalé par le passé. Afin de pouvoir prédire ces changements et leurs conséquences, non seulement sur le climat mais également sur les écosystèmes, il est absolument nécessaire d'améliorer les capacités prédictives des modèles globaux, utilisés par exemple dans les exercices de prédiction du GIEC. Les émissions de carbone associées aux activités humaines ont été estimées à un total de 9 GtC.an^{-1} , essentiellement comme résultat de la combustion des énergies fossiles et de la déforestation. Environ la moitié de ce flux s'accumule dans l'atmosphère, le reste étant absorbé par la biosphère et l'océan. L'océan joue donc un rôle de premier plan, aussi bien dans le cycle naturel du carbone que dans sa perturbation par les activités humaines. Si les bilans globaux sont assez bien connus, les comparaisons entre les différentes approches permettant d'estimer la distribution spatiale et temporelle des flux air-mer de carbone montrent des divergences importantes régionalement mais également temporellement. Cette distribution est contrôlée conjointement par la dynamique océanique et par des processus biogéochimiques, en particulier par la production de matière organique dans la zone euphotique, son export vers l'océan intérieur et sa reminéralisation par les organismes hétérotrophes. Or, notre compréhension de ces deux facteurs régulant le cycle du carbone reste entachée de nombreuses incertitudes, voire inconnues. Ainsi, par exemple, les mécanismes contrôlant l'export de la matière organique depuis la zone éclairée, malgré une recherche importante au cours des dernières décennies, restent encore largement méconnus et ne font pas l'objet d'un consensus.

Mes travaux de recherche, depuis ma thèse soutenue en 1998, portent sur l'étude de la variabilité des cycles biogéochimiques marins du carbone et des éléments nutritifs majeurs (N, P, Si, Fe) associée à celle du climat. Deux axes forts ont été plus spécifiquement privilégiés : (1) Comprendre les processus biologiques et chimiques clés des grands cycles biogéochimiques marins (principalement carbone, fer, nutritifs) et des échelons trophiques primaires et secondaires (phytoplancton, zooplancton) ; (2) analyser la variabilité spatiale et temporelle de la biogéochimie marine à des échelles de temps allant de la saison à plusieurs décennies. L'approche adoptée est la modélisation numérique de grande échelle à la fois spatiale et temporelle utilisant de façon conjointe le modèle de la circulation générale de l'océan OPA et un modèle de la biogéochimie marine que j'ai développé, PISCES. J'ai principalement utilisé ces modèles à l'échelle globale et à relativement basse résolution. Toutefois, par des collaborations, des applications régionales à plus fine échelle ont été abordées, reposant principalement sur le modèle régional ROMS_AGRIF. Les deux finalités principales de ces travaux sont, d'une part, de comprendre et de simuler le rôle du cycle du carbone océanique (et des cycles biogéochimiques associés) dans le climat (réponses et rétroactions) et, d'autre part, de faire progresser la modélisation des chaînes trophiques jusqu'au niveau des prédateurs marins constituant des ressources halieutiques.

Ce document synthétise donc 17 années de recherche en biogéochimie marine. Pour conclure, je présente des pistes pour mes activités de recherche futures. Envisagées dans une certaine continuité avec mes activités passées, ces pistes s'articulent autour de trois directions principales : (1) améliorer notre connaissance et notre compréhension des processus majeurs de la biogéochimie majeure ; (2) comprendre le rôle des interactions trophiques dans le fonctionnement des écosystèmes marins (pris dans leur globalité, depuis les nutriments jusqu'aux prédateurs supérieurs) ; (3) l'étude des relations entre climat, dynamique océanique et cycles biogéochimiques marins. Je termine cet exercice de prospective par une courte réflexion sur les enjeux futurs de la modélisation biogéochimie marine.

Abstract

Study of the marine biogeochemical cycles with models

As a consequence of our activities, our environment is changing at a pace that has never been seen in the past. In order to predict these changes and their consequences, not only on climate but also on the ecosystems, it is urgently needed to improve the predictive skills of the models used for instance in the prediction exercises organized by the IPCC. The carbon emissions due to the human activities have been estimated to a total of 9 GtC yr^{-1} , mainly as a result of fossil fuel burning and deforestation. About half of that flux accumulates in the atmosphere, the rest being sequestered in the oceans and in the terrestrial biosphere. The oceans play thus a critical role, both in the natural carbon cycle and in the fate of the carbon released by the human activities. Even if the global budgets are relatively well known, comparisons between the different methods used to estimate the spatial and temporal patterns of the air-sea fluxes of carbon show substantial discrepancies both regionally and temporally. These patterns are jointly controlled by the ocean dynamics and by the biogeochemical processes, in particular by the production of organic matter in the euphotic zone, its export to the ocean interior and its remineralisation by the heterotrophic organisms. Yet, our knowledge of these two drivers remains partial. For instance, the mechanisms that control the export of organic matter from the upper zone remain still substantially unknown, despite an intensive research effort over the last decades.

My research activities, since the defense of my PhD in 1998, have been focused on the study of the variability of the marine biogeochemical cycles of carbon and of the main nutrients (P, N, Si, Fe) in response to that of climate. Two main axes have been more specifically studied: (1) to understand the major biogeochemical processes driving the main marine biogeochemical cycles and the primary and secondary trophic levels (phytoplankton, zooplankton); and (2) to analyze the spatial and temporal variability of marine biogeochemistry at time scales going from the season to several decades. Most of my research relies on the use of models, mainly the general circulation model OPA to which PISCES, the marine biogeochemical model I am developing, has been coupled. Most studies have been based on a coarse resolution global version of this modeling framework. For regional studies performed at a higher resolution, the ocean model ROMS_AGRIF has been preferred. The two main purposes of my work have been, on one hand, to understand and simulate the role of the marine carbon cycle (and of the related biogeochemical cycles) in climate (responses and feedbacks) and, on the other hand, to make progress on the modeling of the trophic foodwebs up to the upper predators.

This manuscript summarizes 17 years of research on marine biogeochemistry. To conclude, I present several future directions I would like to explore. Envisioned in a certain continuity to my past activities, these directions are organized along three main topics: (1) to improve our knowledge and our understanding of the main processes of marine biogeochemistry; (2) to understand the role played by the trophic interactions in the functioning of the marine ecosystems (going from the nutrients to the upper predators); and (3) to study the relationships between climate, ocean dynamics and ocean biogeochemistry. I achieve this prospective exercise by a short discussion on the future challenges ocean biogeochemical modeling will face.

TABLE DES MATIÈRES

Table des matières	iv
Table des figures	vi
1 Contexte scientifique	1
2 Etude des processus biogéochimiques par la modélisation	5
2.1 Introduction	5
2.2 La modélisation biogéochimique : de HAMOCC3 à PISCESv2	7
2.3 L'export de matières particulaires	8
2.4 Le cycle du fer océanique	8
2.4.1 Limitation par le fer	9
2.4.2 La fertilisation par le fer	11
2.4.3 Les sources externes de Fer	12
2.5 Cycle du soufre océanique	15
2.6 Evaluation des modèles	18
2.6.1 Les exercices d'intercomparaison	18
2.6.2 L'assimilation de données	21
3 Variabilité climatique, changements et biogéochimie marine	23
3.1 Introduction	23
3.2 Rétroactions biophysiques	24
3.3 Variabilité climatique naturelle intrasaisonnière à décennale	25
3.3.1 Variabilité interannuelle du cycle du carbone	25
3.3.2 « Climate shift » de 1977/1978	27
3.3.3 Le cycle du carbone dans l'océan Austral	28
3.4 Absorption du carbone anthropique par l'océan	29
3.5 Changement climatique et biogéochimie marine	32
3.6 Impacts de l'acidification	34
4 Etudes régionales	37
4.1 L'upwelling de Humboldt	37
4.1.1 Variabilité saisonnière	38
4.1.2 Variabilité intrasaisonnière	39
4.2 Le Canal du Mozambique	40
5 Projet de recherche	45
5.1 Etude des processus biogéochimiques par la modélisation	45
5.1.1 L'export de matière organique	45
5.1.2 Le cycle du fer océanique	47
5.1.3 Stœchiométrie variable	48
5.2 Modélisation « end-to-end » des écosystèmes marins	49
5.3 Circulation superficielle et cycles biogéochimiques	52

5.4	Modélisation biogéochimique : quelques réflexions personnelles	52
6	Curriculum Vitae détaillé	55
6.1	Curriculum Vitae	55
6.2	Publications	56
6.3	Enseignement, vulgarisation	63
6.3.1	Enseignement	63
6.3.2	Vulgarisation	64
6.4	Participation à des projets de recherche	64
6.5	Encadrements et Responsabilités administratives	65
6.5.1	Encadrements	65
6.5.2	Autres responsabilités	66
	Liste des Acronymes	67
	Bibliographie	71
	Liste de 5 articles	87

TABLE DES FIGURES

1.1	Représentation simplifiée du cycle du carbone actuel	1
1.2	Anomalies des flux air-mer de CO ₂ dans le Pacifique Nord	2
2.1	Profils verticaux des éléments dans le Pacifique Nord	6
2.2	Représentation schématique des différents modèles utilisés	7
2.3	Comparaison des flux de POC simulés et observés	9
2.4	Importance de la chimie du fer pour la production primaire	10
2.5	Impacts de la fertilisation sur la PP, les flux de carbone et le CO ₂ atmosphérique	11
2.6	Distributions de fer observées et simulées autour de l'île de Géorgie du Sud	12
2.7	Variabilité de la chlorophylle générée par la circulation et les dépôts	14
2.8	Impact des flux hydrothermaux sur le Fer dissous	15
2.9	Distribution annuelle moyenne de DMS (nM)	16
2.10	Impact de la fertilisation artificielle de fer sur le DMS	17
2.11	profils globaux moyens d'O ₂ des modèles participant à OCMIP	19
2.12	Flux de carbone annuels intégrés sur les sous-domaines de l'océan Pacifique	20
3.1	Echelles de temps caractéristiques de la variabilité climatique	24
3.2	Caractéristiques de la variabilité interannuelle de la SSTA dans la boîte Niño3	25
3.3	Variabilité interannuelle des flux air-mer de carbone	26
3.4	Anomalies de SST et des flux de carbone dans l'Atlantique Nord	27
3.5	Concentrations des traceurs le long de l'Equateur projetées sur l'isopycne $\sigma_0 = 25.0$	28
3.6	Circulation méridienne dans l'océan Austral simulée avec NEMO-PISCES	29
3.7	Séries temporelles de différentes quantités intégrées sur le Pacifique Nord	30
3.8	Variations de SSH et des inventaires de DIC et d'O ₂ le long d'un transect OVIDE	31
3.9	Corrélation entre la SSH et le DIC à l'échelle globale	31
3.10	Modification relative de la production exportée en réponse au changement climatique	33
3.11	Impact radiatif lié à la modification des flux air-mer de DMS	34
3.12	Aragonite et acidification des océans	35
3.13	Impact de l'acidification le carbonate de calcium dans les sédiments	36
4.1	Cycle saisonnier de la Chla dans l'upwelling du Pérou	38
4.2	Colimitations des diatomées à 8° S dans l'upwelling du Pérou	39
4.3	Exemple de l'effet d'une onde de Rossby au large du Pérou	40
4.4	Variabilité intrasaisonnière dans l'upwelling du Pérou	41
4.5	Biogéochimie et activité mésoéchelle dans le Canal du Mozambique	43
4.6	Les termes inertiels et la biogéochimie marine dans le Canal du Mozambique	44
5.1	Continuum de labilité et distribution verticale du POC	46
5.2	Premiers résultats avec PISCES à stoechiométrie variable	49
5.3	Relation entre le $\delta^{15}N$ des muscles blancs et la classe de taille	51
6.1	Statistiques diverses sur mes publications	63

CONTEXTE SCIENTIFIQUE

Le cycle global du carbone comprend trois composantes principales en terme de flux : l'atmosphère, la biosphère terrestre, et l'océan (Figure 1.1). D'autres échanges beaucoup plus lents et plus modestes ont lieu avec les sédiments marins et les roches sédimentaires dont l'importance dans le cycle du carbone est donc notable essentiellement aux échelles de temps géologiques. La figure 1.1 montre également la taille des réservoirs de carbone. Hormis les sédiments, l'océan contient le plus gros stock de carbone, dont la taille est estimée à environ 38000 GtC. Ce carbone est essentiellement présent sous la forme de carbone inorganique dissout, à 90% des ions bicarbonates. Vient ensuite la biosphère continentale (végétation+sol) avec environ 2850 GtC. L'atmosphère est le plus petit des trois réservoirs avec environ 800 GtC pour les années 90, en rapide augmentation.

La biosphère continentale et les océans induisent des flux de carbone avec l'atmosphère du même ordre de grandeur : 120 GtC.an⁻¹ environ pour la première et 90 GtC.an⁻¹ environ pour les deuxièmes

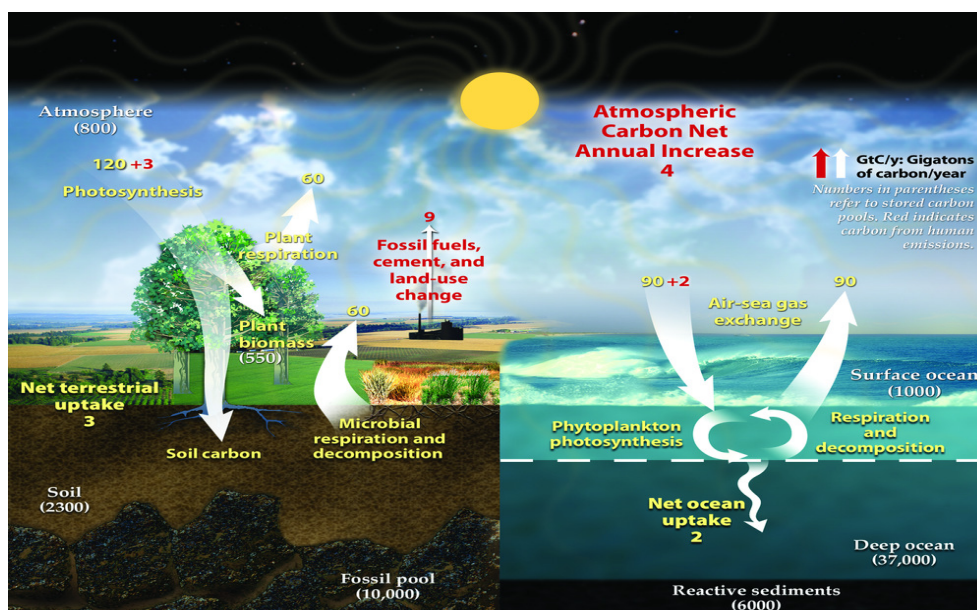


FIGURE 1.1 : Ce diagramme montre une représentation simplifiée du cycle du carbone contemporain. Les flux sont en GtC/yr et les stocks sont en GtC. Les nombres et flèches en rouge indiquent les perturbations anthropiques. Ce diagramme est basé sur le bilan établi par DOE (2008), établi à partir de (CANADELL et al., 2007; HOUGHTON, 2007) et du quatrième rapport du GIEC en 2007.

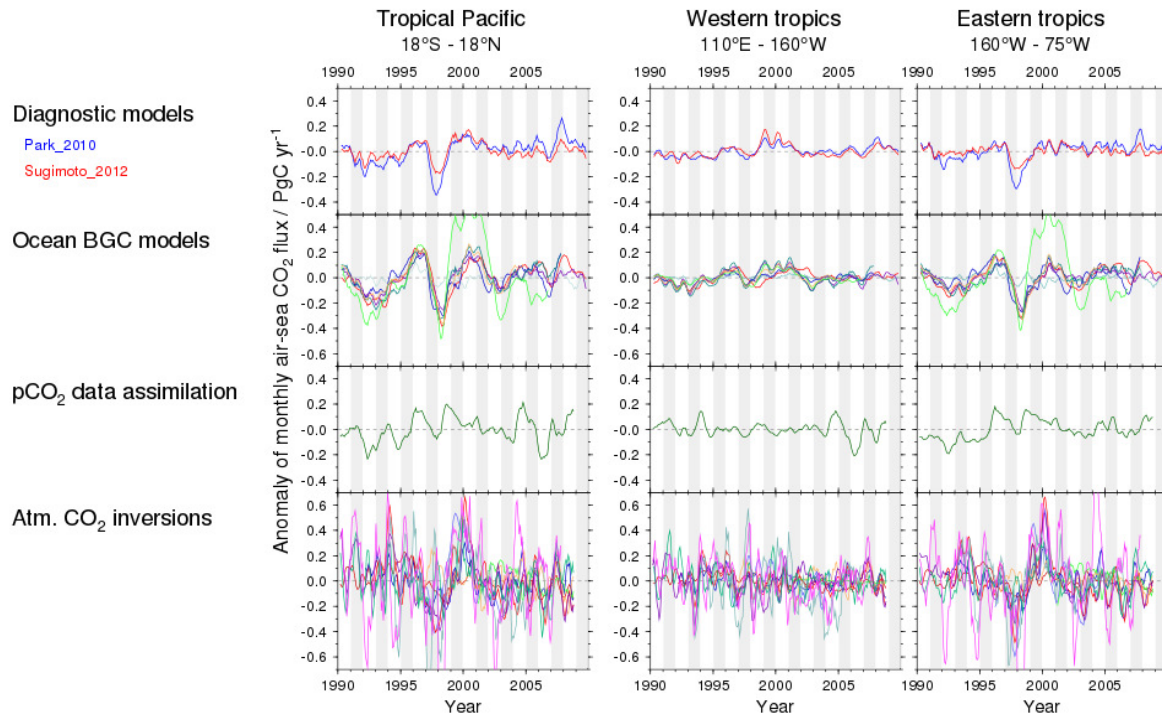


FIGURE 1.2 : Anomalies des flux air-mer de CO₂ (moyenne glissante de 5 mois). La figure de gauche représente les anomalies dans le Pacifique tropical (18°S-18°N). Les figures du centre et de gauche montrent les anomalies dans le secteurs ouest (ouest de 160°O) et est (est de 160°O) respectivement du Pacifique tropical. Figure reprise de ISHII et al. (2014).

(figure 1.1). Plusieurs constantes de temps caractéristiques peuvent être distinguées quant à leurs effets sur le CO₂ atmosphérique : des variations saisonnières liées à la photosynthèse des biomasses marines et continentales (KEELING et al., 1982), des variations interannuelles associées à des phénomènes tels que les oscillations El-Niño (par ex., BOUSQUET et al., 2000; RÖDENBECK et al., 2003), et enfin des modulations de plusieurs décennies à plusieurs millénaires (oscillation nord-atlantique, Pacific Decadal Oscillation, périodes glaciaires, etc...).

En raison de nos activités, notre environnement change à un rythme jamais égalé par le passé (IPCC 2007). Les émissions de carbone associées aux activités humaines ont été estimées à un total de 9 GtC.an⁻¹, essentiellement comme résultat de la combustion des énergies fossiles (environ 8 GtC.an⁻¹ en 2005, soit près de 90% des émissions totales) et de la déforestation (figure 1.1. Environ la moitié de ce flux s'accumule dans l'atmosphère, avec pour conséquence une augmentation importante et rapide des concentrations de CO₂. Ces concentrations sont passées de 280 ppmv environ à l'ère préindustrielle à environ 400 ppmv actuellement, cette barre symbolique ayant été franchie en mai 2013 à la station historique de Mauna Loa. Le reste des émissions de carbone est absorbé par la biosphère terrestre et les océans. Afin de pouvoir prédire les changements induits par ces perturbations anthropiques du cycle du carbone et leurs conséquences, non seulement sur le climat mais également sur les écosystèmes et les ressources (en eau par exemple), il est absolument nécessaire d'améliorer les capacités prédictives des modèles globaux, utilisés par exemple dans les exercices de prédiction du GIEC.

L'océan joue donc un rôle de premier plan, aussi bien dans le cycle naturel du carbone que dans sa perturbation par les activités humaines. Or, si les bilan globaux sont assez bien connus, les comparaisons entre les différentes approches permettant d'estimer la distribution spatiale et temporelle des flux air-mer de carbone (modélisation, méthodes inverses atmosphériques ou océaniques, observations,...) montrent des divergences importantes régionalement mais également temporellement (voir la revue récente par ISHII et al. (2014)). Une illustration de ces divergences est présentée sur la figure 1.2 qui représente l'évolution temporelle des anomalies de flux air-mer de CO₂ dans le Pacifique Nord telles qu'estimées

par différentes méthodes. Cette distribution est contrôlée conjointement par la dynamique océanique et par des processus biogéochimiques, en particulier par la production de matière organique dans la zone euphotique, son export vers l'océan intérieur et sa reminéralisation par les organismes hétérotrophes (pour une revue complète du cycle du carbone océanique, se référer par exemple à SARMIENTO and GRUBER (2006)). Or, notre compréhension de ces deux facteurs régulant le cycle du carbone reste entachée de nombreuses incertitudes, voire inconnues. Une illustration des limites actuelles de notre compréhension est donnée par les variations du CO₂ atmosphérique aux échelles glaciaires-interglaciaires. Pas moins de 11 hypothèses différentes, mais pas nécessairement indépendantes ou mutuellement exclusives, ont été proposées (par ex., BROECKER and HENDERSON, 1998; FALKOWSKI, 1997; KEELING and STEPHENS, 2001).

De par sa nature même, le carbone occupe une place centrale dans le monde vivant. Le cycle du carbone est donc essentiel pour comprendre la biosphère marine (et terrestre) mais en retour, la biosphère marine exerce un rôle de premier plan dans les caractéristiques du cycle du carbone en général, et marin plus particulièrement. Par conséquent, le cycle du carbone est étroitement lié aux cycles biogéochimiques de nombreux autres éléments, tels que l'azote, le phosphore, le silicium et le fer. Son étude ne peut donc se faire indépendamment de celle de ces autres cycles biogéochimiques, en particulier des éléments biolimitants (BROECKER and PENG, 1982). En effet, toute perturbation de ces cycles, et les activités humaines affectent actuellement tous les cycles biogéochimiques, se traduit par des modifications du cycle du carbone. L'exemple des transitions glaciaires-interglaciaires cité plus haut démontre que des approches intégrées sont nécessaires (FALKOWSKI et al., 2000).

Mes travaux de recherche, depuis ma thèse de doctorat soutenue en 1998, portent sur l'étude de la variabilité des cycles biogéochimiques marins du carbone et des éléments nutritifs majeurs (N, P, Si, Fe) associée à celle du climat. Deux axes forts ont été plus spécifiquement privilégiés :

1. Comprendre les processus biologiques et chimiques clés des grands cycles biogéochimiques marins (principalement carbone, fer, macro-nutritifs) et des échelons trophiques primaires et secondaires (phytoplancton, zooplancton) ;
2. analyser la variabilité spatiale et temporelle de la biogéochimie marine à des échelles de temps allant de la saison à plusieurs décennies.

L'approche adoptée est la modélisation numérique de grande échelle à la fois spatiale et temporelle en utilisant de manière conjointe un modèle de la circulation générale de l'océan OPA développé au LOCEAN et le modèle de la biogéochimie marine PISCES que j'ai développé. J'ai le plus souvent étudié ces modèles à l'échelle globale et à relativement basse résolution. Toutefois, par des collaborations, des applications régionales à plus fine échelle ont été réalisées. Ces applications régionales ont généralement été abordées en utilisant le modèle de circulation régionale ROMS_AGRIF (DEBREU et al., 2012; PENVEN et al., 2006). Les deux finalités principales de ces travaux sont, d'une part, de comprendre et de simuler le rôle du cycle du carbone océanique dans le climat (réponses et rétroactions) et, d'autre part, de faire progresser la modélisation des chaînes trophiques jusqu'au niveau des prédateurs marins constituant des ressources halieutiques.

Ce document synthétise donc 17 années de recherche en biogéochimie marine et présente des pistes pour le futur. Le document est séparé en quatre parties. La première partie présente les outils de modélisation que j'ai développés et utilisés et les études de processus pour lesquels et par lesquels ces outils existent. Dans une deuxième partie, la réponse de la biogéochimie marine à la variabilité climatique sera abordée. Dans une troisième partie, je résumerai les résultats des études plus régionales réalisées avec des configurations à haute résolution (eddy-permitting ou eddy-resolving). Enfin, dans une quatrième partie, je présenterai les différentes pistes que j'envisage de suivre dans le futur.

ETUDE DES PROCESSUS BIOGÉOCHIMIQUES PAR LA MODÉLISATION

2.1 Introduction

La figure 2.1 montre la distribution de différents éléments dans l'océan Pacifique telle que résumée par NOZAKI (1997). Ces éléments possèdent des profils verticaux qui peuvent être regroupés par grands groupes. Tout d'abord, certains présentent des variations spatiales très faibles, parfois même non perceptibles sur la figure 2.1. On citera par exemple le soufre, le sodium et le magnésium. Ces éléments ont des temps de résidence extrêmement longs dans l'océan et sont relativement passifs. Les autres traceurs présentent une variabilité spatiale horizontale (non visible sur la figure) et verticale très marquée. De nombreux traceurs ont des concentrations proches de zéro à la surface qui augmentent avec la profondeur, tels que les macro-nutritifs (N, P, Si) ou le zinc. Ces traceurs sont influencés par l'activité biologique qui les utilise en surface et les relâche en profondeur. En retour, leur disponibilité en surface contrôle l'intensité de cette activité biologique, et plus spécifiquement la productivité marine du phytoplancton (i.e. la croissance du phytoplancton). Ces éléments sont appelés des éléments biolimitants (BROECKER and PENG, 1982). D'autres éléments, tels que le cobalt et l'aluminium, présentent une distribution inversée, c'est-à-dire une concentration maximale en surface et une diminution avec la profondeur. Ces traceurs sont apportés à l'océan par les poussières atmosphériques et en sont soustraits par adsorption sur les particules. Certains traceurs, en particulier certains métaux-trace, ont des distributions intermédiaires entre les deux groupes présentés ci-dessus. Le fer en est l'exemple le plus connu (JOHNSON et al., 1997).

La productivité marine du phytoplancton est donc un élément clé contrôlant la distribution de nombreux éléments dans l'océan. Lors de la production de matière organique par le phytoplancton, ces éléments sont utilisés et incorporés à cette matière organique. Une grande partie de cette matière organique sera recyclée localement par les différents organismes hétérotrophes allant des bactéries au zooplancton, ne générant ni gradient significatif de traceurs, ni séquestration pérenne du carbone. Le reste quitte la zone euphotique et pénètre dans l'intérieur de l'océan par trois processus principaux : l'agrégation et la sédimentation des particules (MARINOV et al., 2008; MARTIN et al., 1987), le transport actif par les organismes migrants (DUCKLOW et al., 2001; LONGHURST et al., 1990) et le transport de la matière organique dissoute par la dynamique océanique (HOPKINSON and VALLINO, 2005). Il est également à noter que le développement du phytoplancton est à l'origine de la plupart des chaînes trophiques océaniques, soit directement, soit indirectement (en produisant la matière organique utilisée par les bactéries). Le phytoplancton revêt donc une importance cruciale pour les prédateurs supérieurs et donc, pour les ressources halieutiques.

L'étude des cycles biogéochimiques océaniques repose traditionnellement sur les campagnes en mer, sur des stations longues (« time-series »), sur les expériences de laboratoire ou plus récemment sur les études en microcosmes et mésocosmes. Du fait de la difficulté d'effectuer des observations in situ,

l'échantillonnage de l'océan reste encore largement insuffisant, même aux grandes échelles spatiales et temporelles (MUNK, 2000). Au cours des dernières années, des avancées technologiques ont permis de mettre au point des technologies permettant d'améliorer significativement la couverture spatio-temporelle de cet échantillonnage. On notera principalement les observations basées sur les instruments satellitaires, permettant entre autres d'estimer la chlorophylle et la charge particulaire de surface (par ex., MCCLAIN et al., 1997; SMITH and BAKER, 1982; STRAMSKI et al., 1999). D'autres techniques sont en cours de développement comme la mise au point et l'installation de capteurs « biogéochimiques » sur le système d'observation ARGO par exemple (CLAUSTRE et al., 2010).

La modélisation représente un moyen potentiellement puissant pour comprendre les cycles biogéochimiques marins. La plupart des modèles biogéochimiques sont construits selon une architecture de base proposée par FASHAM et al. (1990), la structure NPZD (pour Nutrient-Phytoplankton-Zooplankton-Detritus). La complexité de ces modèles est extrêmement variable, tant dans la représentation de la biogéochimie : du modèle avec un compartiment unique (MAIER-REIMER, 1993a; NAJJAR et al., 1992) au modèle avec plusieurs dizaines de compartiments (QUÉRÉ et al., 2005), que dans la complexité de l'environnement physique représentée : du modèle en boîtes (FASHAM et al., 1990; FLYNN and HIPKIN, 1999) aux modèles couplés 4D du système terre utilisés dans les exercices du GIEC. La modélisation ne doit toutefois pas être vue comme un moyen alternatif et indépendant d'étude des cycles biogéochimiques océaniques mais bien comme un outil complémentaire et lié de manière inhérente aux observations de terrain. En effet, les observations servent de base au développement de nouvelles paramétrisations mécanistes de processus biogéochimiques. Par ailleurs, elles permettent une évaluation de la capacité des modèles intégrés à représenter correctement le système naturel considéré.

Une très large partie de mon travail passé (et actuel) a reposé sur le développement et l'utilisation de modèles biogéochimiques de complexité croissante. Ce travail s'est concrétisé par le développement du modèle PISCES (version actuelle 2). Dans la suite de cette section, je ferai un rapide historique des différents développements que j'ai réalisés en modélisation biogéochimique. Puis, je présenterai les études qui ont motivé ces développements.

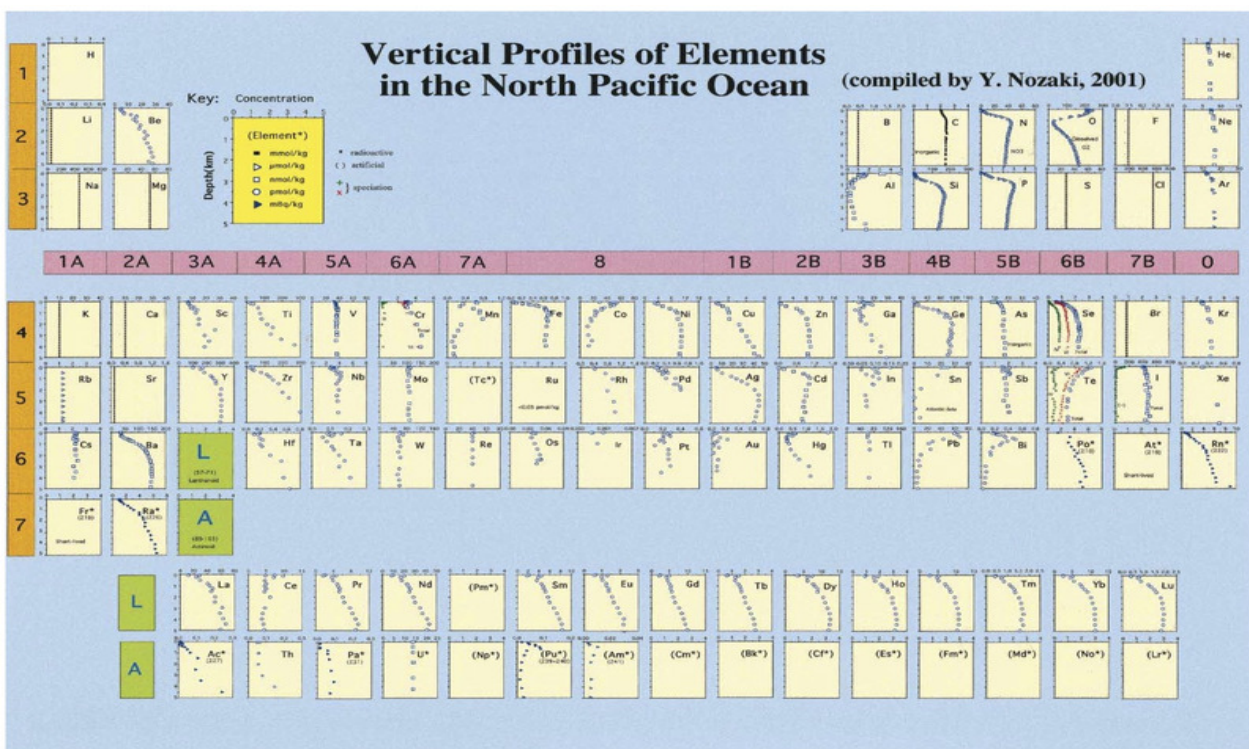


FIGURE 2.1 : Profils verticaux des éléments dans l'océan Pacifique Nord organisés selon la classification périodique des éléments (NOZAKI, 1997).

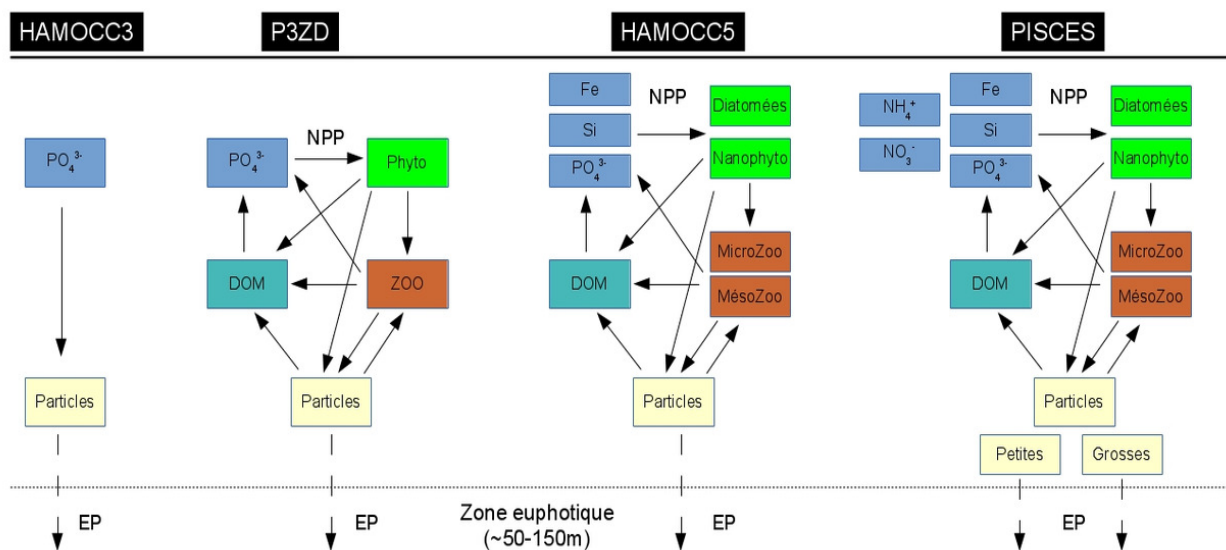


FIGURE 2.2 : Représentation schématique de la structure des différents modèles utilisés : HAMOCC3 (MAIER-REIMER, 1993b), P3ZD (AUMONT, 1998), HAMOCC5 (AUMONT et al., 2003) et PISCES (AUMONT and BOPP, 2006).

2.2 La modélisation biogéochimique : de HAMOCC3 à PISCESv2

Comme déjà mentionné, une très large part de mon travail est centrée sur le développement et l'amélioration de modèles biogéochimiques, principalement utilisés pour des études à grande échelle (globale). Le développement de modèles ne doit pas être considéré comme une fin en soi mais a plutôt été motivé par les questions scientifiques abordées qui nécessitaient ces développements. Même si j'en suis le principal élément moteur, ces développements n'ont pas été réalisés seul mais en collaboration avec des chercheurs et des ingénieurs de la communauté nationale (et maintenant internationale), principalement de l'IPSL (L. Bopp, M. Gehlen, C. Ethé, T. Gorgues, A. Tagliabue et K. Rodgers).

Historiquement, j'ai débuté mon travail de thèse avec un modèle extrêmement simple, HAMOCC3 développé par MAIER-REIMER (1993b). Ce modèle, schématiquement illustré sur la figure 2.2, ne représente pas explicitement l'écosystème marin mais plutôt les effets de cet écosystème sur les traceurs biogéochimiques (principalement le carbone et le phosphore). En 1997, ce modèle a été modifié, pour devenir P3ZD (AUMONT, 1998), afin d'inclure une représentation simple des premiers niveaux trophiques de l'écosystème marin. La principale motivation de ce développement était de corriger d'importants biais dans la reproduction de la variabilité saisonnière d'HAMOCC3. Sans surprise, l'absence de représentation de la limitation par le fer dans P3ZD avait pour conséquence une très forte sur-estimation de la productivité du phytoplancton dans les zones dites HNLC (pour « High Nutrient-Low Chlorophyll »). Ceci a justifié la mise en place d'un modèle plus complexe, HAMOCC5 (AUMONT et al., 2003) basé sur HAMOCC3.1 (SIX and MAIER-REIMER, 1996), qui incluait trois éléments nutritifs limitants (P, Si, Fe), deux groupes phytoplanctoniques (nanophytoplancton et diatomées) et deux groupes zooplanctoniques (micro- et mésozooplancton). Ce modèle était utilisé dans le modèle de circulation LSG (MAIER-REIMER et al., 1993). Son implémentation dans OPA (MADEC et al., 1998) a requis de nombreuses adaptations mais également des « améliorations », principalement un modèle optique plus fin, l'introduction des nitrates et de l'ammonium et la représentation de la matière organique particulaire en deux compartiments de taille différente. Le modèle PISCES (AUMONT and BOPP, 2006) était né. Depuis, bien que sa structure générale soit restée presque inchangée, le modèle est en évolution constante sous l'impulsion des différentes études pour lesquelles il est utilisé.

Le modèle PISCES existe dans deux systèmes de modélisation : NEMO et ROMS_AGRIF. Il est le modèle de référence pour les modèles de système Terre de l'IPSL, de MétéoFrance et EC-Earth. Il est également

utilisé dans le système opérationnel Mercator. Une nouvelle version de ce modèle, PISCES-v2, incluant tous les développements réalisés au cours des 8 dernières années est distribué officiellement depuis juin 2015 (AUMONT et al., 2015).

2.3 L'export de matières particulaires

Le carbone est soustrait de l'océan de surface selon quatre processus distincts : le transport passif de matière organique dissoute, le transport actif par les organismes migrants, la sédimentation de matière organique particulaire et la sédimentation de carbone inorganique particulaire. Ces processus entraînent un transport de carbone depuis la zone euphotique vers l'océan intérieur, dont l'efficacité dépend de la profondeur à laquelle le carbone est relâché (par reminéralisation hétérotrophe, dissolution, ...). Les exports sous forme organique et sous forme inorganique ont des effets sur les flux air-mer de carbone très différents. L'export de carbone organique tend à diminuer la $p\text{CO}_2$ (« pompe biologique ») alors que l'export de carbone inorganique particulaire a l'effet opposé (« contre-pompe des carbonates ») (VOLK and HOFFERT, 1985).

Les deux dernières décennies ont vu l'émergence de modèles biogéochimiques de complexité croissante et représentant les processus dans la zone euphotique avec un niveau de détail accru. En revanche, l'export des particules (organiques et inorganiques) est resté paradoxalement presque inchangé. Il repose généralement sur la prescription de fonctions diagnostiques empiriques plus ou moins raffinées (ARMSTRONG et al., 2002; EPPLEY and PETERSON, 1979; MARTIN et al., 1987) et sur la représentation des particules sous une forme unique, quand elles sont représentées explicitement (ce qui est loin d'être toujours le cas) : un compartiment pour la matière organique particulaire et un compartiment pour le carbone inorganique particulaire (PIC, presque toujours la calcite).

Dans une étude de processus, nous avons étudié la sensibilité du devenir de la matière organique particulaire au moyen de trois schémas de complexité distincte (GEHLEN et al., 2006) :

1. Le schéma standard de PISCES incluant deux classes de taille de particules, des vitesses de chute prescrites et de l'agrégation- désagrégation ;
2. Un schéma dans lequel les particules sont représentées selon un spectre de taille et dans lequel les vitesses de sédimentation sont prédites pronostiquement (KRIEST, 2002; KRIEST and EVANS, 1999) ;
3. Un schéma reposant sur une seule classe de taille de particule et dans lequel la vitesse de chute dépend de la composition de la particule (effet ballast) (ARMSTRONG et al., 2002; KLAAS and ARCHER, 2002).

Un modèle sédimentaire simple a été également ajouté qui représente les sédiments de surface et la diagénèse précoce de la matière organique. Ceci permettait d'utiliser les données sédimentaires pour contraindre et évaluer les différents schémas de particules. Le modèle standard et celui qui inclut une description plus fine du spectre de taille prédisent des solutions assez semblables (Figure 2.3). L'export est en particulier sous-estimé dans l'océan profond. Le modèle incluant l'effet ballast est celui qui présente le meilleur accord avec les observations profondes et les mesures de flux benthiques d'oxygène. Par ailleurs, cette étude a montré l'importance majeure du zooplancton présent dans la colonne d'eau et, en particulier, des « flux-feeders » rejoignant en cela les conclusions de l'étude de STEMMANN et al. (2004).

2.4 Le cycle du fer océanique

De larges parties de l'océan, dont l'océan Austral, le Pacifique équatorial, et le Pacifique Nord subpolaire, présentent un aspect paradoxal associant des concentrations élevées de macro-nutriments à des niveaux relativement modestes de chlorophylle et de production primaire ce qui leur a valu le qualificatif de régions HNLC. De nombreuses hypothèses ont été proposées pour expliquer cette caractéristique surprenante (il est à noter que la plupart de ces explications ne sont en fait pas indépendantes les unes des autres).

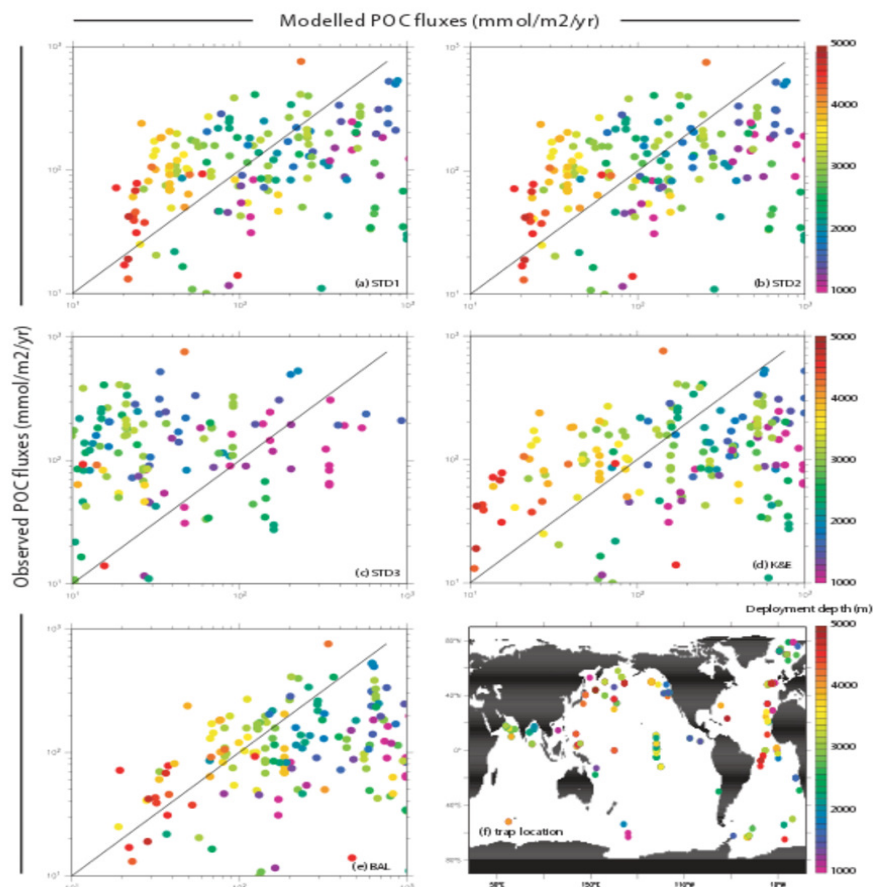


FIGURE 2.3 : Comparaison entre les flux de POC simulés et les données issues de trappes à sédiment : a) modèle standard, b) modèle standard sans agrégation, c) modèle standard où la pression de broûtage par les « flux-feeders » a été divisée par 2, d) le modèle en spectre de taille, e) le modèle à effet ballast. Le panneau f) montre l'emplacement des trappes à sédiment. Le code couleur correspond à la profondeur du déploiement. D'après GEHLEN et al. (2006).

Parmi celles-ci, la limitation par le fer a été proposée aussi tôt quand dans la première moitié du siècle dernier (GRAN, 1931). Toutefois, du fait des difficultés expérimentales pour mesurer précisément le fer dans l'océan ouvert (très faibles concentrations associées à une contamination facile), la démonstration de la véracité de cette hypothèse n'a été possible qu'au cours des trois dernières décennies, soit plus de 50 ans après qu'elle ait été formulée (DE BAAR et al., 1990; MARTIN and FITZWATER, 1988; MARTIN et al., 1990). Comme indication de l'importance de cette limitation par le fer, les modèles simples ignorant cette limitation tendent à prédire des niveaux excessifs de phytoplancton et de production primaire dans les régions HNLC (AUMONT, 1998; SIX and MAIER-REIMER, 1996).

2.4.1 Limitation par le fer

De fait, j'ai investi beaucoup de temps pour représenter de façon relativement réaliste le cycle du fer océanique, ainsi que les sources externes à l'océan de fer. Le développement du modèle HAMOCC5 (AUMONT et al., 2003) a montré la nécessité de représenter le cycle du fer et la limitation de la croissance du phytoplancton par la disponibilité en fer pour reproduire correctement les caractéristiques biogéochimiques des trois principales régions HNLC (océan Austral, Pacifique équatorial et Pacifique Nord subpolaire). Toutefois, les régions HNLC s'expliquent plutôt par une limitation simultanée par le fer et le broûtage par le zooplancton : les diatomées sont fortement limitées par le fer alors que le nanophytoplancton est plutôt contrôlé par le broûtage par le microzooplancton. Seulement 5% de l'océan

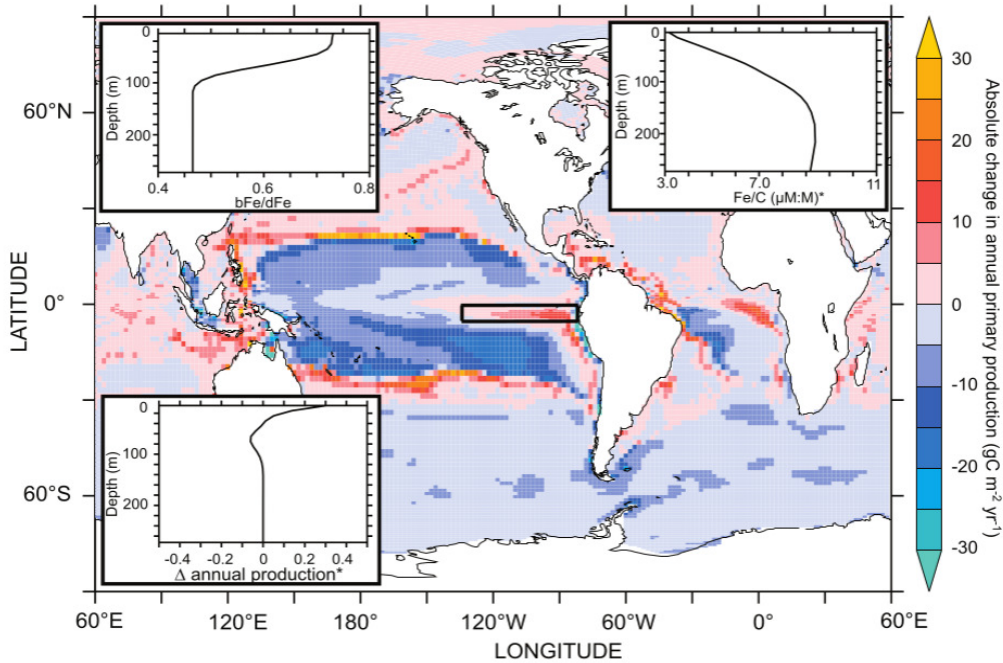


FIGURE 2.4 : Différence dans la PP annuelle intégrée verticalement ($\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$) entre une simulation dans laquelle la chimie du fer contrôle la biodisponibilité du fer et une simulation dans laquelle tout le fer dissout est biodisponible. Les panneaux insérés montrent la variabilité verticale de la proportion de fer dissout biodisponible ($b\text{Fe}/d\text{Fe}$, haut à gauche), le changement absolu de la PP annuelle ($\text{gC}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{an}^{-1}$, bas à gauche) et le rapport Fe/C du phytoplancton (mM/M , haut à droite). Pour ces panneaux, la région considérée est délimitée par le rectangle dans le Pacifique équatorial.

mondial est caractérisé par une limitation par les silicates, proportion certainement sous-estimée dans l’océan Austral par le modèle. A propos du fer, environ 75% du fer apporté dans la zone éclairée provient de l’océan profond, le reste étant fourni par les dépôts atmosphériques. Il est à noter toutefois que dans HAMOCC5, les apports atmosphériques de fer étaient la seule source de fer externe représentée. Or, nous verrons par la suite que d’autres sources jouent un rôle majeur (voir Section 2.4.3). Enfin, le modèle suggère qu’une augmentation de la disponibilité en fer augmenterait l’export de carbone vers l’océan profond en raison d’une augmentation de l’abondance des diatomées, mais s’accompagnerait d’une diminution de la productivité marine globale et d’une extension des régions oligotrophes.

La chimie du fer dans l’océan est très complexe et fait intervenir à la fois des facteurs physiques et biologiques (MOREL and PRICE, 2003). La plupart des modèles biogéochimiques actuels représente cette chimie d’une manière extrêmement simplifiée : un compartiment dissout en équilibre avec un ligand unique dont la concentration est uniforme dans l’océan (AUMONT and BOPP, 2006; DUTKIEWICZ et al., 2005; MOORE et al., 2004). En collaboration avec Alessandro Tagliabue, nous avons étudié les conséquences d’une représentation plus fine de la chimie du fer sur la croissance du phytoplancton, en particulier des interactions irradiance/température (TAGLIABUE et al., 2009b). Les résultats montrent une dépendance importante de la biodisponibilité du fer dissout à la lumière et, dans une moindre mesure, à la température. La productivité primaire peut varier de plus de 20% si cette dépendance à la lumière et à la température est incluse (Figure 2.4), ce qui n’est pas le cas dans les modèles biogéochimiques actuels. En outre, le modèle suggère que le fer organiquement complexé est biodisponible. Suite à ce travail, il a été décidé d’introduire un modèle plus mécaniste et plus complet du cycle du fer dans PISCES. Ce travail a été réalisé par A. Tagliabue et C. Völker (TAGLIABUE and VÖLKER, 2011), avec lesquels j’ai interagi mais de manière modeste.

Pour conclure cette section, il est important de mentionner qu’une des limitations importantes à l’étude du cycle du fer dans l’océan est la rareté des observations. Toutefois, leur nombre augmente très rapidement, et devrait continuer à le faire, particulièrement en raison du programme international

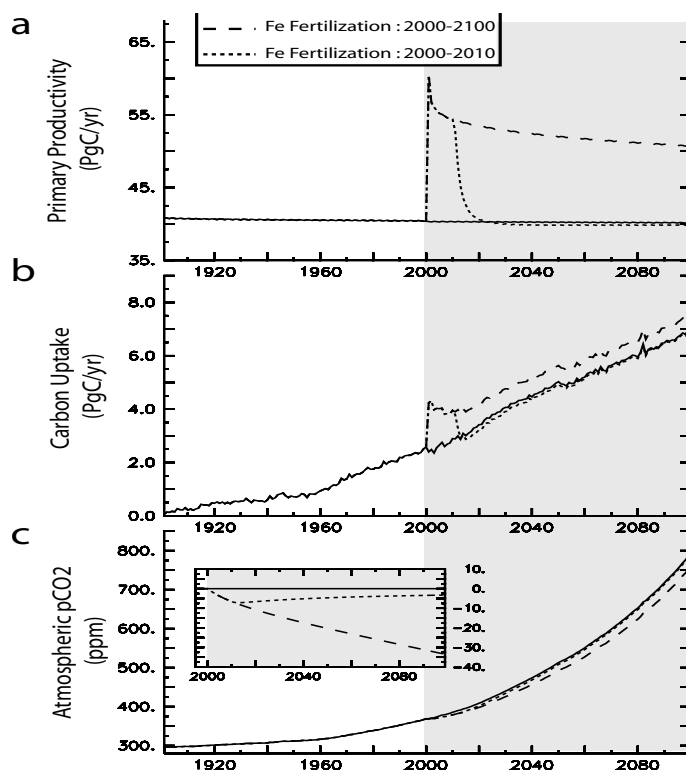


FIGURE 2.5 : Évolution temporelle a) de la Production Primaire (PP) globale en $\text{PgC}\cdot\text{an}^{-1}$, b) des flux air-mer de CO_2 en $\text{PgC}\cdot\text{an}^{-1}$, et c) du CO_2 atmosphérique en ppmv. La ligne noire continue représente une expérience dans laquelle aucune fertilisation par le fer n'a été effectuée. La ligne avec des tirets longs présentent les résultats de l'expérience où une fertilisation massive de fer a été réalisée sur tout l'océan et de 2000 à 2100. La ligne avec des tirets courts correspond à une fertilisation identique à la précédente expérience mais qui a été stoppée en 2010.

GEOTRACES. Alors que cela existe pour les macro-nutritifs ainsi que pour la chlorophylle, le plancton et la pCO_2 , il n'y avait pas d'effort de synthèse des données historiques de fer. Avec Alessandro Tagliabue, nous avons réalisé une telle synthèse sur l'océan mondial (TAGLIABUE et al., 2012). Ceci a permis de réunir plus de 13000 mesures de fer. En analysant ces données, certains processus importants pour le fer ont pu être mis en évidence (apports hydrothermaux et sédimentaires, variabilité des ligands, ...). Toutefois, leur nombre reste souvent insuffisant pour étudier la saisonnalité du fer dans la plupart des grandes provinces biogéochimiques. Et par ailleurs, même quand cela est possible, les mécanismes contrôlant cette variabilité restent assez énigmatiques, l'activité biologique semblant jouer un rôle modeste.

2.4.2 La fertilisation par le fer

Une démonstration assez spectaculaire de la limitation par le fer a été apportée par les fertilisations in situ (IRONEX I et II, SOFEX, SOIREE, SEEDS, ...) (BAAR et al., 2005; BOYD et al., 2007) qui entraînaient une augmentation, souvent très importante, de la productivité primaire et des concentrations de chlorophylle dans le patch fertilisé. Ces expériences ont provoqué l'émergence de l'idée de bioengineering consistant à séquestrer du carbone atmosphérique en stimulant artificiellement la productivité marine dans les régions HNLC par l'apport de fer (MARTIN et al., 1990). Cette idée n'avait été testée qu'au moyen de modèles très simples, essentiellement basés sur le rappel en éléments nutritifs (par ex., GNANADESIKAN et al., 2003; KURZ, 1993; MATEAR and WONG, 1999; PENG and BROECKER, 1991). Avec Laurent Bopp, nous avons mené une étude sur cette problématique en utilisant le modèle PISCES, qui représente, lui, explicitement le cycle du fer et son impact sur la productivité marine (AUMONT and BOPP, 2006). Cette étude permettait également de vérifier si le modèle, placé dans les mêmes conditions que les expériences de fertilisation, produisant des réponses similaires et consistantes avec les résultats de ces expériences.

A part dans le Pacifique subarctique, le modèle parvient à reproduire les grandes caractéristiques de la réponse biologique observée lors des additions artificielles de fer in situ. Dans le Pacifique équatorial et l'Océan Austral, le facteur principal contrôlant l'amplitude de la réponse est la profondeur de la couche de mélange (c'est-à-dire la limitation par la lumière). Néanmoins, d'autres facteurs modulent la réponse, quoique moins nettement : les concentrations initiales des silicates, le zooplancton, ... Après cette première étape, la fertilisation a été étendue dans le modèle à tout l'océan mondial sur une durée de cent ans en prescrivant les émissions de CO₂ vers l'atmosphère selon un des scénarios du GIEC. L'efficacité prédite de cette injection comme moyen de mitigation est très modeste puisque la réduction simulée du CO₂ atmosphérique est de l'ordre de 30 ppmv (Figure 2.5). En effet, l'augmentation de l'export de carbone dans les régions limitées par le fer est compensée partiellement par une extension des régions oligotrophes peu productives. Ensuite, dans l'Océan Austral, la période propice est peu longue (été austral, moins de six mois). Enfin, une part très importante du carbone est exportée dans l'océan superficiel et n'est donc pas soustraite à l'atmosphère pour de longues périodes de temps. Il en résulte de cette étude que la fertilisation par le fer ne peut pas être considérée comme un moyen efficace de mitigation.

2.4.3 Les sources externes de Fer

Il existe cinq sources externes de nutriments pour l'océan : les apports atmosphériques, les rivières, la glace de mer (et de terre), la mobilisation depuis les sédiments (par exemple, pour le fer et probablement la silice) et les sources hydrothermales. Je me suis plus particulièrement intéressé au cas du fer. En effet, les sources externes de fer représentent une composante majeure du cycle du fer océanique qui explique le temps de résidence relativement faible de cet élément dans l'océan, de l'ordre de la centaine d'années (BAAR and JONG, 2001; BOYD and ELLWOOD, 2010; JOHNSON et al., 1997). Or, il existe de grandes incertitudes concernant l'importance et le rôle relatif de ces différentes sources externes de fer (BAAR and JONG, 2001; BOYD and ELLWOOD, 2010; POULTON and RAISWELL, 2002). Historiquement, la source qui a reçu le plus d'attention est l'apport atmosphérique par les poussières (par ex., CROOT et al., 2004; JICKELLS et al., 2005a; VINK and MEASURES, 2001). Toutefois, des études de plus en plus nombreuses montrent le rôle potentiellement crucial des autres sources de fer, en particulier de la mobilisation depuis les sédiments (par ex., BLAIN et al., 2007; ELROD et al., 2004; MACKEY et al., 2002; MOORE and BRAUCHER, 2008)

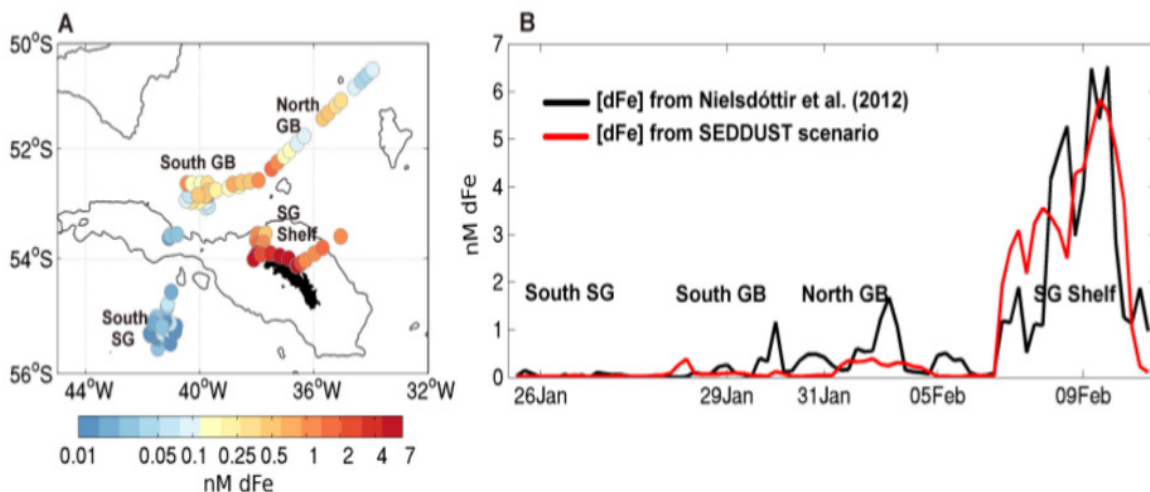


FIGURE 2.6 : A) Localisation et concentrations de dFe (nM) mesurées en Janvier et Février 2008 (NIELSDÓTTIR et al., 2012). Observations de dFe (ligne noire) et prédictions du modèle (ligne rouge) ; les concentrations simulées par le modèle ont été interpolées sur les points de mesure montrés sur le panneau A). Pour référence, l'axe des abscisses indiquent les dates de prélèvement des observations. Les principales régions géographiques sont aussi indiquées sur les deux panneaux.

Dans la plupart des études réalisées avec des modèles de système Terre, les apports de nutriments

externes à l'océan sont gardés constants. Or, des études ont suggéré que ces apports répondent aux modifications du climat et sont modifiés substantiellement (directement ou indirectement) par les activités humaines (DUCE et al., 2008; JICKELLS et al., 2005b; MAHOWALD et al., 2008; MAHOWALD et al., 2006). D'après l'étude de modélisation de MAHOWALD et al. (2006), les apports atmosphériques de poussière ont diminué depuis l'ère préindustrielle et devraient continuer à diminuer lors du siècle actuel (-60% par rapport à l'actuel). Avec Alessandro Tagliabue, nous avons étudié le couplage entre ces apports et la productivité marine depuis le début de la période préindustrielle jusqu'à la fin du XXIème siècle (TAGLIABUE et al., 2008). Nous avons trouvé que les cycles biogéochimiques du carbone et de l'azote étaient relativement insensibles à ce changement. Par exemple, le flux cumulé de CO₂ à l'interface air-mer est modifié de l'ordre de 3% au cours des 240 années simulées. Cette faible sensibilité est principalement la conséquence d'une description détaillée de l'apport de Fer par les sédiments, confirmant l'étude de MOORE and BRAUCHER (2008). Dans une étude ultérieure, nous avons étudié l'importance respective des apports sédimentaires et atmosphériques de fer dans l'océan austral (TAGLIABUE et al., 2009a), en particulier pour la production exportée qui reste le sujet d'un grand débat dans la communauté des biogéochimistes. Les résultats du modèle montrent que l'apport sédimentaire domine dans l'océan austral (une importance comprise entre 1,4 et 9 fois celle des apports atmosphériques). Par ailleurs, des corrélations entre les apports atmosphériques et la productivité marine peuvent être trompeuses du fait que les apports sédimentaires peuvent être transportés dans les mêmes régions. Dans une étude récente (TAGLIABUE et al., 2014), nous avons fait une revue du rôle des différentes sources de fer externes (apports sédimentaires, atmosphériques et hydrothermaux) dans le contrôle du CO₂ atmosphérique. Ces sources ont un impact relativement modeste sur le CO₂ atmosphérique, en particulier les apports atmosphériques et hydrothermaux (moins de 2 ppmv après 300 ans de simulation). Les apports sédimentaires produisent des modifications plus significatives, environ 15 ppmv après 300 ans de simulation. Ces résultats confirment une étude plus ancienne faite en collaboration avec L. Bopp (BOPP et al., 2003). La sensibilité du CO₂ atmosphérique aux apports externes de fer est toutefois sensible à la description des ligands organiques, un point très incertain dans les modèles.

Dans une étude régionale effectuée en collaboration avec Inès Borrione, une doctorante que j'ai co-encadrée avec Reiner Schlitzer (AWI, Bremerhaven), nous avons étudié l'importance relative des apports atmosphériques de Fer depuis la Patagonie et des apports sédimentaires provenant de l'île de Géorgie du Sud, située dans le secteur Atlantique de l'océan Austral (BORRIONE et al., 2013). Au nord de cette île, une floraison de phytoplancton très intense est observée durant les printemps et été austraux, qui s'explique très certainement par un apport de fer atmosphérique ou sédimentaire. Nous avons utilisé des données de fer acquises récemment autour de cette île et un modèle régional couplant la physique et la biogéochimie, construit à partir de ROMS_AGRIF et de PISCES pour étudier les causes de cette fertilisation naturelle (BORRIONE et al., 2014). Le modèle reproduit de manière satisfaisante les caractéristiques principales de la circulation autour de l'île de Géorgie du Sud et simule une forte floraison en aval de cette île. Une comparaison avec les observations montrent que les concentrations de fer prédites sont du même ordre que les observations (différence moyenne et erreur moyenne quadratique de respectivement 0.02 nM et 0.81 nM; Figure 2.6). De plus, comme dans les observations, les concentrations de fer sont maximales aux abords de l'île et diminuent avec la distance. Des tests de sensibilité réalisés avec le modèle montrent que la source sédimentaire depuis les sédiments peu profonds est responsable de cette fertilisation naturelle, les apports atmosphériques jouant un rôle très minime.

Par ailleurs, nous avons analysé l'importance de la variabilité temporelle des apports atmosphériques de fer sur le fer océanique et la chlorophylle de surface (AUMONT et al., 2008). Pour cela, nous avons forcé le modèle PISCES sur la période 1997-2001 avec des champs journaliers d'apports atmosphériques de fer produits par un modèle atmosphérique d'aérosols. Les résultats montrent que la variabilité des apports atmosphériques expliquent une large part de la variabilité temporelle du fer de surface, en particulier dans les régions tropicales et dans le Pacifique subarctique. En revanche, la variabilité de la chlorophylle induite par les apports atmosphériques de fer est prédite comme étant extrêmement faible partout, en particulier en comparaison de celle qui est produite par la circulation océanique (Figure 2.7). Ce résultat semble en contradiction avec les expériences faites en laboratoire, qui ont fait l'objet d'une revue à laquelle j'ai participé (GUIEU et al., 2014). Ces expériences indiquent une sensibilité importante de la biogéochimie

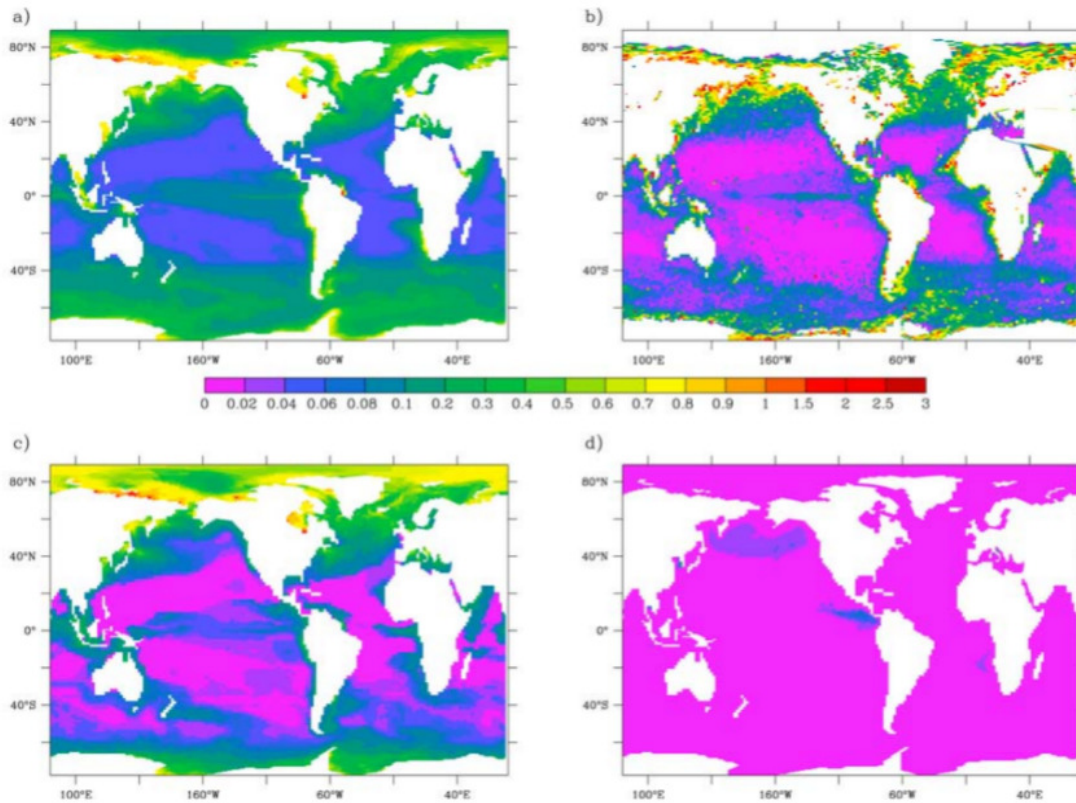


FIGURE 2.7 : (a) Concentrations de chlorophylle de surface moyennées annuellement telles que simulées par PISCES sur la période 1997-2001 (mgChl.m^{-3}). Variabilité temporelle de la chlorophylle de surface (en mgChl.m^{-3} sur la période 1997-2001. (b) variabilité déduite à partir des données satellitales SeaWiFS. (c) Variabilité prédite par le modèle en réponse à des variations à la fois des dépôts atmosphériques et de la dynamique océanique et du climat. (d) Variabilité induite par la variabilité journalière, saisonnière et interannuelle des dépôts atmosphériques. Cette dernière variabilité a été calculée par différence entre une simulation climatologique forcée par des dépôts journaliers et une simulation climatologique forcée par des dépôts climatologiques moyennés annuellement. Les variabilités ont été calculées à partir de champs hebdomadaires à la fois pour les données SeaWiFS et les sorties du modèle.

de surface, en particulier de la production bactérienne, de la production primaire et de la fixation d'azote par les organismes diazotrophes, aux dépôts de poussières atmosphériques, surtout dans les régions LNL (pour « Low Nutrient-Low Chlorophyll »). Dans GUIEU et al. (2014), nous avons également cherché à comprendre les raisons de cette inconsistance entre les résultats expérimentaux et les prédictions des modèles. Pour cela, nous avons imposé, dans une configuration globale du modèle NEMO- PISCES, des épisodes de dépôts atmosphériques de poussières et d'azote d'intensité similaire à celles des expériences de laboratoire. La réponse simulée devient alors beaucoup plus comparable à ce qui est observé. Ceci suggère que la nature épisodique des apports atmosphériques n'est pas anodine pour la compréhension des impacts de ces apports sur la biogéochimie des régions LNL.

Les apports de fer par les sources hydrothermales restaient une source largement ignorée lors des études du cycle du fer océanique, tout du moins à grande échelle. Or, des observations récentes montrent des concentrations élevées de Fer dissous dans les panaches issus de ces sources (BENNETT et al., 2008; BOYLE et al., 2005; MACKEY et al., 2002). Nous avons testé l'hypothèse d'une contribution significative des apports hydrothermaux à la distribution du fer océanique en réalisant plusieurs tests de sensibilité de longue durée avec le modèle PISCES dans NEMO. La source de fer est supposée être proportionnelle aux apports d' ^3He , selon un rapport qui varie régionalement. Les flux d' ^3He sont eux-mêmes fonction de la vitesse d'ouverture des rides océaniques. Les résultats montrent un impact régionalement significatif des apports hydrothermaux de fer, en particulier dans l'océan Austral (Figure 2.8). Dans cette région, l'accord

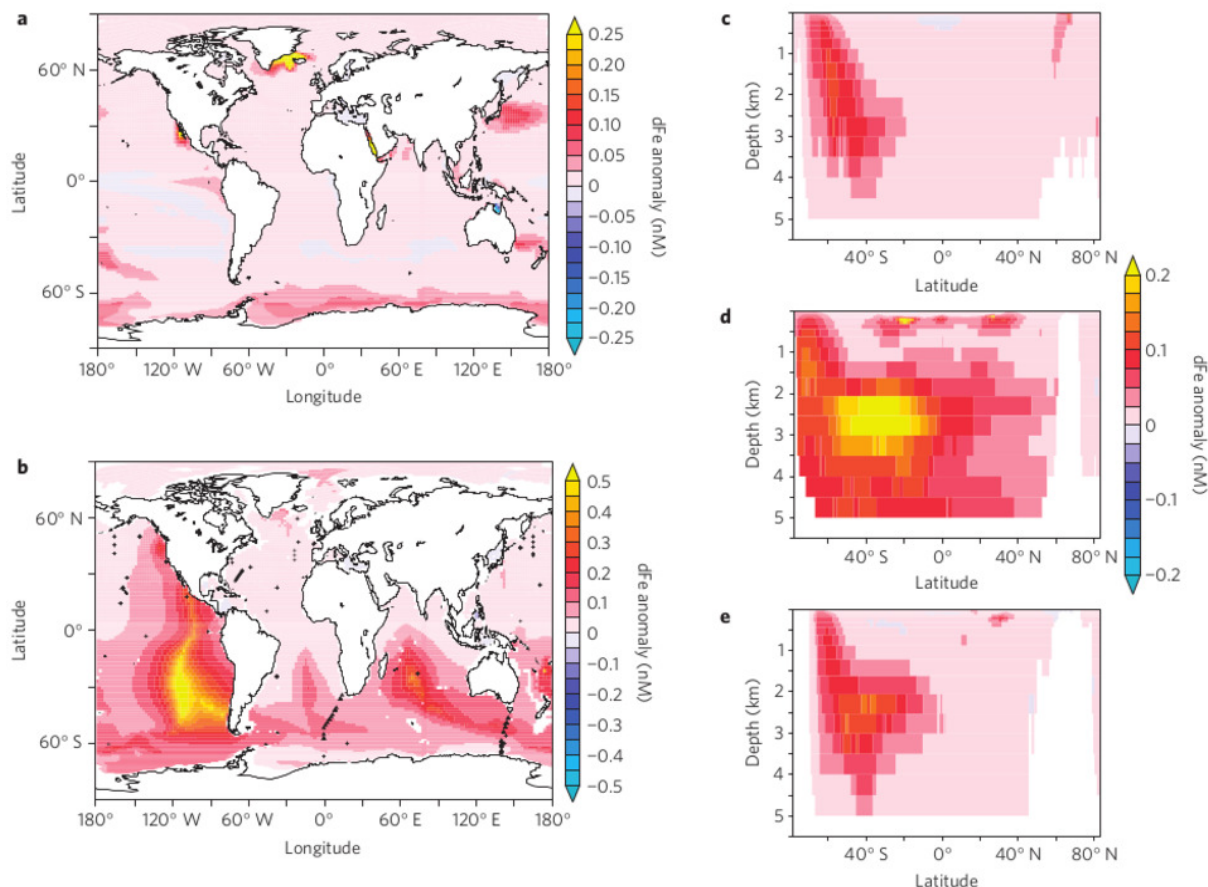


FIGURE 2.8 : Impact de la représentation des flux hydrothermaux de Fer sur la distribution du Fer dissous dans l'océan (en nM) : a) en moyenne entre 0 et 100m, b) en moyenne entre 2 et 3 km de profondeur, et en moyenne zonale pour c) l'océan Atlantique, d) l'océan Pacifique et e) l'océan Indien.

du modèle avec les (rares) observations de fer dissous dans la colonne d'eau est amélioré. Par ailleurs, du fait de sa relative constance à des échelles de temps de l'ordre du millénaire, ces résultats suggèrent que cette source hydrothermale pourrait atténuer l'impact de variations temporelles de plus courte échelle de temps des apports atmosphériques de fer (par exemple, dans le contexte d'un changement climatique futur).

2.5 Cycle du soufre océanique

Le sulfure de diméthyle (DMS) est un composé soufré important produit naturellement par le phytoplancton à partir du précurseur diméthyle sulfonium propionate (DMSP). Le DMS est présent dans les eaux de surface de l'océan à des concentrations suffisantes pour produire un flux vers l'atmosphère de 15 à 50 TgS.an⁻¹, plus probablement aux alentours de 30 TgS.an⁻¹ (ANDREAEE, 1990; BATES et al., 1987; LANA et al., 2011). Une fois dans l'atmosphère, ce composé est photo-oxydé pour former des particules d'aérosols soufrés non salins. Ces aérosols affectent le climat directement en rétrodiffusant le rayonnement solaire, et indirectement en jouant le rôle de noyaux de condensation pour les nuages. Certaines études ont émis l'hypothèse que le climat de la Terre pouvait être modulé par des variations de production du DMS en réponse à des changements de température et de radiation solaire (CHARLSON et al., 1987; NGUYEN et al., 1983). Cette boucle de rétroaction potentielle, appelée hypothèse CLAW (d'après les initiales des auteurs de l'étude de CHARLSON et al. (1987)), reste à démontrer malgré plus de 20 ans de recherche sur le sujet. Il est à noter que l'un des auteurs de l'hypothèse CLAW est le britannique John Lovelock. Il s'est en partie appuyé sur cette hypothèse pour formuler la théorie de Gaïa, assimilant la Terre à un organisme vivant.

En collaborant très activement principalement avec Sauveur Belviso et Laurent Bopp du LSCE, j'ai travaillé sur le cycle du DMS, sa représentation dans les modèles, et sa réponse à différentes perturbations. Les perturbations étudiées sont le changement climatique et les fertilisations artificielles ou naturelles. Je ne présenterai ici que les études de processus sur le cycle du DMS, les perturbations climatiques étant abordées dans le chapitre suivant.

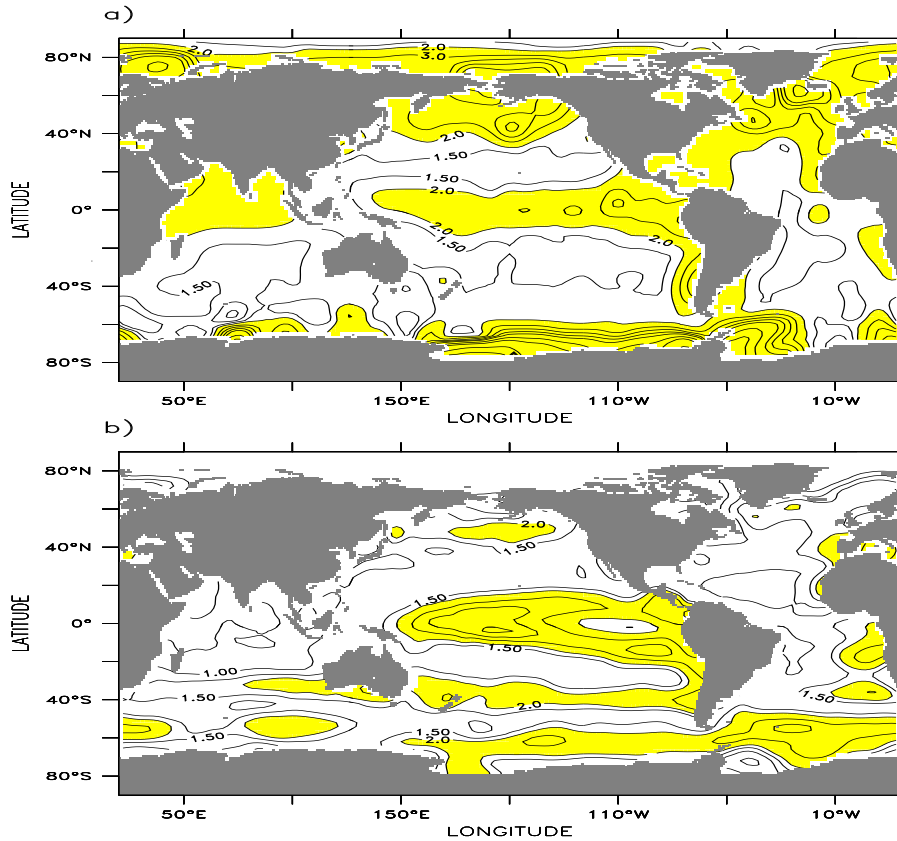


FIGURE 2.9 : distribution moyenne annuelle de surface de DMS (nM) pour a) la climatologie proposée par KETTLE and ANDREAEE (2000), et b) le modèle ORCA2-P3ZD. Les concentrations supérieures à 2 nM sont représentées en jaune.

Dans une première étape, nous avons développé un modèle pronostique simple permettant de prédire la distribution de surface du DMS et du pDMSP (AUMONT et al., 2002b). Des relations diagnostiques ont été établies à partir de bases de données provenant des campagnes en mer ALBATROSS, EUMELI, PROSOPE, DYFAMED et ANTARES (BELVISO et al., 2000; BLAIN et al., 2001; CLAUSTRE and MARTY, 1995; CORN et al., 1996). Ces équations relient de manière non-linéaire les concentrations de DMS et pDMSP aux concentrations de chlorophylle et au statut trophique des eaux de surface. Ces relations ont été utilisées dans le modèle relativement simple P3ZD (voir la section 2.2). Les prédictions de ce modèle simple ont été comparées aux différentes observations disponibles et reproduisaient au premier ordre les grandes structures observées, exceptées dans les zones HNLC du fait de l'absence de limitation par le fer dans P3ZD (Figure 2.9). Le flux global prédit, entre 17 et 27 TgS.an⁻¹, était de l'ordre des estimations existantes. Ces relations ont été également utilisées dans un exercice de comparaison des différentes formulations développées jusqu'alors dans la littérature (BELVISO et al., 2004).

La sensibilité du forçage radiatif indirect des aérosols sulfatés à la représentation des flux marins de DMS a été étudiée au moyen du modèle LMDZ-T (BOUCHER et al., 2003). Il s'agit de l'effet sur l'albédo des nuages de l'abondance des particules dans l'atmosphère à quantité d'eau liquide nuageuse constante (premier effet radiatif indirect des aérosols). Pour ce faire, trois climatologies différentes de ces flux de DMS, celles de AUMONT et al. (2002b), BELVISO et al. (2004) et KETTLE and ANDREAEE (2000), ont été utilisées. Bien que ces trois climatologies prédisent des flux globaux semblables, elles présentent des différences

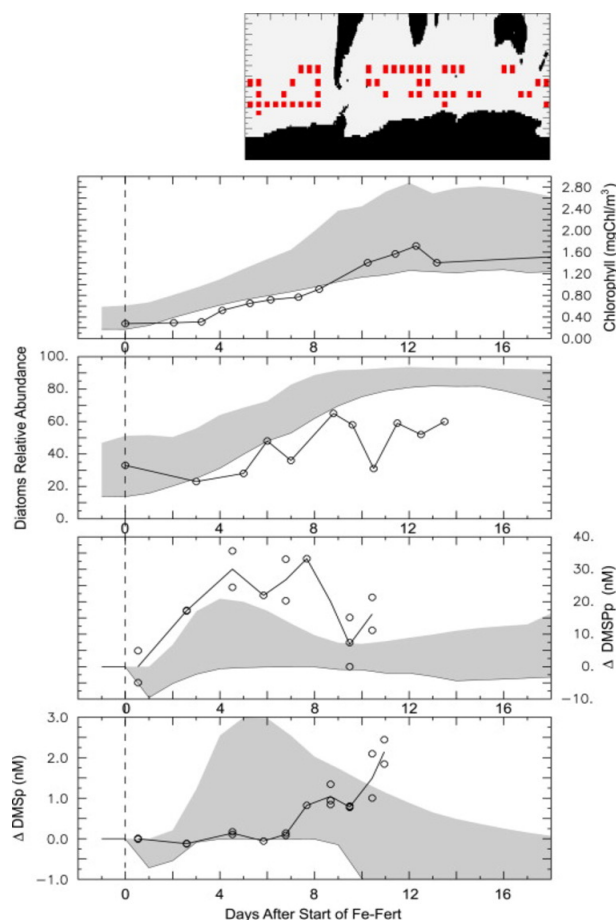


FIGURE 2.10 : Evolution de quelques variables biogéochimiques (Chlorophylle moyenne, contribution des diatomées, pDMSP de surface et DMS de surface). La zones grisées représentent la gamme de variation prédite par le modèle : tous les sites de fertilisation ayant des caractéristiques physiques similaires à SOIREE ont été retenus. Leur distribution géographique est montrée sur la carte du haut. La fertilisation a été réalisée au mois de février. Les données et les résultats du modèle sont présentés de sorte que la jour 0 correspond à la date de fertilisation. La chlorophylle (A) correspond à la chlorophylle moyennée sur la couche de mélange. La contribution des diatomées (B) est exprimée en pourcentage de la chlorophylle totale. Les différences en pDMSP (C) et DMS (D) sont définies comme les différences entre l'expérience de fertilisation et l'expérience de contrôle pour le modèle, et les différences entre les concentrations dans et hors du patch dans les observations.

saisonniers et régionales importantes. En utilisant la climatologie de KETTLE and ANDREAE (2000) plutôt que les deux autres, le flux de DMS dans l'hémisphère nord est supérieur de 11 à 25%, entraînant une diminution de 7 à 12% du premier effet radiatif indirect des aérosols sulfatés.

Dans une étude plus récente, en collaboration avec Laurent Bopp, nous avons développé une modélisation pronostique du DMS marin (BOPP et al., 2008). Cette dernière représente explicitement les puits et sources contrôlant la distribution de pDMSP et de DMS, à l'inverse des relations diagnostiques discutées plus haut dans cette section. Ce modèle parvient à reproduire le découplage entre les fortes productivités marines du phytoplancton et les fortes concentrations de DMS. Par ailleurs, ce modèle permet certaines améliorations par rapport aux relations diagnostiques, en particulier en période de floraison dans l'Atlantique Nord et dans les upwellings de bord Est. Dans ce même travail, cette modélisation pronostique a ensuite été utilisée pour étudier l'impact de la fertilisation artificielle par le fer dans l'océan Austral, en utilisant un protocole similaire à l'étude de AUMONT and BOPP (2006). Les résultats montrent un accord qualitatif avec les données de l'expérience SOIREE (TURNER et al., 2004) (Figure 2.10) ainsi que SERIES, bien que cette dernière ait été réalisée dans le Pacifique Nord (LEVASSEUR et al., 2006). En particulier, après

une augmentation transitoire initiale, le DMS diminue ensuite pour atteindre des niveaux parfois inférieurs à ceux qui étaient observés avant l'expérience de fertilisation, en raison d'une activité bactérienne accrue et de changements des espèces phytoplanctoniques présentes pour des diatomées, faibles productrices de DMS. Ainsi, une fertilisation constante de 20 années entraîne une diminution du flux marin de DMS vers l'atmosphère.

2.6 Evaluation des modèles

L'évaluation des modèles est un exercice nécessaire pour plusieurs raisons, dont une liste, non exhaustive, peut être :

- elle permet de savoir si les processus importants (pour les études envisagées avec le modèle) sont inclus dans le modèle et correctement représentés ;
- elle sert à calibrer les (souvent nombreux) paramètres du modèle ;
- les forces et les faiblesses du modèle peuvent être identifiés et quantifiés, ouvrant la porte à d'éventuelles améliorations futures ;
- elle peut mettre en lumière des régions ou des processus pour lesquels les données sont insuffisantes pour les décrire correctement.

L'exercice d'évaluation dépend très fortement de la nature des observations auxquelles le modèle sera confronté mais également de l'utilisation qui sera faite de ce modèle. Ainsi, des données de laboratoire pourront être utilisées pour évaluer la modélisation de processus. Le réalisme des distributions spatiales et temporelles prédites sera évalué au moyen de données de campagne ou d'atlas construits à partir de données historiques. Également, des traceurs atmosphériques tels que l'APO pourront permettre de valider indirectement les résultats de modèles régionaux ou globaux (STEPHENS et al., 1999). Un autre moyen d'évaluer les modèles est de faire des exercices d'intercomparaison, comme, par exemple, cela a été fait ou est fait dans les projets OCMIP, NOCES et MAREMIP pour la biogéochimie marine. Au cours de ces dernières années, j'ai été amené à utiliser de nombreuses méthodes d'évaluation des modèles dont je fais un bref résumé dans cette sous-section.

2.6.1 Les exercices d'intercomparaison

Les projets OCMIP et NOCES avaient pour objectif de comparer les prévisions de différents modèles océaniques pour différents traceurs ou cycles biogéochimiques, dont le cycle du carbone, les CFCs et le ^{14}C . Du fait de la nature de ces projets, les exercices de validation et d'évaluation tenaient un rôle de premier plan. Dans une première étude, trois modèles biogéochimiques du cycle du carbone ont été comparés, dont celui que j'avais développé au cours de ma thèse. Cette comparaison a montré que le transport interhémisphérique de carbone prédit par ces trois modèles était faible, loin des $1 \text{ PgC}\cdot\text{an}^{-1}$ estimé par KEELING et al. (1989). Une raison importante de ce faible transport est le découplage entre le transport interhémisphérique de carbone et celui de chaleur. Par ailleurs, cette étude suggère l'importance potentielle des apports fluviaux de carbone, comme cela sera montré dans une étude que j'ai réalisée ultérieurement (AUMONT et al., 2002a). Ce travail d'intercomparaison des modèles a, par la suite, été étendu à 19 modèles du cycle du carbone en se basant sur les champs simulés de radiocarbone et de CFC-11 (MATSUMOTO et al., 2004). Les résultats ont montré de sérieux biais dans les performances de la majorité des modèles qui doivent être pris comme un signal d'alarme, plus que comme une remise en cause de la légitimité de leur utilisation.

Dans la seconde phase du projet OCMIP, la production exportée, les distributions de DOM et d'oxygène simulées par 12 modèles du cycle du carbone, utilisant le même modèle biogéochimique très simple, ont été comparées et évaluées (NAJJAR et al., 2007). Les moyennes calculées à partir des 12 modèles de la production exportée globale, des concentrations de surface de DOC semi-labile et de flux saisonniers

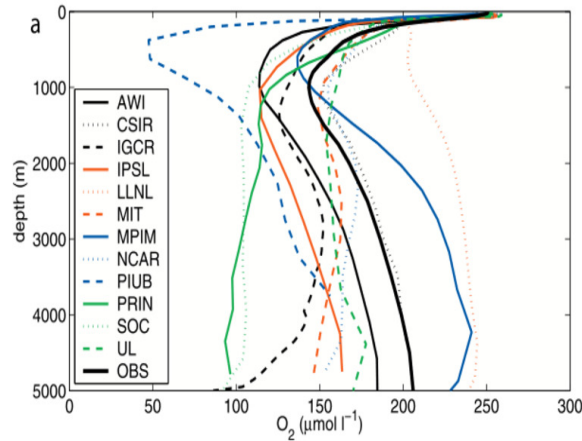


FIGURE 2.11 : Profils globaux moyens d'oxygène (en $\mu\text{mol.L}^{-1}$ prédits par les différents modèles participant à l'exercice d'intercomparaison et selon les observations (CONKRIGHT et al., 2002).

d'oxygène sont en bon accord avec les estimations basées sur les observations bien que l'export particulaire et les concentrations de DOC soient trop élevés dans les tropiques. Les résultats des prédictions des modèles sont très sensibles à la circulation et à la représentation de la couche de mélange. En particulier, le contenu en oxygène de l'océan profond est extrêmement variable entre les modèles (Figure 2.11). Cette étude montre tout l'intérêt des évaluations des modèles de circulation générale par des métriques basées sur la biogéochimie marine.

Dans les projets et les études mentionnés jusqu'à présent, les exercices d'évaluation ne concernaient que les modèles biogéochimiques globaux de cycle du carbone (ou des cycles (bio)géochimiques). Les études d'intercomparaison ont par la suite été étendues à des produits d'origine très diverse :

- des modèles biogéochimiques pronostiques tels que ceux qui ont été utilisés pendant OCMIP et NOCES ;
- des modèles diagnostiques contraints par les observations (par exemple par assimilation de données) ;
- des bases de données utilisant des méthodes d'interpolation pour obtenir des atlas régionaux ou globaux ;
- des produits basés sur des observations satellitales, comme la couleur de l'eau ;
- des analyses utilisant des méthodes inverses atmosphériques, en particulier pour les flux air-mer de carbone ou d'oxygène.

J'ai participé, jusqu'à présent, à trois de ces études très vastes : deux concernaient la production primaire nette (NPP) et la troisième analysait les flux air-mer de carbone dans l'océan Pacifique.

La première de ces études a été réalisée dans le cadre du programme PPARR3 (third primary production algorithm round robin) et reposait sur 24 modèles estimant la production primaire intégrée verticalement à partir des mesures satellitales de couleur de la mer et sur 7 modèles biogéochimiques, dont NEMO-PISCES (CARR et al., 2006). Les résultats ont montré que les algorithmes basés sur les données satellitales prédisent une production primaire globale qui varie d'un facteur 2 et qu'ils divergent le plus dans l'océan Austral, dans les régions subpolaires et polaires et dans les zones eutrophes. Une raison importante expliquant ces divergences est la représentation de la dépendance à la température de la production primaire. Les modèles biogéochimiques ne prédisent pas une production primaire très différente de celle qui est obtenue à partir des observations satellitales et divergent dans les mêmes régions. Dans cette première étude, la période de comparaison était restreinte à 8 mois en 1998 et 1999. Dans une seconde étude (SABA et al., 2010), mettant en jeu 22 modèles basés sur la couleur de la mer et 12 modèles biogéochimiques, la période

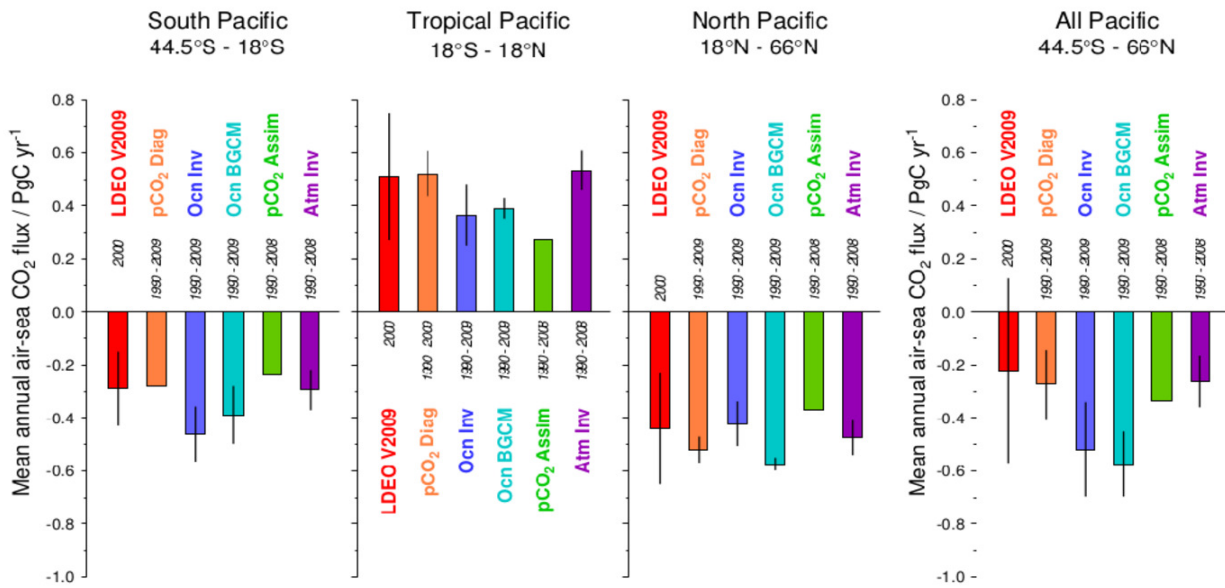


FIGURE 2.12 : Flux de carbone annuels intégrés sur les sous-domaines latitudinaux de l'océan Pacifique. Les différentes estimations ont été regroupées par grandes classes. LDEO : estimation basée sur une base de données des observations de pCO₂ de surface ; pCO₂ diag : relations statistiques diagnostiques permettant de calculer la pCO₂ de surface à partir d'autres variables telles que la SST ou la chlorophylle ; Ocn Inv : méthode d'inversion utilisant des modèles océaniques ; Ocn BGCM : modèles biogéochimiques pronostiques ; pCO₂ Assim : assimilation des données de pCO₂ de surface ; Atm Inv : méthode d'inversion utilisant des modèles atmosphériques.

d'évaluation a été étendue à 19 années, entre 1989 et 2007 mais seulement à deux stations : BATS (dans la mer des Sargasses) et HOT (dans la gyre subtropicale du Pacifique Nord) pour lesquelles des données in situ de production primaire étaient disponibles sur cette longue période. A ces deux sites, caractérisés par des conditions oligotrophes, 90% des modèles (satellitaires et biogéochimiques) sous-estiment la production primaire, les modèles biogéochimiques ayant un biais deux fois plus important. Par ailleurs, seuls deux modèles biogéochimiques parviennent à reproduire l'augmentation de la production primaire constatée à ces stations (2% par an) pendant cette période. Ceci pose la question de la pertinence de ces modèles pour étudier les changements pluriannuels courts de la PP, tout au moins dans les gyres subtropicales.

Dans le troisième et dernier (chronologiquement) exercice d'intercomparaison (ISHII et al., 2014), toute la palette de produits listés précédemment a été comparée et se concentrait sur l'estimation des flux de carbone dans le Pacifique. Cet exercice d'intercomparaison concernait autant l'état moyen annuel et saisonnier que la variabilité interannuelle sur la période 1990-2009, lorsqu'elle était disponible (certains produits ne permettant pas de la caractériser). La figure 2.12 montrent un exemple de comparaison des flux de carbone, séparés selon trois grands domaines latitudinaux. Le Pacifique Sud est le domaine dans lequel les différences entre les grandes classes de produits, mais aussi au sein même de ces grandes classes, sont les plus grandes. Dans cette étude, l'un des produits d'estimation des flux air-mer de carbone repose sur l'utilisation de modèles de transport atmosphérique et de données atmosphériques. Cette idée a émergé principalement dans les années 90 (par ex., BOUSQUET et al., 1996; RAYNER et al., 1999; RAYNER and LAW, 1996). Ces approches atmosphériques peuvent également servir à évaluer les modèles océaniques, en particulier en utilisant l'APO (STEPHENS et al., 1999). J'avais entamé un tel travail au cours de ma thèse (AUMONT, 1998) qui a été poursuivi quelques années plus tard en collaboration avec Tobias Naegler (NAEGLER et al., 2007).

2.6.2 L'assimilation de données

Pour conclure cette section, je présenterai une étude réalisée en collaboration avec Abdou Kane qui utilise les observations pour contraindre les paramètres des modèles biogéochimiques par assimilation de données (KANE et al., 2011). Les modèles biogéochimiques actuels, du fait de leur complexité croissante, reposent sur l'utilisation de nombreux paramètres, dont beaucoup sont assez mal contraints par les observations ou par les expériences de laboratoire (voire pour certains, pas contraints du tout !). Classiquement, ces paramètres sont ajustés « à la main » par des simulations successives et par des comparaisons plus ou moins fines avec les observations disponibles. Ceci rend l'exercice très laborieux, très long et souvent très peu rationnel, l'ajustement s'arrêtant souvent sur un compromis entre l'épuisement de la personne ajustant le modèle et le niveau d'accord avec les observations obtenu. Dans le cadre de sa thèse, Abdou Kane a développé le code adjoint du modèle PISCES, puis a montré qu'il était possible de contraindre certains paramètres de ce modèle en utilisant simultanément des données (Nutriments, chlorophylle, ...) obtenues à 5 stations échantillonnées dans le cadre du programme JGOFS (HOT, BATS, KERFIX, Dyfamed et NABE). Ce jeu de paramètres a été utilisé dans une simulation globale. L'accord avec les observations est globalement significativement amélioré, excepté dans certaines zones des hautes latitudes, la méthode ayant, semble-t-il, du mal à contraindre les paramètres associés aux diatomées.

CHAPITRE 3

VARIABILITÉ CLIMATIQUE, CHANGEMENTS ET BIOGÉOCHIMIE MARINE

3.1 Introduction

Dans la partie précédente, la plupart des travaux présentés reposait sur la supposition d'un océan stationnaire dont la seule variabilité temporelle représentée est le cycle saisonnier. Or, bien évidemment, l'océan et donc la biogéochimie marine présente une variabilité spatio-temporelle très importante dont une partie est représentée sur la figure 3.1, en association avec les principaux phénomènes associés. L'importance de cette variabilité temporelle pour l'océan, la biogéochimie marine et les écosystèmes marins est reconnue depuis déjà plusieurs décennies (BARBER and CHAVEZ, 1983; ISAACS, 1975). Les deux phénomènes parmi les plus connus et historiquement les premiers à avoir été décrits sont d'une part les changements de régime (regime shifts) le long de la côte californienne et ENSO (El Niño Southern Oscillation). Les changements de régime, dont le nom a été créé par ISAACS (1975) pour décrire le remplacement des sardines par les anchois le long des côtes californiennes dans les années 50, correspondent à des changements de régimes biologiques souvent importants et abruptes en réponse à des changements climatiques généralement subtiles. ENSO est le mode de variabilité interannuelle le plus fort de l'océan global (ENFIELD and MESTAS-NUNEZ, 1999; MCPHADEN et al., 2006) qui a été remarqué par les pêcheurs du nord du Pérou au XIXème siècle (CARRANZA, 1891). L'étude de cette variabilité climatique était souvent délicate, aux échelles interannuelles à décennales, en raison de la rareté des séries temporelles longues et consistantes, souvent restreintes, quand elles existent, à quelques régions, telles que la côte californienne, la zone de l'upwelling du Pérou, ou l'Atlantique Nord (cette liste n'est pas exhaustive). L'arrivée des observations issues des capteurs satellitaires et des flotteurs autonomes, en particulier dans le cadre du programme ARGO, a permis d'avoir accès à une couverture spatio-temporelle inégalée ouvrant la voie à de nombreuses études. Ces dernières sont restreintes pour le moment aux échelles synoptiques à interannuelles (voire décennales), pour la physique mais restent délicates encore pour la biogéochimie (BEHRENFELD et al., 2006; CHAVEZ et al., 2011; MARTINEZ et al., 2009).

Un mode de variabilité climatique un peu particulier est le changement climatique anthropique, du fait de son caractère non naturel, ce qui constitue un précédent dans l'histoire de la Terre. Depuis le début de l'ère industrielle, la concentration de CO₂ dans l'atmosphère est passée de 280 ppmv environ à 400 ppmv en 2013 (seuil symbolique franchi en mai 2013 à la station historique de Mauna Loa) et continuera à augmenter de manière importante au cours du XXIème siècle. Le changement climatique résultant, dont une des caractéristiques principales est un réchauffement global probable de 2 à 6 °C (CADULE et al., 2009), devrait profondément modifier l'environnement physique de la biogéochimie marine. Certains indices semblent donner des indications sur ces changements. Par exemple, une diminution de grande échelle des concentrations d'oxygène en subsurface a été mise en évidence sur les cinquante dernières années environ (STRAMMA et al., 2009), qui pourrait être une conséquence du réchauffement climatique (GEWIN,

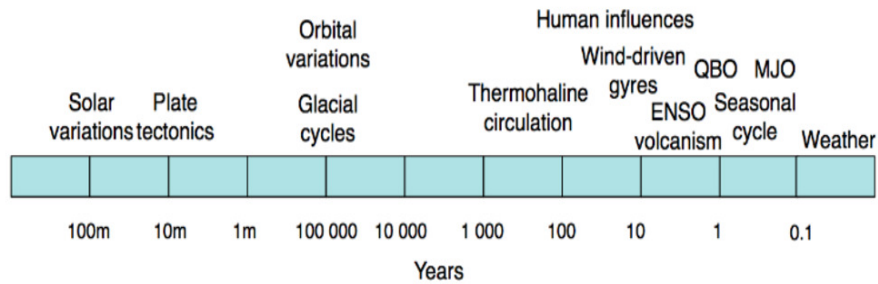


FIGURE 3.1 : Représentation schématique des différentes échelles de temps caractéristiques de la variabilité climatique et de quelques événements majeurs.

2010). Toutefois, l'attribution claire de changements biogéochimiques observés nécessite la mise en place de systèmes d'observation de longue durée, au moins 50 ans par exemple pour la PP (HENSON et al., 2010).

Une autre conséquence de l'augmentation du CO_2 atmosphérique est la modification des caractéristiques chimiques de l'océan. L'accroissement des flux de carbone vers l'océan augmente les concentrations de DIC océanique ce qui entraîne une diminution du pH (acidification) et de la concentration des ions carbonates (CO_3^{2-}). Les conséquences de ces changements font l'objet d'une recherche très active depuis environ une quinzaine d'années mais restent encore assez méconnues, en particulier pour les conséquences de l'acidification (voir la revue de DONEY et al. (2009)). Ainsi, de nombreux organismes calcifiants, tels que les coraux, les coccolithophoridées, les ptéropodes, montrent une réduction de leur biocalcification et de leurs taux de croissance (par ex., FABRY, 1990; GATTUSO et al., 1998; RIEBESELL et al., 2000). En revanche, le taux de fixation de carbone augmente chez certaines espèces photosynthétiques (y compris calcifiantes) (par ex., RIEBESELL et al., 2007). Par ailleurs, une évaluation précise des conséquences de ces changements exige une bonne connaissance de la pénétration du carbone anthropique dans l'océan, autant pour prédire finement les modifications chimiques que bien sûr pour estimer correctement le puits de carbone océanique.

Au cours de ces dix-sept dernières années, j'ai collaboré à de nombreuses études sur les réponses de la biogéochimie rapide à ces différents types de variabilité et changements climatiques et chimiques. Dans cette section, je résume les résultats principaux de ces études, en abordant d'abord la variabilité naturelle, puis les changements anthropiques d'abord climatiques puis chimiques.

3.2 Rétroactions biophysiques

Cette partie peut sembler un peu déplacée dans cette section sur les liens entre variabilité climatique, changements globaux et biogéochimie marine. En fait, il n'en est rien. En effet, la biogéochimie marine peut agir sur le climat indirectement par l'intermédiaire des cycles biogéochimiques des composés à effet climatique. Nous en avons vu deux jusqu'à présent : le carbone et le DMS mais il en existe bien d'autres (comme le N_2O). Cet effet est le plus connu et celui qui suscite l'activité de recherche la plus importante. L'autre moyen d'action est direct : la chlorophylle et, plus généralement, les particules et les substances colorées dans l'océan de surface altèrent la pénétration verticale de la lumière visible. Par suite, la biologie marine affecte donc directement la distribution verticale du taux de chauffage dans les eaux superficielles (LEWIS et al., 1983; MOREL and ANTOINE, 1994). Par exemple, des fortes concentrations de chlorophylle en surface vont concentrer le chauffage radiatif dans les premiers mètres à l'inverse d'un océan « très bleu ». Climat et biogéochimie marine ne sont donc pas indépendants et les interactions biophysiques s'inscrivent dans le champs des études des liens entre climat et biogéochimie, ici marine.

Dans le modèle NEMO standard, ce deuxième mécanisme n'était, jusqu'à récemment, pas pris en compte. Dans une étude initiée en 2005 en collaboration avec des chercheurs du LOCEAN, nous avons étudié l'influence des structures spatiales et temporelles de la chlorophylle sur le climat du Pacifique tropical au moyen d'un modèle couplé océan-atmosphère (HadOPA) incluant PISCES (LENGAIGNE et al., 2007). L'introduction de l'effet de la chlorophylle sur la pénétration de la lumière dans l'océan réchauffe le

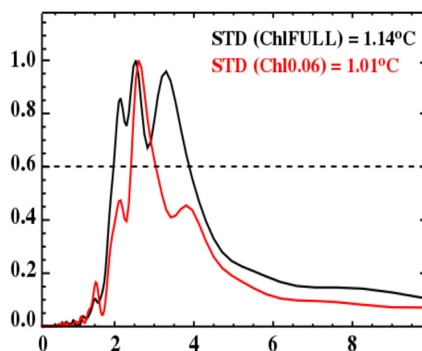


FIGURE 3.2 : Spectre d'énergie et déviation standard interannuelle de la SSTA moyennée dans la boîte Niño3 pour la simulation où la chlorophylle est constante dans le temps et l'espace (Chl.06, ligne rouge) et celle dans laquelle la chlorophylle est variable dans le temps et l'espace (ChlFULL, ligne noire). Les simulations ont été réalisées avec le modèle IPSL-CM4. Les pics dépassant 0.6 sont significatifs.

Pacifique équatorial de 0.5 °C environ. Ce réchauffement est maximum durant la saison favorable d'upwelling, aboutissant à une réduction du cycle saisonnier de la SST. Enfin, l'amplitude d'ENSO est légèrement augmentée et sa distribution fréquentielle est modifiée (Figure 3.2). Dans une seconde étude (LENGAIGNE et al., 2009) réalisée avec le modèle IPSL-CM4, le couplage biophysique a été analysé plus spécifiquement dans l'océan Arctique. Les résultats de ce travail montre que les floraisons phytoplanctoniques, qui se développent lorsque la glace se retire le long des plateaux côtiers de l'Arctique, induisent un réchauffement plus intense des eaux de surface et donc une fonte plus rapide de la glace de mer. Cette réduction augmente la quantité d'énergie solaire qui pénètre dans l'océan, ce qui produit une rétroaction positive qui amplifie le réchauffement lié à l'effet direct de la biologie. Cette fonte accrue associée à des précipitations plus intenses adoucissent l'océan Arctique ainsi que la Mer du Groënland induisant un léger ralentissement de la circulation thermohaline.

3.3 Variabilité climatique naturelle intrasaisonnière à décennale

Le système couplé océan-biologie est caractérisé par une forte variabilité des échelles intra-saisonnières à décennales en réponse à la variabilité climatique des différents bassins. On peut citer à ce propos les oscillations de type ENSO, la North Atlantic Oscillation (NAO) ou la Pacific Decadal Oscillation (PDO). Mon objectif est d'analyser et de comprendre les réponses de la biologie marine à cette variabilité climatique.

3.3.1 Variabilité interannuelle du cycle du carbone

Dans le cadre d'une collaboration avec Corinne Le Quéré, nous avons étudié les conséquences d'événements climatiques sur la stratification océanique, la productivité marine et le CO₂ océanique pour la période 1979-1999 (LE QUÉRÉ et al., 2003; LE QUÉRÉ et al., 2000). Ce travail a été réalisé avec le modèle de circulation générale global OPA couplé au modèle P3ZD (voir section 2.2. Trois phénomènes climatiques ont été plus particulièrement analysés : l'oscillation ENSO, l'oscillation Nord-Atlantique (NAO) et l'onde antarctique circumpolaire (ACW). La variabilité interannuelle des flux de CO₂ est estimée à environ ± 0.4 PgC.an⁻¹. Environ 70% de cette variabilité est située dans le Pacifique équatorial, et son amplitude est en bon accord avec celle qui est estimée à partir des observations (Figure 3.3). Cette prédominance s'explique par plusieurs raisons : (1) la variabilité associée à ENSO est en phase dans tout le bassin à l'inverse des autres modes de variabilité ; (2) les processus dynamiques sont largement dominants dans le Pacifique équatorial alors que dans les autres régions, les processus biologiques, physiques et thermodynamiques ont tendance à se compenser ; (3) le modèle tend à sous-estimer la variabilité dans les autres latitudes. Dans les régions tropicales, l'approfondissement de la couche de mélange stimule la productivité océanique de 20-100% en augmentant l'apport d'éléments nutritifs depuis la sub-surface. Dans les hautes latitudes, un

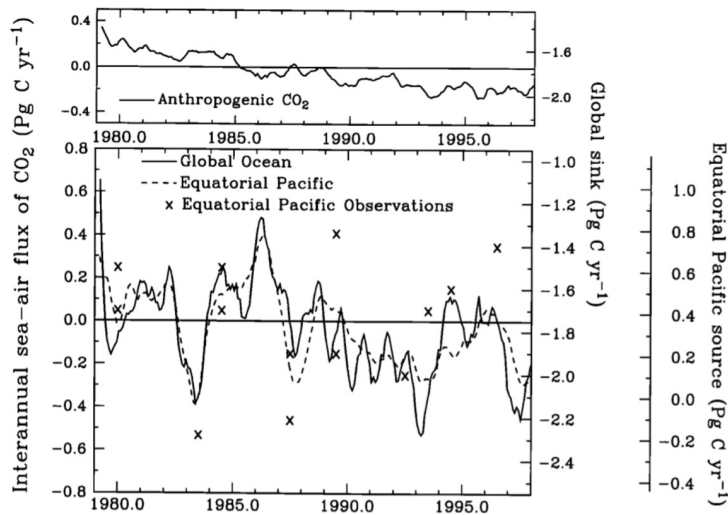


FIGURE 3.3 : Anomalies des flux air-mer de CO₂ (axe de droite) ainsi que les flux nets (axe de gauche) en PgC.an⁻¹ pour l'océan global (ligne continue) et pour le Pacifique équatorial (ligne tiretée). En moyenne, l'océan global est un puits de 1.8 PgC.an⁻¹ alors que le Pacifique équatorial est une source de 0.4 PgC.an⁻¹. La composante anthropique nette et l'anomalie de cette composante sont montrées dans le diagramme supérieur mais sont également également dans la figure inférieur. Les croix représentent des estimations pour le Pacifique équatorial basées sur des observations. Des valeurs positives indiquent un flux vers l'atmosphère.

tel approfondissement réduit la productivité marine de 10-20% en réduisant la saison de croissance du phytoplancton. Bien que les variations interannuelles soient relativement fortes à l'échelle régionale, la variabilité globale est faible ($\pm 0.01 \text{ mgChl.m}^{-3}$ pour la chlorophylle de surface et $\pm 0.3 \text{ PgC.an}^{-1}$ pour l'export de carbone) car les anomalies climatiques interannuelles couvrent des régions relativement limitées et s'annulent souvent quand elles sont intégrées sur tout l'océan.

L'amplitude de la variabilité interannuelle des flux air-mer de CO₂ dans l'Atlantique Nord restait incertaine. Les méthodes inverses basées sur l'assimilation de données atmosphériques suggéraient des extrêmes de l'ordre de $\pm 0.3 \text{ GtC.an}^{-1}$ (BAKER et al., 2006; PEYLIN et al., 2005) alors que les modèles océaniques prédisent des valeurs inférieurs à $\pm 0.1 \text{ GtC.an}^{-1}$ (par ex., LE QUÉRÉ et al., 2003; LE QUÉRÉ et al., 2000). Nous avons exploré la variabilité spatiale et temporelle simulée par le modèle NEMO-PISCES, de manière à identifier des mécanismes régionaux potentiels qui pourraient se compenser et donc expliquer la faible variabilité simulée à l'échelle du bassin (RAYNAUD et al., 2006). Pour cela, nous avons réalisé deux simulations, l'une dans laquelle le CO₂ atmosphérique restait à son niveau préindustriel et l'autre dans laquelle il augmentait selon les observations. Les sorties du modèle ont ensuite été analysées en utilisant un outil statistique connue sous le nom de MSSA (« multichannel singular spectrum analysis »). A l'inverse de précédentes études, nos résultats montrent que la gyre subtropicale n'est pas l'acteur principal de la variabilité à l'échelle du bassin. La gyre subpolaire et la région d'inter-gyre contribuent également à de multiples fréquences. Elles tendent à s'annuler l'une avec l'autre en terme de flux de carbone. Une forte corrélation entre les flux air-mer de CO₂ et la NAO a également été trouvée mais seulement si des décalages temporels sont pris en compte, compris entre 1 et 3 ans. L'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère ne modifie pas la variabilité interannuelle. En revanche, aux échelles décennales (13 ans), elle augmente la variabilité de 30% (Figure 3.4).

Le dipôle de l'océan Indien (IOD pour « Indian Ocean Dipole ») et ENSO sont des modes de variabilité indépendants, qui se produisent fréquemment de manière simultanée (ANNAMALAI et al., 2003; MEYERS et al., 2007). Ces événements induisent des changements interannuels importants dans l'océan Indien. Dans une étude menée par un étudiant namibien, nous avons utilisé une simulation historique couvrant les dernières décennies réalisée avec le système NEMO-PISCES pour analyser les structures de chlorophylle induites par ces deux modes climatiques. Une comparaison avec les observations satellitales indiquent

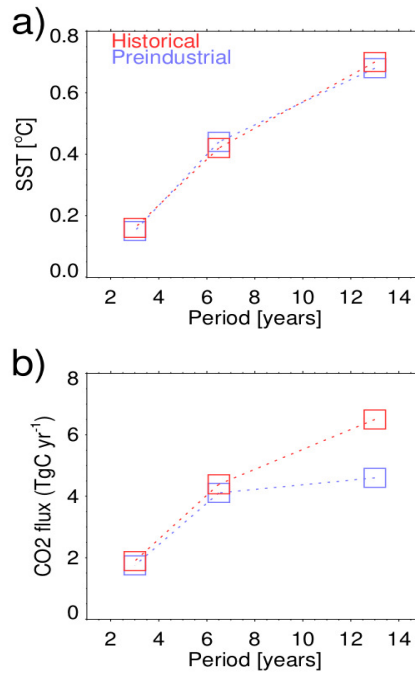


FIGURE 3.4 : Amplitude des anomalies de (a) SST maximale (°C) et (b) des flux air-mer de CO₂ intégrés sur le bassin entre 20° et 70°N (TgC.an⁻¹). Ces anomalies ont été représentées en fonction de la période de chaque mode pour la simulation de contrôle (pas d'augmentation du CO₂ atmosphérique) et la simulation historique (augmentation du CO₂ atmosphérique).

que le modèle parvient à reproduire les anomalies de chlorophylle durant les événements ENSO et IOD de 1997/1998. Le modèle suggère que les floraisons phytoplanctoniques observés en automne dans l'océan Indien équatorial est et dans la baie du Bengale en hiver sont produites par l'IOD. La seule région étudiée où l'anomalie créée par ENSO est supérieure à l'IOD est la région de l'upwelling de Somalie. Nous avons montré que l'impact de ces modes climatiques sur la chlorophylle est fréquemment asymétrique, les anomalies positives étant plus fortes que les anomalies négatives. Ces résultats suggèrent que ENO et l'IOD produisent une réorganisation significative et prévisible de la chlorophylle en raison de leur influence sur la dynamique océanique proche de la surface.

3.3.2 « Climate shift » de 1977/1978

Parmi les différents événements associés à la variabilité naturelle du climat, le « climate shift » de 1976/1977 observé dans le Pacifique a entraîné des changements physiques et biologiques très significatifs (GRAHAM, 1994; MANTUA et al., 1997; MILLER et al., 1994) et représente probablement une transition récente du mode de variabilité dénommée l'oscillation décennale du Pacifique (PDO). Malheureusement, le faible nombre de données disponibles rend l'analyse de ce changement difficile. En collaboration avec Keith Rodgers, nous avons, au moyen d'un modèle, testé l'hypothèse selon laquelle le $\Delta^{14}\text{C}$ des eaux de surface peut représenter un proxy de la thermocline dans le Pacifique équatorial est (RODGERS et al., 2004). Ainsi les données de $\Delta^{14}\text{C}$ de coraux récoltés aux Iles Galapagos montrent une augmentation brutale du minimum saisonnier de ce traceur en 1976/1977, signal qui est reproduit par le modèle. Ce changement n'est pas dû à des modifications de la profondeur de la thermocline dans le Pacifique équatorial est, ni à des modifications dans le rapport Hémisphère Nord/Hémisphère Sud de l'origine des eaux équatoriales. En réalité, cette décroissance marque la diminution de la contribution des eaux modales subantarctiques.

L'analyse de cet événement climatique a été poursuivie en s'intéressant à la biogéochimie marine et à la productivité marine du phytoplancton (RODGERS et al., 2008b). A la différence des études antérieures auxquelles j'avais contribué (LE QUÉRÉ et al., 2003; LE QUÉRÉ et al., 2000), le modèle biogéochimique utilisée est PISCES qui représente explicitement la limitation par le fer, un aspect essentiel dans la région

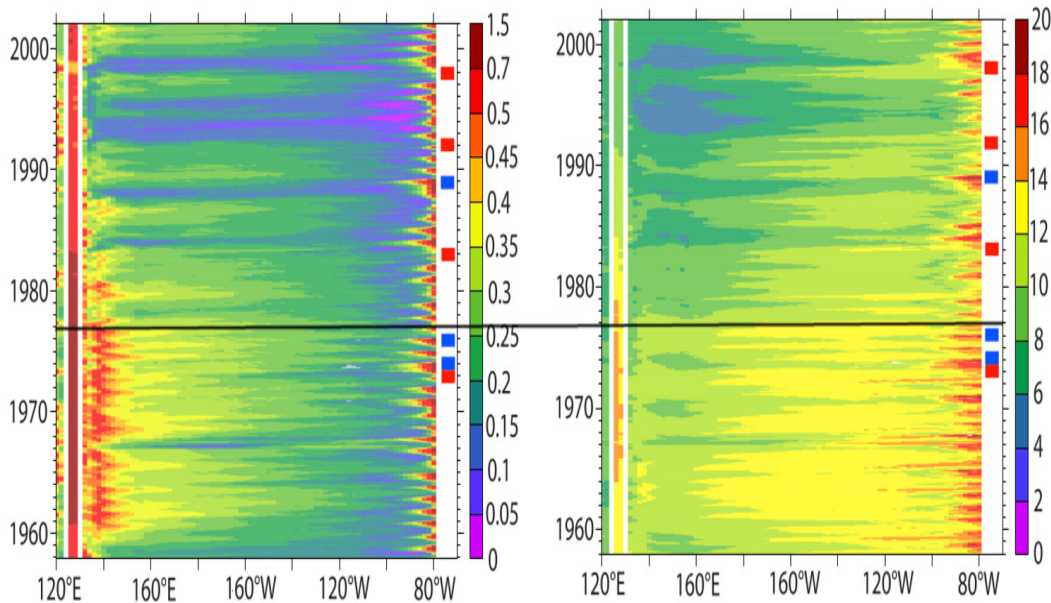


FIGURE 3.5 : Concentrations des traceurs le long de l'Equateur (0°) projetées sur l'isopycne $\sigma_0 = 25.0$. Les El Niño (barre rouge) les La Niña forts (barre bleue) sont montrés sur la droite de chaque panneau, à gauche de l'échelle de couleur. Le panneau de gauche montre les nitrates (en μM) celui de droite montre le Fer (en nM). Le « climate shift » est indiqué par la ligne noire continue.

HNLC qu'est le Pacifique équatorial. Le résultat principal est que la réduction du stress du vent dans le Pacifique tropical autour de 1976/1977 a produit une diminution significative des concentrations de fer et de nitrates dans les eaux de surface du Pacifique équatorial (Figure 3.5). La conséquence est une modulation importante du cycle saisonnier de la chlorophylle. Cette modulation est d'ailleurs proportionnellement plus intense que les changements dans le stress du vent ou dans l'intensité des cellules subtropicales. Cette amplification reflète un découplage entre la ferricline et la pycnocline dans le Pacifique équatorial, potentiellement lié à la présence d'une source sédimentaire de fer dans l'ouest du bassin.

3.3.3 Le cycle du carbone dans l'océan Austral

L'océan Austral joue un rôle majeur dans le cycle du carbone, à la fois naturel et perturbé, et ce quelque soit les échelles de temps considérés (ANDERSON et al., 2009; LE QUÉRÉ et al., 2007). Cette région joue le rôle d'un carrefour pour la circulation océanique mondiale (SLOYAN and RINTOUL, 2001) et pour les cycles biogéochimiques globaux (MARINOV et al., 2006; SARMIENTO et al., 2004). En collaboration avec Daniele Iudicone, nous avons réalisé une étude de modélisation dont l'objectif était de comprendre les processus dans l'océan intérieur contrôlant le transport de carbone à 30°S (IUDICONE et al., 2011). Pour ce faire, un cadre unifié a été développé afin de comprendre les interactions entre des forçages physiques tels que les flux de flottabilité ou le mélange océanique et des processus biogéochimiques comme la biologie, les échanges air-mer gazeux et le mélange de carbone. Du fait de l'importance de la densité pour la circulation océanique, ce cadre unifié est organisé selon la densité qui permet de caractériser des masses d'eau principales et utilise des diagnostics lagrangiens et eulériens. Il utilise les résultats d'une simulation à l'équilibre du modèle NEMO-PISCES. La figure 3.6 montre les transports méridiens d'eau et de DIC dans l'océan Austral, ainsi que les principales transformations de masses d'eau avec les transports induits. Le principal résultat est l'importance de la circulation de retournement (overturning circulation), les eaux modales subantarctiques jouant un rôle dominant dans le transport vers le nord du carbone. Les eaux intermédiaires jouent un rôle plus modeste. Ces différences entre ces deux masses d'eau résultent de modes de formation distincts. Les deux tiers des eaux modales proviennent de la densification des eaux tropicales qui crée un flux diapycnal substantiel de DIC. Les processus biogéochimiques locaux jouent un rôle significatif saisonnièrement mais tendent à se compenser annuellement. Donc, la distribution du DIC

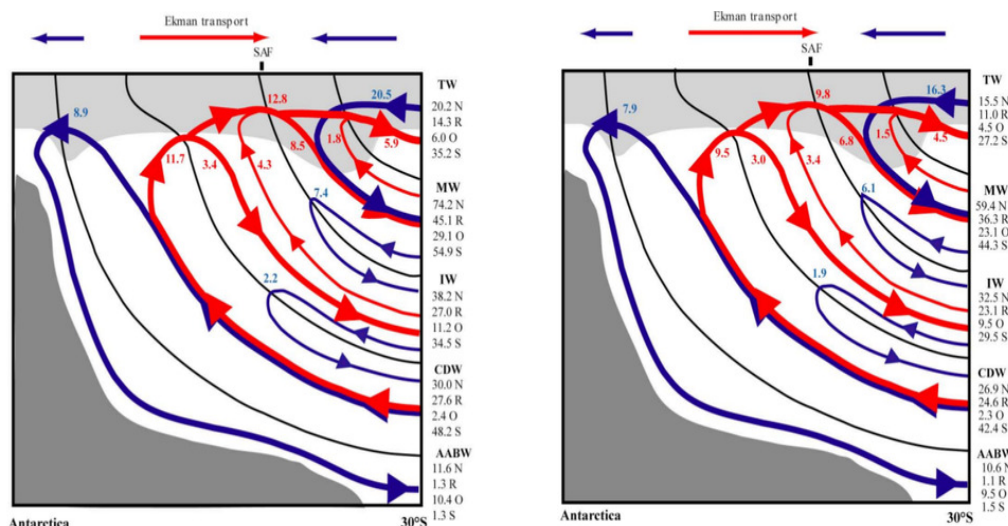


FIGURE 3.6 : Schéma présentant la circulation méridienne dans l'océan Austral telle que simulée par le modèle NEMO-PISCES avec les principales transformations des masses d'eau. Les nombres situés le long de la figure à droite sont : le transport total vers le nord (N), la composante de ce transport vers le nord qui a recirculé au sein de la couche isopycnale (R), le composante du transport vers le nord qui provient d'une autre classe de densité (O) et le transport total vers le sud (S). Le panneau de gauche présente le transport d'eau (Sv) ; le panneau de droite présente les flux de carbone ($PgC.an^{-1}$). Les nombres positifs (négatifs) correspondent à un gain (une perte) de DIC.

dans le flux d'eau vers le nord à $30^{\circ} S$ est principalement le résultat des concentrations de DIC dans les masses d'eau à partir desquelles les masses d'eau australes sont formées.

L'océan Austral est caractérisé par des vents très forts présentant une forte variabilité synoptique. En réponse, la couche de mélange estivale tend à rester profonde, environ 60 à 80 m, la variabilité synoptique pouvant jouer un rôle non négligeable (bien que non connu exactement) (JOCHUM et al., 2013) à côté d'autres processus tels que les vagues et la houle (HUANG and QIAO, 2010; QIAO et al., 2004). Or, la plupart des modèles océaniques ne parviennent pas à reproduire ces couches de mélange estivales profondes. Nous avons introduit dans le modèle NEMO-PISCES une paramétrisation ad hoc représentant ce mélange en réponse au vent pour en tester l'impact sur la structure verticale en densité de l'océan et la réponse des cycles biogéochimiques marins. Un mélange accru par le vent réduit le puits de carbone dans l'océan Austral sur la période 2000-2006, avec des différences pouvant atteindre $0.9 PgC.an^{-1}$ au sud de $45^{\circ} S$. Par ailleurs, le cycle saisonnier, et en particulier la phase de ce cycle, est modifié tant pour les flux de carbone que pour d'autres traceurs associés à la biogéochimie marine. Les concentrations moyennes des nutriments des eaux modales sont également très sensibles à ce mélange par le vent, aboutissant non seulement à des changements locaux mais également à des modifications à grande échelle du fait du transport de ces masses d'eau vers les basses latitudes. Cette étude met en avant l'importance décisive d'une représentation adéquate du mélange vertical dans l'océan Austral, ce qui est loin d'être le cas dans la plupart des modèles actuels.

3.4 Absorption du carbone anthropique par l'océan

Ainsi que je l'ai mentionné dans l'introduction générale à ce document, l'océan joue un rôle majeur dans le cycle du carbone, tant naturel que perturbé par les activités humaines. Environ 1/3 des émissions anthropiques sont absorbées par les océans. Comprendre les mécanismes par lesquels ce carbone est absorbé est une question essentielle, en particulier pour pouvoir en prédire l'évolution future (point abordé dans la section suivante). Du fait de la difficulté de distinguer le signal anthropique, faible devant le signal naturel, les modèles constituent une approche de choix pour étudier ces questions (mais en

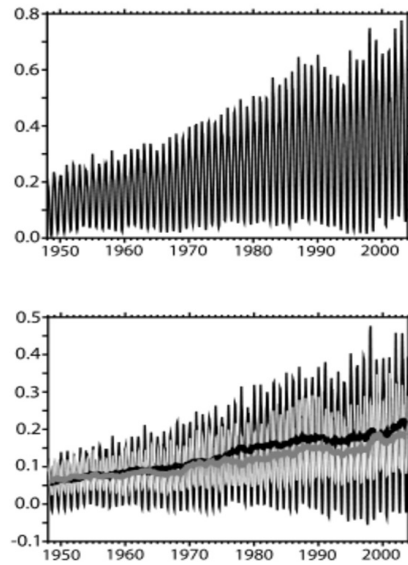


FIGURE 3.7 : Séries temporelles montrant l'évolution de différentes quantités intégrées sur le Pacifique Nord. Le panneau supérieur montre l'absorption de carbone anthropique entre 5° N et 65° N (en $\text{PgC}\cdot\text{an}^{-2}$). Des valeurs positives indiquent un flux de l'atmosphère vers l'océan. Le panneau inférieur montre ce même flux intégré sur deux régions distincts : 25° N-65° N en noir (la ligne noire épaisse correspond à la moyenne glissante sur un an) et 5° N-25° N en gris (la moyenne glissante sur un an est indiquée par la ligne grise épaisse).

aucun cas le seul). Je tiens à mentionner que j'aurais pu placer cette section dans la partie sur les études de processus, car comme on va le voir, l'essentiel des travaux auxquels j'ai contribué rentrent plutôt dans cette catégorie. Toutefois, parce que le CO_2 anthropique représente un changement de l'état chimique naturel et de par ses liens tout naturels avec la problématique changement climatique, j'ai choisi de présenter mes travaux sur ce sujet ici. Ils ont été réalisés principalement en collaboration avec Keith Rodgers et Daniele Iudicone.

Les échelles de temps et les structures associées avec l'absorption du CO_2 anthropique dans le Pacifique Nord ont été étudiées au moyen du modèle NEMO-PISCES forcé avec les flux issus de la réanalyse NCEP sur la période 1948-2003 (RODGERS et al., 2008a). Le modèle suggère qu'il existe deux zones principales d'absorption du CO_2 anthropique, l'une entre 35 et 45° N et 140-180° E et l'autre le long d'une bande située entre 10-20° N et entre 120° W et 180° E. Dans ces deux zones, les échelles de temps caractéristiques sont de l'ordre de la saison, avec une absorption maximale en hiver et un flux nul, voire un léger dégazage vers l'atmosphère en été (Figure 3.7). La tendance décennale caractérisée par une augmentation de la capture de carbone anthropique est surtout le résultat de modulations du puits hivernal. Ceci suggère qu'une détection des changements anthropiques nécessite de couvrir le cycle saisonnier, en particulier pour observer cette tendance décennale mais également pour une estimation correcte du puits de carbone anthropique. En outre, il existe une tendance décennale perceptible de la $\Delta p\text{CO}_2$ induite par la circulation dans le Pacifique Nord, avec des changements maximaux le long de la limite entre la gyre subtropicale et la gyre subpolaire. Cette tendance, supérieure aux changements de la couche de mélange pour le carbone anthropique, est due à une modification de la structure des vents à l'échelle du bassin.

Un des résultats surprenants de cette première étude était la forte modulation du cycle saisonnier du carbone anthropique et en particulier, la perte de CO_2 anthropique que l'on peut voir assez nettement sur le panneau inférieur de la Figure 3.7. Pour aller plus loin sur cette thématique, nous avons réalisé des simulations du carbone anthropique restreints à la période 1970-2000 : seul le carbone anthropique est modélisé et non tout le cycle du carbone (GORGUES et al., 2010a). Les résultats montrent bien une réduction du puits anthropique dans les gyres subtropicales des deux hémisphères entre 20° N(S) et

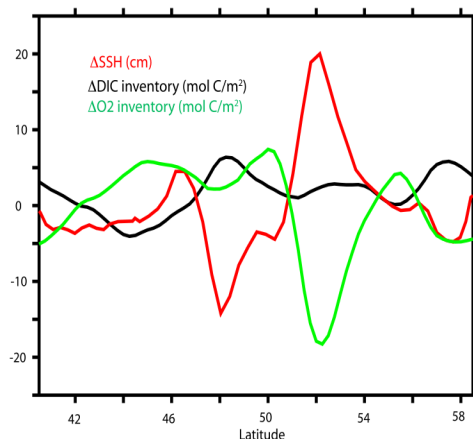


FIGURE 3.8 : Changements de SSH et des inventaires de DIC et d'O₂ entre deux transects OVIDE. Les transects OVIDE vont de l'Espagne au Groenland. Les inventaires ont été calculés sur les 1000 premiers mètres et leurs anomalies déterminées par différence entre une campagne effectuée en juin 2004 et une autre réalisée en juin 2002. Les changements de SSH ont été calculés à partir des données AVISO.

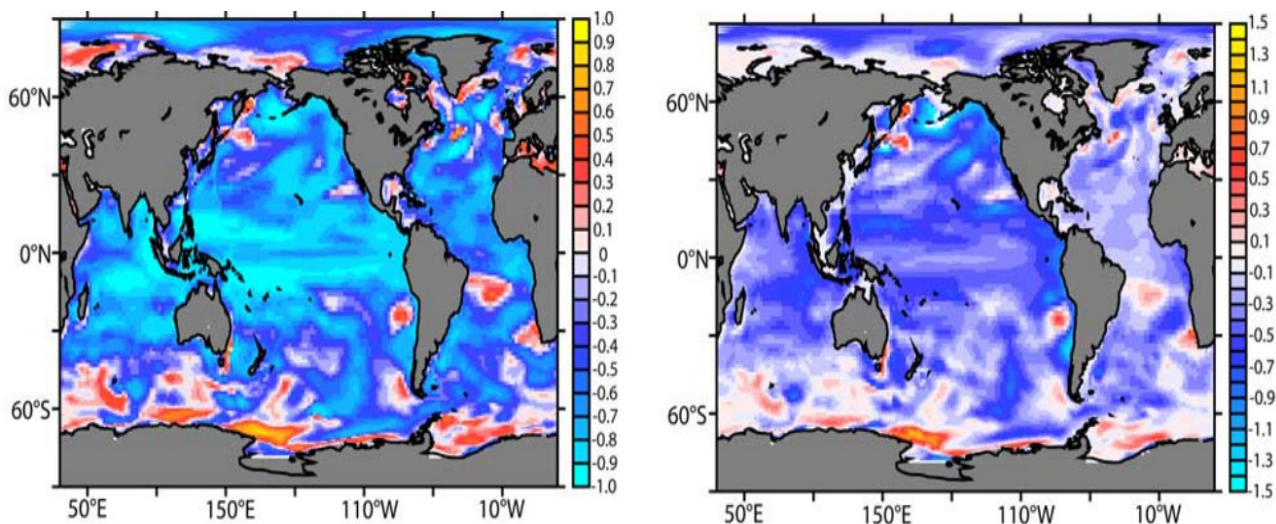


FIGURE 3.9 : Corrélation (panneau de gauche) et régression (panneau de droite) entre les anomalies mensuelles de SSH et celles de l'inventaire de DIC. Les corrélations et les régressions ont été calculées point à point sur la période 1990-2003 à partir des sorties « détrendées » du modèle NEMO-PISCES.

40° N(S) en été (boréal pour l'hémisphère nord et austral dans l'hémisphère sud), avec même l'apparition d'un dégazage de CO₂ anthropique. Ces résultats confirment donc ce que nous avons trouvé dans l'étude précédente de RODGERS et al. (2008a). Ceci s'explique principalement par l'effet des variations saisonnières de SST sur l'augmentation anthropique du carbone inorganique dissous. Ceci met en lumière l'importance des variations saisonnières du pCO₂. Ainsi, un système d'observation du pCO₂ qui serait biaisé par des mesures principalement estivales, pourrait sous-estimer le puits anthropique de carbone de 0.6 PgC.an⁻¹ globalement sur la période WOCE (milieu des années 1990) selon nos simulations. Et cette sous-estimation augmenterait avec le temps. Ceci plaide pour une couverture saisonnière satisfaisante des observations dans la majorité des régions extra-tropicales.

Les deux études précédentes montrent donc une grande variabilité des flux air-mer du carbone anthropique à des échelles de temps allant de la saison à la décennie. A cette variabilité se surajoute la variabilité du cycle naturel du carbone, qui rend la détection du signal anthropique difficile à isoler. En effet, la variabilité naturelle du DIC est souvent du même ordre de grandeur, voire supérieure à la perturbation anthropique (SABINE et al., 2006; SABINE et al., 2008). Par suite, les campagnes océanographiques récur-

rentes comme celles de WOCE et CLIVAR sont difficiles à interpréter. Afin d'identifier les mécanismes responsables d'une telle variabilité, nous avons utilisé des observations et des modèles océaniques et centré notre étude non seulement sur le carbone inorganique dissous mais aussi sur l'oxygène (RODGERS et al., 2009). Le principal résultat de cette étude est que les convergences et divergences attribuées aux ondes barocliniques de Rossby peuvent représenter une contribution de premier ordre aux variations du DIC et de l'O₂ dans l'océan superficiel. La figure 3.9 en montre un exemple pour deux campagnes OVIDE réalisées dans l'Atlantique Nord, entre l'Espagne et le Groenland (LHERMINIER et al., 2010). Ceci aboutit à une bonne correspondance entre ces variations et celles de la SSH sur une grande partie de l'océan mondial. Ceci est illustré pour l'inventaire de DIC sur la figure 3.9. Cette correspondance étroite entre la SSH et les inventaires de DIC et d'O₂ dans de nombreuses régions suggèrent que les changements de SSH (obtenus par les observations satellitales) peuvent être utiles pour réduire les incertitudes sur l'identification des contributions anthropique et naturelle du DIC.

3.5 Changement climatique et biogéochimie marine

Les liens entre changement climatique et biogéochimie marine sont l'objet d'une intense recherche depuis environ deux décennies, et l'avènement, tout d'abord, des modèles couplés océan-atmosphère puis des modèles du système Terre. Deux types d'objectifs sont plus spécifiquement visés : (1) le rôle de l'océan dans le cycle du carbone et son évolution en réponse au changement climatique (par ex., GRUBER et al., 2004; MAIER-REIMER et al., 1996; PLATTNER et al., 2001; SARMIENTO and LE QUÉRÉ, 1996), et (2) la modification des écosystèmes marins et ses conséquences pour leur exploitation (halieutique) (BEAUGRAND et al., 2002; HOEGH-GULDBERG and BRUNO, 2010; MCCARTY, 2001). De ces deux questions principales, la première est celle que j'ai principalement abordée au cours de mon travail passé, essentiellement en collaboration avec L. Bopp du LSCE. Historiquement, c'est également la question dont l'étude a été entamée la première, au cours des années 90 alors que les travaux sur la deuxième question ont plutôt émergé depuis environ une décennie. Dans la suite de cette partie, après une rapide discussion générale sur les interactions en climat et cycle du carbone océanique, je présenterai les principaux résultats des travaux auxquels j'ai contribué.

L'absorption du carbone par l'océan est contrôlé en premier lieu par la concentration de CO₂ dans l'atmosphère. Ainsi, plus il y a de CO₂ dans l'atmosphère et plus son absorption par les océans sera importante, si l'on suppose qu'il n'existe aucune rétroaction. Toutefois, les conséquences de cette augmentation du CO₂ atmosphérique sont susceptibles de modifier significativement cette absorption. En d'autres termes, il existe des rétroactions (feedbacks) entre le système climatique et le cycle marin du carbone, susceptibles soit d'accroître le puits océanique, soit de le réduire (pour une discussion plus complète, voir GRUBER et al. (2004) et SARMIENTO and GRUBER (2006)) :

rétroaction chimique : l'augmentation du CO₂ dans l'océan réduit la capacité tampon de l'océan.

rétroaction physique : l'augmentation de la température et des précipitations dans les hautes latitudes accroissent la stratification de l'océan de surface et diminuent par suite la pénétration du CO₂ anthropique dans l'océan profond. Par ailleurs, ces changements vont également altérer le cycle naturel du carbone.

rétroaction de solubilité : l'augmentation de la température diminue la solubilité du carbone dans l'océan.

rétroaction biologique : Les modifications de l'environnement physique et chimique de l'océan vont induire des changements de la pompe biologique de carbone mais aussi de la contre-pompe des carbonates.

Dans le cadre des travaux auxquelles j'ai collaboré, ces différents types de rétroactions et leurs effets sur le cycle du carbone terrestre, et en particulier sur l'évolution du CO₂ atmosphérique, ont été abordés soit avec des modèles intégrés dits du système Terre, soit avec les sorties dynamiques issues de tels modèles.

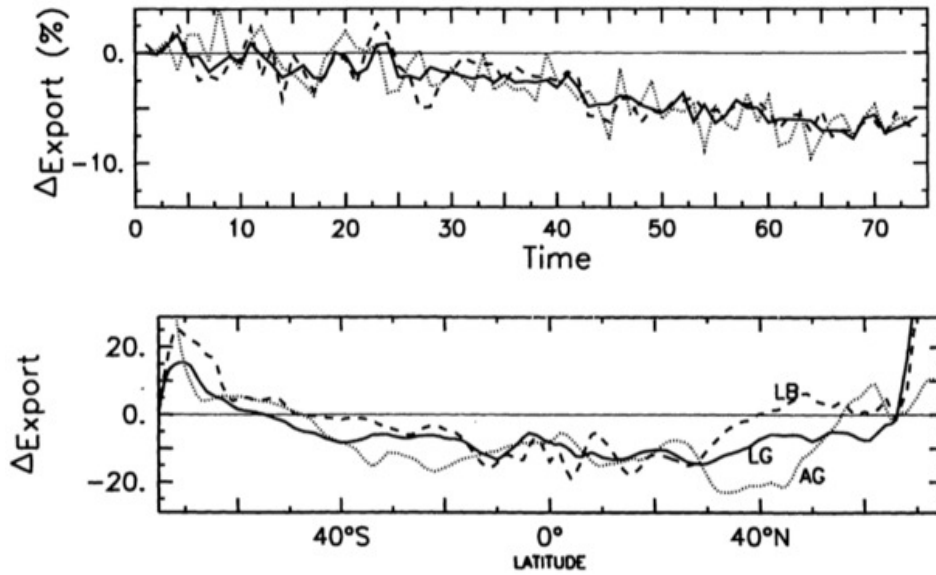


FIGURE 3.10 : Modification relative de la production exportée en réponse à une augmentation du CO_2 atmosphérique et du changement climatique induit. Le CO_2 atmosphérique augmente de 1% par an, soit un doublement en 70 ans. Le panneau du haut montre le changement relatif intégré globalement en fonction du temps. Le panneau du bas représente les changements latitudinaux entre les années 65 et 75, soit lorsque le CO_2 atmosphérique a doublé. AG : CNRM-CM2-HAMOCC3, LG : IPSL-CM2-HAMOCC3, LB : IPSL-CM2-P3ZD.

Dans une première étude, les conséquences du changement climatique sur la biogéochimie marine et, plus précisément, sur la production exportée ont été étudiées au moyen de deux modèles biogéochimiques de complexité différente (HAMOCC3 et P3ZD, voir section 2.2) et de deux modèles atmosphériques (LMD et Arpège) couplés au modèle de circulation océanique OPA (BOPP et al., 2001). Dans le cas d'un doublement du CO_2 atmosphérique, les différentes combinaisons de modèles prédisent des réponses globales semblables : une réduction de la production exportée d'environ 6% (Figure 3.10). Dans les régions tropicales, l'augmentation de la stratification océanique entraîne une baisse de l'ordre de 15% de l'export de matière organique. En revanche, dans les hautes latitudes, cette stratification produit une augmentation de l'éclairement qui se traduit par une augmentation de la production exportée d'environ 10%. Puis, dans une seconde étude, le modèle PISCES a été utilisé dans une configuration similaire. Du fait de la complexité plus importante de ce modèle, il était possible d'analyser les modifications de la structure de l'écosystème phytoplanctonique en réponse au changement climatique. Ce travail montre une réduction sensible de l'abondance des diatomées du fait d'une diminution de la disponibilité en éléments nutritifs en raison de la stratification océanique accrue (BOPP et al., 2005). Cette diminution peut atteindre plusieurs dizaines de %, en particulier dans l'Atlantique Nord et certains secteurs de l'océan Austral.

Dans la section précédente, nous avons abordé le cycle du DMS et évoqué son importance potentielle (qui reste d'ailleurs à démontrer) pour le climat terrestre. Nous avons étudié la réponse de ce cycle au changement climatique en utilisant la paramétrisation que j'avais développée (AUMONT et al., 2002b) dans une configuration de doublement du CO_2 anthropique identique à BOPP et al. (2001). Le flux total de DMS vers l'atmosphère est relativement peu modifié (+2%). En revanche, régionalement, ces flux peuvent être modifiés de -15% à +30% en moyenne zonale suite à des modifications de la productivité primaire, de la structure des écosystèmes phytoplanctoniques et de l'intensité du vent. Ces flux ont ensuite été utilisés dans un modèle atmosphérique de la chimie du soufre (BOUCHER et al., 2002). Les résultats montrent une modification du forçage radiatif modeste à l'échelle globale dans le cas d'un doublement du CO_2 atmosphérique (-0.05 W.m^{-2}) (BOPP et al., 2004). En revanche, régionalement, les modifications peuvent être beaucoup plus importantes et atteindre 1.5 W.m^{-2} dans l'océan Austral en été. Dans cette région, l'impact radiatif de la modification de la source de DMS pourrait en partie compenser l'augmentation du

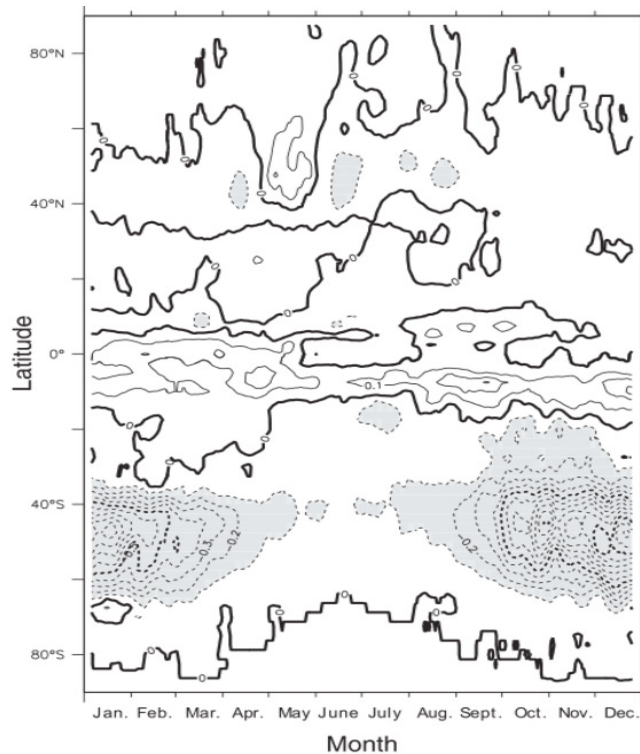


FIGURE 3.11 : Diagramme latitude-temps montrant l'impact radiatif (premier impact radiatif indirect) dû à la modification des flux air-mer de DMS dans le cas d'un doublement du CO_2 atmosphérique. Les modifications du flux radiatif ont été moyennées zonalement et sont exprimées en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

forçage radiatif dû au CO_2 anthropique (entre 2.5 et $3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ pour un doublement de CO_2). Depuis, les travaux sur les liens entre climat et cycle du DMS ont été poursuivis d'une manière active par différents groupes. Même si les discussions ne sont pas closes, il semblerait qu'un consensus soit en train de se dégager sur le rôle faible, voire très faible, du cycle du DMS (QUINN and BATES, 2011; WOODHOUSE et al., 2010).

J'ai illustré ici donc les quelques études sur le changement climatiques auxquelles j'ai contribué. Bien que ce ne soit pas une thématique centrale de mon activité de recherche, les études de processus ou les études sur la variabilité climatique courte présentées dans les parties précédentes sont un aspect essentiel en amont de ces travaux. Elles permettent l'amélioration des modèles biogéochimiques marins et leur évaluation avant leur utilisation dans les modèles plus complexes du système terrestre.

3.6 Impacts de l'acidification

L'absorption du CO_2 anthropique par les océans entraînent une modification de la chimie des carbonates et une diminution de son pH (acidification). Ces changements ont des conséquences sur la contre-pompe de carbonates en modifiant la biocalcification et la dissolution du carbone inorganique particulaire. Ils peuvent également entraîner des changements de la pompe biologique, certaines études ayant suggéré une stimulation de la fixation de carbone. Dans une étude publiée en 2005 par ORR et al. (2005), l'analyse des sorties des modèles participant au projet OCMIP suggère que le niveau de saturation des eaux de surface devrait fortement diminuer dans le siècle à venir. L'océan de surface pourrait devenir sous-saturé en aragonite dans les hautes latitudes, en particulier dans le Pacifique Nord et l'océan Austral (Figure 3.12). Les conséquences pour les ptéropodes, des organismes zooplanctoniques clés pour les chaînes trophiques dans ces régions polaires, pourraient être dramatiques. Toutefois, comme nous l'avons discuté dans l'introduction de cette partie, les résultats des études sur l'impact de l'acidification sur les organismes marins sont assez difficiles à interpréter car souvent contradictoires.

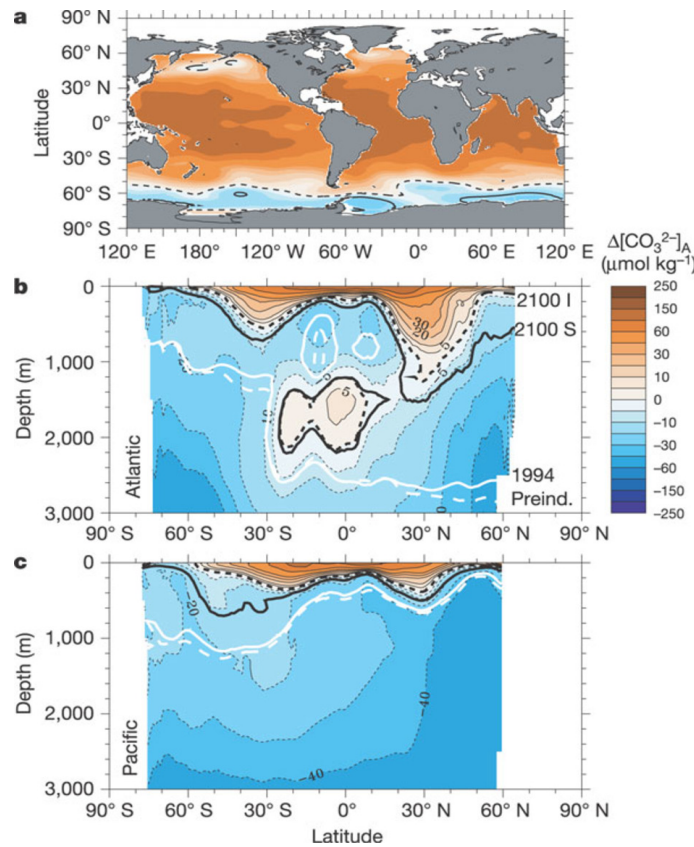


FIGURE 3.12 : Le $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_A$ est la concentration in situ de CO_3^{2-} moins celle de l'eau de mer équilibrée en aragonite pour des conditions identiques de salinité, température et pression. Ces figures montrent les concentrations médianes issues des modèles participant à OCMIP pour l'année 2100 selon le scénario IS92a : a) océan de surface, moyennes zonales pour b) l'Atlantique et c) le Pacifique. Les lignes épaisses indiquent l'horizon de saturation de l'aragonite en 1765 (line blanche tiretée), en 1994 (ligne blanche continue) et en 2100 (ligne noire continue pour le scénario S650, tiretée pour le scénario IS92a). Des valeurs positives (et de couleurs plutôt rouges) indiquent une super-saturation ; des valeurs négatives et des couleurs plutôt bleues indiquent une sous-saturation.

En collaboration avec Marion Gehlen du LSCE, les conséquences de cette acidification sur la biocalcification ainsi que sur sa dissolution dans la colonne d'eau ont été étudiées au moyen d'une version du modèle PISCES dans laquelle la biocalcification dépend de la saturation des ions carbonates (GEHLEN et al., 2007). Cette paramétrisation a été déduite d'une compilation d'études de laboratoire et en mésocosmes sur la coccolithophoridée *Emiliana Uxleyi*. Le rapport production de PIC (carbone inorganique particulaire) sur POC (carbone organique particulaire) augmente avec la saturation en ions carbonates. Dans une expérience dans laquelle le CO_2 atmosphérique est multiplié par 4 en 140 ans, la biocalcification diminue de 27% à l'échelle globale. Les changements combinés de production et dissolution de calcite entraînent une augmentation du puits de carbone de 5,9 GtC sur ces 140 années. Cette étude a ensuite été étendue à l'aragonite par Reidun Gangstø dans le cadre de sa thèse. Ainsi, dans cette étude et à l'inverse de celle de (GEHLEN et al., 2007), les deux formes principales du carbone inorganique particulaire sont-elles distinguées. Tout d'abord, la confrontation du modèle aux observations actuelles montre que la représentation de l'aragonite dans les modèles du cycle du carbone permet un meilleur accord du modèle avec ces observations. Ensuite, lorsque le scénario futur IS92a est utilisé, la production d'aragonite décroît de manière notable à partir de 2050 pour atteindre une baisse globale de 29% en 2100 contre une diminution de 19% pour la calcite. Régionalement, cette diminution est maximale dans les régions subpolaires et polaires où elle culmine à -65% pour l'aragonite en 2100.

La pénétration de ce signal d'acidification peut modifier l'équilibre des sédiments superficiels (ARCHER,

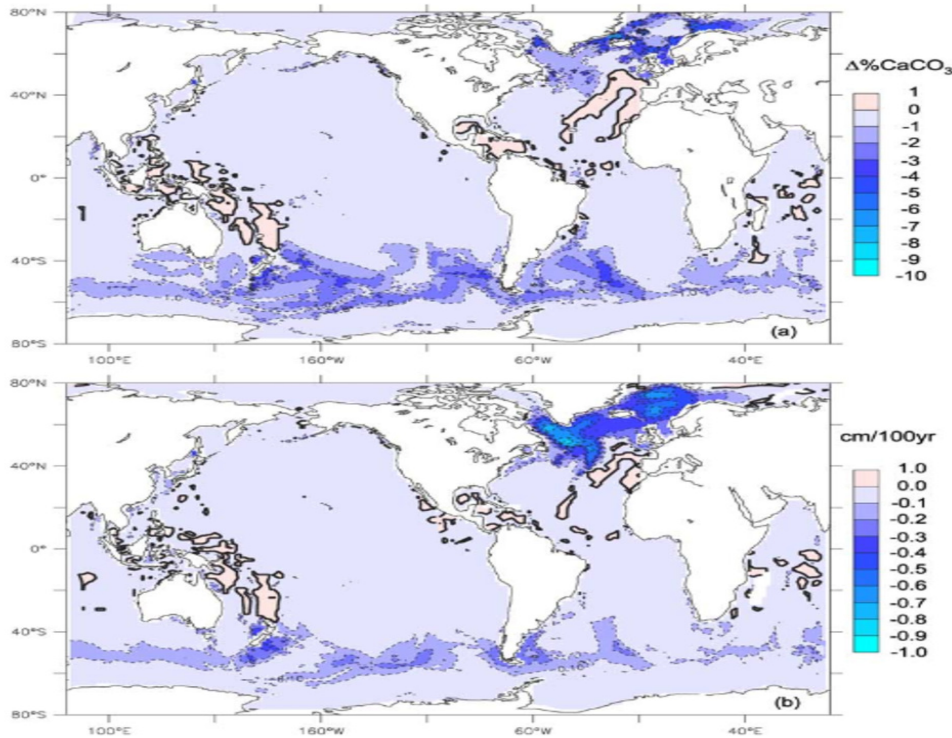


FIGURE 3.13 : a) Changement absolu du contenu en carbonate de calcium ($\% \Delta CaCO_3$) moyenné sur le premier centimètre du sédiment ($4 \times CO_2 - 1 \times CO_2$). b) Changement absolu de la vitesse d'advection sédimentaire (cm/100 ans) calculé au bas de la zone bioturbée. Des valeurs négatives indiquent une érosion.

2005; ARCHER et al., 1998). Avec Marion Gehlen, nous avons étudié et quantifié la dissolution potentielle des sédiments de carbonates de calcium se produisant aux échelles de temps de l'ordre du siècle en réponse à l'invasion du CO_2 anthropique dans l'océan (GEHLEN et al., 2008). Cette étude a été faite avec une version de PISCES couplée à un modèle sédimentaire simple qui représente les réactions diagénétiques principales de la calcite, de l'opale et de la matière organique. Dans une expérience dans laquelle le CO_2 atmosphérique est augmentée de 1% chaque année de 286 ppmv à 1144 ppmv en 140 ans, l'invasion du CO_2 anthropique entraîne une forte diminution des concentrations de CO_3^{2-} de l'ordre de $-100 \mu M$ dans les eaux de fond dans les régions de formation des eaux profondes, en particulier dans l'Atlantique Nord. Des modifications similaires sont simulées dans les eaux modales et intermédiaires de l'hémisphère sud. Le contenu en calcite dans les premiers centimètres des sédiments diminue d'environ 6% (Figure 3.13). Une diminution de l'advection calculée à la base de la zone bioturbée indique une érosion nette des sédiments. Ces changements peuvent avoir des conséquences significatives sur les organismes benthiques.

ETUDES RÉGIONALES

L'intitulé de cette section peut sembler un peu étonnant. En effet, de nombreux résultats présentés auparavant dans ce manuscrit sont des études régionales. On citera par exemple la variabilité interannuelle dans l'océan Indien (CURRIE et al., 2013), les études sur différents aspects de l'océan Austral (par exemple, IUDICONE et al., 2011; RODGERS et al., 2014) et de l'océan Pacifique équatorial (par exemple, GORGUES et al., 2005; GORGUES et al., 2010b; LENGAINNE et al., 2007). Cette section peut donc apparaître artificielle et elle l'est d'ailleurs probablement partiellement. Toutefois, les travaux qui vont être présentés ici se distinguent par l'utilisation d'un système de modélisation différent de NEMO-PISCES, utilisé dans l'immense majorité de mes travaux (mais voir par exemple BORRIONE et al. (2014)). Les études régionales, qui font l'objet de cette section, ont été réalisées avec le système de modélisation régionale ROMS_AGRIF-PISCES. En outre, ces études présentent une certaine cohérence dans le temps, du fait qu'elles ont été faites en collaboration avec des groupes de chercheurs dont la thématique scientifique centrale était la région étudiée en elle-même. Deux régions ont été étudiées : la région de l'upwelling de Humboldt et le canal du Mozambique. Avant de résumer les travaux auxquels j'ai contribué, le système ROMS_AGRIF-PISCES est très brièvement décrit.

Le modèle ROMS_AGRIF est basé sur le Regional Oceanic Modeling System (ROMS) présenté en détail dans SHCHEPETKIN and MCWILLIAMS (2003) et SHCHEPETKIN and MCWILLIAMS (2005). Il résout les équations primitives dans un environnement en rotation centré sur la Terre, en utilisant l'hypothèse de Boussinesq et l'équilibre hydrostatique du moment vertical. Le modèle est discrétisé en suivant le trait de côte et en utilisant un système de coordonnées curvilinéaire suivant le fond océanique. ROMS est un modèle représentant de manière explicite l'évolution de la surface libre, avec un pas de temps court pour résoudre les variations de la surface libre et du moment barotrope et avec un pas de temps beaucoup plus long pour la température, la salinité et le moment barocline. Un schéma d'advection upstream-biaisé du troisième ordre est utilisé ce qui permet de générer et de préserver des forts gradients et donc, d'avoir une résolution effective plus fine pour une taille de grille définie. Le système AGRIF a été implémenté dans ROMS (DEBREU et al., 2012; PENVEN et al., 2006). Ce système permet d'inclure des raffinements de grille dans des modèles en différences finies. J'ai introduit le modèle PISCES en 2006, ce qui correspond à la version de PISCES décrite dans AUMONT and BOPP (2006).

4.1 L'upwelling de Humboldt

La première région étudiée est l'upwelling de Humboldt, plus spécifiquement dans sa partie nord au large des côtes du Pérou. Tous ces travaux ont été faits dans le cadre de collaborations pilotées par Vincent Echevin du LOCEAN. La région du Pérou est caractérisée par un upwelling côtier permanent en raison des alizés qui soufflent le long de la côte en direction de l'équateur. Ces vents induisent une

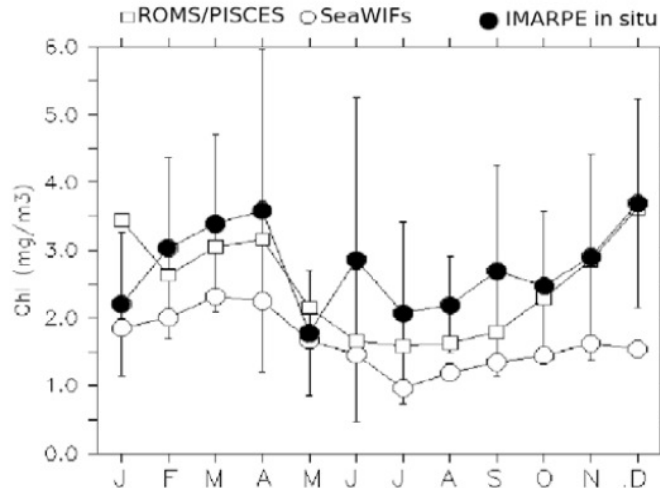


FIGURE 4.1 : Cycle saisonnier de la chlorophylle de surface (en mgChl.m^{-3}) moyennée sur un boîte côtière de 250 km de largeur zonale entre 4°S et 15°S : le modèle ROMS_AGRIF-PISCES (carrés blancs), SeaWiFs (les cercles blancs) et les données de l'IMARPE (cercles noirs) durant 1992-2004. Les barres verticales correspondent à la variabilité interannuelle des données in situ.

divergence du transport d'Ekman. Ces mécanismes entraînent des remontées importantes d'eaux de sub-surface riches en nutriments qui font de cette région un des écosystèmes marins les plus productifs du monde (BAKUN and WEEKS, 2008; CHAVEZ et al., 2008). Par ailleurs, cette zone comprend l'une des zones de minimum d'oxygène parmi les plus intenses et les plus vastes (PAULMIER et al., 2006; WYRTKI, 1962). Celle-ci s'explique par la combinaison d'une circulation faible et d'une forte productivité de surface.

4.1.1 Variabilité saisonnière

Les concentrations de chlorophylle dans la région du Pérou sont maximales durant l'été austral et diminuent pendant l'hiver austral (Figure 4.1). Ces variations paraissent paradoxales car elles sont en opposition de phase avec l'intensité de l'upwelling côtier. Au moyen du modèle ROMS_AGRIF-PISCES, nous avons exploré les processus à l'origine de ce comportement particulier (ECHEVIN et al., 2008). Bien évidemment, nous avons d'abord vérifié que le modèle parvenait à reproduire le cycle saisonnier observé (par des observations in situ et par des données satellitales, Figure 4.1). Le modèle suggère que la variabilité saisonnière de la couche de mélange explique principalement la saisonnalité de la chlorophylle de surface. En hiver, l'approfondissement de la couche de mélange réduit l'accumulation de phytoplancton par réduction de la lumière disponible et par dilution sur un plus grand domaine vertical (Figure 4.2c). En été, la biomasse est concentrée très près de la surface en raison d'une forte stratification verticale (Figure 4.2a). Au milieu de l'été, l'épuisement des nitrates en surface entraînent une réduction de la chlorophylle. Des floraisons intenses ont lieu au printemps lors de la période de restratification, qui permet de lever la limitation par la lumière, et en automne lors de l'approfondissement de la couche de mélange qui amène de nouveaux nutriments en surface. Les variations saisonnières d'insolation et de température jouent un rôle mineur.

Comme cela a été mentionné plus haut dans cette section, la très forte productivité de cette région s'explique par la structure des vents qui soufflent parallèlement à la côte en direction de l'équateur. Par ailleurs, le rotationnel du vent près de la côte peut modifier significativement la dynamique de l'upwelling côtier (HALPERN, 2002). Une étudiante en thèse (ALBERT et al., 2010) a étudié cette modulation au moyen de la configuration du modèle ROMS_AGRIF-PISCES mise en place par ECHEVIN et al. (2008). Deux produits de la tension de vent dérivés des scattéromètres ERS et QuickSCAT ont été utilisés pour forcer le modèle. Un troisième produit a été construit à partir des tensions de vent QuickSCAT en lissant les champs dans une bande de 200 km le long de la côte. Ces trois produits diffèrent principalement dans la structure du

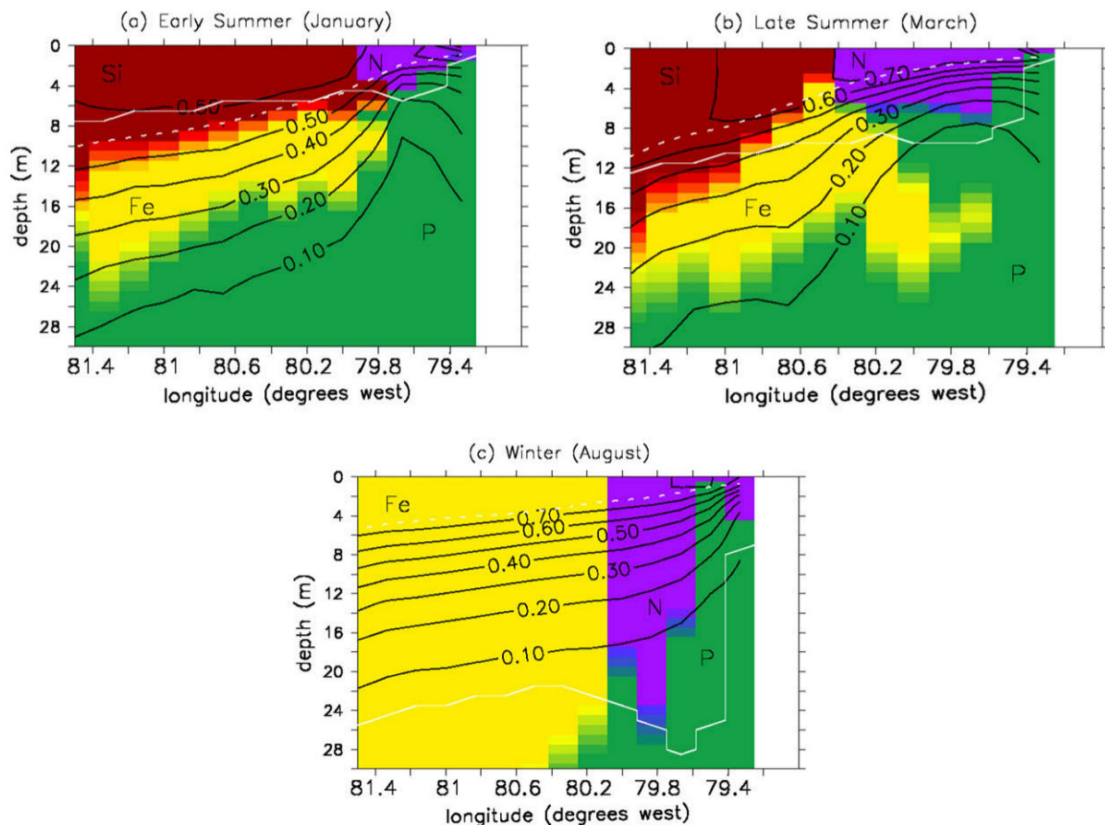


FIGURE 4.2 : Colimitations des diatomées à 8° S : (a) début de l'été (janvier) ; (b) fin de l'été (mars), (c) hiver (juillet). Les couleurs et les labels montrent l'élément nutritif limitant (violet : nitrates (N), jaune : fer (Fe), vert : phosphates (P), et rouge : silicates (Si)). La ligne blanche tiretée indique la profondeur à laquelle la limitation bascule des nutriments (au dessus de la ligne) vers la lumière (sous la ligne). Les contours noirs avec des labels représentent la valeur de la limitation par la lumière (1 signifie pas de limitation, 0 une limitation complète). La ligne blanche continue montre la profondeur de la couche de mélange.

rotationnel de la tension du vent près de la côte. Les distributions moyennes de chlorophylle simulées sont significativement différentes. Elles montrent qu'un rotationnel favorisant l'upwelling par pompage d'Ekman, que l'on trouve dans QuickSCAT non-lissé, induit une zone productive côtière plus large en raison de l'apport d'eaux riches en éléments nutritifs amenées par une remontée du sous-courant côtier. Ceci montre qu'il est essentiel d'utiliser des produits de vent présentant une structure spatiale réaliste près de la côte pour modéliser les processus couplés physique-biogéochimie côtiers.

4.1.2 Variabilité intrasaisonnière

Du fait de sa proximité avec l'équateur, ce qui le distingue des autres grands systèmes d'upwelling de bord est, l'upwelling de Humboldt est particulièrement exposé aux perturbations d'origine équatoriale. Ces perturbations intrasaisonnières se font sous la forme d'ondes de Kelvin équatoriales qui, lorsqu'elles arrivent aux côtes du Pérou et de l'Equateur, se transforment en ondes piégées à la côte propageant vers les pôles (BELMADANI et al., 2012). L'impact de cette variabilité intrasaisonnière sur la biogéochimie marine dans la région du Pérou a été étudié dans deux études auxquelles j'ai collaboré activement. Dans un premier travail réalisé par une étudiante en thèse Céline Bonhomme (BONHOMME et al., 2007), nous avons montré en analysant des données satellitales de SSH, SST et chlorophylle que la région hauturière entre 5° S et 12° S présente une forte variabilité intrasaisonnière, dont l'intensité pour la chlorophylle atteint près de la moitié de la variance totale observée. Cette forte variabilité est générée par la propagation d'ondes de Rossby. Un exemple de l'impact de la propagation d'une onde de Rossby générée à la côte est illustré sur la Figure 4.3. L'analyse du déphasage entre le signal de SSH et celui de chlorophylle, associé à l'utilisation

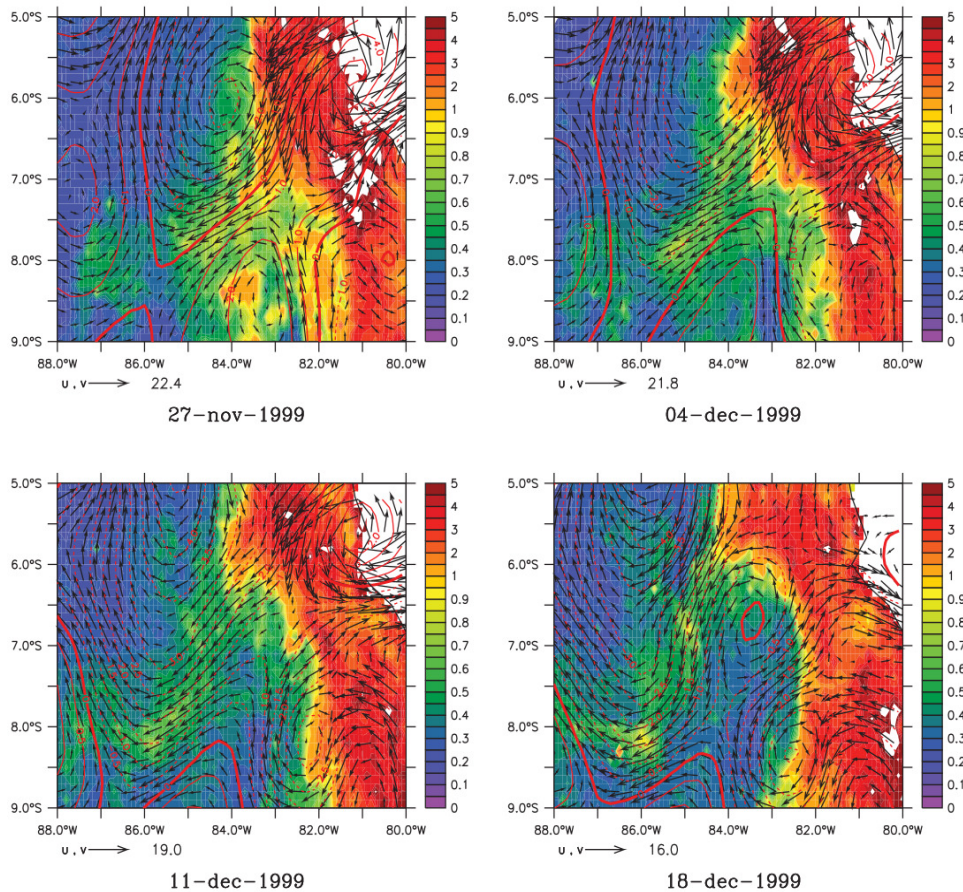


FIGURE 4.3 : Patches de chlorophylle se détachant de la côte en été 1997. Les couleurs montrent les concentrations de chlorophylle (en mgChl.m^{-3}). Les contours indiquent les anomalies de SSH (en cm). Les flèches noires représentent les courants géostrophiques calculées à partir des anomalies de SSH. L'intervalle de temps entre chaque image est de 7 jours.

d'un modèle conceptuel simple, suggère un mécanisme physique dominé par l'advection horizontale. On observe la transition d'un second mode barocline vers une premier mode barocline en allant au sud de 8° S , ce qui est consistant avec la théorie des latitudes critiques (CLARKE and SHI, 1991).

Dans une deuxième étude (ECHEVIN et al., 2014), nous nous sommes intéressés à la variabilité intrasaisonnière générée par les ondes côtières piégées en utilisant des observations et le modèle ROMS_AGRIF-PISCES (avec une résolution horizontale au $1/9^\circ$). Le modèle prédit que sur la période 2000-20006, environ un quart de la variance totale de la chlorophylle à la côte est produite par la variabilité intrasaisonnière. Ce chiffre monte à un tiers pour l'export de carbone sur le plateau péruvien. Le modèle suggère que cette variabilité est induite par des ondes côtières piégées générées par des ondes de Kelvin équatoriales. Ces ondes de Kelvin se transforment en ondes côtières qui se propagent vers les pôles (Figure 4.4). Ces ondes côtières piégées produisent des remontées de nutriments qui déclenchent des floraisons planctoniques et des événements d'export de matière organique. Pour les échelles de temps de 50 à 90 jours, la variabilité intra-saisonnière forcée localement par les vents est d'intensité similaire à celle due au forçage distant par les ondes de Kevin équatoriales, surtout dans la partie nord de la région du Pérou. En revanche, aux échelles de temps plus courtes (20 à 30 jours), la variabilité liée au vent domine.

4.2 Le Canal du Mozambique

Le canal du Mozambique constitue une partie du système du courant des Aiguilles, qui s'étend du nord de Madagascar jusqu'à l'extrémité sud-ouest de l'Afrique du Sud. Une des voies principales par lesquelles

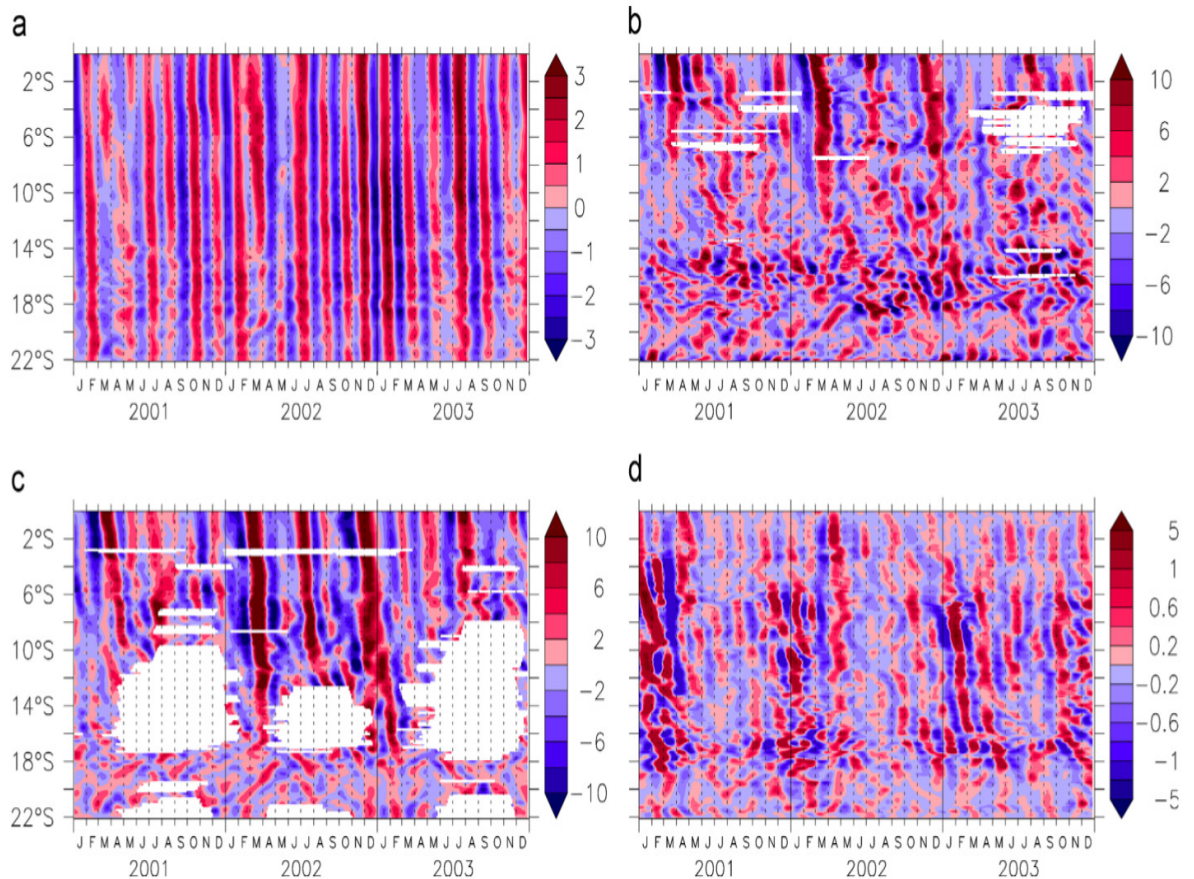


FIGURE 4.4 : Diagramme temps-latitude de (a) la hauteur de la mer (en m), (b) la profondeur de l'isoinitrate $20 \mu\text{mol.L}^{-1}$ (en m), (c) la profondeur de l'isotherme $17 \text{ }^\circ\text{C}$ (en m), et (d) des anomalies de chlorophylle de surface (en mgChl.m^{-3}). Toutes les variables ont été filtrées en utilisant un filtre passe-bande de (50-80) jours et moyennées dans une bande côtière large de 100 km.

L'eau chaude et salée du courant des Aiguilles est transportée dans l'Atlantique Sud est le détachement de tourbillons à partir de la réflexion des Aiguilles au sud de l'Afrique du Sud (REASON et al., 2003). Or, la fréquence de ces détachements est modulée par l'activité méso-échelle en amont dans le canal du Mozambique et au sud de Madagascar (BIASOCH et al., 2008; PENVEN et al., 2006). La circulation dans le canal du Mozambique est caractérisée par une activité méso-échelle très intense, dominée par de grands tourbillons anticycloniques. Ces tourbillons influencent également fortement la biogéochimie dans le canal ainsi que la dynamique des écosystèmes (TEW KAI and MARSAC, 2010; WEIMERSKIRCH et al., 2004). Les observations montrent que leur taille peut atteindre 350 km de large, qu'ils ont une forte composante barotrope (SCHOUTEN et al., 2003). Ils se déplacent vers le sud à la fréquence de 4 à 5 par an en moyenne. Enfin, cette région a fait l'objet récemment d'une série de campagnes d'observation dans le cadre du programme MESOBIO allant de la physique jusqu'aux niveaux trophiques supérieurs en passant par la biogéochimie marine (TERNON et al., 2014). Ceci en fait donc un terrain privilégié pour étudier l'impact de l'activité méso-échelle sur la biogéochimie marine.

L'essentiel du travail sur le canal du Mozambique auquel j'ai contribué a été effectué dans le cadre de la thèse de Yonss José, une étudiante du Mozambique. L'objectif principal de cette thèse était d'étudier l'impact de l'activité méso-échelle sur la biogéochimie marine dans le canal du Mozambique en utilisant une approche de modélisation. Une configuration au $1/6^\circ$ du canal a été mise en place basée sur le système ROMS_AGRIF-PISCES. Cette configuration est emboîtée dans un domaine parent au $1/2^\circ$ en utilisant l'approche AGRIF « 2-ways » (DEBREU et al., 2008). Le modèle parent couvre tout l'océan Indien sud-ouest (32° S - 1.5° S , 28° E - 61° E) et est forcé aux frontières par les résultats d'une configuration globale de

NEMO-PISCES (KONÉ et al., 2009).

Dans une première étude (JOSÉ et al., 2014), nous avons illustré la complexité du système du canal en présentant des exemples de l'effet des tourbillons sur la biogéochimie marine. Dans le modèle, plusieurs tourbillons cycloniques ont été retrouvés avec des concentrations de chlorophylle faibles en leur centre. Par ailleurs, des tourbillons anticycloniques présentent un maximum de chlorophylle en leur centre. Ceci se démarque de plusieurs études précédentes réalisées dans l'océan ouvert (par ex., LONGHURST, 2001; MCGILLICUDDY JR and ROBINSON, 1997). La croissance du phytoplancton au centre de ces structures méso-échelles (autant cycloniques qu'anticycloniques) se produit en réponse à l'injection de nutriments (essentiellement les nitrates) dans la couche éclairée par advection et par la rétention ultérieure de ces eaux enrichies dans les tourbillons. Ces processus dépendent fortement de l'advection latérale d'eaux riches en éléments nutritifs depuis les zones côtières, par interaction des tourbillons avec le plateau. De ce fait, les conditions environnementales dans les régions où ces tourbillons se forment et/ou interagissent avec le plateau ont un impact majeur sur les concentrations de nutriments dans ces structures, et par conséquent sur la biogéochimie du canal du Mozambique.

Dans une deuxième étude soumise (JOSÉ et al., 2015), nous avons exploré plus profondément l'impact de l'activité tourbillonnaire dans le canal du Mozambique. Pour cela, nous avons repris la configuration couplée précédemment utilisée dans JOSÉ et al. (2014) et nous avons réalisé deux expériences que nous avons comparées : une simulation standard déjà décrite ci-dessus et une expérience idéalisée dans laquelle les termes d'advection de la quantité de mouvement ont été annulés. Ceci entraîne la suppression des tourbillons dans le canal. Cette comparaison montre des réponses biologiques assez contrastées (Figure 4.6). Tout d'abord, l'activité méso-échelle entraîne une diminution de la productivité marine à la côte dans le canal du Mozambique centre-ouest et au sud-ouest de Madagascar. Ceci s'explique par un fort export de nutriments vers le large, en accord avec l'étude de GRUBER et al. (2011). En revanche, la production côtière est augmentée au sud de Madagascar et dans la partie nord du canal du Mozambique en raison d'un apport vertical accru par l'activité tourbillonnaire. Dans le centre du canal, les tourbillons induisent une augmentation de la production primaire suite à un transport plus intense depuis les zones côtières. Par ailleurs, les termes inertiels intensifient l'upwelling côtier situé à la pointe sud de Madagascar en raison du détachement du courant est de Madagascar. Ces résultats montrent le rôle complexe et contrasté joué par les tourbillons dans le canal du Mozambique.

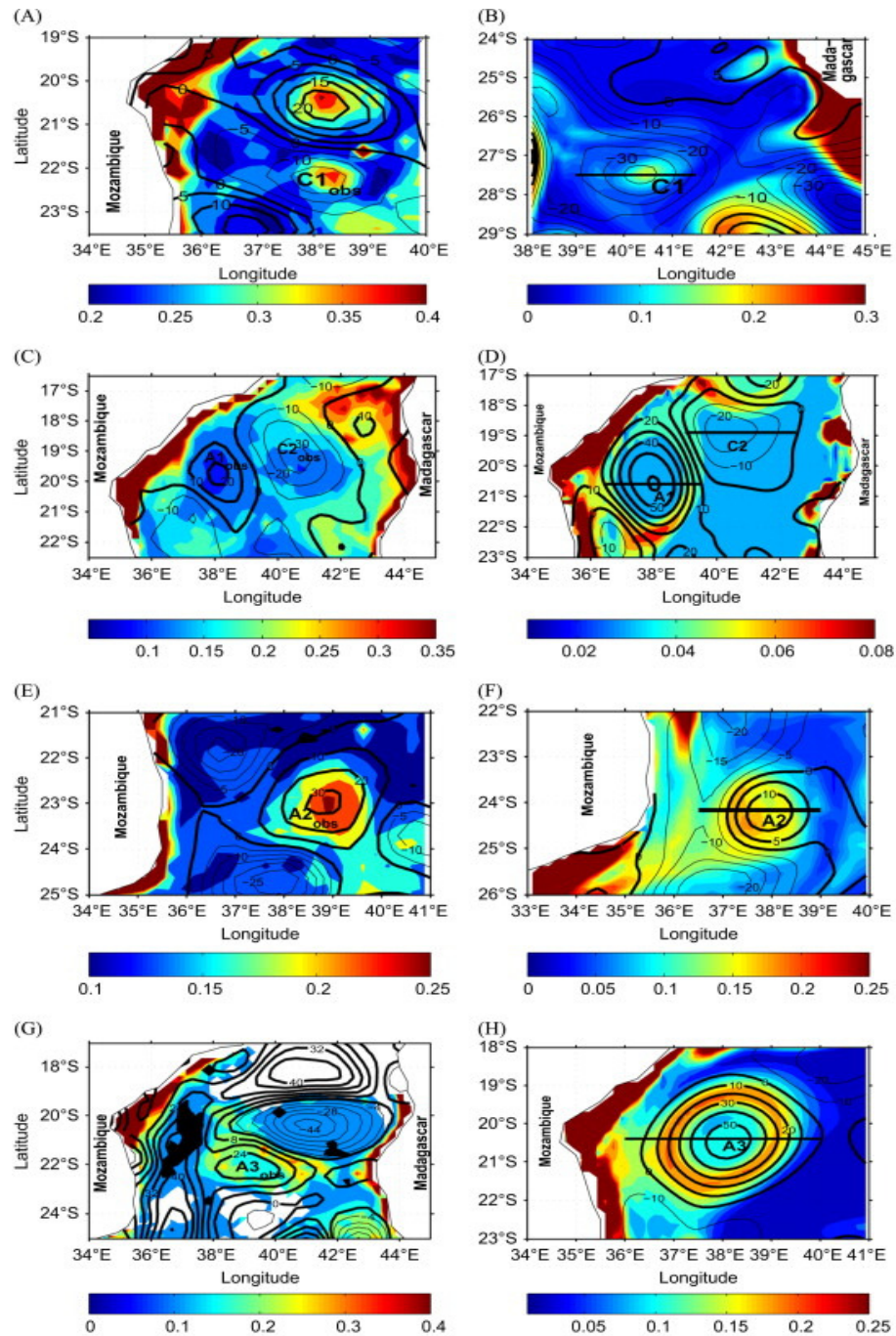


FIGURE 4.5 : Concentrations de chlorophylle de surface (couleurs, en mgChl.m^{-3}) sur lesquelles sont superposées les anomalies de hauteur de la mer (SLA, contours en cm) pour diverses structures méso-échelles dans le canal du Mozambique. Les panneaux de gauche représentent les observations SeaWiFS et AVISO et les panneaux de droite montrent les sorties du modèle. Les lignes épaisses (fines) correspondent aux valeurs positives (négatives). C1obs : 15 et 16 juillet 2003 pour la SLA et la Chla, respectivement ; C1 : moyenne pour les 6–12 novembre, année 8 ; A1obs : 16 et 17 avril 2008 pour la SLA et la Chla, respectivement ; A1 : moyenne pour les 4–6 février, année 10 ; C2obs : 16 et 17 avril 2008 pour la SLA et la Chla respectivement ; C2 : moyenne pour les 4–6 février, année 10 ; A2obs : 27 et 28 mai 2009 pour la SLA et la Chla respectivement ; A2 : moyenne pour les 20–26 mai, année 9 ; A3obs : 28 janvier 2004 pour la SLA et la Chla ; A3 : moyenne pour les 12–14 octobre, année 10.

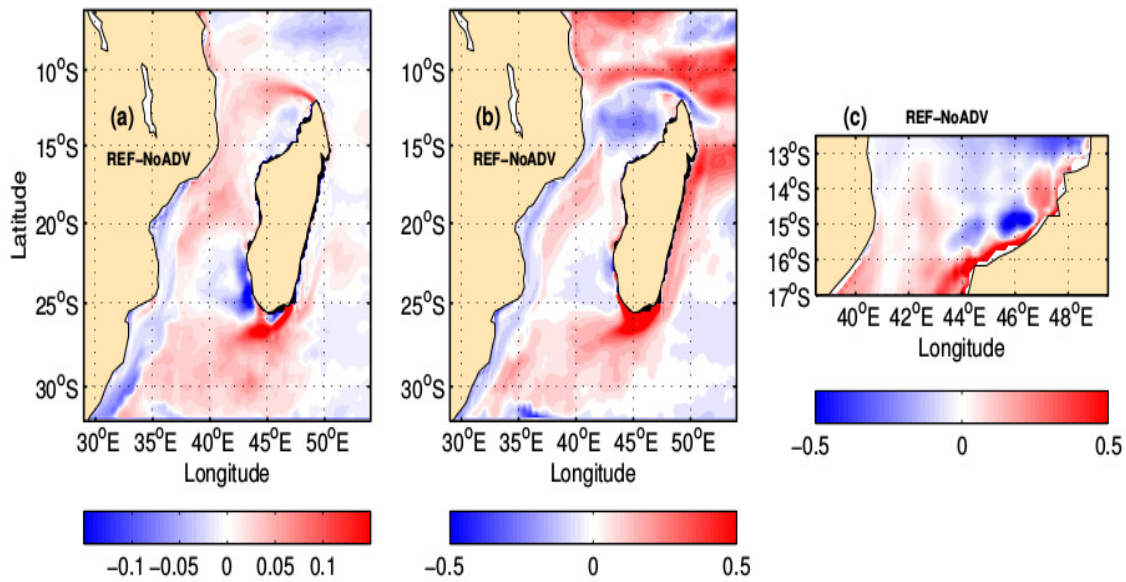


FIGURE 4.6 : Distributions de surface des anomalies (a) de chlorophylle (en mgChl.m^{-3}), (b) des nitrates (en $\mu\text{mol.L}^{-1}$) et (c) du fer (en nmol.L^{-1}). Les anomalies annuelles ont été calculées comme la différence entre la simulation standard et la simulation idéalisée sans les termes inertiels.

PROJET DE RECHERCHE

Jusqu'à ce point, j'ai donc présenté mes travaux antérieurs réalisés depuis l'obtention de mon doctorat. Ces travaux sont très divers et doivent autant à des objectifs que je me suis fixé qu'au hasard des rencontres et des collaborations qui en ont découlées. Dans la partie qui suit, je vais présenter des pistes que je souhaiterais explorer dans les prochaines années. Il ne s'agit en aucun cas d'une liste exhaustive des sujets que j'aborderai à court et moyen terme. Ainsi, je ne mentionnerai pas par exemple les travaux prévus avec le système couplé de l'IPSL dans le cadre de l'exercice 6 du GIEC bien que je sois responsable de la mise en place et de l'étude de la composante biogéochimie marine dans ce système. Il s'agit plutôt d'une présentation de quelques thématiques, plutôt orientées vers l'étude de processus, qui représentent des priorités personnelles. Je conclurai cette prospective (partielle et partiale) par une réflexion plus générale sur la modélisation de la biogéochimie marine.

5.1 Etude des processus biogéochimiques par la modélisation

Une très large part de mon travail est centrée sur l'utilisation du modèle biogéochimique PISCES, autant pour des études à grande échelle (globale), que régionales. Ces études se sont souvent conclues par des développements nouveaux entraînant une évolution continue du modèle PISCES (cf. Figure 2.2). Même si j'en suis le principal élément moteur, ces développements n'ont pas été réalisés seul mais en collaboration avec des chercheurs et des ingénieurs de la communauté nationale (et maintenant internationale). Le développement de modèles ne doit pas être considéré comme une fin en soi mais est plutôt motivé par les questions scientifiques abordées qui requièrent ces développements. Dans les années à venir, certains développements importants sont identifiés et seront mis en place, motivés principalement par l'étude de trois thématiques scientifiques principales qui sont présentées ci-dessous.

5.1.1 L'export de matière organique

Les deux dernières décennies ont vu l'émergence de modèles biogéochimiques de complexité croissante et représentant les processus dans la zone euphotique avec un niveau de détail accru. En revanche, l'export des particules (organiques et inorganiques) est resté paradoxalement presque inchangé, en particulier dans les modèles globaux. Il repose généralement sur la prescription de fonctions diagnostiques empiriques plus ou moins raffinées (ARMSTRONG et al., 2002; EPPLEY and PETERSON, 1979; MARTIN et al., 1987) et sur la représentation des particules sous une forme unique, quand elles sont représentées explicitement (ce qui est loin d'être toujours le cas) : un compartiment pour la matière organique particulaire et un compartiment pour le carbone inorganique particulaire (PIC, presque toujours la calcite). Dans PISCES, le devenir de la matière organique est représenté selon deux schémas de complexité distincte :

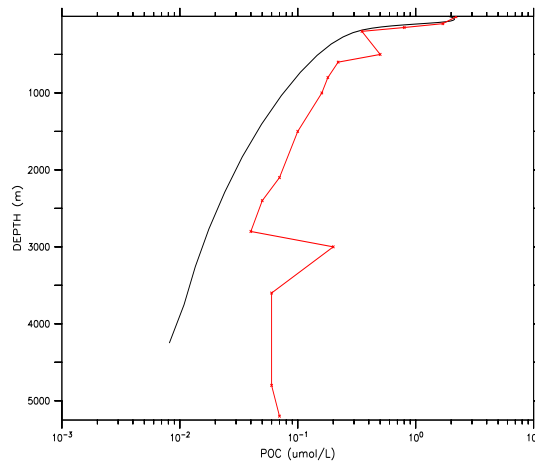


FIGURE 5.1 : Exemple de distribution verticale du carbone organique particulaire pour le modèle (noir) et les données (rouge) pour une station du Pacifique tropical.

1. Le schéma standard de PISCES incluant deux classes de taille de particules, des vitesses de chute prescrites et de l'agrégation- désagrégation ;
2. Un schéma dans lequel les particules sont représentées selon un spectre de taille et dans lequel les vitesses de sédimentations sont prédites pronostiquement (KRIEST, 2002; KRIEST and EVANS, 1999).

L'étude comparative de ces schémas a été faite par GEHLEN et al. (2006) (voir la Section 2.3). Une caractéristique que partagent les deux schémas est la forte sous-estimation des concentrations de particules dans l'océan profond. La figure 5.1 illustre ce problème pour le schéma standard de PISCES. Et ceci produit des biais importants par exemple pour les études des métaux traces (ARSOUZE et al., 2009; DUTAY et al., 2009).

Ces biais suggèrent donc qu'un ou des processus majeurs sont soit mal représentés, soit absents. Du fait de la présence du biais aussi bien dans les modèles simples que dans les modèles en classe de tailles qui représentent finement la dynamique des particules, cela suggère que l'origine n'est pas dans la dynamique des particules (agrégation, vitesses de chute,...) mais ailleurs. Une solution existante dans la littérature est de définir une fraction de matière organique réfractaire à la dégradation (ARMSTRONG et al., 2002; KLAAS and ARCHER, 2002) mais ces solutions présentent à mes yeux trois défauts principaux :

1. elles reposent sur la notion d'effet ballast, sans que cet effet ait clairement été démontré par les observations ;
2. la fraction réfractaire n'est pas prédite mais prescrite ;
3. ces modèles ne permettent pas actuellement de concilier simplement dynamique des particules et effet ballast.

Je me propose d'aborder cette question en utilisant pour hypothèse de départ le fait que la matière organique particulaire (mais cette hypothèse peut tout aussi bien être appliquée à la matière dissoute) peut être décrite selon un continuum de labilité suivant une loi gamma ou lognormale (BOSATTA and ÅGREN, 1995; BOUDREAU and RUDDICK, 1991). De fait, lorsque la matière organique vieillit, elle devient de plus en plus réfractaire, les composantes labiles étant reminéralisées préférentiellement. La vitesse de reminéralisation de la matière organique a donc tendance à diminuer avec son âge et donc avec la profondeur. La mise en œuvre de cette hypothèse présente des difficultés théoriques assez importantes lorsqu'on prend en compte le transport et la production de matière organique fraîche car le mélange de matières organiques d'âges différents ne suit plus une loi simple. La somme de distributions gammas de paramètres d'intensité différents n'a pas d'expression simple. Une solution possible est de représenter explicitement le continuum de labilité, en suivant une approche similaire à ce qui est fait pour les modèles de particules en spectre de taille (par ex., JACKSON, 1998; STEMMANN et al., 2004). Toutefois, cette

solution présente un inconvénient majeur : son coût de calcul. En effet, cela suppose de discrétiser les compartiments particulaires en fonction de la labilité et multiplie donc le nombre de traceurs du modèle. Des tests préliminaires dans une configuration 1D suggèrent qu'il faut au moins 15 classes de labilité pour représenter correctement la distribution de matière organique particulaire (écart relatif inférieur à 5%). Pour deux classes de taille de particules, ceci implique d'ajouter 28 traceurs au modèle PISCES, soit plus qu'un doublement du nombre de variables pronostiques.

Une autre solution à ce problème est de négliger l'effet du transport océanique sur les spectres de labilité (hormis l'effet du mélange dans la couche de mélange). Si cette approche peut paraître légitime pour les grandes particules du fait de leur vitesse de chute élevée, elle paraît plus discutable pour les petites particules dont le temps de résidence dans la colonne d'eau est sensiblement plus grand. Toutefois, des travaux préliminaires que j'ai effectués en collaboration avec M. Van Hulst (post-doctorant au LSCE) montrent que cette hypothèse paraît fondée dans la majorité du domaine océanique. Dans une première étape donc, je propose d'utiliser cette hypothèse pour étudier l'impact de l'utilisation d'une labilité variable pour la matière organique particulaire sur les cycles biogéochimiques marins, en particulier sur les éléments-trace tels que le thorium, le fer et l'aluminium par exemple. Ce travail sera fait en collaboration avec M. Van Hulst, J.-C. Dutay, A. Tagliabue, M. Gehlen et L. Bopp. Pour aller plus loin et lever en particulier l'hypothèse faite sur le transport océanique, des pistes issues de la chimie atmosphérique seront envisagées. Ces pistes reposent sur des méthodes de moments (FRENKLACH, 2002; MCGRAW, 1997; MILBRANDT and YAU, 2005). Ainsi, dans notre cas, ces méthodes supposent de représenter le spectre de labilité par ses différents moments. Elles présentent l'avantage d'être très intéressantes en terme de coût de calcul (FRENKLACH and HARRIS, 1987). Toutefois, leur point-clé est la fermeture des équations d'évolution des moments, ce qui laisse envisager la possibilité d'un échec à l'application de ces méthodes pour la question scientifique présentée ici.

5.1.2 Le cycle du fer océanique

Comme montré dans la partie décrivant mon travail antérieur (cf. Section 2.4), une large part de mon travail passé a été centrée sur la compréhension par la modélisation du cycle du fer océanique, travail que je souhaite poursuivre dans les années à venir. Mon travail futur sur ce thème devrait se centrer principalement sur le rôle joué par le fer particulaire inorganique dans l'océan.

Jusqu'à récemment, les études sur le cycle du fer se sont concentrées sur le fer inorganique dissous, défini sur des critères opérationnels car il était communément admis que seule cette forme était biodisponible pour le phytoplancton et les bactéries. De fait, le fer particulaire inorganique a été très peu étudié et son rôle négligé. Cette vision traditionnelle a été récemment battue en brèche. Dans une revue, JEANDEL and OELKERS (2015) insistent sur l'importance de la dissolution du fer terrigène qui représente une fertilisation continue de l'océan le long de ses marges. Par ailleurs, des observations ont montré que de grandes quantités de fer particulaire étaient remis en suspension sur les marges et les pentes continentales. Une fraction de ce fer particulaire peut être dissoute longtemps après, parfois très loin de la zone de resuspension (LABATUT et al., 2014; SCHALLENBERG et al., 2015). Dans les modèles, le fer dissous issu des sédiments est prédit comme étant très rapidement lessivé par adsorption sur les particules et ne peut donc pas être transporté sur de grandes distances (BORRIONE et al., 2014; GORGUES et al., 2010b). Ceci semble consistant avec le temps de résidence très court du fer dissous dans l'océan de surface, estimé à moins d'un an par MOORE and BRAUCHER (2008). Or, ces mêmes modèles simulent des panaches de fertilisation en aval des îles dont l'extension est très fortement sous-estimée par rapport aux observations. Un biais similaire a été mis en évidence pour les sources hydrothermales (A. Tagliabue, 2010, communication personnelle). Ceci suggère l'existence d'un réservoir de fer au temps de résidence plus long qui n'est pas représenté dans les modèles. Le fer particulaire peut constituer ce réservoir, d'autant que des travaux expérimentaux suggèrent des échanges avec la phase dissoute (NISHIOKA and TAKEDA, 2000; PLANQUETTE et al., 2011; USSHER et al., 2010).

Je propose donc d'étudier le rôle de ce fer particulaire à partir de la modélisation. Pour cela, je m'appuierai sur des travaux expérimentaux en laboratoire effectués par H. Planquette du LEMAR. Dans ces expériences, du matériel sédimentaire est mis en suspension et les cinétiques de dissolution de ce matériel

sont suivies sur de longues périodes, parfois excédant une année. Par ailleurs, une base de données de observations in situ de fer particulaire sera construite selon une méthode similaire à celle du fer dissous (TAGLIABUE et al., 2012). Ces différents points seront utilisés pour mettre en place et contraindre une représentation explicite du fer particulaire inorganique dans le modèle PISCES puis d'en étudier le rôle potentiel à l'échelle globale. L'objectif n'en sera pas tant une représentation la plus fidèle possible qu'une évaluation de son importance possible pour la biogéochimie marine. Il s'agit donc avant tout d'une étude de processus. Ce travail sera fait en collaboration avec H. Planquette, T. Gorgues, G. Sarthou, A. Tagliabue, et F. Lacan.

Parallèlement à cette question principale, je travaillerai sur d'autres aspects concernant le cycle du fer. Tout d'abord, je suis partenaire du projet ANR-GEOVIDE porté par G. Sarthou du LEMAR construit autour d'une campagne qui doit avoir lieu dans l'Atlantique Nord en mai-juin 2014. Cette campagne représente une contribution française au programme international GEOTRACES. Je suis en particulier co-encadrant avec L. Mémary (LEMAR) d'une thèse effectuée par G. Le Gland qui a démarré à la rentrée 2014 et dont la thématique est liée à GEOVIDE. L'objectif de cette thèse est d'étudier les distributions de certains éléments trace, en particulier le radium et le thorium 234. Or, ces éléments présentent des similitudes avec certains aspects du cycle du fer (les interactions avec les particules pour le thorium, les sources côtières pour le radium). Ensuite, je suis impliqué dans le montage d'une campagne en mer en Méditerranée (PEACETIME) portée par C. Guieu du LOV et dont l'objectif est d'étudier le rôle des événements sahariens dans une région oligotrophe. Enfin, nous sommes en train de mettre en place un projet international, pour le moment informel, d'intercomparaison des modèles de cycle du fer à l'échelle globale. 11 groupes de modélisation sont concernés (PISCES, BFM, TOPAZ, COBALT, BLING, BEC, GENIE, MEDUSA, MITecco, MITigsm, REcoM).

5.1.3 Stœchiométrie variable

Actuellement, le modèle PISCES repose historiquement sur un formalisme de Monod (MONOD, 1942). En d'autres termes, la croissance du phytoplancton est limitée directement par la disponibilité externe des éléments nutritifs. Une conséquence majeure de cette hypothèse est la stœchiométrie constante des organismes vivants. Or, les expériences en laboratoire ainsi que les observations in situ montrent que la composition de la matière organique peut être très variable, en particulier les rapports N/P et Fe/C. Le rapport N/C semble lui présenter des variations plus modestes, tout au moins in situ (MARTINY et al., 2013). Le travail sur le cycle du fer dans PISCES a introduit partiellement l'approche en quota (DROOP, 1983), limitée pour le moment au seul fer (AUMONT et al., 2015). Les autres éléments (C, N, P) restent modélisés selon une approche classique, impliquant que les rapports C/N/P sont fixes. Certaines études soutiennent que l'approche selon le formalisme de Monod présente des problèmes majeurs tels que son utilisation ne peut être considérée comme étant appropriée (dysfunctional model, (FLYNN, 2010; SMITH et al., 2014)). Bien que ces positions catégoriques fassent l'objet d'un débat (AYATA et al., 2013), il apparaît donc nécessaire de faire évoluer le formalisme sur lequel est construit le modèle PISCES, ou tout au moins d'avoir la possibilité de choisir le formalisme (Monod ou Quota) le mieux adapté pour les études envisagées avec PISCES.

Dans le cadre du projet ANR-MACROES que j'ai piloté (fin du projet en 2014), il était prévu d'abandonner totalement le formalisme de Monod. Pour cela, la piste envisagée était d'adopter le formalisme DEB (KOOIJMAN, 2009) pour les raisons suivantes :

- Cette théorie est générale et peut être appliquée à tous les organismes vivants. Ainsi, dans PISCES, le zooplancton et le phytoplancton pourraient être représentés en utilisant un formalisme théorique identique.
- Le modèle des niveaux trophiques supérieurs APECOSM (voir la section suivante) a adopté cette théorie. Donc, une fois le formalisme DEB utilisé pour PISCES, l'écosystème marin complet pourrait être représenté en utilisant un formalisme théorique unique, ce qui permettrait une consistance maximale entre les modèles et donc, dans les applications « end-to-end ».

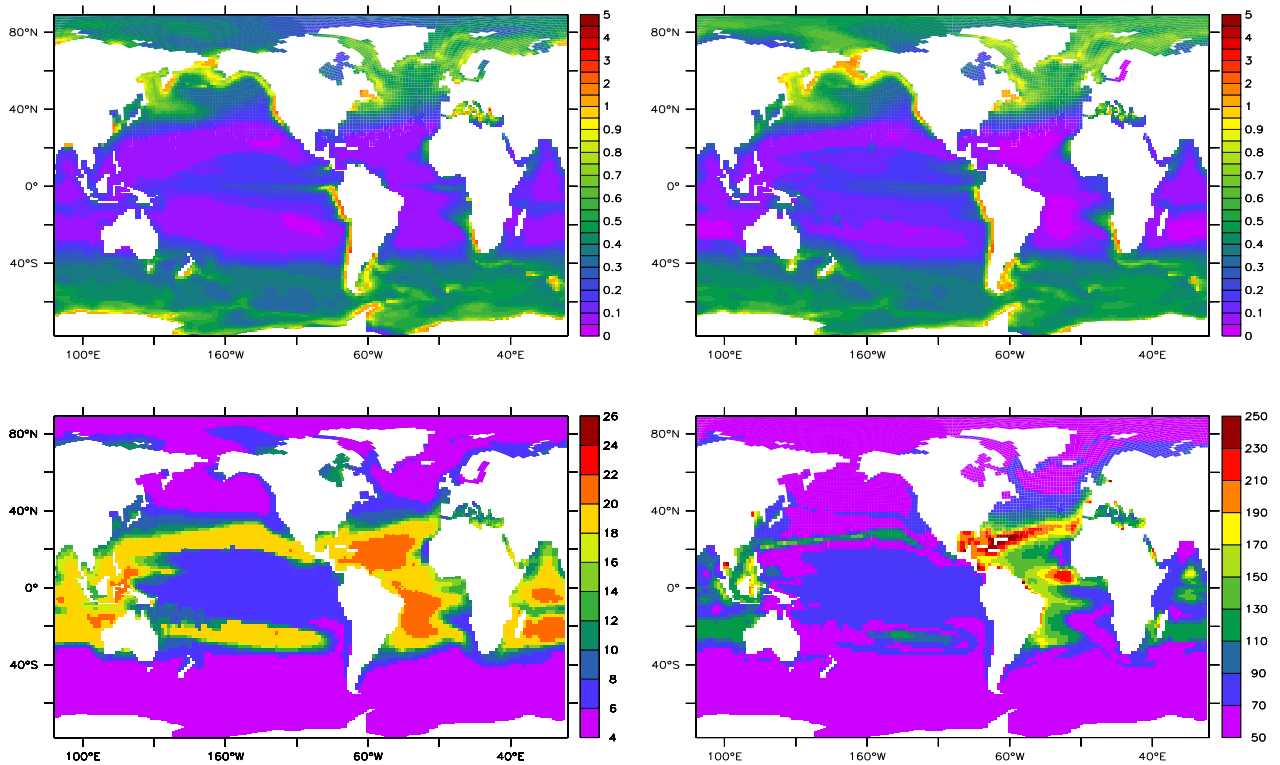


FIGURE 5.2 : Distributions de surface en moyenne annuelle prédites par le modèle PISCES à stœchiométrie variable. Les panneaux en haut à gauche et en haut à droite montre la concentration de chlorophylle de surface (en mgChl.m^{-3}) prédite respectivement par le modèle standard et par la version avec stœchiométrie variable. Les panneaux du bas montrent respectivement les rapports C/N (gauche) et C/P (droite) dans le nanophytoplancton.

Le basculement en DEB pour le zooplancton est réalisé. En revanche, pour le phytoplancton, ce basculement a été abandonné, tout du moins à court ou moyen terme. En effet, après une analyse fine de la problématique de ce passage, il est apparu que cela soulevait de nombreuses difficultés théoriques, demandant des extensions à la théorie DEB. Les difficultés théoriques étaient surtout liées aux interactions entre les différents nutriments (interactions N et P, Fe et N, ...). Je me suis donc tourné vers une solution alternative reposant sur une synthèse des approches existant dans la littérature (par ex., FLYNN and HIPKIN, 1999; GEIDER et al., 1998; PAHLOW and OSCHLIES, 2009). Ce modèle pour le phytoplancton est consistant physiologiquement, représente proprement les interactions P et N ainsi que les différentes colimitations. Il est d'ailleurs à noter qu'il peut s'expliquer partiellement comme un cas limite de la théorie DEB (lorsque les termes de maintenance sont négligés). Le lecteur pourra se référer à MARQUES et al. (2014) pour une comparaison de la modélisation DEB et des approches classiques en quota.

Une première version préliminaire du modèle est fonctionnelle (Figure 5.2). Cette version doit être étudiée, validée et analysée avec soin, avant d'en envisager l'utilisation pour des études scientifiques. Parallèlement, je souhaiterais re-démarrer une réflexion autour de l'application de la théorie DEB pour représenter la croissance du phytoplancton. Cette réflexion se ferait en association avec G. Aloisi du LOCEAN, L. Mémery du LEMAR, J.-C. Poggiale du MIO et O. Maury d'EME. Il est à noter que cette version du modèle n'est pas amenée à remplacer totalement le modèle actuel mais à le compléter, le choix des approches (quota/Monod) reposant sur l'évaluation des besoins dictés par les problématiques abordés.

5.2 Modélisation « end-to-end » des écosystèmes marins

L'analyse par les observations des écosystèmes marins est extrêmement complexe car de nombreuses espèces interagissent entre elles de manière non-linéaire formant des réseaux complexes et variables régis

par des contrôles « bottom-up » et « top-down » (CURY et al., 2003; WARE and THOMSON, 2005). Face à une telle complexité et grâce à une connaissance accrue des systèmes marins, le développement de modèles d'écosystèmes « end-to-end » représente une voie intéressante permettant de déconvoluer les signaux à l'origine des variations spatiales et temporelles des écosystèmes marins (FULTON, 2010). Ces modèles sont créés généralement par le couplage de modèles des bas niveaux trophiques (de type NPZD) avec des modèles des hauts niveaux trophiques, principalement les poissons. Ces modèles ont connu un tel développement au cours des dernières années, qu'un programme d'intercomparaison, FISH-MIP, est en cours de définition. Dans le cadre du projet ANR-MACROES, le couplage des modèles PISCES et APECOSM (MAURY et al., 2007) a été finalisé et utilisé pour étudier en particulier l'impact du changement climatique sur les écosystèmes marins hauturiers. Ce couplage est complet et représente de manière intégrée les interactions trophiques mais aussi la production et la régénération de la matière organique, l'excrétion, la respiration, . . . ; autant de processus importants pour les cycles biogéochimiques, y compris celui du carbone. Le développement de cette plateforme de modélisation devrait me permettre d'aborder diverses questions scientifiques dont je présente les principales rapidement ci-dessous.

Les migrations verticales nyctémérales (DVM pour diurnal vertical migration) du zooplancton et du micronecton sont un phénomène très répandu dans le milieu marin. Classiquement, le zooplancton se trouve en surface au cours de la nuit et descend jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur à l'aube pour ne remonter en surface qu'au crépuscule. De nombreuses observations, en particulier acoustiques, ont démontré l'existence de ce type de migrations dans de très nombreuses provinces biogéochimiques (BANSE, 1964; LUO et al., 2000; STEINBERG et al., 2008). L'existence de structures temporelles de migration inversées ou bien désynchronisées, comme en été dans les hautes latitudes, a toutefois été mise en évidence. Les migrations verticales journalières influencent l'écologie de l'océan de surface, en modifiant les structures temporelles et spatiales des interactions trophiques (HAYS, 2003). De plus, elles vont également avoir un impact sur les flux biogéochimiques de nutriments, de carbone et d'oxygène. Les organismes migrants vont généralement se nourrir en surface, mais ils excrètent, respirent, produisent des pelotes fécales et meurent aussi en profondeur, induisant un transport vertical de nutriments et de carbone depuis la surface vers la subsurface. Ceci pourrait accroître l'efficacité de la pompe de carbone (BUESSELER and BOYD, 2009; LONGHURST et al., 1990). De nombreuses études ont estimé localement, mais dans des régions diverses, l'importance de ce transport actif. En général, elles suggèrent une contribution pouvant représenter 10 à 50% de l'export de carbone. Par ailleurs, les DVM peuvent avoir des conséquences importantes sur l'oxygène. Dans les zones de minimum d'oxygène, l'habitat en profondeur est souvent contraint par l'oxycline et donc, la respiration des organismes migrants peut en partie déterminer ou altérer la profondeur de l'oxycline (BIANCHI et al., 2013; STEINBERG et al., 2008; WISHNER et al., 1998). Je me propose d'utiliser la plateforme de modélisation NEMO-PISCES-APECOSM pour répondre aux trois objectifs suivants :

1. l'analyse et l'évaluation des structures spatiales et saisonnières des migrations verticales journalières prédites par la plateforme NEMO-PISCES-APECOSM
2. la détermination de l'impact des migrations verticales journalières sur les cycles biogéochimiques du carbone, des éléments nutritifs et de l'oxygène.
3. la détermination du rôle de ce processus (migrations verticales journalières) dans l'évolution du puits de carbone en réponse au changement climatique.

La plateforme de modélisation NEMO-PISCES-APECOSM représente un outil parfaitement adapté pour aborder ces objectifs. En effet, dans APECOSM, l'écosystème marin est représenté par trois communautés génériques dont l'une correspond aux organismes effectuant des migrations verticales journalières. Ces migrations sont déterminées par la lumière, la nourriture et l'oxygène. En outre, le couplage entre PISCES et APECOSM est complet tant au niveau des interactions trophiques que des flux de carbone, nutriments, etc. . . Ce travail sera réalisé en collaboration avec L. Bopp du LSCE et O. Maury d'EME.

Par ailleurs, la modélisation « end-to-end » représentée ici par la plateforme NEMO-PISCES-APECOSM est l'outil proposé dans un certain nombre de projets en cours d'élaboration dans lesquels, s'ils sont sélec-

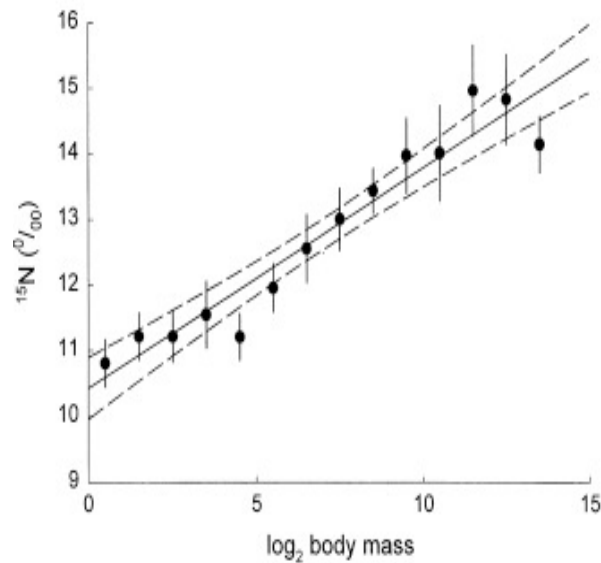


FIGURE 5.3 : Relation entre le $\delta^{15}N$ des tissus des muscles blancs et la classe de taille pour une communauté de poissons de la Mer du Nord. Cette figure est prise de l'étude de JENNINGS et al. (2001).

tionnés, je suis impliqué de manière plus ou moins importante. Tout d'abord, le projet ANR- CIGOEF, porté par O. Maury, a pour objectif d'étudier la réponse des écosystèmes marins hauturiers aux changements anthropiques. Ce projet a émergé du projet ANR-MACROES. Ensuite, le projet ANR SENSITIZED, porté par J.-B. Charrassin (LOCEAN), est centré sur l'étude du krill dans l'océan Austral. Ce projet se propose de mieux comprendre les facteurs régissant la dynamique spatiale et temporelle de cette espèce et d'étudier les impacts que pourraient avoir les changements futurs. Enfin, il est à noter que les travaux entamés dans le cadre de MACROES autour des rétroactions biophysiques avec M. Lengaigne et G. Madec (LOCEAN) seront très certainement poursuivis.

Pour conclure cette partie, je mentionnerai l'utilisation des isotopes stables du carbone (^{13}C) et surtout de l'azote (^{15}N) dans les études des interactions trophiques. Les rapports isotopiques sont communément exprimés en pour mille (‰). Pour l'azote, ces rapports ($\delta^{15}N$) correspondent à la différence entre le rapport isotopique d'un échantillon et celui du N_2 atmosphérique. Or, ces rapports ont tendance à augmenter avec les niveaux trophiques (DENIRO and EPSTEIN, 1981). En moyenne, la différence de rapports entre un prédateur et sa proie, que l'on appelle fractionnement trophique, est de 3‰, bien que des variations significatives autour de cette valeur aient été observées (MIZUTANI et al., 1992; PETERSON and FRY, 1987). Pour le carbone, la fractionnement isotopique est moins marquée ce qui rend son utilisation plus délicate (WAINRIGHT et al., 1993). Les analyses isotopiques ont par exemple été utilisées pour montrer que la taille est un très bon prédicateur du niveau trophique au sein des communautés de poissons (par ex., JENNINGS et al., 2001, Figure 5.3). L'une des difficultés inhérentes à ces méthodes isotopiques est la nécessité de connaître le niveau de base, c'est-à-dire le rapport isotopique des producteurs primaires (HANNIDES et al., 2009; ROLFF, 2000). L'utilisation de la modélisation biogéochimique pourrait représenter un moyen d'accéder à ce niveau de base, ou tout au moins d'avoir une estimation de ses variations temporelles et spatiales. Par ailleurs, les fractionnements isotopiques très différentes lors des différents processus biogéochimiques (fixation d'azote, dénitrification dans la colonne d'eau, dénitrification dans les sédiments, etc...) peuvent être utilisées comme un moyen de contraindre ces processus (par ex., BRANDES and DEVOL, 2002; SOMES et al., 2013). Pourtant, seule une étude de modélisation du ^{15}N reposant sur un modèle biogéochimique 3D global a été réalisée jusqu'à présent (SOMES et al., 2013), utilisant un modèle biogéochimique très simple. Pour les raisons rapidement évoquées ici, il semble donc tout à fait intéressant et pertinent d'aborder l'étude des rapports isotopique du C et du N par la modélisation, ce que je me propose de faire dans les prochaines années. Ceci sera fait en collaboration avec L. Bopp du LSCE, C. Menkès du LOCEAN, F. Ménard et O. Maury d'EME, et P. Lehodey de CLS.

5.3 Circulation superficielle et cycles biogéochimiques

La circulation superficielle des océans entre 45° S et 45° N joue un rôle majeur dans le climat en exportant de la chaleur depuis les tropiques vers les moyennes latitudes. La perte de chaleur vers l'atmosphère permet de fermer cette circulation superficielle en formant les eaux modales subtropicales et subantarctiques. L'importance de cette circulation pour l'absorption et la séquestration du carbone anthropique et pour les cycles biogéochimiques marins a été maintes fois soulignée, en particulier au niveau de l'océan Austral (IUDICONE et al., 2011; MARINOV et al., 2006; SARMIENTO et al., 2004). Or, dans l'océan Austral, une très large part des eaux entrant dans cette région (au sud de 30° S) ressort avec une densité très différente ce qui implique que les processus de transformations des masses d'eaux sont une caractéristique intrinsèque de cette région dont les conséquences, en particulier pour le cycle du carbone et les cycles biogéochimiques, restent à déterminer. Or, dans la littérature, il n'existe pas de consensus clair sur les mécanismes dominant la formation des masses d'eaux modales et intermédiaires. Ainsi, dans certaines études, la densification des eaux tropicales joue un rôle fondamental (ITO et al., 2010; SALLÉE et al., 2006) alors que dans d'autres études, la formation des eaux modales et intermédiaires repose essentiellement sur la transformation des masses d'eaux lors du transport d'Ekman vers le nord des eaux profondes circumpolaires (IUDICONE et al., 2011; SARMIENTO et al., 2004). Du fait des caractéristiques biogéochimiques radicalement différentes des masses d'eaux tropicales et circumpolaires, les conséquences pour la biogéochimie sont donc majeures.

Dans les prochaines années, je me propose, dans le cadre de collaborations déjà établies, de participer à des études autour de cette thématique. Plus spécifiquement, deux questions principales seront abordées :

1. Quelles importances ont les mécanismes de formation des eaux modales et intermédiaires pour les caractéristiques biogéochimiques de ces eaux et la séquestration du carbone anthropique ?
2. Quel est le devenir de ces eaux modales ? En particulier, où ré-émergent-elles et avec quelles caractéristiques ?

La seconde question demande ainsi de déterminer les processus de transformation physiques et biogéochimiques dans l'intérieur de l'océan. Pour répondre à ces questions, divers outils de modélisation seront utilisés : des outils lagrangiens tels que Ariane développé par B. Blanke (LPO), le modèle NEMO-PISCES, ainsi que le formalisme unifié des masses d'eaux développé par D. Iudicone (SZAD, Naples). Ces travaux seront réalisés dans le cadre d'une collaboration avec K. B. Rodgers (Princeton University), D. Iudicone (SZAD, Naples), M. Lévy et G. Madec (LOCEAN) et B. Blanke (LPO).

5.4 Modélisation biogéochimique : quelques réflexions personnelles

L'étude de FASHAM et al. (1990) représente probablement un évènement fondateur dans l'histoire de la modélisation de la biogéochimie marine. En effet, ces auteurs ont formalisé conceptuellement et mathématiquement les modèles dits de type NPZD et leur modèle fut l'un des premiers à être utilisé dans un modèle de circulation générale. Depuis, la modélisation biogéochimique a beaucoup évolué allant généralement vers une complexification et une sophistication des modèles, en même temps d'ailleurs que notre appréciation de la complexité de la biologie et de la physiologie des organismes planctoniques. Il est même probable que l'écart entre les deux s'est accru plutôt que réduit.

Le développement des modèles s'est fait selon plusieurs voies ce qui permet de distinguer différentes grandes familles de modèles :

les modèles physiologiques : ces modèles s'attachent à représenter de manière mécaniste la physiologie des différents groupes d'organismes représentés (par ex., FLYNN, 2001; GEIDER et al., 1998; PAHLOW and OSCHLIES, 2009). Ceci permet en particulier une plus grande flexibilité de la stœchiométrie.

les modèles en PFT : Ces modèles sont basés sur la représentation de Plankton Functional Types (PFT) qui se caractérisent par des fonctions biogéochimiques ou des caractéristiques similaires, par exemple la taille. Cette approche a été formalisée par QUÉRÉ et al. (2005) et a abouti par exemple au modèle PLANKTOM qui comprend 10 groupes fonctionnels.

les modèles basés sur les traits : Cette approche représente une alternative à la modélisation en PFT. Elle repose sur l'idée que le phytoplancton (et les autres organismes) possèdent un nombre bien défini et gérable de traits qui peuvent être utilisés pour construire des modèles mathématiques capables de représenter la composition et le comportement des communautés à partir des conditions extérieures (LITCHMAN et al., 2007). Le modèle de WARD et al. (2012) est un exemple d'un tel modèle dans lequel le trait choisi est la taille.

D'autres approches peuvent exister tels que les modèles IBM mais leur utilisation pour la modélisation biogéochimique reste globalement anecdotique. Par ailleurs, les frontières entre ces grandes catégories de modèles ne sont pas étanches puisque certains modèles combinent plus ou moins fortement plusieurs approches. On citera par exemple le modèle DARWIN (FOLLOWS et al., 2007) qui s'inscrit à la fois dans les modèles en PFT et dans l'approche en traits.

Bien que ce soit l'approche en PFT qui ait essuyé les plus vives critiques (ANDERSON, 2005), toutes les approches font face à des difficultés qui rendent les modèles discutables ou critiquables. Ces difficultés sont le manque de données appropriées, une compréhension incomplète de la physiologie et de la biologie, l'agrégation de la diversité dans un nombre limité de compartiments, etc. . . Par ailleurs, les fondements-mêmes de la construction des modèles peuvent être discutés. Ainsi, la mixotrophie semble être une stratégie très répandue chez les protistes (FLYNN et al., 2013) ce qui rend potentiellement caduque la dichotomie entre phytoplankton et zooplancton qui est à la base de tous les modèles biogéochimiques actuels. J'en profite au passage pour insister sur la nécessité de tenir compte de la mixotrophie dans la modélisation biogéochimie future du fait de son importance potentielle (MITRA et al., 2014). Ceci demandera donc de repenser complètement l'architecture des modèles biogéochimiques.

Le développement des modèles biogéochimiques se poursuivra et par conséquent, leur complexité augmentera encore. Certains modèles actuels, tels que DARWIN, manipulent jusqu'à une centaine de variables pronostiques. Les coûts de calcul de ces modèles deviennent prohibitifs, sachant qu'il existe une tendance parallèle à augmenter la résolution des modèles dynamiques du fait de l'importance reconnu des processus de méso-échelle et de sub-mésoéchelle. Par ailleurs, la calibration de ces modèles s'apparente souvent à un exercice, parfois « cauchemardesque », d'ajustement de dizaines de paramètres souvent non contraints par les observations (ANDERSON, 2010). Enfin, le nombre d'interactions et de processus non linéaires peut atteindre un niveau tel que la compréhension même du comportement du modèle devient un défi.

Plutôt que de poursuivre la fuite en avant en développant et augmentant continuellement la complexité des modèles biogéochimiques tels que PISCES, il me semble nécessaire de repenser les concepts et les formalismes sur lesquels sont construits l'immense majorité des modèles utilisés actuellement par exemple dans les études biogéochimiques ou dans les modèles de système Terre. Cette nécessité a déjà été exprimée par plusieurs acteurs de la modélisation (ALLEN and POLIMENE, 2011; DAVIDSON, 2014). Certaines solutions ont été proposées, souvent sur la base des traits en modélisant par exemple les premiers moments de la distribution des traits choisis (par ex., MERICO et al., 2009; WIRTZ, 2013). Cette dernière approche se rapproche de ce que j'envisage de faire pour la labilité de la matière organique particulaire (cf. Section 5.1.1). Je souhaite donc dans les prochaines années entamer une réflexion générale sur la modélisation biogéochimique. Il est à noter qu'une discussion nationale sur ce sujet semble être envisagée, discussion à laquelle je souhaite donc participer activement.

CURRICULUM VITAE DÉTAILLÉ**6.1 Curriculum Vitae****Olivier AUMONT**

LOCEAN, 4 Place Jussieu
75252 Paris, France
Tél : 01 44 27 46 37
Mél : Olivier.Aumont@ird.fr

Né le 09/10/1970 à Paris
Nationalité Française
Marié
3 enfants

Expérience

Recherche :

Chargé de Recherche IRD au LOCEAN, Paris	2014-présent
Chargé de Recherche IRD au LPO, Brest	2008-2014
Chargé de Recherche IRD au LOCEAN, Brest	2004-2007
Chargé de Recherche IRD au LOCEAN, Paris	2000-2004
Contrat Post-Doctoral au LSCE, Paris et au MPIM, Hambourg encadré par James Orr et Ernst Maier-Reimer	1998-2000

Administration de la Recherche :

Membre du comité des développeurs de NEMO	2014-présent
Membre du comité de pilotage de CAPARMOR	2013-présent
Membre du Conseil Scientifique LEFE-CYBER	2011-présent
Responsable de l'axe 2 du Labex-Mer	2011-2014
Membre du Conseil Scientifique du Labex-Mer	2011-2014
Membre du Conseil Scientifique du LPO	2012-2014
Co-responsable de l'équipe MAAIA du LPO	2008-2011
Coordinateur du projet ANR-CEPS MACROES ; participation à plusieurs projets ANR	
Co-investigateur de plusieurs projets européens (FP7-EuroBasin, FP7-Preface)	
Co-responsable du WP modélisation du programme international GLOBEC-CLIOTOP	

Encadrement :

8 thèses co-encadrées : T. Gorgues (2006), C. Bonhomme (2007), A.-S. Krémeur (2008), L. Resplandy (2010), A.-C. Blaizot (stoppée en 2011), I. Borrione (2013), Y. José (2014), G. Le Gland (en cours, début en 2014)

5 stages de M2 : A. Bouzid (2002), O. Grossin (2003), I. Coulibaly (2006), R. Girardin (2011), S. Asdar (2012)

6 Post-doctorants : K. Rodgers (2003-2005), A. El Moussaoui (2004-2008), V. Kone (2006-2008), N. Stephens (2007-2008), I. Grigorov (2007-2008), T. Gorges (2009-2012)

2 Ingénieurs : P. Strozzi (2008), M. Dessert (2012-présent)

Enseignement :

Cours de M2 Sciences de la Mer et du Littoral, UBO	2013
Cours de M2 Océanographie et Environnement Marin, UPMC	2004-2006
Cours à une École d'été organisée par le TAO study Center	1999

Formation

Ecole Centrale de Paris	1990-1993
DEA Océano., Météo. et Environnement-Dynamique Océan et Atm. (Paris 6)	1993
Thèse de doctorat au LSCE, Paris dirigée par P. Monfray et soutenue le 28/06/1998 avec les félicitations du jury	1994-1998

6.2 Publications

2015

- ARRIZABALAGA, H., F. DUFOUR, L. KELL, G. MERINO, L. IBAIBARRIAGA, G. CHUST, X. IRIGOIEN, J. SANTIAGO, H. MURUA, I. FRAILE, M. CHIFFLET, N. GOIKOETXEA, Y. SAGARMINAGA, O. AUMONT, L. BOPP, M. HERRERA, J. MARC FROMENTIN, and S. BONHOMMEAU (2015). "Global habitat preferences of commercially valuable tuna". In: *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 113, pp. 102–112. DOI: [10.1016/j.dsr2.2014.07.001](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.07.001).
- AUMONT, O., C. ETHÉ, A. TAGLIABUE, L. BOPP, and M. GEHLEN (2015). "PISCES-v2 : an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies". In: *Geoscientific Model Development Discussions* 8.2, pp. 1375–1509.
- LEFORT, S., O. AUMONT, L. BOPP, T. ARSOUZE, M. GEHLEN, and O. MAURY (2015). "Spatial and body-size dependent response of marine pelagic communities to projected global climate change". In: *Global Change Biology* 21.1, pp. 154–164. DOI: [10.1111/gcb.12679](https://doi.org/10.1111/gcb.12679).

2014

- AYATA, S.-D., M. LÉVY, O. AUMONT, L. RESPLANDY, A. TAGLIABUE, A. SCIANDRA, and O. BERNARD (2014). "Phytoplankton plasticity drives large variability in carbon fixation efficiency". In: *Geophysical Research Letters* 41.24, pp. 8994–9000. DOI: [10.1002/2014GL062249](https://doi.org/10.1002/2014GL062249).
- BORRIONE, I., O. AUMONT, M. C. NIELSDÓTTIR, and R. SCHLITZER (2014). "Sedimentary and atmospheric sources of iron around South Georgia, Southern Ocean : a modelling perspective". In: *Biogeosciences* 11.7, pp. 1981–2001. DOI: [10.5194/bg-11-1981-2014](https://doi.org/10.5194/bg-11-1981-2014).
- ECHEVIN, V., A. ALBERT, M. LÉVY, M. GRACO, O. AUMONT, A. PIÉTRI, and G. GARRIC (2014). "Intraseasonal variability of nearshore productivity in the Northern Humboldt Current System : The role of coastal trapped waves". In: *Continental Shelf Research* 73, pp. 14–30.

- GUIEU, C., O. AUMONT, A. PAYTAN, L. BOPP, C. S. LAW, N. MAHOWALD, E. P. ACHTERBERG, E. MARAÑÓN, B. SALIHOGLU, A. CRISE, T. WAGENER, B. HERUT, K. DESBOEUF, M. KANAKIDOU, N. OLGUN, F. PETERS, E. PULIDO-VILLENA, A. TOVAR-SANCHEZ, and C. VÖLKER (2014). “The significance of the episodic nature of atmospheric deposition to Low Nutrient Low Chlorophyll regions”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 28.11, 2014GB004852. DOI: [10.1002/2014GB004852](https://doi.org/10.1002/2014GB004852).
- ISHII, M., R. A. FEELY, K. B. RODGERS, G.-H. PARK, R. WANNINKHOF, D. SASANO, H. SUGIMOTO, C. E. COSCA, S. NAKAOKA, M. TELSZEWSKI, Y. NOJIRI, S. E. MIKALOFF FLETCHER, Y. NIWA, P. K. PATRA, V. VALSALA, H. NAKANO, I. LIMA, S. C. DONEY, E. T. BUITENHUIS, O. AUMONT, J. P. DUNNE, A. LENTON, and T. TAKAHASHI (2014). “Air-sea CO₂ flux in the Pacific Ocean for the period 1990-2009”. In: *Biogeosciences* 11.3, pp. 709–734. DOI: [10.5194/bg-11-709-2014](https://doi.org/10.5194/bg-11-709-2014).
- JOSÉ, Y. S., O. AUMONT, E. MACHU, P. PENVEN, C. L. MOLONEY, and O. MAURY (2014). “Influence of mesoscale eddies on biological production in the Mozambique Channel : Several contrasted examples from a coupled ocean-biogeochemistry model”. In: *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 100, pp. 79–93. DOI: [10.1016/j.dsr2.2013.10.018](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.10.018).
- RODGERS, K. B., O. AUMONT, S. E. MIKALOFF FLETCHER, Y. PLANCHEREL, L. BOPP, C. de BOYER MONTÉGUT, D. IUDICONE, R. F. KEELING, G. MADEC, and R. WANNINKHOF (2014). “Strong sensitivity of Southern Ocean carbon uptake and nutrient cycling to wind stirring”. In: *Biogeosciences* 11.15, pp. 4077–4098. DOI: [10.5194/bg-11-4077-2014](https://doi.org/10.5194/bg-11-4077-2014).
- TAGLIABUE, A., O. AUMONT, and L. BOPP (2014). “The impact of different external sources of iron on the global carbon cycle”. In: *Geophysical Research Letters* 41.3, 2013GL059059. DOI: [10.1002/2013GL059059](https://doi.org/10.1002/2013GL059059).

2013

- AYATA, S. D., M. LÉVY, O. AUMONT, A. SCIANDRA, J. SAINTE-MARIE, A. TAGLIABUE, and O. BERNARD (2013a). “Phytoplankton growth formulation in marine ecosystem models : Should we take into account photo-acclimation and variable stoichiometry in oligotrophic areas?” In: *Journal of Marine Systems* 125, pp. 29–40. DOI: [10.1016/j.jmarsys.2012.12.010](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.12.010).
- DUFRESNE, J.-L. et al. (2013). “Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : from CMIP3 to CMIP5”. In: *Climate Dynamics* 40.9-10, pp. 2123–2165. DOI: [10.1007/s00382-012-1636-1](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1636-1).
- MAURY, O., K. MILLER, L. CAMPLING, H. ARRIZABALAGA, O. AUMONT, Ö. BODIN, P. GUILLOTREAU, A. HOBDA, F. MARSAC, Z. SUZUKI, and R. MURTUGUDDE (2013). “A global science–policy partnership for progress toward sustainability of oceanic ecosystems and fisheries”. In: *Current Opinion in Environmental Sustainability* 5.3–4, pp. 314–319. DOI: [10.1016/j.cosust.2013.05.008](https://doi.org/10.1016/j.cosust.2013.05.008).
- SÉFÉRIAN, R., L. BOPP, M. GEHLEN, J. C. ORR, C. ETHÉ, P. CADULE, O. AUMONT, D. S. y. MÉLIA, A. VOLDOIRE, and G. MADEC (2013). “Skill assessment of three earth system models with common marine biogeochemistry”. In: *Climate Dynamics* 40.9-10, pp. 2549–2573. DOI: [10.1007/s00382-012-1362-8](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1362-8).

2012

- DUTEIL, O., W. KOEVE, A. OSCHLIES, O. AUMONT, D. BIANCHI, L. BOPP, E. GALBRAITH, R. MATEAR, J. K. MOORE, J. L. SARMIENTO, and J. SEGSCHEIDER (2012). “Preformed and regenerated phosphate in ocean general circulation models : can right total concentrations be wrong?” In: *Biogeosciences* 9.5, pp. 1797–1807. DOI: [10.5194/bg-9-1797-2012](https://doi.org/10.5194/bg-9-1797-2012).
- TAGLIABUE, A., T. MTSHALI, O. AUMONT, A. R. BOWIE, M. B. KLUNDER, A. N. ROYCHOUDHURY, and S. SWART (2012a). “A global compilation of dissolved iron measurements : focus on distributions and processes in the Southern Ocean”. In: *Biogeosciences* 9.6, pp. 2333–2349. DOI: [10.5194/bg-9-2333-2012](https://doi.org/10.5194/bg-9-2333-2012).

2011

- IUDICONE, D., K. B. RODGERS, I. STENDARDO, O. AUMONT, G. MADEC, L. BOPP, O. MANGONI, and M. RIBERA D'ALCALA' (2011). "Water masses as a unifying framework for understanding the Southern Ocean Carbon Cycle". In: *Biogeosciences* 8.5, pp. 1031–1052. DOI: [10.5194/bg-8-1031-2011](https://doi.org/10.5194/bg-8-1031-2011).
- JEANDEL, C., B. PEUCKER-EHRENBRINK, M. T. JONES, C. R. PEARCE, E. H. OELKERS, Y. GODDERIS, F. LACAN, O. AUMONT, and T. ARSOUZE (2011). "Ocean margins : The missing term in oceanic element budgets?" In: *Eos, Transactions American Geophysical Union* 92.26, pp. 217–218. DOI: [10.1029/2011E026001](https://doi.org/10.1029/2011E026001).
- KANE, A., C. MOULIN, S. THIRIA, L. BOPP, M. BERRADA, A. TAGLIABUE, M. CRÉPON, O. AUMONT, and F. BADRAN (2011). "Improving the parameters of a global ocean biogeochemical model via variational assimilation of in situ data at five time series stations". In: *Journal of Geophysical Research : Oceans* 116.C6, p. C06011. DOI: [10.1029/2009JC006005](https://doi.org/10.1029/2009JC006005).
- KLUNDER, M. B., O. AUMONT, T. MTSHALI, S. SWART, A. TAGLIABUE, A. R. BOWIE, and A. N. ROYCHOUDHURY (2011). "A global compilation of over 13 000 dissolved iron measurements : focus on distributions and processes in the Southern Ocean". In:

2010

- ALBERT, A., V. ECHEVIN, M. LÉVY, and O. AUMONT (2010a). "Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system". In: *J. Geophys. Res* 115, p. C12033.
- GORGUES, T., O. AUMONT, and K. B. RODGERS (2010a). "A mechanistic account of increasing seasonal variations in the rate of ocean uptake of anthropogenic carbon". In: *Biogeosciences* 7.8, pp. 2581–2589. DOI: [10.5194/bg-7-2581-2010](https://doi.org/10.5194/bg-7-2581-2010).
- GORGUES, T., C. MENKES, L. SLEMONS, O. AUMONT, Y. DANDONNEAU, M. H. RADENAC, S. ALVAIN, and C. MOULIN (2010b). "Revisiting the La Niña 1998 phytoplankton blooms in the equatorial Pacific". In: *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 57.4, pp. 567–576. DOI: [10.1016/j.dsr.2009.12.008](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.12.008).
- SABA, V. S., M. A. FRIEDRICH, M.-E. CARR, D. ANTOINE, R. A. ARMSTRONG, I. ASANUMA, O. AUMONT, N. R. BATES, M. J. BEHRENFELD, and V. BENNINGTON (2010). "Challenges of modeling depth-integrated marine primary productivity over multiple decades : A case study at BATS and HOT". In: *Global Biogeochemical Cycles* 24.3.
- TAGLIABUE, A., L. BOPP, J.-C. DUTAY, A. R. BOWIE, F. CHEVER, P. JEAN-BAPTISTE, E. BUCCIARELLI, D. LANNUZEL, G. SARTHOU, O. AUMONT, M. GEHLEN, and C. JEANDEL (2010a). "Hydrothermal contribution to the oceanic dissolved iron inventory". In: *Nature Geoscience* 3, pp. 252–256. DOI: [10.1038/ngeo818](https://doi.org/10.1038/ngeo818).

2009

- KONÉ, V., O. AUMONT, M. LÉVY, and L. RESPLANDY (2009). "Physical and Biogeochemical Controls of the Phytoplankton Seasonal Cycle in the Indian Ocean : A Modeling Study". In: *Geophysical Monograph* 185, pp. 147–166.
- KRÉMEUR, A.-S., M. LÉVY, O. AUMONT, and G. REVERDIN (2009). "Impact of the subtropical mode water biogeochemical properties on primary production in the North Atlantic : New insights from an idealized model study". In: *Journal of Geophysical Research : Oceans* 114.C7, p. C07019. DOI: [10.1029/2008JC005161](https://doi.org/10.1029/2008JC005161).
- LENGAIGNE, M., G. MADEC, L. BOPP, C. MENKES, O. AUMONT, and P. CADULE (2009). "Bio-physical feedbacks in the Arctic Ocean using an Earth system model". In: *Geophysical Research Letters* 36.21, p. L21602. DOI: [10.1029/2009GL040145](https://doi.org/10.1029/2009GL040145).
- RESPLANDY, L., J. VIALARD, M. LÉVY, O. AUMONT, and Y. DANDONNEAU (2009a). "Seasonal and intraseasonal biogeochemical variability in the thermocline ridge of the southern tropical Indian Ocean". In: *Journal of Geophysical Research* 114. DOI: [10.1029/2008JC005246](https://doi.org/10.1029/2008JC005246).

- RODGERS, K. B., R. M. KEY, A. GNANADESIKAN, J. L. SARMIENTO, O. AUMONT, L. BOPP, S. C. DONEY, J. P. DUNNE, D. M. GLOVER, A. ISHIDA, M. ISHII, A. R. JACOBSON, C. LO MONACO, E. MAIER-REIMER, H. MERCIER, N. METZL, F. F. PÉREZ, A. F. RIOS, R. WANNINKHOF, P. WETZEL, C. D. WINN, and Y. YAMANAKA (2009). “Using altimetry to help explain patchy changes in hydrographic carbon measurements”. In: *Journal of Geophysical Research : Oceans* 114.C9, p. C09013. DOI: [10.1029/2008JC005183](https://doi.org/10.1029/2008JC005183).
- SLEMONS, L., T. GORGUES, O. AUMONT, C. MENKES, and J. W. MURRAY (2009). “Biogeochemical impact of a model western iron source in the Pacific Equatorial Undercurrent”. In: *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 56.12, pp. 2115–2128. DOI: [10.1016/j.dsr.2009.08.005](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.08.005).
- TAGLIABUE, A., L. BOPP, and O. AUMONT (2009a). “Evaluating the importance of atmospheric and sedimentary iron sources to Southern Ocean biogeochemistry”. In: *Geophysical Research Letters* 36. DOI: [10.1029/2009gl038914](https://doi.org/10.1029/2009gl038914).
- TAGLIABUE, A., L. BOPP, O. AUMONT, and K. ARRIGO (2009b). “Influence of light and temperature on the marine iron cycle : From theoretical to global modeling”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 23. DOI: [10.1029/2005JC003363](https://doi.org/10.1029/2005JC003363).
- TAGLIABUE, A., L. BOPP, O. AUMONT, and K. R. ARRIGO (2009e). “Influence of light and temperature on the marine iron cycle : From theoretical to global modeling”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 23.2, GB2017. DOI: [10.1029/2008GB003214](https://doi.org/10.1029/2008GB003214).

2008

- AUMONT, O., L. BOPP, and M. SCHULZ (2008). “What does temporal variability in aeolian dust deposition contribute to sea-surface iron and chlorophyll distributions?” In: *Geophysical Research Letters* 35.7, p. L07607. DOI: [10.1029/2007GL031131](https://doi.org/10.1029/2007GL031131).
- BOPP, L., O. AUMONT, S. BELVISO, and S. BLAIN (2008a). “Modelling the effect of iron fertilization on dimethylsulphide emissions in the Southern Ocean”. In: *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 55.5–7, pp. 901–912. DOI: [10.1016/j.dsr2.2007.12.002](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.12.002).
- ECHEVIN, V., O. AUMONT, J. LEDESMA, and G. FLORES (2008a). “The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peruvian upwelling system : A modelling study”. In: *Progress in Oceanography* 79.2-4, pp. 167–176.
- GANGSTØ, R., M. GEHLEN, B. SCHNEIDER, L. BOPP, O. AUMONT, and F. JOOS (2008). “Modeling the marine aragonite cycle : changes under rising carbon dioxide and its role in shallow water CaCO₃ dissolution”. In: *Biogeosciences* 5.4, pp. 1057–1072. DOI: [10.5194/bg-5-1057-2008](https://doi.org/10.5194/bg-5-1057-2008).
- GEHLEN, M., L. BOPP, and O. AUMONT (2008). “Short-term dissolution response of pelagic carbonate sediments to the invasion of anthropogenic CO₂ : A model study”. In: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9.2, Q02012. DOI: [10.1029/2007GC001756](https://doi.org/10.1029/2007GC001756).
- RODGERS, K. B., J. L. SARMIENTO, O. AUMONT, C. CREVOISIER, C. de BOYER MONTÉGUT, and N. METZL (2008a). “A wintertime uptake window for anthropogenic CO₂ in the North Pacific”. In: *Global Biogeochem. Cycles* 22.
- RODGERS, K. B., O. AUMONT, C. MENKES, and T. GORGUES (2008b). “Decadal variations in equatorial Pacific ecosystems and ferrocline/pycnocline decoupling”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 22. DOI: [10.1029/2006GB002919](https://doi.org/10.1029/2006GB002919).
- RODGERS, K. B., J. L. SARMIENTO, O. AUMONT, C. CREVOISIER, C. de BOYER MONTÉGUT, and N. METZL (2008d). “A wintertime uptake window for anthropogenic CO₂ in the North Pacific : WINTERTIME ANTHROPOGENIC CO₂ UPTAKE”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 22.2, n/a–n/a. DOI: [10.1029/2006GB002920](https://doi.org/10.1029/2006GB002920).
- TAGLIABUE, A., L. BOPP, and O. AUMONT (2008). “Ocean biogeochemistry exhibits contrasting responses to a large scale reduction in dust deposition”. In: *Biogeosciences* 5.1, pp. 11–24. DOI: [10.5194/bg-5-11-2008](https://doi.org/10.5194/bg-5-11-2008).

2007

- BONHOMME, C., O. AUMONT, and V. ECHEVIN (2007). “Advective transport caused by intraseasonal Rossby waves : A key player of the high chlorophyll variability off the Peru upwelling region”. In: *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* 112.C9.
- GEHLEN, M., R. GANGSTØ, B. SCHNEIDER, L. BOPP, O. AUMONT, and C. ETHE (2007a). “The fate of pelagic CaCO₃ production in a high CO₂ ocean : a model study”. In: *Biogeosciences* 4.4, pp. 505–519. DOI: [10.5194/bg-4-505-2007](https://doi.org/10.5194/bg-4-505-2007).
- (2007c). “The fate of pelagic CaCO₃ production in a high CO₂ ocean : a model study”. In: *Biogeosciences* 4.4, pp. 505–519.
- GORGUES, T., C. MENKES, O. AUMONT, Y. DANDONNEAU, G. MADEC, and K. RODGERS (2007). “Indonesian throughflow control of the eastern equatorial Pacific biogeochemistry”. In: *Geophysical Research Letters* 34.5, p. L05609. DOI: [10.1029/2006GL028210](https://doi.org/10.1029/2006GL028210).
- LENGAIGNE, M., C. MENKES, O. AUMONT, T. GORGUES, L. BOPP, J.-M. ANDRÉ, and G. MADEC (2007a). “Influence of the oceanic biology on the tropical Pacific climate in a coupled general circulation model”. In: *Climate Dynamics* 28.5. 10.1007/s00382-006-0200-2, pp. 503–516.
- NAEGLER, T., P. CIAIS, J. C. ORR, O. AUMONT, and C. RÖDENBECK (2007). “On evaluating ocean models with atmospheric potential oxygen”. In: *Tellus B* 59.1, pp. 138–156.
- NAJJAR, R. G., X. JIN, F. LOUANCHI, O. AUMONT, K. CALDEIRA, S. C. DONEY, J.-C. DUTAY, M. FOLLOWS, N. GRUBER, F. JOOS, K. LINDSAY, E. MAIER-REIMER, R. J. MATEAR, K. MATSUMOTO, P. MONFRAY, A. MOUCHET, J. C. ORR, G.-K. PLATTNER, J. L. SARMIENTO, R. SCHLITZER, R. D. SLATER, M.-F. WEIRIG, Y. YAMANAKA, and A. YOOL (2007). “Impact of circulation on export production, dissolved organic matter, and dissolved oxygen in the ocean : Results from Phase II of the Ocean Carbon-cycle Model Intercomparison Project (OCMIP-2)”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 21.3, GB3007. DOI: [10.1029/2006GB002857](https://doi.org/10.1029/2006GB002857).

2006

- AUMONT, O. and L. BOPP (2006b). “Globalizing results from ocean in-situ iron fertilization studies”. In: *Global Biogeochem. Cycles* 20. DOI: [10.1029/2005GB002591](https://doi.org/10.1029/2005GB002591).
- CARR, M.-E. et al. (2006). “A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color”. In: *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 53.5–7, pp. 741–770. DOI: [10.1016/j.dsr2.2006.01.028](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.01.028).
- GEHLEN, M., L. BOPP, N. EMPRIN, O. AUMONT, C. HEINZE, I. KRIEST, and O. RAGUENEAU (2006a). “Reconciling surface ocean productivity, export fluxes and sediment composition in a global biogeochemical ocean model”. In: *Biogeosciences* 3, pp. 521–537.

2005

- BOPP, L., O. AUMONT, P. CADULE, S. ALVAIN, and M. GEHLEN (2005a). “Response of diatoms distribution to global warming and potential implications : A global model study”. In: *Geophys. Res. Lett.* 32. DOI: [10.1029/2005GL023653](https://doi.org/10.1029/2005GL023653).
- BUITENHUIS, E., C. L. QUÉRÉ, O. AUMONT, A. BUNKER, A. HIRST, T. IKEDA, T. O’BRIEN, S. PONTKIOVSKI, and D. STRAILE (2005a). “Biogeochemical fluxes through mesozooplankton”. In: *Global Biogeochem. Cycles*. Submitted.
- GORGUES, T., C. MENKES, O. AUMONT, J. VIALARD, Y. DANDONNEAU, and L. BOPP (2005a). “Biogeochemical impact of Tropical Instability Waves in the Equatorial Pacific”. In: *Geophys. Res. Lett.* 32. DOI: [10.1029/2005GL024110](https://doi.org/10.1029/2005GL024110).

- 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, and A. YOOL (2005a). “Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms”. In: *Nature* 437.7059, pp. 681–686. DOI: [10.1038/nature04095](https://doi.org/10.1038/nature04095).
- ORR, J. C., O. AUMONT, A. YOOL, G.-K. PLANNER, F. JOOS, E. MAIER-REINIER, M.-F. WEIRIG, R. SCHLITZER, K. CALDEIRA, M. E. WICKETT, and u. OTHERS (2005c). “Greenhouse Gas Control Technologies, Volume II 1481 M. Wilson, T. Morris, J. Gale, K. Thambimuthu (Eds.)\copyright 2005 Elsevier Ltd. All rights reserved NARROWING THE UNCERTAINTY FOR DEEP-OCEAN INJECTION EFFICIENCY”. In: *Papers and panel discussion 1*, p. 1481.
- QUÉRÉ, C. L., S. P. HARRISON, I. C. PRENTICE, E. T. BUITENHUIS, O. AUMONT, L. BOPP, L. C. D. CUNHA, R. GEIDER, X. GIRAUD, C. KLAAS, K. E. KOHFELD, L. LEGENDRE, M. MANIZZA, T. PLATT, R. B. RIVKIN, S. SATHYENDRANATH, J. U. A. J. WATSON, and D. WOLF-GLADROW (2005). “Ecosystem dynamics based on plankton functional types for global ocean biogeochemistry models”. In: *Global Change Biology* 11, pp. 2016–2040.
- RAYNAUD, S., O. AUMONT, K. B. RODGERS, P. YIOU, and J. C. ORR (2005b). “Interannual-to-decadal variability of North Atlantic air-sea CO₂ fluxes”. In: *Ocean Science Discussions* 2.4, pp. 437–472.

2004

- BELVISO, S., L. BOPP, C. MOULIN, J. C. ORR, T. R. ANDERSON, O. AUMONT, S. CHU, S. ELLIOTT, M. E. MALTRUD, and R. SIMÓ (2004). “Comparison of global climatological maps of sea surface dimethyl sulfide”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 18.3, GB3013. DOI: [10.1029/2003GB002193](https://doi.org/10.1029/2003GB002193).
- BOPP, L., O. BOUCHER, O. AUMONT, S. BELVISO, J.-L. DUFRESNE, M. PHAM, and P. MONFRAY (2004). “Will marine dimethylsulfide emissions amplify or alleviate global warming? A model study”. In: *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 61.5, pp. 826–835. DOI: [10.1139/f04-045](https://doi.org/10.1139/f04-045).
- MATSUMOTO, K. et al. (2004). “Evaluation of ocean carbon cycle models with data-based metrics”. In: *Geophysical Research Letters* 31.7, p. L07303. DOI: [10.1029/2003GL018970](https://doi.org/10.1029/2003GL018970).
- ORR, J. C., O. AUMONT, A. YOOL, G.-K. PLATTNER, F. JOOS, E. MAIER-REIMER, M.-F. WEIRIG, R. SCHLITZER, K. CALDEIRA, M. WICKETT, and u. OTHERS (2004). “Narrowing the uncertainty for deep-ocean injection efficiency”. In:
- RODGERS, K. B., O. AUMONT, G. MADEC, C. MENKES, B. BLANKE, P. MONFRAY, J. C. ORR, and D. P. SCHRAG (2004). “Radiocarbon as a thermocline proxy for the eastern equatorial Pacific”. In: *Geophysical Research Letters* 31.14, p. L14314. DOI: [10.1029/2004GL019764](https://doi.org/10.1029/2004GL019764).

2003

- AUMONT, O., E. MAIER-REIMER, S. BLAIN, and P. MONFRAY (2003a). “An ecosystem model of the global ocean including Fe, Si, P co-limitation”. In: *Global Biogeochem. Cycles* 17, 10.1029/2001GB001745. DOI: [10.1029/2001GB001745](https://doi.org/10.1029/2001GB001745).
- BOPP, L., K. E. KOHFELD, C. L. QUÉRÉ, and O. AUMONT (2003a). “Dust impact on marine biota and atmospheric pCO₂ during glacial periods”. In: *Paleoceanography* 18, 10.1029/2002PA000810. DOI: [10.1029/2002PA000810](https://doi.org/10.1029/2002PA000810).
- BOPP, L., O. AUMONT, S. BELVISO, and P. MONFRAY (2003c). “Potential impact of climate change on marine dimethyl sulfide emissions”. In: *Tellus B* 55.1, pp. 11–22. DOI: [10.1034/j.1600-0889.2003.042.x](https://doi.org/10.1034/j.1600-0889.2003.042.x).
- BOUCHER, O., C. MOULIN, S. BELVISO, O. AUMONT, L. BOPP, E. COSME, R. von KUHLMANN, M. G. LAWRENCE, M. PHAM, M. S. REDDY, J. SCIARE, and C. VENKATARAMAN (2003). “DMS atmospheric concentrations and sulphate aerosol indirect radiative forcing : a sensitivity study to the DMS source representation and oxidation”. In: *Atmos. Chem. Phys.* 3.1, pp. 49–65. DOI: [10.5194/acp-3-49-2003](https://doi.org/10.5194/acp-3-49-2003).

- LE QUÉRÉ, C., O. AUMONT, L. BOPP, P. BOUSQUET, P. CIAIS, R. FRANCEY, M. HEIMANN, C. D. KEELING, R. F. KEELING, H. KHESHGI, P. PEYLIN, S. C. PIPER, I. C. PRENTICE, and P. J. RAYNER (2003a). “Two decades of ocean CO₂ sink and variability”. In: *Tellus B* 55.2, pp. 649–656. DOI: [10.1034/j.1600-0889.2003.00043.x](https://doi.org/10.1034/j.1600-0889.2003.00043.x).
- LE QUÉRÉ, C., O. AUMONT, P. MONFRAY, and J. ORR (2003b). “Propagation of climatic events on ocean stratification, marine biology, and CO₂ : Case studies over the 1979–1999 period”. In: *Journal of Geophysical Research : Oceans* 108.C12, p. 3375. DOI: [10.1029/2001JC000920](https://doi.org/10.1029/2001JC000920).
- ORR, J. C., O. AUMONT, A. YOOL, G.-K. PLATTNER, F. JOOS, E. MAIER-REIMER, M.-F. WEIRIG, R. SCHLITZER, K. CALDEIRA, M. WICKETT, and u. OTHERS (2003). “The GOSAC project to predict the efficiency of ocean CO₂ sequestration using 3-D ocean models”. In: *Greenhouse Gas Control Technologies–6th International Conference*.
- RODGERS, K. B., B. BLANKE, G. MADEC, O. AUMONT, P. CIAIS, and J. C. DUTAY (2003a). “Extratropical sources of Equatorial Pacific upwelling in an OGCM”. In: *Geophys. Res. Lett.* 30. DOI: [10.1029/2002GL016003](https://doi.org/10.1029/2002GL016003).

2002

- AUMONT, O., S. BELVISO, and P. MONFRAY (2002b). “Dimethylsulfoniopropionate (DMSP) and dimethylsulfide (DMS) sea surface distributions simulated from a global three-dimensional ocean carbon cycle model”. In: *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* 107.C4, pp. 4–1.
- BOPP, L., K. E. KOHFELD, C. LE QUÉRÉ, and O. AUMONT (2002). “Dust impact on marine biota and atmospheric CO₂ in glacial periods”. In: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66.15A, A91–A91.
- BOUCHER, O., C. MOULIN, S. BELVISO, O. AUMONT, L. BOPP, E. COSME, R. VON KUHLMANN, M. G. LAWRENCE, M. PHAM, M. S. REDDY, and u. OTHERS (2002). “Sensitivity study of dimethylsulphide (DMS) atmospheric concentrations and sulphate aerosol indirect radiative forcing to the DMS source representation and oxidation”. In: *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 2.4, pp. 1181–1216.

2001

- AUMONT, O., J. C. ORR, P. MONFRAY, W. LUDWIG, P. AMIOTTE-SUCHET, and J.-L. PROBST (2001b). “Riverine-driven interhemispheric transport of carbon”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 15.2, pp. 393–405. DOI: [10.1029/1999GB001238](https://doi.org/10.1029/1999GB001238).
- BOPP, L., P. MONFRAY, O. AUMONT, J.-L. DUFRESNE, H. LE TRENT, G. MADEC, L. TERRAY, and J. C. ORR (2001). “Potential impact of climate change on marine export”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 15.1, pp. 81–99.

2000

- LE QUÉRÉ, C., J. C. ORR, P. MONFRAY, O. AUMONT, and G. MADEC (2000). “Interannual Variability of the Oceanic Sink of CO₂ From 1979 Through 1997”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 14.4, pp. 1247–1265.
- SARMIENTO, J. L., P. MONFRAY, E. MAIER-REIMER, O. AUMONT, R. J. MURNANE, and J. C. ORR (2000a). “Sea-air CO₂ fluxes and carbon transport : A comparison of three ocean general circulation models”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 14.4, pp. 1267–1281. DOI: [10.1029/1999GB900062](https://doi.org/10.1029/1999GB900062).
- SARMIENTO, J. L., P. MONFRAY, E. MAIER-REIMER, O. AUMONT, R. MURNANE, and J. C. ORR (2000b). “Spatial distribution of oceanic CO₂ sources and sinks : A comparison of three ocean general circulation models”. In: *Global Biogeochem. Cycles* 14, pp. 1267–1282.

1999

- AUMONT, O., J. C. ORR, P. MONFRAY, G. MADEC, and E. MAIER-REIMER (1999a). “Nutrient trapping in the equatorial Pacific : The ocean circulation solution”. In: *Global Biogeochem. Cycles* 13, pp. 351–371.

1998

AUMONT, O., J. C. ORR, D. JAMOUS, P. MONFRAY, O. MARTI, and G. MADEC (1998a). “A degradation approach to accelerate simulations to steady state in a 3-D tracer transport model of the global ocean”. In: *Clim. Dyn.* 14, pp. 101–116.

Autres publications

AUMONT, O. (2005). *PISCES biogeochemical model*. NEMO.

— (2011). “Oceans under Macroscope”. In: *International Innovation* 1, pp. 48–51.

AUMONT, O. and J. C. ORR (1999a). *Injection-HOWTO*. Tech. rep. OCMIP.

AUMONT, O., C. L. QUÉRÉ, and J. C. ORR. *Interannual HOWTO*. Internal Report of NOCES. NOCES.

BELVISO, S., O. AUMONT, L. BOPP, F.-M. BRÉON, P. COUVERT, and P. MONFRAY (2000c). “Assessment of the Marine Biota DMS-cloud climate hypothesis using remotely sensed data and an ocean general circulation model”. In: *Remote Sensing of the Ocean and Sea Ice*. Ed. by C. R. BOSTATER and R. SANTOLERI. Vol. 4172. Proceedings of SPIE, pp. 102–110.

FOUJOLS, M.-A., M. LÉVY, O. AUMONT, and G. MADEC (2000). *OPA8.1 Tracer Model Reference Manual*. Notes de l’IPSL. IPSL.

ORR, J. C. and O. AUMONT (1999a). “Exploring the capacity of the ocean to retain artificially sequestered CO₂”. In: *Greenhouse Gas Control Technologies*. Oxford UK: Elsevier Ltd.

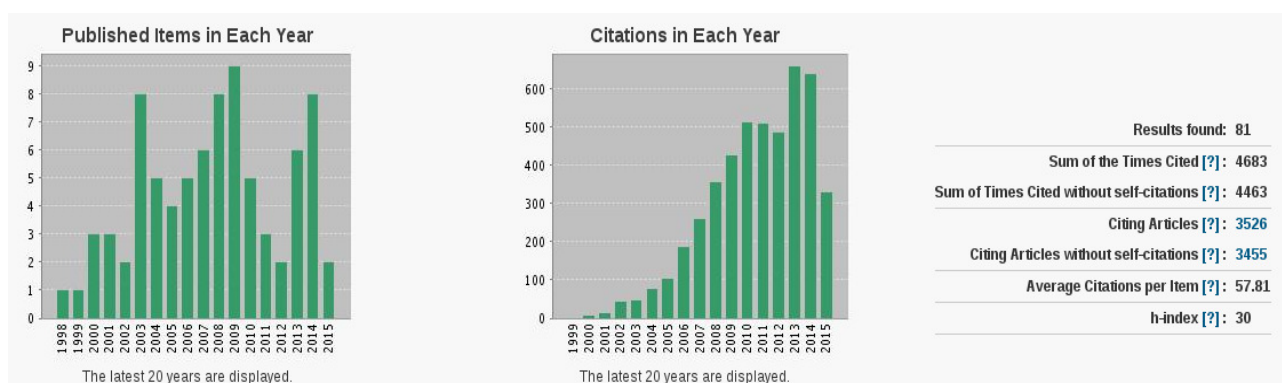


FIGURE 6.1 : Diverses informations sur les publications obtenues à partir de Web of Science. Situation à la mi-2015.

6.3 Enseignement, vulgarisation

6.3.1 Enseignement

- Travaux pratiques pour une classe de 1^{ère} STI de Melun (3h/an en 2014)
- Enseignement dans le M2 Sciences de la Mer et du Littoral à l’UBO, (3h/an en 2013)
- Accompagnement du projet scientifique d’une classe de 1^{ère} STI de Quimper dans le cadre des rencontres sciences citoyens du CNRS (6h/an en 2011)
- Enseignement dans le M2 d’Océanographie et Environnement Marin de l’UPMC (3-14h/an de 2004 à 2006)
- Ecole d’été organisée par le TAO Study Center sur le thème « Chemical and Biological effects of mixing » (6h/an en 1999)

- Participation à des jurys de thèse (L. Resplandy, A. Kane, R. Séférian, I. Borrione, J. Palmieri)
- Participation à des comités de thèse (J. Guet, S. Tavernel, J. Palmieri)

6.3.2 Vulgarisation

- Participation aux journées Portes Ouvertes de l'IFREMER
- Conception et participation d'un stand sur la modélisation en océanographie au pavillon des sciences de Brest 2012
- Interview filmée pour la CCI de Brest

6.4 Participation à des projets de recherche

Projets nationaux

- 2010-2014 Coordinateur du projet ANR/CEPS-MACROES
- 2002-2005 Coordinateur du projet PROOF-OCEVAR
- Participation aux projets ANR-GOBAC (2005-2008), ANR-REMIGE (2006-2008), ANR-BOA (2006-2009), ANR-GLOBPhy (2006-2009), ANR-ICOP (2010-2013)
- Participation aux projets GMMC-BioNuts, GMMC-MercatorVert
- Participation à différents projets LEFE

Projets européens

- 1999-2003 FP5-IRONAGES (PI : Hein de Baar, Pays-Bas)
- 2001-2004 FP5-ORFOIS (PI : C. Heinze, Denmark) - membre du « Advisory Board »
- 2001-2004 FP5-PRISM (PI : H. Grassl, Hamburg)
- 2002-2005 FP5-NOCES (PI : J. C. Orr, Parris)-Responsable WP
- 2002-2006 FP6-EurOceans (PI : P. Tréguer, Brest) Responsable WP
- 2004-2008 FP6-Mersea (PI : Y. Desaubies, Brest)
- 2010-2014 FP7-EuroBasin (PI : M. Saint-John, Charlottenlund)
- 2013-2017 FP7-Preface (PI : Noel Keenlyside, Bergen)

Campagnes en mer

- Participation à la campagne POMME3 en Août-Septembre 2001, mesure du DMS et DMSP

6.5 Encadrements et Responsabilités administratives

6.5.1 Encadrements

Doctorants

- 2003-2006 T. Gorgues (co-encadrement avec C. Menkès et Y. Dandonneau). 4 co-publications sur son travail de thèse (GORGUES et al., 2005, 2007; LENGAINNE et al., 2007; RODGERS et al., 2008b).
- 2004-2007 C. Bonhomme (co-encadrement avec B. Tassin). 1 co-publication sur son travail de thèse (BONHOMME et al., 2007)
- 2005-2008 A.-S. Krémeur (co-encadrement avec M. Lévy). 1 co-publication sur son travail de thèse (KRÉMEUR et al., 2009)
- 2007-2010 L. Resplandy (co-encadrement avec M. Lévy). 2 co-publications sur son travail de thèse (KONÉ et al., 2009; RESPLANDY et al., 2009)
- 2009-2011 A.-C. Blaizot (co-encadrement avec L. Mémery et A.-M. Tréguier, stoppée en 2011)
- 2009-2013 Y. José (co-encadrement avec O. Maury, E. Machu, P. Penven et C. Moloney). 1 co-publication sur son travail de thèse (JOSÉ et al., 2014) et une soumise actuellement.
- 2009-2013 I. Borrione (co-encadrement avec R. Schlitzer). 1 co-publication sur son travail de thèse et une communication dans un ouvrage (BORRIONE et al., 2014; BORRIONE et al., 2013).
- 2014-présent G. Le Gland (co-encadrement avec L. Mémery)

Post-Doctorants

- 2003-2005 K. Rodgers
- 2004-2008 A. El Moussaoui
- 2006-2008 V. Kone
- 2007-2008 N. Stephens
- 2007-2998 I. Grigorov
- 2009-2012 T. Gorgues
- 2013-2014 B. Ward
- 2014-présent M. van Hulten

Ingénieurs

- 2007-2008 P. Strozzi
- 2012-présent M. Dessert

Stagiaires

- 2002 A. Bouzid (M2)
- 2003 O. Grossin (M2)
- 2005 I. Coulibaly (Ecole d'ingénieur)
- 2011 R. Girardin (M2)
- 2012 S. Asdar (M2)

6.5.2 Autres responsabilités

- Membre du comité des développeurs de NEMO (depuis 2014)
- Membre du pôle de modélisation de l'IPSL (depuis 2014)
- Responsable de l'axe 2 du Labex-Mer et membre du conseil scientifique du Labex-Mer (2011-2014)
- Membre du conseil scientifique du LPO (jusqu'en 2014)
- Membre du conseil scientifique LEFE-CYBER (depuis 2011)
- Responsable du WP modélisation et synthèse du programme GLOBEC-CLIOTOP (depuis 2011)
- Co-responsable de l'équipe ANIME du LPO (2008-2011)
- Membre du conseil scientifique LEFE-EVE (2004-2010)
- Membre du conseil de laboratoire du LOCEAN (2002-2004)

ACRONYMES

APECOSM Apex Predators ECOSystem Model. Modèle des niveaux trophiques supérieurs marins reposant sur le formalisme DEB. Ce modèle est principalement développé par O. Maury.

APO Atmospheric Potential Oxygen. L'APO est un traceur défini à partir des concentrations atmosphériques de O_2/N_2 et de CO_2 . Il est approximativement égal à $APO = O_2/N_2 + CO_2$. Il est supposé être conservatif lors des échanges avec la biosphère terrestre.

ARGO Array for Real-Time Geostrophic Oceanography. Le programme ARGO a permis le déploiement de milliers de profileurs autonomes dans l'océan mondial. Ceux-ci fournissent des profils de température, conductivité et pression tous les 10 jours.

bFe Bioavailable Iron. Fraction du Fer dissous qui est biodisponible, c'est-à-dire assimilable par les organismes vivants.

CLAW Charlson-Lovelock-Andreae-Warren. Hypothèse selon laquelle le climat de la Terre pouvait être modulé par des variations de production du DMS en réponse à des changements de température et de radiation solaire. L'acronyme est créé en utilisant les initiales des auteurs de l'article présentant cette hypothèse (CHARLSON et al., 1987).

DEB Dynamic Energy Budget. Théorie unificatrice entre les organismes reposant sur des considérations énergétiques.

dFe Dissolved Iron. Le fer dissout est défini opérationnellement comme étant le fer non retenu par un filtre de $0.4\mu m$ (en général).

DIC Dissolved Inorganic Carbon. Carbone inorganique dissous, principalement ions carbonates et bicarbonates.

DVM Diurnal Vertical Migration. Migration verticale journalière effectuée par de nombreux organismes marins.

ENSO El Niño Southern Oscillation. Le mode dominant de la variabilité aux échelles interannuelles.

GEOTRACES GEOTRACES est un programme international dont l'objectif est d'améliorer notre compréhension des cycles biogéochimiques dans l'océan. Une des ambitions du projet est de parvenir à cartographier la distribution globale des éléments-trace tels que le fer.

GIEC Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) a été créé en 1988 en vue de fournir des évaluations détaillées de l'état des connaissances scientifiques, techniques et socio-économiques sur les changements climatiques, leurs causes, leurs répercussions potentielles et les stratégies de parade..

- HNLC** High Nutrient-Low Chlorophyll. Les zones HNLC sont des zones caractérisées par des faibles concentrations en chlorophylle malgré des niveaux en macro-nutriments élevés. Ces régions couvrent environ 20% des océans et incluent le Pacifique équatorial, l'océan Austral et le Pacifique subpolaire.
- IOD** Indian Ocean Dipole. Mode important de variabilité interannuelle dans l'océan Indien.
- JGOFS** Joint Global Ocean Flux Study. Programme international dont l'objectif était de mieux comprendre et quantifier les flux de carbone entre l'atmosphère, l'océan de surface et l'océan intérieur. Ce projet s'est arrêté en 2002.
- LNLC** Low Nutrient-Low Chlorophyll. Les zones LNLC sont caractérisées par de faibles concentrations de chlorophylle et de macro-nutriments. Les gyres subtropicales sont les zones LNLC les plus vastes.
- MAREMIP** MARine Ecosystem Model Intercomparison Project. MAREMIP est un programme de recherche dont les objectifs principaux sont d'améliorer les capacités prédictives et de stimuler les développements des modèles d'écosystèmes marins.
- MESOBIO** Le programme MESOBIO a pour objet de mettre en évidence les liens entre la dynamique méso-échelle et les processus d'enrichissement biologique à différents niveaux trophiques, depuis le phytoplancton jusqu'aux prédateurs supérieurs. Ce programme se concentre sur le Canal du Mozambique.
- NAO** North Atlantic Oscillation. Mode de variabilité décennale dans l'océan Atlantique nord.
- NCEP** U.S. National Centers for Environmental Predictions. Ces centres américains ont produit une ré-analyse très utilisée des conditions atmosphériques des 60 dernières années environ.
- NOCES** Northern Ocean-atmosphere Carbon Exchange Study. Projet européen du FP5 dont l'objectif était l'étude des variations interannuelles des flux air-mer de CO₂, essentiellement dans l'hémisphère nord.
- NPZD** Nutrient-Phytoplankton-Zooplankton-Detritus. Modèle biogéochimique classiquement utilisé en biogéochimie marine.
- OCMIP** Ocean Carbon Model Intercomparison Project. Programme de recherche initié en 1995 dont les objectifs principaux sont les capacités prédictives et de stimuler le développement des modèles globaux du cycle du carbone océanique.
- OVIDE** Observatoire de la Variabilité Interannuelle et Décennale En Atlantique Nord. Campagnes océanographiques répétées dans l'Atlantique Nord entre l'Espagne et le Groenland. Ce projet existe depuis 2002.
- pDMSP** Particulate DMSP. DMSP présent sous forme particulaire.
- PDO** Pacific Decadal Oscillation. Mode de variabilité décennale dans l'océan Pacifique.
- PFT** Plankton Functional Type. Groupe fonctionnel défini par le rôle biogéochimique ou la fonction joué par les organismes appartenant à ce groupe.

PISCES PISCES est le modèle biogéochimique que j'ai développé depuis ma thèse et que j'ai principalement utilisé dans mes travaux de recherche.

PP Production Primaire. La production primaire correspond à la quantité de carbone produit lors de la photosynthèse.

PPARR3 Primary Production Algorithm round Robin 3. Projet international d'intercomparaison des algorithmes de calcul de la production primaire marine.

SeaWiFS Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor. Capteur satellitale conçu pour collecter des données biologiques à l'échelle globale. Sa mission principale était de quantifier la chlorophylle contenue dans le phytoplancton marin. Il a fonctionné de 1997 à 2010.

WOCE World Ocean Circulation Experiment. Programme international dont l'objectif était d'étudier le rôle de l'océan dans le climat. Le projet a duré de 1990 à 2002.

BIBLIOGRAPHIE

- ALBERT, A., V. ECHEVIN, M. LÉVY, and O. AUMONT (2010). “Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system”. In: *J. Geophys. Res* 115, p. C12033.
- ALLEN, J. I. and L. POLIMENE (2011). “Linking physiology to ecology : towards a new generation of plankton models”. In: *Journal of Plankton Research* 33.7, pp. 989–997. DOI: [10.1093/plankt/fbr032](https://doi.org/10.1093/plankt/fbr032).
- ANDERSON, R., S ALI, L. BRADTMILLER, S. NIELSEN, M. FLEISHER, B. ANDERSON, and L. BURCKLE (2009). “Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂”. In: *Science* 323.5920, pp. 1443–1448.
- ANDERSON, T. R. (2005). “Plankton functional type modelling : running before we can walk?” In: *Journal of Plankton Research* 27.11, pp. 1073–1081.
- ANDERSON, T. R. (2010). “Progress in marine ecosystem modelling and the “unreasonable effectiveness of mathematics””. In: *Journal of Marine Systems*. Contributions from Advances in Marine Ecosystem Modelling Research II 23-26 June 2008, Plymouth, UK 81.1–2, pp. 4–11. DOI: [10.1016/j.jmarsys.2009.12.015](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.12.015).
- ANDREAE, M. O. (1990). “Ocean-atmosphere interactions in the global biogeochemical sulfur cycle”. In: *Mar. Chem.* 30, pp. 1–29.
- ANNAMALAI, H, R MURTUGUDDE, J POTEMRA, S. P XIE, P LIU, and B WANG (2003). “Coupled dynamics over the Indian Ocean : spring initiation of the Zonal Mode”. In: *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*. Physical Oceanography of the Indian Ocean : from WOCE to CLIVAR 50.12–13, pp. 2305–2330. DOI: [10.1016/S0967-0645\(03\)00058-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(03)00058-4).
- ARCHER, D. (2005). “Fate of fossil fuel CO₂ in geologic time”. In: *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* 110.C9.
- ARCHER, D., H. KHESHGI, and E. MAIER-REIMER (1998). “Dynamics of fossil fuel CO₂ neutralization by marine CaCO₃”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 12.2, pp. 259–276.
- ARMSTRONG, R. A., C. LEE, J. I. HEDGES, S. HONJO, and S. G. WAKEHAM (2002). “A new, mechanistic model for organic carbon fluxes in the ocean based on the quantitative association of POC with ballast minerals”. In: *Deep Sea Res. II* 49, pp. 219–236.
- ARSOUZE, T., J.-C. DUTAY, F. LACAN, and C. JEANDEL (2009). “Reconstructing the Nd oceanic cycle using a coupled dynamical – biogeochemical model”. In: *Biogeosciences* 6.12, pp. 2829–2846. DOI: [10.5194/bg-6-2829-2009](https://doi.org/10.5194/bg-6-2829-2009).
- AUMONT, O. (1998). “Etude du cycle naturel du carbone dans un modèle 3D de l’océan mondial”. PhD thesis. Paris: Univ. Paris VI.
- AUMONT, O. and L. BOPP (2006). “Globalizing results from ocean in-situ iron fertilization studies”. In: *Global Biogeochem. Cycles* 20. DOI: [10.1029/2005GB002591](https://doi.org/10.1029/2005GB002591).
- AUMONT, O., S. BELVISO, and P. MONFRAY (2002a). “Dimethylsulfoniopropionate (DMSP) and dimethylsulfide (DMS) sea surface distributions simulated from a global 3-D ocean carbon cycle model”. In: *J. Geophys. Res.* 107. DOI: [10.1029/1999JC000111](https://doi.org/10.1029/1999JC000111).
- AUMONT, O., E. MAIER-REIMER, S. BLAIN, and P. MONFRAY (2003). “An ecosystem model of the global ocean including Fe, Si, P co-limitation”. In: *Global Biogeochem. Cycles* 17, 10.1029/2001GB001745. DOI: [10.1029/2001GB001745](https://doi.org/10.1029/2001GB001745).
- AUMONT, O., L. BOPP, and M. SCHULZ (2008). “What does temporal variability in aeolian dust deposition contribute to sea-surface iron and chlorophyll distributions?” In: *Geophysical Research Letters* 35.7, p. L07607. DOI: [10.1029/2007GL031131](https://doi.org/10.1029/2007GL031131).

- AUMONT, O., S. BELVISO, and P. MONFRAY (2002b). "Dimethylsulfoniopropionate (DMSP) and dimethylsulfide (DMS) sea surface distributions simulated from a global three-dimensional ocean carbon cycle model". In: *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* 107.C4, pp. 4–1.
- AUMONT, O., C. ETHÉ, A. TAGLIABUE, L. BOPP, and M. GEHLEN (2015). "PISCES-v2 : an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies". In: *Geoscientific Model Development Discussions* 8.2, pp. 1375–1509.
- AYATA, S. D., M. LÉVY, O. AUMONT, A. SCIANDRA, J. SAINTE-MARIE, A. TAGLIABUE, and O. BERNARD (2013). "Phytoplankton growth formulation in marine ecosystem models : Should we take into account photo-acclimation and variable stoichiometry in oligotrophic areas?" In: *Journal of Marine Systems* 125, pp. 29–40. DOI: [10.1016/j.jmarsys.2012.12.010](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.12.010).
- BAAR, H. de, P. W. BOYD, K. H. COALE, M. R. LANDRY, A. TSUDA, P. ASSMY, D. C. E. BAKKER, Y. BOZEC, d. M. A. B. R. T. BARBER A, K. O. BUESSELER, M. BOYÉ, P. L. CROOT, F. GERVAIS, M. Y. GORBUNOV, P. J. HARRISON, W. T. HISCOCK, P. LAAN, C. LANCELOT, C. LAW, M. LEVASSEUR, A. MARCHETTI, F. J. M. J. N. abd Y. NOJIRI, T. van OIJEN, U. RIEBESELL, M. J. A. RIJKENBERG, H. SAITO, S. TAKEDA, K. R. TIMMERMANS, and M. J. W. VELDHUIS (2005). "Synthesis of 8 iron fertilization experiments : from the Iron Age in the Age of enlightenment". In: *J. Geophys. Res.* Submitted.
- BAAR, H. J. W. de and J. T. M. de JONG (2001). "Distributions, sources and sinks of iron in seawater". In: *The biogeochemistry of iron in seawater*. Ed. by D. TURNER and K. HUNTER. Hoboken, N. J.: John Wiley, pp. 85–121.
- BAKER, D. E., R. M. LAW, K. R. GURNEY, P. RAYNER, P. PEYLIN, A. S. DENNING, P. BOUSQUET, L. BRUHWILER, Y.-H. CHEN, P. CIAIS, I. Y. FUNG, M. HEIMANN, J. JOHN, T. MAKI, S. MAKSYUTOV, K. MASARIE, M. PRATHER, B. PAK, S. TAGUCHI, and Z. ZHU (2006). "TransCom 3 inversion intercomparison : Impact of transport model errors on the interannual variability of regional CO₂ fluxes, 1988–2003". In: *Global Biogeochemical Cycles* 20.1, GB1002. DOI: [10.1029/2004GB002439](https://doi.org/10.1029/2004GB002439).
- BAKUN, A. and S. J. WEEKS (2008). "The marine ecosystem off Peru : What are the secrets of its fishery productivity and what might its future hold?" In: *Progress in Oceanography*. The Northern Humboldt Current System : Ocean Dynamics, Ecosystem Processes, and Fisheries 79.2–4, pp. 290–299. DOI: [10.1016/j.pocean.2008.10.027](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.027).
- BANSE, K. (1964). "On the vertical distribution of zooplankton in the sea". In: *Progress in Oceanography* 2, pp. 55–125.
- BARBER, R. T. and F. P. CHAVEZ (1983). "Biological consequences of El Niño". In: *Science* 222, pp. 1203–1210.
- BATES, T. S., J. D. CLINE, R. H. GAMMON, and S. R. KELLY-HANSEN (1987). "Regional and seasonal variations in the flux of oceanic dimethylsulfide to the atmosphere". In: *J. Geophys. Res.* 98, pp. 2930–2938.
- BEAUGRAND, G., P. C. REID, F. IBANEZ, J. A. LINDLEY, and M. EDWARDS (2002). "Reorganization of North Atlantic marine copepod biodiversity and climate". In: *Science* 296.5573, pp. 1692–1694.
- BEHRENFELD, M. J., R. O'MALLEY, D. SIEGEL, C. MCCLAIN, J. L. SARMIENTO, G. FELDMAN, A. MILLIGAN, P. FALKOWSKI, R. LETELIER, and E. BOSS (2006). "Climate-driven trends in contemporary ocean productivity". In: *Nature* 444, pp. 752–755.
- BELMADANI, A., V. ECHEVIN, B. DEWITTE, and F. COLAS (2012). "Equatorially forced intraseasonal propagations along the Peru-Chile coast and their relation with the nearshore eddy activity in 1992–2000 : A modeling study". In: *Journal of Geophysical Research : Oceans* 117.C4, p. C04025. DOI: [10.1029/2011JC007848](https://doi.org/10.1029/2011JC007848).
- BELVISO, S., R. MORROW, and N. MIHALOPOULOS (2000). "An Atlantic meridional transect of surface dimethyl sulfide concentrations with 10-15 km horizontal resolution and close examination of ocean circulation". In: *J. Geophys. Res.* 105, pp. 14423–14431.
- BELVISO, S., L. BOPP, C. MOULIN, J. C. ORR, T. R. ANDERSON, O. AUMONT, S. CHU, S. ELLIOTT, M. E. MALTRUD, and R. SIMÓ (2004). "Comparison of global climatological maps of sea surface dimethyl sulfide". In: *Global Biogeochemical Cycles* 18.3, GB3013. DOI: [10.1029/2003GB002193](https://doi.org/10.1029/2003GB002193).
- BENNETT, S. A., E. P. ACHTERBERG, D. P. CONNELLY, P. J. STATHAM, G. R. FONES, and C. R. GERMAN (2008). "The distribution and stabilisation of dissolved Fe in deep-sea hydrothermal plumes". In: *Earth and Planetary Science Letters* 270.3-4, pp. 157–167.

- BIANCHI, D., E. D. GALBRAITH, D. A. CAROZZA, K. a. S. MISLAN, and C. A. STOCK (2013). "Intensification of open-ocean oxygen depletion by vertically migrating animals". In: *Nature Geoscience* 6.7, pp. 545–548. DOI: [10.1038/ngeo1837](https://doi.org/10.1038/ngeo1837).
- BIASTOCH, A., J. R. E. LUTJEHARMS, C. W. BÖNING, and M. SCHEINERT (2008). "Mesoscale perturbations control inter-ocean exchange south of Africa". In: *Geophysical Research Letters* 35.20, p. L20602. DOI: [10.1029/2008GL035132](https://doi.org/10.1029/2008GL035132).
- BLAIN, S., P. TRÉGUER, S. BELVISO, E. BUCCIARELLI, D. MICHEL, S. DESABRE, M. FIALA, V. MARTIN-JÉZÉQUEL, J. LEFÈVRE, P. MAYZAUD, J. C. MARTY, and S. RAZOULS (2001). "A biogeochemical study of the island mass effect in the context of the iron hypothesis : Kerguelen Islands, Southern Ocean." In: *Deep Sea Res. I* 48, pp. 163–187.
- BLAIN, S. et al. (2007). "Effect of natural iron fertilization on carbon sequestration in the Southern Ocean". In: *Nature* 446, pp. 1070–1074.
- BONHOMME, C., O. AUMONT, and V. ECHEVIN (2007). "Advective transport caused by intraseasonal Rossby waves : A key player of the high chlorophyll variability off the Peru upwelling region". In: *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* 112.C9.
- BOPP, L., K. E. KOHFELD, C. L. QUÉRÉ, and O. AUMONT (2003). "Dust impact on marine biota and atmospheric pCO₂ during glacial periods". In: *Paleoceanography* 18, 10.1029/2002PA000810. DOI: [10.1029/2002PA000810](https://doi.org/10.1029/2002PA000810).
- BOPP, L., O. AUMONT, P. CADULE, S. ALVAIN, and M. GEHLEN (2005). "Response of diatoms distribution to global warming and potential implications : A global model study". In: *Geophys. Res. Lett.* 32. DOI: [10.1029/2005GL023653](https://doi.org/10.1029/2005GL023653).
- BOPP, L., P. MONFRAY, O. AUMONT, J.-L. DUFRESNE, H. LE TRENT, G. MADEC, L. TERRAY, and J. C. ORR (2001). "Potential impact of climate change on marine export". In: *Global Biogeochemical Cycles* 15.1, pp. 81–99.
- BOPP, L., O. BOUCHER, O. AUMONT, S. BELVISO, J.-L. DUFRESNE, M. PHAM, and P. MONFRAY (2004). "Will marine dimethylsulfide emissions amplify or alleviate global warming? A model study". In: *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 61.5, pp. 826–835. DOI: [10.1139/f04-045](https://doi.org/10.1139/f04-045).
- BOPP, L., O. AUMONT, S. BELVISO, and S. BLAIN (2008). "Modelling the effect of iron fertilization on dimethylsulphide emissions in the Southern Ocean". In: *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 55.5–7, pp. 901–912. DOI: [10.1016/j.dsr2.2007.12.002](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.12.002).
- BORRIONE, I., O. AUMONT, M. C. NIELSDÓTTIR, and R. SCHLITZER (2014). "Sedimentary and atmospheric sources of iron around South Georgia, Southern Ocean : a modelling perspective". In: *Biogeosciences* 11.7, pp. 1981–2001. DOI: [10.5194/bg-11-1981-2014](https://doi.org/10.5194/bg-11-1981-2014).
- BORRIONE, I., O. AUMONT, and R. SCHLITZER (2013). *Primary Productivity and Circulation Patterns Downstream of South Georgia : A Southern Ocean Example of the "Island Mass Effect"*. Inbook.
- BOSATTA, E. and G. I. ÅGREN (1995). "The power and reactive continuum models as particular cases of the q-theory of organic matter dynamics". In: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59.18, pp. 3833–3835. DOI: [10.1016/0016-7037\(95\)00287-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00287-A).
- BOUCHER, O., C. MOULIN, S. BELVISO, O. AUMONT, L. BOPP, E. COSME, R. von KUHLMANN, M. G. LAWRENCE, M. PHAM, M. S. REDDY, J. SCIARE, and C. VENKATARAMAN (2003). "DMS atmospheric concentrations and sulphate aerosol indirect radiative forcing : a sensitivity study to the DMS source representation and oxidation". In: *Atmos. Chem. Phys.* 3.1, pp. 49–65. DOI: [10.5194/acp-3-49-2003](https://doi.org/10.5194/acp-3-49-2003).
- BOUCHER, O., C. MOULIN, S. BELVISO, O. AUMONT, L. BOPP, E. COSME, R. VON KUHLMANN, M. G. LAWRENCE, M. PHAM, M. S. REDDY, and u. OTHERS (2002). "Sensitivity study of dimethylsulphide (DMS) atmospheric concentrations and sulphate aerosol indirect radiative forcing to the DMS source representation and oxidation". In: *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 2.4, pp. 1181–1216.
- BOUDREAU, B. P. and B. R. RUDDICK (1991). "On a reactive continuum representation of organic matter diagenesis". In: *American Journal of Science* 291.5, pp. 507–538.
- BOUSQUET, P., P. CIAIS, P. MONFRAY, Y. BALKANSKI, M. RAMONET, and P. TANS (1996). "Influence of two atmospheric models in inferring sources and sinks of atmospheric CO₂". In: *Tellus* 98B, pp. 568–582.

- BOUSQUET, P., P. PEYLIN, P. CIAIS, C. LE QUÉRÉ, P. FRIEDLINGSTEIN, and P. P. TANS (2000). "Regional Changes in Carbon Dioxide Fluxes of Land and Oceans Since 1980". In: *Science* 290.5495, pp. 1342–1346. DOI: [10.1126/science.290.5495.1342](https://doi.org/10.1126/science.290.5495.1342).
- BOYD, P. W. and M. J. ELLWOOD (2010). "The biogeochemical cycle of iron in the ocean". In: *Nature Geoscience* 3, pp. 675–682.
- BOYD, P. W., T. JICKELLS, C. S. LAW, S. BLAIN, E. A. BOYLE, K. O. BUESSELER, K. H. COALE, J. J. CULLEN, H. J. W. de BAAR, M. FOLLOWS, M. HARVEY, C. LANCELOT, M. LEVASSEUR, N. P. J. OWENS, R. POLLARD, R. B. RIVKIN, J. SARMIENTO, V. SCHOEMANN, V. SMETACEK, S. TAKEDA, A. TSUDA, S. TURNER, and A. J. WATSON (2007). "Mesoscale Iron Enrichment Experiments 1993-2005 : Synthesis and Future Directions". In: *Science* 315.5812, pp. 612–617. DOI: [10.1126/science.1131669](https://doi.org/10.1126/science.1131669).
- BOYLE, E. A., B. A. BERGQUIST, R. A. KAYSER, and N. MAHOWALD (2005). "Iron, manganese, and lead at Hawaii Ocean Time-series station ALOHA : Temporal variability and an intermediate water hydrothermal plume". In: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69.4, pp. 933–952.
- BRANDES, J. A. and A. H. DEVOL (2002). "A global marine-fixed nitrogen isotopic budget : Implications for Holocene nitrogen cycling". In: *Global Biogeochemical Cycles* 16.4, p. 1120. DOI: [10.1029/2001GB001856](https://doi.org/10.1029/2001GB001856).
- BROECKER, W. S. and T. H. PENG (1982). *Tracers in the Sea*. 691 pp. Palisades: Lamont-Doherty Earth Observatory.
- BROECKER, W. S. and G. M. HENDERSON (1998). "The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes". In: *Paleoceanography* 13.4, pp. 352–364. DOI: [10.1029/98PA00920](https://doi.org/10.1029/98PA00920).
- BUESSELER, K. O. and P. W. BOYD (2009). "Shedding light on processes that control particle export and flux attenuation in the twilight zone of the open ocean". In: *Limnology and Oceanography* 54, pp. 1210–1232.
- CADULE, P., L. BOPP, and P. FRIEDLINGSTEIN (2009). "A revised estimate of the processes contributing to global warming due to climate-carbon feedback". In: *Geophysical Research Letters* 36, p. L14705. DOI: [10.1029/2009GL038681](https://doi.org/10.1029/2009GL038681).
- CANADELL, J. G., C. {LE QUÉRÉ}, M. R. RAUPACH, C. R. FIELD, E. T. BUITENHUIS, P. CIAIS, T. J. CONWAY, N. P. GILETT, R. A. HOUGHTON, and G. MARLAND (2007). "Contributions to accelerating atmospheric {CO₂} growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks". In: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 104.47, pp. 18866–18870.
- CARR, M.-E. et al. (2006). "A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color". In: *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 53.5–7, pp. 741–770. DOI: [10.1016/j.dsr2.2006.01.028](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.01.028).
- CARRANZA, L. (1891). "Contracorriente marítima observada en Payta y Pacasmayo". In: *Boln. Soc. Geogr. Lima* 1, pp. 344–345.
- CHARLSON, R. J., J. E. LOVELOCK, M. O. ANDREAE, and S. G. WARREN (1987). "Oceanic phytoplankton, atmospheric sulfur, cloud albedo, and climate". In: *Nature* 326, pp. 655–661.
- CHAVEZ, F. P., M. MESSIÉ, and J. T. PENNINGTON (2011). "Marine primary production in relation to climate variability and change". In: *Annual Review in Marine Science* 3, pp. 227–260.
- CHAVEZ, F. P., A. BERTRAND, R. GUEVARA-CARRASCO, P. SOLER, and J. CSIRKE (2008). "The northern Humboldt Current System : Brief history, present status and a view towards the future". In: *Progress in Oceanography* 79, pp. 95–105. DOI: [10.1016/j.pocean.2008.10.012](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.012).
- CLARKE, A. J. and C. SHI (1991). "Critical frequencies at ocean boundaries". In: *Journal of Geophysical Research : Oceans* 96.C6, pp. 10731–10738. DOI: [10.1029/91JC00933](https://doi.org/10.1029/91JC00933).
- CLAUSTRE, H. and J. C. MARTY (1995). "Specific plankton biomasses and their relation to primary production in the tropical North Atlantic". In: *Deep Sea Res.* 42, pp. 1475–1494.
- CLAUSTRE, H., D. ANTOINE, L. BOEHME, L. BOSS, F. D'ORTENZIO, O. F. D'ANDON, C. GUINET, N. GRUBER, N. O. HANDEGARD, M. HOOD, K. JOHNSON, A. KÖRTZINGER, R. LAMPITT, P.-Y. LETRAON, C. LEQUÉRÉ, M. LEWIS, M.-J. PERRY, T. PLATT, D. ROEMMICH, S. SATHYENDRANATH, U. SEND, P. TESTOR, and J. YODER (2010). "Guidelines Towards An Integrated Ocean Observation System For Ecosystems And

- Biogeochemical Cycles”. In: *Proceedings of OceanObs09 : Sustained Ocean Observations and Information for Society*. Ed. by J. HALL, D. HARRISON, and D. STAMMER. Vol. 1. ESA Publication. Venice, Italy: OceanObs’09, p. 8.
- CONKRIGHT, M. E., R. A. LOCARNINI, H. E. GARCIA, T. D. O’BIEN, T. P. BOYER, C. STEPHENS, and J. ANTONONOV (2002). *World Ocean Atlas 2001 : Objective Analyses, Data Statistics and Figures, CD-ROM Documentation*. Tech. rep. Silver Spring, MD, USA: National Oceanographic Data Centre.
- CORN, M., S. BELVISO, F. PARTENSKY, N. SIMON, and U. CHRISTAKI (1996). “Origin and importance of picoplanktonic DMSP”. In: *Biological and Environmental Chemistry of DMSP and Related Sulfonium Compounds*. Ed. by R. P. KIENE. New York: Plenum Press, pp. 191–201.
- CROOT, P. L., P. STREU, and A. R. BAKER (2004). “Short residence time for iron in surface seawater impacted by atmospheric dry deposition from Saharan dust events”. In: *Geophys. Res. Lett.* 31, L23S08. DOI: [10.1029/2004GL020153](https://doi.org/10.1029/2004GL020153).
- CURRIE, J. C., M. LENGAIGNE, J. VIALARD, D. M. KAPLAN, O. AUMONT, S. W. A. NAQVI, and O. MAURY (2013). “Indian Ocean dipole and El Niño/Southern Oscillation impacts on regional chlorophyll anomalies in the Indian Ocean”. In: *Biogeosciences* 10, pp. 6677–6698.
- CURY, P., L. SHANNON, and Y.-J. SHIN (2003). “7 The Functioning of Marine Ecosystems : a Fisheries Perspective”. In: *Responsible fisheries in the marine ecosystem*, 103–123.
- DAVIDSON, K. (2014). “The challenges of incorporating realistic simulations of marine protists in biogeochemically based mathematical models”. In: *Acta Protozoologica* 53.1 Spec. is. Marine Heterotrophic Protists.
- DE BAAR, H. J. W., A. G. J. BUMA, R. F. NOLTING, G. C. CADÉE, G. JACQUES, and P. TRÉGUER (1990). “On iron limitation of the Southern Ocean : experimental observations in the Weddell and Scotia Seas”. In: *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 65, pp. 105–122.
- DEBREU, L., C. VOULAND, and E. BLAYO (2008). “AGRIF : Adaptive grid refinement in Fortran”. In: *Computers & Geosciences* 34.1, pp. 8–13. DOI: [10.1016/j.cageo.2007.01.009](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.01.009).
- DEBREU, L., P. MARCHESIELLO, P. PENVEN, and G. CAMBON (2012). “Two-way nesting in split-explicit ocean models : Algorithms, implementation and validation”. In: *Ocean Modelling* 49–50, pp. 1–21. DOI: [10.1016/j.ocemod.2012.03.003](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.03.003).
- DENIRO, M. J. and S. EPSTEIN (1981). “Influence of diet on the distribution of nitrogen isotopes in animals”. In: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45.3, pp. 341–351. DOI: [10.1016/0016-7037\(81\)90244-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90244-1).
- DOE, U. (2008). *Carbon Cycling and Biosequestration : Report from the March 2008 Workshop*. Tech. rep. U.S. Department of Energy Office of Science.
- DONEY, S. C., I. LIMA, J. K. MOORE, K. LINDSAY, M. J. BEHRENFELD, T. K. WESTBERRY, N. MAHOWALD, D. M. GLOVER, and T. TAKAHASHI (2009). “Skill metrics for confronting global upper ocean ecosystem-biogeochemistry models against field and remote sensing data”. In: *Journal of Marine Systems* 76.1-2, pp. 95–112.
- DROOP, M. R. (1983). “25 years of algal growth kinetics”. In: *Bot. Mar.* 26, pp. 99–112.
- DUCE, R., J. LAROCHE, K. ALTIERI, K. ARRIGO, A. BAKER, D. CAPONE, S. CORNELL, F. DENTENER, J. GALLOWAY, R. GANESHARAM, et al. (2008). “Impacts of atmospheric anthropogenic nitrogen on the open ocean”. In: *science* 320.5878, pp. 893–897.
- DUCKLOW, H. W., D. K. STEINBERG, and K. O. BUESSELER (2001). “Upper ocean carbon export and the biological pump”. In: *Oceanography* 14.4, pp. 50–58.
- DUTAY, J.-C., F. LACAN, M. ROY-BARMAN, and L. BOPP (2009). “Influence of particle size and type on 231Pa and 230Th simulation with a global coupled biogeochemical-ocean general circulation model : A first approach”. In: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10.1, Q01011. DOI: [10.1029/2008GC002291](https://doi.org/10.1029/2008GC002291).
- DUTKIEWICZ, S., M. J. FOLLOWS, and P. PAREKH (2005). “Interactions of the iron and phosphorus cycles : A three-dimensional model study”. In: *Global Biogeochem. Cycles*, GB1021. DOI: [10.1029/2004GB002342](https://doi.org/10.1029/2004GB002342).
- ECHEVIN, V., O. AUMONT, J. LEDESMA, and G. FLORES (2008). “The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peruvian upwelling system : A modelling study”. In: *Progress in Oceanography* 79.2-4, pp. 167–176.

- ECHEVIN, V., A. ALBERT, M. LÉVY, M. GRACO, O. AUMONT, A. PIÉTRI, and G. GARRIC (2014). “Intraseasonal variability of nearshore productivity in the Northern Humboldt Current System : The role of coastal trapped waves”. In: *Continental Shelf Research* 73, pp. 14–30.
- ELROD, V. A., W. M. BERELSON, K. H. COALE, and K. S. JOHNSON (2004). “The flux of iron from continental shelf sediments : A missing source for global budgets”. In: *Geophysical Research Letters* 31. DOI: [10.1029/2004GL020216](https://doi.org/10.1029/2004GL020216).
- ENFIELD, D. B. and A. M. MESTAS-NUNEZ (1999). “Multiscale variability in global sea surface temperatures and their relationship with tropospheric climate patterns”. In: *Journal of Climate* 12, pp. 2719–2733.
- EPPLEY, R. W. and B. J. PETERSON (1979). “Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean”. In: *Nature* 282, pp. 677–680.
- FABRY, V. J. (1990). In: *Journal of Marine Research* 48.1, pp. 209–222. DOI: [10.1357/002224090784984614](https://doi.org/10.1357/002224090784984614).
- FALKOWSKI, P., R. J. SCHOLES, E. BOYLE, J. CANADELL, D. CANFIELD, J. ELSER, N. GRUBER, K. HIBBARD, P. HÖGBERG, S. LINDER, F. T. MACKENZIE, B. M. III, T. PEDERSEN, Y. ROSENTHAL, S. SEITZINGER, V. SMETACEK, and W. STEFFEN (2000). “The Global Carbon Cycle : A Test of Our Knowledge of Earth as a System”. In: *Science* 290.5490, pp. 291–296. DOI: [10.1126/science.290.5490.291](https://doi.org/10.1126/science.290.5490.291).
- FALKOWSKI, P. G. (1997). “Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of CO₂ in the ocean”. In: *Nature* 387.6630, pp. 272–275. DOI: [10.1038/387272a0](https://doi.org/10.1038/387272a0).
- FASHAM, M. J. R., H. W. DUCKLOW, and S. M. MCKELVIE (1990). “A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer”. In: *J. Mar. Res.* 48, pp. 591–639.
- FLYNN, K. J. and C. R. HIPKIN (1999). “Interactions between iron, light, ammonium and nitrate : Insights from the construction of a dynamic model of algal physiology”. In: *Journal of Phycology* 35, pp. 1171–1190.
- FLYNN, K. J. (2001). “A mechanistic model for describing dynamic multi-nutrient, light, temperature interactions in phytoplankton”. In: *Journal of Plankton Research* 23.9, pp. 977–997. DOI: [10.1093/plankt/23.9.977](https://doi.org/10.1093/plankt/23.9.977).
- (2010). “Ecological modelling in a sea of variable stoichiometry : Dysfunctionality and the legacy of Redfield and Monod”. In: *Progress in Oceanography* 84.1–2, pp. 52–65. DOI: [10.1016/j.pocean.2009.09.006](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.09.006).
- FLYNN, K. J., D. K. STOECKER, A. MITRA, J. A. RAVEN, P. M. GLIBERT, P. J. HANSEN, E. GRANÉLI, and J. M. BURKHOLDER (2013). “Misuse of the phytoplankton–zooplankton dichotomy : the need to assign organisms as mixotrophs within plankton functional types”. In: *Journal of Plankton Research* 35.1, pp. 3–11. DOI: [10.1093/plankt/fbs062](https://doi.org/10.1093/plankt/fbs062).
- FOLLOWS, M. J., S. DUTKIEWICZ, S. GRANT, and S. W. CHISHOLM (2007). “Emergent biogeography of microbial communities in a model ocean”. In: *science* 315.5820, pp. 1843–1846.
- FRENKLACH, M. (2002). “Method of moments with interpolative closure”. In: *Chemical Engineering Science. Population balance modelling of particulate systems* 57.12, pp. 2229–2239. DOI: [10.1016/S0009-2509\(02\)00113-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2509(02)00113-6).
- FRENKLACH, M. and S. J. HARRIS (1987). “Aerosol dynamics modeling using the method of moments”. In: *Journal of Colloid and Interface Science* 118.1, pp. 252–261. DOI: [10.1016/0021-9797\(87\)90454-1](https://doi.org/10.1016/0021-9797(87)90454-1).
- FULTON, E. A. (2010). “Approaches to end-to-end ecosystem models”. In: *Journal of Marine Systems. Contributions from Advances in Marine Ecosystem Modelling Research II 23-26 June 2008, Plymouth, UK* 81.1–2, pp. 171–183. DOI: [10.1016/j.jmarsys.2009.12.012](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.12.012).
- GATTUSO, J., M. FRANKIGNOULLE, I. BOURGE, S. ROMAINE, and R. BUDDEMEIER (1998). “Effect of calcium carbonate saturation of seawater on coral calcification”. In: *Global and Planetary Change* 18.1–2, pp. 37–46. DOI: [10.1016/S0921-8181\(98\)00035-6](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(98)00035-6).
- GEHLEN, M., L. BOPP, N. EMPRIN, O. AUMONT, C. HEINZE, I. KRIEST, and O. RAGUENEAU (2006). “Reconciling surface ocean productivity, export fluxes and sediment composition in a global biogeochemical ocean model”. In: *Biogeosciences* 3, pp. 521–537.
- GEHLEN, M., R. GANGSTØ, B. SCHNEIDER, L. BOPP, O. AUMONT, and C. ETHE (2007). “The fate of pelagic CaCO₃ production in a high CO₂ ocean : a model study”. In: *Biogeosciences* 4.4, pp. 505–519. DOI: [10.5194/bg-4-505-2007](https://doi.org/10.5194/bg-4-505-2007).

- GEHLEN, M., L. BOPP, and O. AUMONT (2008). "Short-term dissolution response of pelagic carbonate sediments to the invasion of anthropogenic CO₂: A model study". In: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9.2, Q02012. DOI: [10.1029/2007GC001756](https://doi.org/10.1029/2007GC001756).
- GEIDER, R. J., H. L. MACINTYRE, and T. M. KANA (1998). "A dynamic regulatory model of phytoplanktonic acclimation to light, nutrients, and temperature". In: *Limnol. Oceanogr.* 43, pp. 679–694.
- GEWIN, V. (2010). "Oceanography: dead in the water". In: *Nature* 466, pp. 821–824.
- GNANADESIKAN, A., J. L. SARMIENTO, and R. D. SLATER (2003). "Effects of patchy ocean fertilization on atmospheric carbon dioxide and biological production". In: *Global Biogeochem. Cycles* 17. doi: 10.1029/2002GB1940, p. 1050.
- GORGUES, T., C. MENKES, O. AUMONT, J. VIALARD, Y. DANDONNEAU, and L. BOPP (2005). "Biogeochemical impact of Tropical Instability Waves in the Equatorial Pacific". In: *Geophys. Res. Lett.* 32. DOI: [10.1029/2005GL024110](https://doi.org/10.1029/2005GL024110).
- GORGUES, T., C. MENKES, O. AUMONT, Y. DANDONNEAU, G. MADEC, and K. RODGERS (2007). "Indonesian throughflow control of the eastern equatorial Pacific biogeochemistry". In: *Geophysical Research Letters* 34.5, p. L05609. DOI: [10.1029/2006GL028210](https://doi.org/10.1029/2006GL028210).
- GORGUES, T., O. AUMONT, and K. B. RODGERS (2010a). "A mechanistic account of increasing seasonal variations in the rate of ocean uptake of anthropogenic carbon". In: *Biogeosciences* 7.8, pp. 2581–2589. DOI: [10.5194/bg-7-2581-2010](https://doi.org/10.5194/bg-7-2581-2010).
- GORGUES, T., C. MENKES, L. SLEMONS, O. AUMONT, Y. DANDONNEAU, M. H. RADENAC, S. ALVAIN, and C. MOULIN (2010b). "Revisiting the La Niña 1998 phytoplankton blooms in the equatorial Pacific". In: *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 57.4, pp. 567–576. DOI: [10.1016/j.dsr.2009.12.008](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.12.008).
- GRAHAM, N. (1994). "Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: Observations and model results". In: *Climate Dynamics* 10.3, pp. 135–162.
- GRAN, H. H. (1931). "On the conditions for the production of plankton in the Sea". In: *Rapp. Cons. Int. Expl. Mer* 75, pp. 37–46.
- GRUBER, N., P. FRIEDLINGSTEIN, C. B. FIELD, R. VALENTINI, M. HEIMANN, J. E. RICHEY, P. R. LANKAO, E.-D. SCHULZE, and C.-T. A. CHEN (2004). "The vulnerability of the carbon cycle in the 21st century: An assessment of carbon-climate-human interactions". In: *Scope-Scientific Committee on problems of the environment international council of scientific unions* 62, pp. 45–76.
- GRUBER, N., Z. LACHKAR, H. FRENZEL, P. MARCHESIELLO, M. MÜNNICH, J. C. MCWILLIAMS, T. NAGAI, and G.-K. PLATTNER (2011). "Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems". In: *Nature Geoscience* 4.11, pp. 787–792. DOI: [10.1038/ngeo1273](https://doi.org/10.1038/ngeo1273).
- GUIEU, C., O. AUMONT, A. PAYTAN, L. BOPP, C. S. LAW, N. MAHOWALD, E. P. ACHTERBERG, E. MARAÑÓN, B. SALIHOGLU, A. CRISE, T. WAGENER, B. HERUT, K. DESBOEUF, M. KANAKIDOU, N. OLGUN, F. PETERS, E. PULIDO-VILLENA, A. TOVAR-SANCHEZ, and C. VÖLKER (2014). "The significance of the episodic nature of atmospheric deposition to Low Nutrient Low Chlorophyll regions". In: *Global Biogeochemical Cycles* 28.11, 2014GB004852. DOI: [10.1002/2014GB004852](https://doi.org/10.1002/2014GB004852).
- HALPERN, D. (2002). "Offshore Ekman transport and Ekman pumping off Peru during the 1997–1998 El Niño". In: *Geophysical Research Letters* 29.5, pp. 19–1. DOI: [10.1029/2001GL014097](https://doi.org/10.1029/2001GL014097).
- HANNIDES, C. C. S., B. N. POPP, M. R. LANDRY, and B. S. GRAHAM (2009). "Quantification of zooplankton trophic position in the North Pacific Subtropical Gyre using stable nitrogen isotopes". In: *Limnology and Oceanography* 54.1, pp. 50–61. DOI: [10.4319/l.o.2009.54.1.0050](https://doi.org/10.4319/l.o.2009.54.1.0050).
- HAYS, G. C. (2003). "A review of the adaptive significance and ecosystem consequences of zooplankton diel vertical migrations". In: *Migrations and Dispersal of Marine Organisms*. Springer, pp. 163–170.
- HENSON, S., J. L. SARMIENTO, J. P. DUNNE, L. BOPP, and I. L. et AL. (2010). "Detection of anthropogenic climate change in satellite records of ocean chlorophyll and productivity". In: *Biogeosciences* 7, pp. 621–640.
- HOEGH-GULDBERG, O. and J. F. BRUNO (2010). "The impact of climate change on the world's marine ecosystems". In: *Science* 328.5985, pp. 1523–1528.
- HOPKINSON, C. S. and J. J. VALLINO (2005). "Efficient export of carbon to the deep ocean through dissolved organic matter". In: *Nature* 433, pp. 142–145.

- HOUGHTON, R. A. (2007). "Balancing the Global Carbon Budget". In: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35, pp. 313–347.
- HUANG, C. J. and F. QIAO (2010). "Wave-turbulence interaction and its induced mixing in the upper ocean". In: *Journal of Geophysical Research* 115.C4, p. C04026.
- ISAACS, J. D. (1975). "Some ideas and frustrations about fishery science". In: *CalCOFI Report*. 14. San Diego, USA: SIO, pp. 34–43.
- ISHII, M., R. A. FEELY, K. B. RODGERS, G.-H. PARK, R. WANNINKHOF, D. SASANO, H. SUGIMOTO, C. E. COSCA, S. NAKAOKA, M. TELSZEWSKI, Y. NOJIRI, S. E. MIKALOFF FLETCHER, Y. NIWA, P. K. PATRA, V. VALSALA, H. NAKANO, I. LIMA, S. C. DONEY, E. T. BUITENHUIS, O. AUMONT, J. P. DUNNE, A. LENTON, and T. TAKAHASHI (2014). "Air-sea CO₂ flux in the Pacific Ocean for the period 1990-2009". In: *Biogeosciences* 11.3, pp. 709–734. DOI: [10.5194/bg-11-709-2014](https://doi.org/10.5194/bg-11-709-2014).
- ITO, T., M. WOLOSZYN, and M. MAZLOFF (2010). "Anthropogenic carbon dioxide transport in the Southern Ocean driven by Ekman flow". In: *Nature* 463.7277, pp. 80–83. DOI: [10.1038/nature08687](https://doi.org/10.1038/nature08687).
- IUDICONE, D., K. B. RODGERS, I. STENDARDO, O. AUMONT, G. MADEC, L. BOPP, O. MANGONI, and M. RIBERA D'ALCALA' (2011). "Water masses as a unifying framework for understanding the Southern Ocean Carbon Cycle". In: *Biogeosciences* 8.5, pp. 1031–1052. DOI: [10.5194/bg-8-1031-2011](https://doi.org/10.5194/bg-8-1031-2011).
- JACKSON, G. A. (1998). "Using fractal scaling and two dimensional size spectra to calculate coagulation rates for heterogeneous systems". In: *J. Colloid Interface Sci.* 202, pp. 20–29.
- JEANDEL, C. and E. H. OELKERS (2015). "The influence of terrigenous particulate material dissolution on ocean chemistry and global element cycles". In: *Chemical Geology* 395, pp. 50–66. DOI: [10.1016/j.chemgeo.2014.12.001](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.12.001).
- JENNINGS, S., J. K. PINNEGAR, N. V. C. POLUNIN, and T. W. BOON (2001). "Weak cross-species relationships between body size and trophic level belie powerful size-based trophic structuring in fish communities". In: *Journal of Animal Ecology* 70.6, pp. 934–944. DOI: [10.1046/j.0021-8790.2001.00552.x](https://doi.org/10.1046/j.0021-8790.2001.00552.x).
- JICKELLS, T. D., Z. S. AN, K. K. ANDERSEN, A. R. BAKER, G. BERGAMETTI, N. BROOKS, J. J. CAO, P. W. BOYD, R. A. DUCE, K. A. HUNTER, H. KAWAHATA, N. KUBILAY, J. LAROCHE, P. S. LISS, N. MAHOWALD, J. M. PROSPERO, A. J. RIDGWELL, I. TEGEN, and R. TORRES (2005a). "Global Iron Connections Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry, and Climate". In: *Nature* 308, pp. 67–71. DOI: [10.1126/science.1105959](https://doi.org/10.1126/science.1105959).
- JICKELLS, T., Z. AN, K. K. ANDERSEN, A. BAKER, G. BERGAMETTI, N. BROOKS, J. CAO, P. BOYD, R. DUCE, K. HUNTER, et al. (2005b). "Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate". In: *Science* 308.5718, pp. 67–71.
- JOCHUM, M., B. BRIEGLEB, G. DANABASOGLU, W. LARGE, S. JAYNE, M. ALFORD, and F. BRYAN (2013). "The impact of near-inertial waves on climate". In: *Journal of Climate* 26, pp. 2833–2844.
- JOHNSON, K. S., R. M. GORDON, and K. H. COALE (1997). "What controls dissolved iron concentrations in the world ocean?" In: *Mar. Chem.* 57, pp. 137–161.
- JOSÉ, Y. S., O. AUMONT, E. MACHU, P. PENVEN, C. L. MOLONEY, and O. MAURY (2014). "Influence of mesoscale eddies on biological production in the Mozambique Channel : Several contrasted examples from a coupled ocean-biogeochemistry model". In: *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 100, pp. 79–93. DOI: [10.1016/j.dsr2.2013.10.018](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.10.018).
- JOSÉ, Y. S., P. PENVEN, O. AUMONT, E. MACHU, M. C. L., F. SHILLINGTON, and O. MAURY (2015). "Role of inertia for the biological production in the Mozambique Channel". In: *Journal of Marine Systems*.
- KANE, A., C. MOULIN, S. THIRIA, L. BOPP, M. BERRADA, A. TAGLIABUE, M. CRÉPON, O. AUMONT, and F. BADRAN (2011). "Improving the parameters of a global ocean biogeochemical model via variational assimilation of in situ data at five time series stations". In: *Journal of Geophysical Research : Oceans* 116.C6, p. C06011. DOI: [10.1029/2009JC006005](https://doi.org/10.1029/2009JC006005).
- KEELING, C. D., R. B. BACASTOW, and T. P. WHORF (1982). *Carbon dioxide review*. Oxford: Oxford University Press.
- KEELING, C. D., R. B. BACASTOW, A. F. CARTER, S. C. PIPER, T. P. WHORF, M. HEIMANN, W. G. MOOK, and H. ROELOFFZEN (1989). "A Three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds, 1, Analysis of observational data". In: *Aspects of climate Variability in the Pacific and Western Americas*. Ed. by D. H. PETERSON. Vol. 55. Geophys. Monogr. Ser. Washington DC: AGU, pp. 165–236.

- KEELING, R. F. and B. B. STEPHENS (2001). "Antarctic sea ice and the control of Pleistocene climate instability". In: *Paleoceanography* 16.1, pp. 112–131. DOI: [10.1029/2000PA000529](https://doi.org/10.1029/2000PA000529).
- KETTLE, A. J. and M. O. ANDREAE (2000). "Flux of dimethylsulfide from the oceans : A comparison of updated data sets and flux models". In: *J. Geophys. Res.* 105, pp. 26794–26808.
- KLAAS, C. and D. E. ARCHER (2002). "Association of sinking organic matter with various types of mineral ballast in the deep sea : Implications for the rain ratio". In: *Global Biogeochemical Cycles* 16.4. DOI: [10.1029/2001GB001765](https://doi.org/10.1029/2001GB001765).
- KONÉ, V., O. AUMONT, M. LÉVY, and L. RESPLANDY (2009). "Physical and Biogeochemical Controls of the Phytoplankton Seasonal Cycle in the Indian Ocean : A Modeling Study". In: *Geophysical Monograph* 185, pp. 147–166.
- KOOIJMAN, S. A. L. M. (2009). *Dynamic energy budget theory for metabolic organisation*. Cambridge university press.
- KRÉMEUR, A.-S., M. LÉVY, O. AUMONT, and G. REVERDIN (2009). "Impact of the subtropical mode water biogeochemical properties on primary production in the North Atlantic : New insights from an idealized model study". In: *Journal of Geophysical Research : Oceans* 114.C7, p. C07019. DOI: [10.1029/2008JC005161](https://doi.org/10.1029/2008JC005161).
- KRIEST, I. (2002). "Different parameterizations of marine snow in a 1-D model and their influence on representation of marine snow, nitrogen budget and sedimentation". In: *Deep Sea Res. I* 49, pp. 2133–2162.
- KRIEST, I. and G. T. EVANS (1999). "Representing phytoplankton aggregates in biogeochemical models". In: *Deep-Sea Research I* 46.
- KURZ, K. D. (1993). "Zur saisonalen Variation des ozeanischen Kohlendioxidpartialdruckes". PhD thesis. Hamburg, Germany: Max-Planck-Inst. für Meteorol.
- LABATUT, M., F. LACAN, C. PRADOUX, J. CHMELEFF, A. RADIC, J. W. MURRAY, F. POITRASSON, A. M. JOHANSEN, and F. THIL (2014). "Iron sources and dissolved-particulate interactions in the seawater of the Western Equatorial Pacific, iron isotope perspectives". In: *Global Biogeochemical Cycles* 28.10, 2014GB004928. DOI: [10.1002/2014GB004928](https://doi.org/10.1002/2014GB004928).
- LANA, A., T. G. BELL, R. SIMÓ, S. M. VALLINA, J. BALLABRERA-POY, A. J. KETTLE, J. DACHS, L. BOPP, E. S. SALTZMAN, J. STEFELS, J. E. JOHNSON, and P. S. LISS (2011). "An updated climatology of surface dimethylsulfide concentrations and emission fluxes in the global ocean". In: *Global Biogeochemical Cycles* 25.1. DOI: [10.1029/2010GB003850](https://doi.org/10.1029/2010GB003850).
- LE QUÉRÉ, C., O. AUMONT, L. BOPP, P. BOUSQUET, P. CIAIS, R. FRANCEY, M. HEIMANN, C. D. KEELING, R. F. KEELING, H. KHESHGI, P. PEYLIN, S. C. PIPER, I. C. PRENTICE, and P. J. RAYNER (2003). "Two decades of ocean CO₂ sink and variability". In: *Tellus B* 55.2, pp. 649–656. DOI: [10.1034/j.1600-0889.2003.00043.x](https://doi.org/10.1034/j.1600-0889.2003.00043.x).
- LE QUÉRÉ, C., J. C. ORR, P. MONFRAY, O. AUMONT, and G. MADEC (2000). "Interannual Variability of the Oceanic Sink of CO₂ From 1979 Through 1997". In: *Global Biogeochemical Cycles* 14.4, pp. 1247–1265.
- LE QUÉRÉ, C., C. RÖDENBECK, E. T. BUITENHUIS, T. J. CONWAY, R. LANGENFELDS, A. GOMEZ, C. LABUSCHAGNE, M. RAMONET, T. NAKAZAWA, N. METZL, et al. (2007). "Saturation of the Southern Ocean CO₂ sink due to recent climate change". In: *science* 316.5832, pp. 1735–1738.
- LENGAIGNE, M., C. MENKES, O. AUMONT, T. GORGUES, L. BOPP, J.-M. ANDRÉ, and G. MADEC (2007). "Influence of the oceanic biology on the tropical Pacific climate in a coupled general circulation model". In: *Climate Dynamics* 28.5. DOI: [10.1007/s00382-006-0200-2](https://doi.org/10.1007/s00382-006-0200-2), pp. 503–516.
- LENGAIGNE, M., G. MADEC, L. BOPP, C. MENKES, O. AUMONT, and P. CADULE (2009). "Bio-physical feedbacks in the Arctic Ocean using an Earth system model". In: *Geophysical Research Letters* 36.21, p. L21602. DOI: [10.1029/2009GL040145](https://doi.org/10.1029/2009GL040145).
- LEVASSEUR, M., M. G. SCARRATT, S. MICHAUD, A. MERZOUK, C. S. WONG, M. ARYCHUK, W. RICHARDSON, R. B. RIVKIN, M. HALE, E. WONG, A. MARCHETTI, and H. KIYOSAWA (2006). "DMSP and DMS dynamics during a mesoscale iron fertilization experiment in the Northeast Pacific—Part I : Temporal and vertical distributions". In: *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 53.20–22, pp. 2353–2369. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.05.023>.

- LEWIS, M. R., J. J. CULLEN, and T. PLATT (1983). "Phytoplankton and thermal structure in the upper ocean : Consequences of nonuniformity in chlorophyll profile". In: *Journal of Geophysical Research* 88.C4, pp. 2565–2570.
- LHERMINIER, P., H. MERCIER, T. HUCK, C. GOURCUFF, F. F. PEREZ, P. MORIN, A. SARAFANOV, and A. FALINA (2010). "The Atlantic Meridional Overturning Circulation and the subpolar gyre observed at the A25-OVIDE section in June 2002 and 2004". In: *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 57.11, pp. 1374–1391. DOI: [10.1016/j.dsr.2010.07.009](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.07.009).
- LITCHMAN, E., C. A. KLAUSMEIER, O. M. SCHOFIELD, and P. G. FALKOWSKI (2007). "The role of functional traits and trade-offs in structuring phytoplankton communities : scaling from cellular to ecosystem level". In: *Ecology Letters* 10.12, pp. 1170–1181. DOI: [10.1111/j.1461-0248.2007.01117.x](https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2007.01117.x).
- LONGHURST, A. R., A. W. BEDO, W. G. HARRISON, E. J. H. HEAD, and D. D. SAMEOTO (1990). "Vertical Flux of respiratory carbon by oceanic diel migrant biomass". In: *Deep-Sea Research : Part I* 37.4, pp. 685–694.
- LONGHURST, A. (2001). "A major seasonal phytoplankton bloom in the Madagascar Basin". In: *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 48.11, pp. 2413–2422. DOI: [10.1016/S0967-0637\(01\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00024-3).
- LUO, J., P. B. ORTNER, D. FORUCCI, and S. R. CUMMINGS (2000). "Diel vertical migration of zooplankton and mesopelagic fish in the Arabian Sea". In: *Deep-Sea Research II* 47, pp. 1451–1473.
- MACKEY, D. J., J. E. O'SULLIVAN, and R. J. WATSON (2002). "Iron in the western Pacific : A riverine or hydrothermal source for iron in the Equatorial Undercurrent?" In: *Deep-Sea Research I* 49, pp. 877–893.
- MADEC, G., P. DELECLUSE, M. IMBARD, and C. LÉVY (1998). *OPA8.1 Ocean general circulation model reference manual*. Notes du Pôle de modélisation. IPSL.
- MAHOWALD, N., T. D. JICKELLS, A. R. BAKER, P. ARTAXO, C. R. BENITEZ-NELSON, G. BERGAMETTI, T. C. BOND, Y. CHEN, D. D. COHEN, B. HERUT, N. KUBILAY, R. LOSNO, C. LUO, W. MAENHAUT, K. A. MCGEE, G. S. OKIN, R. L. SIEFERT, and S. TSUKUDA (2008). "Global distribution of atmospheric phosphorus sources, concentrations and deposition rates, and anthropogenic impacts". In: *Global Biogeochemical Cycles* 22. DOI: [10.1029/2008GB003240](https://doi.org/10.1029/2008GB003240).
- MAHOWALD, N. M., D. R. MUHS, S. LEVIS, P. J. RASCH, M. YOSHIOKA, C. S. ZENDER, and C. LUO (2006). "Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate : Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates". In: *Journal of Geophysical Research* 111.D10, p. D10202.
- MAIER-REIMER, E. (1993a). "Geochemical cycles in an ocean general circulation model : Preindustrial tracer distributions". In: *Global Biogeochem. Cycles* 7, pp. 645–677.
- (1993b). "Geochemical cycles in an ocean general circulation model : Preindustrial tracer distributions". In: *Global Biogeochemical Cycles* 7.3, pp. 645–677.
- MAIER-REIMER, E., U. MIKOLAJEWICZ, and K. HASSELMANN (1993). "Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline surface forcing". In: *J. Phys. Oceanogr.* 23, pp. 731–757.
- MAIER-REIMER, E., U. MIKOLAJEWICZ, and A. WINGUTH (1996). "Future ocean uptake of CO₂ : Interaction between ocean circulation and biology". In: *Clim. Dyn.* 12, pp. 711–721.
- MANTUA, N. J., S. R. HARE, Y. ZHANG, J. M. WALLACE, and R. C. FRANCIS (1997). "A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production". In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 78.6, pp. 1069–1079.
- MARINOV, I., A. GNANADESIKAN, J. TOGGWEILER, and J. SARMIENTO (2006). "The southern ocean biogeochemical divide". In: *Nature* 441.7096, pp. 964–967.
- MARINOV, I., M. FOLLOWS, A. GNANADESIKAN, J. L. SARMIENTO, and R. D. SLATER (2008). "How does ocean biology affect atmospheric pCO₂? Theory and models". In: *Journal of Geophysical Research-Oceans* 113, p. C07032. DOI: [10.1029/2007JC004598](https://doi.org/10.1029/2007JC004598).
- MARQUES, G. M., M. MATEUS, and T. DOMINGOS (2014). "Can we reach consensus between marine ecological models and DEB theory? A look at primary producers". In: *Journal of Sea Research. Dynamic Energy Budget theory : applications in marine sciences and fishery biology* 94, pp. 92–104. DOI: [10.1016/j.seares.2014.09.007](https://doi.org/10.1016/j.seares.2014.09.007).
- MARTIN, J. H. and S. E. FITZWATER (1988). "Iron deficiency limits limits phytoplankton growth in the northeast Pacific subarctic". In: *Nature* 331, pp. 341–343.

- MARTIN, J. H., G. A. KNAUER, D. M. KARL, and W. W. BROENKOW (1987). "VERTEX : Carbon cycling in the northeast Pacific". In: *Deep Sea Res.* 34, pp. 267–285.
- MARTIN, J. H., R. M. GORDON, and S. E. FITZWATER (1990). "Iron in the Antarctic waters". In: *Nature* 345, pp. 156–158.
- MARTINEZ, E., D. ANTOINE, F. D'ORTENZIO, and B. GENTILI (2009). "Climate-driven basin-scale decadal oscillations of oceanic phytoplankton". In: *Science* 36, pp. 1253–1256.
- MARTINY, A. C., J. A. VRUGT, F. W. PRIMEAU, and M. W. LOMAS (2013). "Regional variation in the particulate organic carbon to nitrogen ratio in the surface ocean". In: *Global Biogeochemical Cycles* 27.3, pp. 723–731. DOI: [10.1002/gbc.20061](https://doi.org/10.1002/gbc.20061).
- MATEAR, R. and C. S. WONG (1999). "Potential to increase the oceanic CO₂ uptake by enhancing marine productivity in high nutrient low chlorophyll regions". In: *Greenhouse Gas Control Technologies*. Ed. by B. ELIASSON, P. REIMER, and A. WOKAUN. Elsevier Science Ltd., pp. 281–286.
- MATSUMOTO, K. et al. (2004). "Evaluation of ocean carbon cycle models with data-based metrics". In: *Geophysical Research Letters* 31.7, p. L07303. DOI: [10.1029/2003GL018970](https://doi.org/10.1029/2003GL018970).
- MAURY, O., B. FAUGERAS, Y.-J. SHIN, J.-C. POGGIALE, T. BEN ARI, and F. MARSAC (2007). "Modeling environmental effects on the size-structured energy flow through marine ecosystems. Part 1 : The model". In: *Progress in Oceanography* 74.4, pp. 479–499.
- MCCARTY, J. P. (2001). "Ecological consequences of recent climate change". In: *Conservation biology* 15.2, pp. 320–331.
- MCCLAIN, C. R., G. C. FELDMAN, and S. B. HOOKER (1997). "An overview of the SeaWiFS project and strategies for producing a climate research quality global bio-optical time-series". In: *Deep Sea Res. II* 51, pp. 5–42.
- MCGILlicuddy JR, D. J. and A. R. ROBINSON (1997). "Eddy-induced nutrient supply and new production in the Sargasso Sea". In: *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 44.8, pp. 1427–1450. DOI: [10.1016/S0967-0637\(97\)00024-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00024-1).
- MCGRAW, R. (1997). "Description of Aerosol Dynamics by the Quadrature Method of Moments". In: *Aerosol Science and Technology* 27.2, pp. 255–265. DOI: [10.1080/02786829708965471](https://doi.org/10.1080/02786829708965471).
- MCPHADEN, M. J., S. E. ZEBIAK, and M. H. GLANTZ (2006). "ENSO as an integrating concept in Earth Science". In: *Science* 314, pp. 1740–1745.
- MERICO, A., J. BRUGGEMAN, and K. WIRTZ (2009). "A trait-based approach for downscaling complexity in plankton ecosystem models". In: *Ecological Modelling* 220.21, pp. 3001–3010. DOI: [10.1016/j.ecolmodel.2009.05.005](https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2009.05.005).
- MEYERS, G., P. MCINTOSH, L. PIGOT, and M. POOK (2007). "The Years of El Niño, La Niña, and Interactions with the Tropical Indian Ocean". In: *Journal of Climate* 20.13, pp. 2872–2880. DOI: [10.1175/JCLI4152.1](https://doi.org/10.1175/JCLI4152.1).
- MILBRANDT, J. A. and M. K. YAU (2005). "A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part II : A Proposed Three-Moment Closure and Scheme Description". In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 62.9, pp. 3065–3081. DOI: [10.1175/JAS3535.1](https://doi.org/10.1175/JAS3535.1).
- MILLER, A. J., D. R. CAYAN, T. P. BARNETT, N. E. GRAHAM, and J. M. OBERHUBER (1994). "The 1976–77 climate shift of the Pacific Ocean". In: *Oceanography* 7.1, pp. 21–26.
- MITRA, A., K. J. FLYNN, J. M. BURKHOLDER, T. BERGE, A. CALBET, J. A. RAVEN, E. GRANÉLI, P. M. GLIBERT, P. J. HANSEN, D. K. STOECKER, F. THINGSTAD, U. TILLMANN, S. VÅGE, S. WILKEN, and M. V. ZUBKOV (2014). "The role of mixotrophic protists in the biological carbon pump". In: *Biogeosciences* 11.4, pp. 995–1005. DOI: [10.5194/bg-11-995-2014](https://doi.org/10.5194/bg-11-995-2014).
- MIZUTANI, H., M. FUKUDA, and Y. KABAYA (1992). "13C and 15N enrichment factors of feathers of 11 species of adult birds". In: *Ecology* 73.4, pp. 1391–1395.
- MONOD, J. (1942). *Recherches sur la croissance des cultures bactériennes*. Paris: Hermann.
- MOORE, J. K. and O. BRAUCHER (2008). "Sedimentary and mineral dust sources of dissolved iron to the world ocean". In: *Biogeosciences* 5, pp. 631–656.
- MOORE, J. K., S. C. DONEY, and K. LINDSAY (2004). "Upper ocean ecosystem dynamics and iron cycling in a global three-dimensional model". In: *Global Biogeochem. Cycles* 18, GB4028, [10.1029/2004GB002220](https://doi.org/10.1029/2004GB002220). DOI: [10.1029/2004GB002220](https://doi.org/10.1029/2004GB002220).

- MOREL, A. and D. ANTOINE (1994). "Heating rate within the upper ocean in relation to its bio-optical state". In: *Journal of Physical Oceanography* 24.7, pp. 1652–1665.
- MOREL, F. M. M. and N. M. PRICE (2003). "The biogeochemical cycles of trace metals in the oceans". In: *Science* 300, pp. 944–947.
- MUNK, W. M. (2000). "Oceanography before, and after the advent of Satellites". In: *Satellites, oceanography and society*. Ed. by D. HALPERN. Elsevier, pp. 1–4.
- NAEGLER, T., P. CIAIS, J. C. ORR, O. AUMONT, and C. RÖDENBECK (2007). "On evaluating ocean models with atmospheric potential oxygen". In: *Tellus B* 59.1, pp. 138–156.
- NAJJAR, R. G., J. L. SARMIENTO, and J. R. TOGGWEILER (1992). "Downward transport and fate of organic matter in the ocean : Simulations with a general circulation model". In: *Global Biogeochem. Cycles* 6, pp. 45–76.
- NAJJAR, R. G., X. JIN, F. LOUANCHI, O. AUMONT, K. CALDEIRA, S. C. DONEY, J.-C. DUTAY, M. FOLLOWS, N. GRUBER, F. JOOS, K. LINDSAY, E. MAIER-REIMER, R. J. MATEAR, K. MATSUMOTO, P. MONFRAY, A. MOUCHET, J. C. ORR, G.-K. PLATTNER, J. L. SARMIENTO, R. SCHLITZER, R. D. SLATER, M.-F. WEIRIG, Y. YAMANAKA, and A. YOOL (2007). "Impact of circulation on export production, dissolved organic matter, and dissolved oxygen in the ocean : Results from Phase II of the Ocean Carbon-cycle Model Intercomparison Project (OCMIP-2)". In: *Global Biogeochemical Cycles* 21.3, GB3007. DOI: [10.1029/2006GB002857](https://doi.org/10.1029/2006GB002857).
- NGUYEN, B. C., B. BONSAING, and A. GAUDRY (1983). "The role of the ocean in the global atmospheric sulfur cycle". In: *J. Geophys. Res.* 88, pp. 10903–10914.
- NIELSDÓTTIR, M. C., T. S. BIBBY, C. M. MOORE, D. J. HINZ, R. SANDERS, M. WHITEHOUSE, R. KORB, and E. P. ACHTERBERG (2012). "Seasonal and spatial dynamics of iron availability in the Scotia Sea". In: *Marine Chemistry* 130, pp. 62–72.
- NISHIOKA, J. and S. TAKEDA (2000). "Change in the concentrations of iron in different size-fractions during growth of the oceanic diatom *Chaetoceros* sp. : Importance of small colloidal iron". In: *Marine Biology* 137, pp. 231–238.
- NOZAKI, Y. (1997). "A fresh look at element distribution in the North Pacific Ocean". In: *EOS Transaction AGU* 78, p. 221.
- 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, and A. YOOL (2005). "Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms". In: *Nature* 437.7059, pp. 681–686. DOI: [10.1038/nature04095](https://doi.org/10.1038/nature04095).
- PAHLOW, M. and A. OSCHLIES (2009). "Chain model of phytoplankton P, N and light colimitation". In: *Mar Ecol Prog Ser* 376, 69–83.
- PAULMIER, A., D. RUIZ-PINO, V. GARÇON, and L. FARIAS (2006). "Maintaining of the Eastern South Pacific Oxygen Minimum Zone (OMZ) off Chile". In: *Geophysical Research Letters* 33.20, p. L20601. DOI: [10.1029/2006GL026801](https://doi.org/10.1029/2006GL026801).
- PENG, T. H. and W. S. BROECKER (1991). "Dynamic limitations on the Antarctic iron fertilization strategy". In: *Nature* 349, pp. 227–229.
- PENVEN, P., L. DEBREU, P. MARCHESIELLO, and J. C. MCWILLIAMS (2006). "Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central california upwelling system". In: *Ocean Modelling* 12.1–2, pp. 157–187. DOI: [10.1016/j.ocemod.2005.05.002](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2005.05.002).
- PETERSON, B. J. and B. FRY (1987). "Stable isotopes in ecosystem studies". In: *Annual review of ecology and systematics* 18, pp. 293–320.
- PEYLIN, P., P. BOUSQUET, C. LE QUÉRÉ, S. SITCH, P. FRIEDLINGSTEIN, G. MCKINLEY, N. GRUBER, P. RAYNER, and P. CIAIS (2005). "Multiple constraints on regional CO₂ flux variations over land and oceans". In: *Global Biogeochemical Cycles* 19.1, GB1011. DOI: [10.1029/2003GB002214](https://doi.org/10.1029/2003GB002214).
- PLANQUETTE, H., R. R. SANDERS, P. J. STATHAM, P. J. MORRIS, and G. R. FONES (2011). "Fluxes of particulate iron from the upper ocean around the Crozet Islands : A naturally iron-fertilized environment in the Southern Ocean". In: *Global Biogeochemical Cycles* 25.2, GB2011. DOI: [10.1029/2010GB003789](https://doi.org/10.1029/2010GB003789).

- PLATTNER, G.-K., F. JOSS, T. F. STOCKER, and O. MARCHAL (2001). “Feedback mechanisms and sensitivities of ocean carbon uptake under global warming”. In: *Tellus B* 53.5, pp. 564–592. DOI: [10.1034/j.1600-0889.2001.530504.x](https://doi.org/10.1034/j.1600-0889.2001.530504.x).
- POULTON, S. W. and R. RAISWELL (2002). “The low-temperature geochemical cycle of iron : From continental fluxes to marine sediment deposition”. In: *American Journal of Science* 302.9, pp. 774–805.
- QIAO, F., Y. YUAN, Y. YANG, Q. ZHENG, C. XIA, and J. MA (2004). “Wave-induced mixing in the upper ocean : Distribution and application to a global ocean circulation model”. In: *Geophysical Research Letters* 31.11.
- QUÉRÉ, C. L., S. P. HARRISON, I. C. PRENTICE, E. T. BUITENHUIS, O. AUMONT, L. BOPP, L. COTRIM DA CUNHA, R. GEIDER, X. GIRAUD, C. KLAAS, K. E. KOHFELD, L. LEGENDRE, M. MANIZZA, T. PLATT, R. B. RIVKIN, S. SATHYENDRANATH, J. U. A. J. WATSON, and D. WOLF-GLADROW (2005). “Ecosystem dynamics based on plankton functional types for global ocean biogeochemistry models”. In: *Global Change Biology* 11, pp. 2016–2040.
- QUINN, P. and T. BATES (2011). “The case against climate regulation via oceanic phytoplankton sulphur emissions”. In: *Nature* 480.7375, pp. 51–56.
- RAYNAUD, S., J. C. ORR, O. AUMONT, K. B. RODGERS, and P. YIOU (2006). “Interannual-to-decadal variability of North Atlantic air-sea CO₂ fluxes”. In: *Ocean Sci.* 2.1, pp. 43–60. DOI: [10.5194/os-2-43-2006](https://doi.org/10.5194/os-2-43-2006).
- RAYNER, P., I. ENTING, R. FRANCEY, and R. LANGENFELDS (1999). “Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO₂, δ¹³C and O₂/N₂ observations”. In: *Tellus, Ser. B* 51, pp. 213–232.
- RAYNER, P. J. and R. M. LAW (1996). *A comparison of modelled responses to prescribed CO₂ sources*. Tech. Paper 88. Melbourne: CSIRO Div. of Atmos. Res.
- REASON, C. J. C., J. R. E. LUTJEHARMS, J. HERMES, A. BIASTOCH, and R. E. ROMAN (2003). “Inter-ocean fluxes south of Africa in an eddy-permitting model”. In: *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 50.1, pp. 281–298. DOI: [10.1016/S0967-0645\(02\)00385-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00385-5).
- RESPLANDY, L., J. VIALARD, M. LÉVY, O. AUMONT, and Y. DANDONNEAU (2009). “Seasonal and intraseasonal biogeochemical variability in the thermocline ridge of the southern tropical Indian Ocean”. In: *Journal of Geophysical Research* 114. DOI: [10.1029/2008JC005246](https://doi.org/10.1029/2008JC005246).
- RIEBESELL, U., I. ZONDERVAN, B. ROST, P. TORTELL, R. ZEEBE, and F. MOREL (2000). “Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO₂”. In: *Nature* 407.6802, pp. 364–367. DOI: [10.1038/35030078](https://doi.org/10.1038/35030078).
- RIEBESELL, U., K. G. SCHULZ, R. G. J. BELLERBY, M. BOTROS, P. FRITSCHÉ, M. MEYERHOEFER, C. NEILL, G. NONDAL, A. OSCHLIES, J. WOHLERS, and E. ZOELLNER (2007). “Enhanced biological carbon consumption in a high CO₂ ocean”. In: *Nature* 450.7169, 545–U10. DOI: [10.1038/nature06267](https://doi.org/10.1038/nature06267).
- RÖDENBECK, C., S. HOUWELING, M. GLOOR, and M. HEIMANN (2003). “CO₂ flux history 1982–2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport”. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 3.6, pp. 1919–1964. DOI: [10.5194/acp-3-1919-2003](https://doi.org/10.5194/acp-3-1919-2003).
- RODGERS, K. B., J. L. SARMIENTO, O. AUMONT, C. CREVOISIER, C. de BOYER MONTÉGUT, and N. METZL (2008a). “A wintertime uptake window for anthropogenic CO₂ in the North Pacific”. In: *Global Biogeochem. Cycles* 22.
- RODGERS, K. B., O. AUMONT, C. MENKES, and T. GORGUES (2008b). “Decadal variations in equatorial Pacific ecosystems and ferrocline/pycnocline decoupling”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 22. DOI: [10.1029/2006GB002919](https://doi.org/10.1029/2006GB002919).
- RODGERS, K. B., O. AUMONT, S. E. MIKALOFF FLETCHER, Y. PLANCHEREL, L. BOPP, C. de BOYER MONTÉGUT, D. IUDICONE, R. F. KEELING, G. MADEC, and R. WANNINKHOF (2014). “Strong sensitivity of Southern Ocean carbon uptake and nutrient cycling to wind stirring”. In: *Biogeosciences* 11.15, pp. 4077–4098. DOI: [10.5194/bg-11-4077-2014](https://doi.org/10.5194/bg-11-4077-2014).
- RODGERS, K. B., O. AUMONT, G. MADEC, C. MENKES, B. BLANKE, P. MONFRAY, J. C. ORR, and D. P. SCHRAG (2004). “Radiocarbon as a thermocline proxy for the eastern equatorial Pacific”. In: *Geophysical Research Letters* 31.14, p. L14314. DOI: [10.1029/2004GL019764](https://doi.org/10.1029/2004GL019764).
- RODGERS, K. B., R. M. KEY, A. GNANADESIKAN, J. L. SARMIENTO, O. AUMONT, L. BOPP, S. C. DONEY, J. P. DUNNE, D. M. GLOVER, A. ISHIDA, M. ISHII, A. R. JACOBSON, C. LO MONACO, E. MAIER-REIMER, H. MERCIER, N. METZL, F. F. PÉREZ, A. F. RIOS, R. WANNINKHOF, P. WETZEL, C. D. WINN, and

- Y. YAMANAKA (2009). "Using altimetry to help explain patchy changes in hydrographic carbon measurements". In: *Journal of Geophysical Research : Oceans* 114.C9, p. C09013. DOI: [10.1029/2008JC005183](https://doi.org/10.1029/2008JC005183).
- ROLFF, C. (2000). "Seasonal variation in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ of size-fractionated plankton at a coastal station in the northern Baltic proper". In: *Marine ecology. Progress series* 203, pp. 47–65.
- SABA, V. S., M. A. FRIEDRICHS, M.-E. CARR, D. ANTOINE, R. A. ARMSTRONG, I. ASANUMA, O. AUMONT, N. R. BATES, M. J. BEHRENFELD, and V. BENNINGTON (2010). "Challenges of modeling depth-integrated marine primary productivity over multiple decades : A case study at BATS and HOT". In: *Global Biogeochemical Cycles* 24.3.
- SABINE, C. L., R. A. FEELY, and R. WANNINKHOF (2006). "Global oceans : Ocean carbon". In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 87.6, S29–S30.
- SABINE, C. L., R. A. FEELY, F. J. MILLERO, A. G. DICKSON, C. LANGDON, S. MECKING, and D. GREELEY (2008). "Decadal changes in Pacific carbon". In: *Journal of Geophysical Research : Oceans* 113.C7.
- SALLÉE, J.-B., N. WIENDERS, K. SPEER, and R. MORROW (2006). "Formation of subantarctic mode water in the southeastern Indian Ocean". In: *Ocean Dynamics* 56.5-6, pp. 525–542. DOI: [10.1007/s10236-005-0054-x](https://doi.org/10.1007/s10236-005-0054-x).
- SARMIENTO, J. L. and N. GRUBER (2006). *Ocean Biogeochemical Cycles*. New Jersey, USA: Princeton University Press.
- SARMIENTO, J. L. and C. LE QUÉRÉ (1996). "Oceanic carbon dioxide uptake in a model of century-scale global warming". In: *Science* 274, pp. 1346–1350.
- SARMIENTO, J. L., N. GRUBER, M. A. BRZEZINSKI, and J. P. DUNNE (2004). "High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity". In: *Nature* 427, pp. 56–60.
- SCHALLENBERG, C., A. B. DAVIDSON, K. G. SIMPSON, L. A. MILLER, and J. T. CULLEN (2015). "Iron(II) variability in the northeast subarctic Pacific Ocean". In: *Marine Chemistry* In Press. DOI: [10.1016/j.marchem.2015.04.004](https://doi.org/10.1016/j.marchem.2015.04.004).
- SCHOUTEN, M. W., W. P. M. de RUIJTER, P. J. van LEEUWEN, and H. RIDDERINKHOF (2003). "Eddies and variability in the Mozambique Channel". In: *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*. Physical Oceanography of the Indian Ocean : from WOCE to CLIVAR 50.12–13, pp. 1987–2003. DOI: [10.1016/S0967-0645\(03\)00042-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(03)00042-0).
- SHCHEPETKIN, A. F. and J. C. MCWILLIAMS (2003). "A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate". In: *Journal of Geophysical Research : Oceans* 108.C3, p. 3090. DOI: [10.1029/2001JC001047](https://doi.org/10.1029/2001JC001047).
- (2005). "The regional oceanic modeling system (ROMS) : a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model". In: *Ocean Modelling* 9.4, pp. 347–404. DOI: [10.1016/j.ocemod.2004.08.002](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002).
- SIX, K. D. and E. MAIER-REIMER (1996). "Effects of plankton dynamics on seasonal carbon fluxes in an ocean general circulation model". In: *Global Biogeochem. Cycles* 10, pp. 559–583.
- SLOYAN, B. M. and S. R. RINTOUL (2001). "The Southern Ocean Limb of the Global Deep Overturning Circulation*". In: *Journal of Physical Oceanography* 31.1, pp. 143–173.
- SMITH, R. C. and K. S. BAKER (1982). "Oceanic Chlorophyll Concentrations as determined by satellite (Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner)". In: *Marine Biology* 66, pp. 269–279.
- SMITH, S. L., A. MERICO, K. W. WIRTZ, and M. PAHLOW (2014). "Leaving misleading legacies behind in plankton ecosystem modelling". In: *Journal of Plankton Research*, fbu011. DOI: [10.1093/plankt/fbu011](https://doi.org/10.1093/plankt/fbu011).
- SOMES, C. J., A. OSCHLIES, and A. SCHMITTNER (2013). "Isotopic constraints on the pre-industrial oceanic nitrogen budget". In: *Biogeosciences* 10.9, pp. 5889–5910. DOI: [10.5194/bg-10-5889-2013](https://doi.org/10.5194/bg-10-5889-2013).
- STEINBERG, D. K., J. S. COPE, S. E. WILSON, and T. KOBARI (2008). "A comparison of mesopelagic zooplankton community structure in the subtropical and subarctic Pacific Ocean". In: *Deep-Sea Research II* 55, pp. 1594–1604.
- STEMMANN, L., G. A. JACKSON, and G. GORSKY (2004). "A vertical model of particle size distributions and fluxes in the mid-water column that includes biological and physical processes-Part II Application to a three year survey in the NW Mediterranean Sea". In: *Deep Sea Res. I* 51, pp. 885–908.

- STEPHENS, B. B., R. F. KEELING, M. HEIMANN, K. D. SIX, R. MURNANE, and K. CALDEIRA (1999). "Testing global ocean carbon cycle models using measurements of atmospheric O₂ and CO₂ concentration". In: *Global Biogeochem. Cycles* 12, pp. 213–230.
- STRAMMA, L., G. C. JOHNSON, J. SPRINTALL, and V. MORHOLZ (2009). "Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans". In: *Science* 320, pp. 655–658.
- STRAMSKI, D., R. A. REYNOLDS, M. KAHRU, and B. G. MITCHELL (1999). "Estimation of particulate organic carbon in the ocean from satellite remote sensing". In: *Science* 285.5425, pp. 239–242.
- TAGLIABUE, A. and C. VÖLKER (2011). "Towards accounting for dissolved iron speciation in global ocean models". In: *Biogeosciences* 8, pp. 3025–3039.
- TAGLIABUE, A., L. BOPP, and O. AUMONT (2008). "Ocean biogeochemistry exhibits contrasting responses to a large scale reduction in dust deposition". In: *Biogeosciences* 5.1, pp. 11–24. DOI: [10.5194/bg-5-11-2008](https://doi.org/10.5194/bg-5-11-2008).
- TAGLIABUE, A., L. BOPP, and O. AUMONT (2009a). "Evaluating the importance of atmospheric and sedimentary iron sources to Southern Ocean biogeochemistry". In: *Geophysical Research Letters* 36. DOI: [10.1029/2009g1038914](https://doi.org/10.1029/2009g1038914).
- TAGLIABUE, A., T. MTSALI, O. AUMONT, A. R. BOWIE, M. B. KLUNDER, A. N. ROYCHOUDHURY, and S. SWART (2012). "A global compilation of dissolved iron measurements : focus on distributions and processes in the Southern Ocean". In: *Biogeosciences* 9.6, pp. 2333–2349. DOI: [10.5194/bg-9-2333-2012](https://doi.org/10.5194/bg-9-2333-2012).
- TAGLIABUE, A., L. BOPP, O. AUMONT, and K. R. ARRIGO (2009b). "Influence of light and temperature on the marine iron cycle : From theoretical to global modeling". In: *Global Biogeochemical Cycles* 23.2, GB2017. DOI: [10.1029/2008GB003214](https://doi.org/10.1029/2008GB003214).
- TAGLIABUE, A., O. AUMONT, and L. BOPP (2014). "The impact of different external sources of iron on the global carbon cycle". In: *Geophysical Research Letters* 41.3, 2013GL059059. DOI: [10.1002/2013GL059059](https://doi.org/10.1002/2013GL059059).
- TERNON, J. E., P. BACH, R. BARLOW, J. HUGGETT, S. JAQUEMET, F. MARSAC, F. MÉNARD, P. PENVEN, M. POTIER, and M. J. ROBERTS (2014). "The Mozambique Channel : From physics to upper trophic levels". In: *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 100, pp. 1–9. DOI: [10.1016/j.dsr2.2013.10.012](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.10.012).
- TEW KAI, E. and F. MARSAC (2010). "Influence of mesoscale eddies on spatial structuring of top predators' communities in the Mozambique Channel". In: *Progress in Oceanography*. CLimate Impacts on Oceanic TOp Predators (CLIOTOP) CLIOTOP CLIOTOP International Symposium 86.1–2, pp. 214–223. DOI: [10.1016/j.pocean.2010.04.010](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2010.04.010).
- TURNER, S. M., M. J. HARVEY, C. S. LAW, P. D. NIGHTINGALE, and P. S. LISS (2004). "Iron-induced changes in oceanic sulfur biogeochemistry". In: *Geophysical Research Letters* 31.114. DOI: [10.1029/2004GL020296](https://doi.org/10.1029/2004GL020296).
- USSHER, S. J., E. P. ACHTERBERG, G. SARTHOU, P. LAAN, H. J. de BAAR, and P. J. WORSFOLD (2010). "Distribution of size fractionated dissolved iron in the Canary Basin". In: *Marine environmental research* 70.1, 46–55.
- VINK, S. and C. MEASURES (2001). "The role of dust deposition in determining surface water distributions of Al and Fe in the south west Atlantic". In: *Deep Sea Res. II* 48, pp. 2787–2809.
- VOLK, T. and M. I. HOFFERT (1985). "Ocean carbon pumps : analysis of relative strengths and efficiencies in ocean-driven atmospheric CO₂ changes". In: *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂ : Natural Variations Archean to present*. Ed. by E. T. S. and W. S. BROECKER. Vol. 32. Geophysical Monograph series. Washington: AGU, pp. 99–110.
- WAINRIGHT, S. C., M. J. FOGARTY, R. C. GREENFIELD, and B. FRY (1993). "Long-term changes in the Georges Bank food web : trends in stable isotopic compositions of fish scales". In: *Marine Biology* 115.3, pp. 481–493. DOI: [10.1007/BF00349847](https://doi.org/10.1007/BF00349847).
- WARD, B. A., S. DUTKIEWICZ, O. JAHN, and M. J. FOLLOWS (2012). "A size-structured food-web model for the global ocean". In: *Limnology and Oceanography* 57.6, pp. 1877–1891. DOI: [10.4319/lo.2012.57.6.1877](https://doi.org/10.4319/lo.2012.57.6.1877).

- WARE, D. M. and R. E. THOMSON (2005). "Bottom-Up Ecosystem Trophic Dynamics Determine Fish Production in the Northeast Pacific". In: *Science* 308.5726, pp. 1280–1284. DOI: [10.1126/science.1109049](https://doi.org/10.1126/science.1109049).
- WEIMERSKIRCH, H., M. L. CORRE, S. JAQUEMET, M. POTIER, and F. MARSAC (2004). "Foraging strategy of a top predator in tropical waters : great frigatebirds in the Mozambique Channel". In: *Marine Ecology Progress Series* 275, pp. 297–308. DOI: [10.3354/meps275297](https://doi.org/10.3354/meps275297).
- WIRTZ, K. W. (2013). "Mechanistic origins of variability in phytoplankton dynamics : Part I : niche formation revealed by a size-based model". In: *Marine Biology* 160.9, pp. 2319–2335. DOI: [10.1007/s00227-012-2163-7](https://doi.org/10.1007/s00227-012-2163-7).
- WISHNER, K., M. M. GOWING, and C. GELFMANA (1998). "Mesozooplankton biomass in the upper 1000m in the Arabian Sea : ocerall seasonal and geographic patterns and relationship to oxygen gradients". In: *Deep-Sea Research II* 55, pp. 2405–2432.
- WOODHOUSE, M. T., K. S. CARSLAW, G. W. MANN, S. M. VALLINA, M. VOGT, P. R. HALLORAN, and O. BOUCHER (2010). "Low sensitivity of cloud condensation nuclei to changes in the sea-air flux of dimethyl-sulphide". In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 10.16, pp. 7545–7559. DOI: [10.5194/acp-10-7545-2010](https://doi.org/10.5194/acp-10-7545-2010).
- WYRTKI, K. (1962). "The oxygen minima in relation to ocean circulation". In: *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 9.1–2, pp. 11–23. DOI: [10.1016/0011-7471\(62\)90243-7](https://doi.org/10.1016/0011-7471(62)90243-7).

LISTE DE 5 ARTICLES

References

- AUMONT, O. and L. BOPP (2006b). “Globalizing results from ocean in-situ iron fertilization studies”. In: *Global Biogeochem. Cycles* 20. DOI: [10.1029/2005GB002591](https://doi.org/10.1029/2005GB002591).
- AUMONT, O., L. BOPP, and M. SCHULZ (2008). “What does temporal variability in aeolian dust deposition contribute to sea-surface iron and chlorophyll distributions?” In: *Geophysical Research Letters* 35.7, p. L07607. DOI: [10.1029/2007GL031131](https://doi.org/10.1029/2007GL031131).
- AUMONT, O., C. ETHÉ, A. TAGLIABUE, L. BOPP, and M. GEHLEN (2015). “PISCES-v2 : an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies”. In: *Geoscientific Model Development Discussions* 8.2, pp. 1375–1509.
- RODGERS, K. B., O. AUMONT, C. MENKES, and T. GORGUES (2008b). “Decadal variations in equatorial Pacific ecosystems and ferrocline/pycnocline decoupling”. In: *Global Biogeochemical Cycles* 22. DOI: [10.1029/2006GB002919](https://doi.org/10.1029/2006GB002919).
- TAGLIABUE, A., T. MTSALI, O. AUMONT, A. R. BOWIE, M. B. KLUNDER, A. N. ROYCHOUDHURY, and S. SWART (2012a). “A global compilation of dissolved iron measurements : focus on distributions and processes in the Southern Ocean”. In: *Biogeosciences* 9.6, pp. 2333–2349. DOI: [10.5194/bg-9-2333-2012](https://doi.org/10.5194/bg-9-2333-2012).

Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies

O. Aumont¹ and L. Bopp²

Received 22 July 2005; revised 19 January 2006; accepted 10 February 2006; published 14 June 2006.

[1] Despite the growing number of in situ iron fertilization experiments, the efficiency of such fertilization to sequester atmospheric CO₂ remains largely unknown. For the first time, a global ocean biogeochemical model has been evaluated against those experiments and then used to estimate the effect of a long-term and large-scale iron addition on atmospheric CO₂. The model reproduces the observed timing and amplitude in chlorophyll, the shift in ecosystem composition, and the pCO₂ drawdown; it also proves to be of utility in interpreting the observations. However, a full ocean fertilization during 100 years results in a 33 μatm decrease in atmospheric CO₂, that is 2 to 3 times smaller than found previously.

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

1. Introduction

[2] For about 2 decades now, iron has been increasingly highlighted as a major element in the ocean biogeochemistry regulating the ocean productivity over large areas of the oceans [e.g., *Martin and Fitzwater*, 1988; *Martin et al.*, 1990; *Coale et al.*, 1996]. The most striking demonstration that iron limits oceanic phytoplankton growth has been given by the mesoscale iron fertilization experiments that were conducted in the three major HNLC (high nutrient–low chlorophyll) regions: the Southern Ocean [*Boyd et al.*, 2000; *Gervais et al.*, 2002; *Coale et al.*, 2004], the eastern equatorial Pacific [*Martin et al.*, 1994; *Coale et al.*, 1996] and the subarctic Pacific [*Tsuda et al.*, 2003; *Boyd et al.*, 2004]. Despite large differences in the magnitude of the response, virtually all experiments have provoked a large increase in chlorophyll, generally dominated by diatoms, and a strong decrease in surface pCO₂ [*de Baar et al.*, 2005].

[3] Even if all iron fertilization experiments have led to a significant increase in the phytoplankton biomass, the fate of this fixed carbon remains quite unclear. During SOIREE, no detectable increase in export production was observed [*Nodder et al.*, 2001] whereas at IRONEXII, a more than a seven-fold increase was diagnosed [*Bidigare et al.*, 1999]. The magnitude of the export increase is not the only important parameter to infer the additionally sequestered carbon. Of critical importance also is the depth at which the organic carbon is exported which will determine the time-scale for which carbon is trapped in the ocean. Unfortunately, no usable information is yet available on that aspect.

[4] Despite these uncertainties, the success of the in situ iron fertilization experiments has given support to the idea of artificially fertilizing the ocean to mitigate the atmospheric CO₂ increase resulting from the anthropogenic activities [*Gribbin*, 1988; *Martin*, 1990]. Since then, this idea has caused a considerable debate, mostly because the sparse and short-term iron fertilization experiments are difficult to interpret in terms of the massive iron addition that would be necessary to affect atmospheric CO₂ [e.g., *Chisholm et al.*, 2001; *Buesseler and Boyd*, 2003]. Another argument in this debate is that iron fertilization may have potential side effects that could partly or totally cancel out its potential benefits, as, for instance, increased anoxia or hypoxia of the intermediate and deep ocean [e.g., *Sarmiento and Orr*, 1991; *Jin and Gruber*, 2003; *Gnanadesikan et al.*, 2003].

[5] Simplistic global biogeochemical models have been used to evaluate the effect of long-term, large-scale iron fertilization. However, these models attempted only to estimate a maximum effect, that is, they assumed that surface macronutrients in HLNC regions were depleted to zero all year round [*Peng and Broecker*, 1991; *Joos et al.*, 1991; *Sarmiento and Orr*, 1991; *Matear and Wong*, 1999] or 6 months a year [*Kurz and Maier-Reimer*, 1993]. They suggest that such massive fertilization could reduce atmospheric CO₂ by at least 50 ppmv and by up to 107 ppmv after 100 years of fertilization (Table 1). Thus, even in these extreme unlikely scenarios, fertilization does not appear to provide the cure to our carbon imbalance problem. Nevertheless, the simulated reduction in atmospheric CO₂ is far from being negligible and may still seem attractive as one among the different available means to trap anthropogenic carbon.

[6] A demonstration of such an intact attraction is given by the numerous existing proposals to commercially exploit purposeful iron infusions (see *Chisholm et al.* [2001] for a list of some of them). However, the model estimates are most likely to be an upper limit. Recently, *Zeebe and Archer* [2005] have proposed a more realistic estimate of the

¹Laboratoire d'Océanographie et de Climatologie: Expérimentation et Approches Numériques, IRD/IPSL, Plouzané, France.

²Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CNRS/IPSL, Gif-sur-Yvette, France.

What does temporal variability in aeolian dust deposition contribute to sea-surface iron and chlorophyll distributions?

O. Aumont,¹ L. Bopp,² and M. Schulz²

Received 26 June 2007; revised 29 November 2007; accepted 26 February 2008; published 8 April 2008.

[1] Dust deposition is extremely variable over all timescales. Yet the impact of this variability on ocean biogeochemistry is currently not known, at least on the global scale. Here, we force a global model of ocean biogeochemistry over 1996 to 2001 with daily fields of dust deposition simulated by an atmospheric aerosol model. Our model results suggest that dust deposition explains a large part of the temporal variability of surface iron in the tropical regions and in part of the subarctic Pacific. However, while dust deposition is dominated by daily events, its impact on surface iron is maximal on interannual timescales. The largest fluctuations of surface iron produced by dust occur in oligotrophic regions where phytoplankton growth is not primarily controlled by iron availability. Consequently, the variability of surface chlorophyll induced by aerosol iron is predicted to be very small everywhere, especially relative to the impact of the ocean dynamics. **Citation:** Aumont, O., L. Bopp, and M. Schulz (2008), What does temporal variability in aeolian dust deposition contribute to sea-surface iron and chlorophyll distributions?, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07607, doi:10.1029/2007GL031131.

1. Introduction

[2] As a result of numerous in situ, laboratory and modeling studies, iron is now undoubtedly acknowledged as exerting a critical control on phytoplankton growth over large areas of the world ocean [e.g., Martin and Fitzwater, 1988; Coale et al., 1996; Aumont et al., 2003]. This micro-nutrient is supplied to the surface ocean from three different sources: (1) dust deposition from the atmosphere, (2) vertical transport of subsurface waters, and (3) vertical and lateral transport from sediment mobilization and hydro-thermal vents (for a review, see de Baar and de Jong [2001]). Dust deposition is traditionally considered as a major, if not the main, source of iron to the open ocean [e.g., Archer and Johnson, 2000; Fung et al., 2000; Aumont et al., 2003; Moore et al., 2004]. Consequently, and as already suggested for the Last Glacial Maximum [Martin et al., 1990], any temporal change in its magnitude could potentially impact surface iron and chlorophyll.

[3] Dust deposition generally consists of episodic events and is highly variable over all time scales (see Figure 1) [Duce and Tindale, 1991, and references therein]. The impact of such variability on ocean biogeochemistry has

been previously studied on long time scales globally [Bopp et al., 2003; Moore et al., 2006]. On the other hand, some studies have analyzed this impact on short time scales, typically from days to seasons and at very specific sites in the North Pacific and Atlantic oceans [Boyd et al., 1998; Wu and Boyle, 2002; Weber et al., 2005]. Yet, the impact of atmospheric iron supply on daily to interannual variability in ocean biogeochemistry has been thus far unaddressed on a global scale.

2. Methodology

[4] We use the ocean biogeochemical model Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies (PISCES) [Aumont and Bopp, 2006]. PISCES includes four Plankton Functional Groups (Diatoms, Nanophytoplankton, Microzooplankton, Mesozooplankton). Phytoplankton growth is limited by five different nutrients (NO₃, NH₄, PO₄, SiO₃ and Fe) and light. Dissolved iron is represented via one single dissolved pool with a basic description of iron-ligand interactions. Iron is scavenged by both organic and inorganic particles, either by coagulation of the complexed forms or by direct adsorption of the free inorganic pool. Three external sources of iron are considered in the model: dust deposition (see below), sediment mobilization and river discharge. A complete description as well as a short evaluation of the model are provided as supplementary material to the work by Aumont and Bopp [2006]. The model is run offline using monthly-mean dynamical fields derived from an interannual simulation performed with ORCA2-LIM [Madec et al., 1998] which was forced with atmospheric fields from the ERA-40 re-analysis [Uppala et al., 2005] over 1996–2001.

[5] Daily atmospheric dust deposition by wet and dry removal was simulated using the LMDzT-INCA model from 1996 to 2001. Dust fluxes are calculated using ECMWF surface winds at 1°x1° horizontal resolution, using surface maps of threshold velocity and integrated source strength as described by Schulz et al. [1998] and Balkanski et al. [2004]. Forced by this emission scheme, the atmospheric dust cycle is simulated using the LMDzT atmospheric model coupled to the INCA aerosol module. Realistic variations of synoptic weather are achieved by nudging to reanalysed winds from ECMWF. The LMDzT-INCA dust cycle was characterised recently in the AeroCom model intercomparison and shown to provide one of several valid global dust models [Textor et al., 2006].

[6] The impact of the variability in dust deposition on surface dissolved iron and chlorophyll has been analyzed using five different model experiments over 1996–2001. In the first four experiments, PISCES was driven by monthly climatological dynamical fields constructed from the inter-

¹Laboratoire d'Océanographie et de Climatologie: Expérimentation et Approches Numériques, IPSL, Centre IRD de Bretagne, Plouzané, France.

²Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, IPSL, CNRS, CEA, UVSQ, Gif-sur-Yvette, France.

Decadal variations in equatorial Pacific ecosystems and ferrocline/pycnocline decoupling

Keith B. Rodgers,¹ Olivier Aumont,^{2,3} Christophe Menkes,² and Thomas Gorgues⁴

Received 28 December 2006; revised 4 September 2007; accepted 26 December 2007; published 31 May 2008.

[1] The equatorial Pacific Ocean is known for its large interannual to decadal variability in circulation. In particular, the changes that occurred in 1976/1977 have received considerable attention in the climate dynamics literature, and recently there has been much attention focused on changes that may have occurred there in 1997/1998. Unfortunately, because of data sparsity, the impact of these changes or shifts on ocean biogeochemistry and ecosystems remains largely unknown. Here a three-dimensional ocean circulation model (the ORCA2 configuration of OPA) which has a food web/biogeochemistry model (PISCES) embedded in it, and which has been forced with both NCEP-1 and ERA-40 reanalysis fluxes over multiple decades, is used as a tool to investigate decadal changes and their associated mechanisms. Our main finding with the model is that a decrease in the amplitude of the surface zonal wind stress in the tropical Pacific in the mid-to-late-1970s leads to a decrease in Fe and Chl concentrations in the upwelling regions of the eastern equatorial Pacific after 1976/1977. These changes find expression predominantly during the upwelling season (the seasonal maximum for Fe and Chl concentrations), when surface Fe and Chl concentrations tend to be significantly higher pre-1976/1977 than post-1976/1977. The changes in Chl concentrations need to be understood as modulations of the amplitude of the seasonal cycle, rather than as a “biological regime shift” (an abrupt transition from one mean state to another). In contrast to what is found for Fe and Chl, for NO₃ the decadal changes in surface concentrations in the upwelling region about 1976/1977 can be described as a shift in the mean state. It is shown that the response in surface Fe and Chl in the upwelling region about 1976/1977 is proportionally larger than the decadal changes in surface wind stress forcing, and it is also larger than the previously reported change in the strength of the meridional overturning strength of the subtropical cells (STCs). Importantly, this amplified response reflects a decoupling of the ferrocline and pycnocline within the equatorial Pacific. In this way, the presence of a time-invariant sediment source for Fe can substantially amplify the ecosystem response to decadal variability in ocean circulation.

Citation: Rodgers, K. B., O. Aumont, C. Menkes, and T. Gorgues (2008), Decadal variations in equatorial Pacific ecosystems and ferrocline/pycnocline decoupling, *Global Biogeochem. Cycles*, 22, GB2019, doi:10.1029/2006GB002919.

1. Introduction

[2] There is widespread evidence of decadal variability in equatorial Pacific biogeochemistry, ecosystems, and fisheries [Chavez *et al.*, 2003; Lehodey *et al.*, 2003]. For ecosystems and fisheries these decadal changes tend to be synchronous over the Pacific basin [Kawasaki, 1983; Lluch-Belda *et al.*, 1989, 1992; Schwartzlose *et al.*, 1999]. These changes

have been referred to as “biological regime shifts” in the coupled ocean/atmosphere system associated with the Pacific Decadal Oscillation (PDO) [Mantua *et al.*, 1997]. Within this framework, basin-scale decadal changes in the coupled ocean/atmosphere system find expression in low-frequency variability in the depth of the thermocline in the upwelling region of the eastern equatorial Pacific, impacting the local vertical (advective and diffusive) supply of nutrients to the euphotic zone. During decades when the mean state of the eastern equatorial Pacific is warm, the local thermocline is deep, and the supply of nutrients to the euphotic zone is reduced. Conversely, during decades when the mean state is cold, the thermocline shoals, and the supply of nutrients to the euphotic zone is enhanced. Implicit in this argument is the assumption that the background nutrient distribution on isopycnal surfaces is relatively stationary.

¹Atmospheric and Ocean Sciences Program, Princeton University, Princeton, New Jersey, USA.

²LOCEAN, Paris, France.

³Centre IRD de Bretagne, Plouzané, France.

⁴JISAO-School of Oceanography, University of Washington, Seattle, Washington, USA.



A global compilation of dissolved iron measurements: focus on distributions and processes in the Southern Ocean

A. Tagliabue^{1,2,**}, T. Mtshali^{1,3,**}, O. Aumont⁴, A. R. Bowie⁵, M. B. Klunder^{6,*}, A. N. Roychoudhury³, and S. Swart^{1,2}

¹Southern Ocean Carbon and Climate Observatory, CSIR, P.O. Box 320, Stellenbosch, 7599, South Africa

²Department of Oceanography, University of Cape Town, Cape Town, 7701, South Africa

³Department of Earth Sciences, Stellenbosch University, Stellenbosch, 7602, South Africa

⁴Laboratoire de Physique des Océans, Centre IRD de Bretagne, 29280 Plouzané, France

⁵Antarctic Climate and Ecosystems Cooperative Research Centre (ACE CRC), University of Tasmania, Private Bag 80, Hobart, TAS 7001, Australia

⁶NIOZ, Dutch Institute for Sea Research, Den Burg, Texel, The Netherlands

* now at: Centre for Assessment of Pesticides and Biocides, Wageningen, The Netherlands

** These authors contributed equally to this work.

Correspondence to: A. Tagliabue (atagliab@gmail.com), T. Mtshali (tmtshali@csir.co.za)

Received: 1 November 2011 – Published in Biogeosciences Discuss.: 30 November 2011

Revised: 16 April 2012 – Accepted: 11 May 2012 – Published: 29 June 2012

Abstract. Due to its importance as a limiting nutrient for phytoplankton growth in large regions of the world's oceans, ocean water column observations of concentration of the trace-metal iron (Fe) have increased markedly over recent decades. Here we compile >13 000 global measurements of dissolved Fe (dFe) and make this available to the community. We then conduct a synthesis study focussed on the Southern Ocean, where dFe plays a fundamental role in governing the carbon cycle, using four regions, six basins and five depth intervals as a framework. Our analysis highlights depth-dependent trends in the properties of dFe between different regions and basins. In general, surface dFe is highest in the Atlantic basin and the Antarctic region. While attributing drivers to these patterns is uncertain, inter-basin patterns in surface dFe might be linked to differing degrees of dFe inputs, while variability in biological consumption between regions covaries with the associated surface dFe differences. Opposite to the surface, dFe concentrations at depth are typically higher in the Indian basin and the Subantarctic region. The inter-region trends can be reconciled with similar ligand variability (although only from one cruise), and the inter-basin difference might be explained by differences in hydrothermal inputs suggested by modelling studies (Tagliabue et al., 2010) that await observational confirmation. We find that even in regions where many dFe measurements ex-

ist, the processes governing the seasonal evolution of dFe remain enigmatic, suggesting that, aside from broad Subantarctic – Antarctic trends, biological consumption might not be the major driver of dFe variability. This highlights the apparent importance of other processes such as exogenous inputs, physical transport/mixing or dFe recycling processes. Nevertheless, missing measurements during key seasonal transitions make it difficult to better quantify and understand surface water replenishment processes and the seasonal Fe cycle. Finally, we detail the degree of seasonal coverage by region, basin and depth. By synthesising prior measurements, we suggest a role for different processes and highlight key gaps in understanding, which we hope can help structure future research efforts in the Southern Ocean.

1 Introduction

Since the advent of trace metal clean techniques in the late 1970s/early 1980s (e.g., Bruland et al., 1979), the role of iron (Fe) as a key micronutrient that regulates phytoplankton growth rates, primary production and the biological carbon pump in the so-called “High Nutrient Low Chlorophyll” regions of the world's oceans is well established (e.g., De Baar et al., 2005; Boyd et al., 2007). Of these regions, most



PISCES-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies

O. Aumont¹, C. Ethé², A. Tagliabue³, L. Bopp⁴, and M. Gehlen⁴

¹Laboratoire d’Océanographie et de Climatologie: Expérimentation et Approches Numériques, IPSL, 4 Place Jussieu, 75005 Paris, France

²Institut Pierre et Simon Laplace, 4 Place Jussieu, 75005 Paris, France

³Dept. of Earth, Ocean and Ecological Sciences, School of Environmental Sciences, University of Liverpool, 4 Brownlow Street, Liverpool L69 3GP, UK

⁴Laboratoire des Sciences du Climat et de l’Environnement, IPSL, Orme des Merisiers, 91190 Gif-sur-Yvette, France

Correspondence to: O. Aumont (olivier.aumont@ird.fr)

Received: 11 December 2014 – Published in Geosci. Model Dev. Discuss.: 16 February 2015

Revised: 29 June 2015 – Accepted: 4 July 2015 – Published: 13 August 2015

Abstract. PISCES-v2 (Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies volume 2) is a biogeochemical model which simulates the lower trophic levels of marine ecosystems (phytoplankton, microzooplankton and mesozooplankton) and the biogeochemical cycles of carbon and of the main nutrients (P, N, Fe, and Si). The model is intended to be used for both regional and global configurations at high or low spatial resolutions as well as for short-term (seasonal, interannual) and long-term (climate change, paleoceanography) analyses. There are 24 prognostic variables (tracers) including two phytoplankton compartments (diatoms and nanophytoplankton), two zooplankton size classes (microzooplankton and mesozooplankton) and a description of the carbonate chemistry. Formulations in PISCES-v2 are based on a mixed Monod–quota formalism. On the one hand, stoichiometry of C/N/P is fixed and growth rate of phytoplankton is limited by the external availability in N, P and Si. On the other hand, the iron and silicon quotas are variable and the growth rate of phytoplankton is limited by the internal availability in Fe. Various parameterizations can be activated in PISCES-v2, setting, for instance, the complexity of iron chemistry or the description of particulate organic materials. So far, PISCES-v2 has been coupled to the Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO) and Regional Ocean Modeling System (ROMS) systems. A full description of PISCES-v2 and of its optional functionalities is provided here. The results of a quasi-steady-state simulation are presented and evaluated against diverse observational and

satellite-derived data. Finally, some of the new functionalities of PISCES-v2 are tested in a series of sensitivity experiments.

1 Introduction

Human activities have released large amounts of carbon into the atmosphere since the beginning of the industrial era leading to an increase in atmospheric CO₂ by more than 100 ppmv. The oceans play a major role in the carbon cycle and in its adjustment. Sabine et al. (2004) have estimated that the oceans have absorbed about one-third of the anthropogenic emissions. This role is tightly controlled by the physical and biogeochemical states of the marine system, i.e., by the characteristics of the solubility and biological pumps. Yet, the role played by the ocean in the carbon cycle is likely to be modified in response to climate and chemical changes induced by the anthropogenic carbon emissions (e.g., Orr et al., 2005; Steinacher et al., 2010; Bopp et al., 2013). Global ocean biogeochemical models represent powerful tools to study the carbon cycle and to predict its response to future and past climate and chemical changes. Since the pioneering work by Bacastow and Maier-Reimer (1990) based on a very simple description of the carbon cycle, the number and the complexity of models have rapidly increased (e.g., Six and Maier-Reimer, 1996; Moore et al., 2004; Quéré et al., 2005; Aumont and Bopp, 2006; Yool et al., 2011). However,