

UNIVERSITÉ TOULOUSE III - PAUL SABATIER
Ecole Doctorale des Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE TOULOUSE

Discipline : **Océanographie**

présentée et soutenue par

Marine Herrmann

le 04 décembre 2007

**Formation et devenir des masses d'eau en
Méditerranée nord-occidentale
Influence sur l'écosystème planctonique pélagique
Variabilité interannuelle et changement climatique**

Directrice de thèse : **Claude Estournel** Co-directeur de thèse : **Frédéric Diaz**

devant le jury composé de :

Frank Roux, LA, Toulouse, *Président*

Michel Crépon, LOCEAN, Paris, *Rapporteur*

Louis Prieur, LOV, Villefranche sur Mer, *Rapporteur*

Xavier Durrieu de Madron, CEFREM, Perpignan, *Examineur*

Bernard Quéguiner, LOB, Marseille, *Examineur*

Samuel Somot, CNRM, Toulouse, *Invité*

Claude Estournel, LA, Toulouse, *Directrice de thèse*

Frédéric Diaz, LOB, Marseille, *Co-directeur de thèse*

Laboratoire d'Aérodologie
UMR5560 CNRS, UPS, Observatoire Midi-Pyrénées
14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

Remerciements

Je tiens avant tout à remercier du fond du coeur Claude Estournel. D'abord de m'avoir proposé un sujet de thèse passionnant, puis d'avoir été toujours disponible pour répondre à mes questions, m'aider à prendre des décisions et m'aiguiller dans la bonne direction, tout en me laissant une grande indépendance. J'ai énormément apprécié son regard critique et constructif sur mon travail et nos discussions qui m'ont beaucoup appris sur l'océanographie régionale.

Merci ensuite à Frédéric Diaz d'avoir co-encadré ma thèse et affronté sans faiblir mon avalanche de questions sur la modélisation biogéochimique. Un grand merci aussi à Caroline Ulses pour son énorme travail sur le modèle biogéochimique.

Merci à Michel Crépon, Louis Prieur, Bernard Quéguiner, Xavier Durrieu de Madron, Frank Roux et Samuel Somot d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse et de s'être intéressés à mon travail.

Travailler au sein de l'équipe d'océanographie côtière du Laboratoire d'Aérodynamique et du POC a été un réel plaisir. Merci en particulier à Patrick Marsaleix qui est un pédagogue incroyable capable de répondre à absolument toutes les questions qu'on peut lui poser sur SYMPHONIE et sur la modélisation océanique. Je suis reconnaissante à Florent Lyard de son aide dans l'utilisation d'XSCAN, qui a été absolument sans faille et qui m'a évité bon nombre de crises de nerfs. J'ai beaucoup apprécié travailler avec Jérôme-dit-Boubou et j'espère que notre collaboration continuera. Spéciale dédicace à Caroline, puis à Jochem, avec qui j'ai affronté les extrêmes thermiques du bureau A129. Merci enfin à tous les autres membres, plus ou moins occasionnels, du POC : Francis, Cyril, Ivane, Pierre, Matthieu, Florence, Nadia, Julien, Muriel, Clément, Jérôme, Laurent, Claire, Gabriel, Baptiste, Yohann et tous ceux qui ont un jour fait l'expérience d'assister à une réunion POC...

La collaboration avec les chercheurs du CNRM a été absolument primordiale pour moi. Travailler avec Samuel Somot, qui n'est jamais à cours d'énergie, d'idées ou de commentaires, est réellement motivant. Merci à Florence Sevault pour sa patience infinie et sa disponibilité, ainsi qu'à Michel Déqué pour ses commentaires éclairés et éclairants.

Un grand merci à tous les informaticiens du labo pour leur disponibilité, leur patience et leur compétence : Serge, Didier, Laurent, Jeremy et Juan. Merci aussi à Monique, Gisèle et Karine sans qui je n'aurais jamais surmonté les multiples pièges et énigmes de l'administration. Merci à Jean-François qui a été mon tuteur de moniteurat et m'a aidé à m'intégrer dans l'équipe enseignante, et à Raoul, Sylvain et

Francis qui n'ont pas eu peur de me laisser parler devant des étudiants, inventer et surveiller des examens et corriger des copies.

Parce que le labo, c'est aussi les pauses cafés, les conversations dans le couloir, les discussions passionnées qui se prolongent bien au delà du repas, le canal à vélo, les soirées animées chez les uns et les autres, les barbecues chez Philippe, les sorties montagnes et les journées ski, les concerts au Capitole, merci à Clotilde, Aline, Caroline, Julien, Franck, Marie-Pierre, Christelle, Bastien, Marc, Ivane, Jochem, Amandine, Marielle, Boubou, Erwan, Nico, Serge, Philippe, Sylvain, Patrick, Claude, Francis, Cyril, Dominique et tous ceux qui font la vie du labo...

Merci aussi aux copains toulousains, Fabi, Alban, la FFL Sud-Ouest et leur bon fond, Ol, Ben, Jérôme, Mariu, J-B, Sophie, Thomas, Margot, Manu et ses desserts, Tilman et sa voisine, Romain et son cassoulet et tous ceux que j'oublie...

Je n'aurais jamais parcouru ce bout de chemin sans l'amour et le soutien inconditionnel de mes parents Hans et Claude et de ma soeur Iris.

Enfin, merci à Alexis.

Table des matières

1	Introduction	11
I	Contexte et Outils	17
2	Hydrodynamique de la Méditerranée nord-occidentale	19
2.1	La circulation océanique générale et les principales masses d'eau dans le bassin ouest - Méditerranéen	20
2.2	La formation d'eau dense en Méditerranée nord-occidentale	22
2.2.1	La convection profonde au large	24
2.2.2	La convection sur le plateau continental	26
3	Les écosystèmes pélagiques planctoniques en Méditerranée nord-occidentale	31
3.1	Une production primaire fortement liée à la circulation océanique	32
3.2	Les apports atmosphériques et terrestres	34
3.3	La modélisation des écosystèmes planctoniques en Méditerranée nord-occidentale	36
3.3.1	Les modèles couplés unidimensionnels	36
3.3.2	Vers des modèles multi-compartiments et multi-nutriments	37
3.3.3	Les modèles couplés tridimensionnels	38
3.4	Objectifs	39
II	Les outils numériques	41
4	Le modèle numérique de circulation océanique régionale : SYMPHONIE	43
4.1	Les équations du modèle	44
4.2	Le schéma de fermeture de la turbulence	45
4.3	Les conditions aux limites	46
4.3.1	A la surface libre	46
4.3.2	Au fond	47
4.3.3	A l'embouchure des fleuves	47
4.3.4	Aux frontières latérales	48
4.4	La discrétisation des équations	49
4.4.1	La discrétisation spatiale	49
4.4.2	La discrétisation temporelle	50
4.4.3	La séparation des pas de temps	50

4.5	Implémentation du modèle SYMPHONIE en Méditerranée Nord-Occidentale	51
5	Le modèle biogéochimique Eco3M-MED	55
5.1	Le phytoplancton	58
5.1.1	La production primaire brute	59
5.1.2	L'exsudation de carbone organique dissous (COD)	60
5.1.3	La respiration autotrophe	61
5.1.4	L'absorption des nutriments	61
5.1.5	L'exsudation de matière organique dissoute à la suite de l'absorption des nutriments	62
5.1.6	La respiration liée à l'absorption de sels nutritifs	63
5.1.7	La synthèse de la chlorophylle	63
5.1.8	La mortalité naturelle	64
5.2	Le zooplancton	64
5.2.1	La prédation	64
5.2.2	Le <i>messy feeding</i>	65
5.2.3	L'égestion	65
5.2.4	La respiration basale	65
5.2.5	L'excrétion et la respiration	66
5.2.6	La mortalité par prédation	66
5.3	Le compartiment bactérien	67
5.3.1	L'absorption de matière organique dissoute	67
5.3.2	La croissance bactérienne	67
5.3.3	L'absorption et l'excrétion de matière inorganique dissoute	67
5.3.4	La respiration bactérienne	69
5.3.5	La mortalité bactérienne	69
5.4	La reminéralisation de la matière organique particulaire	69
5.5	La nitrification	70
5.6	Mise en équation des processus et de leurs interactions	70
5.6.1	Le phytoplancton ($\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$)	70
5.6.2	Le zooplancton (Z_1, Z_2, Z_3)	71
5.6.3	Les bactéries (B)	71
5.6.4	La matière organique particulaire de petite taille (D_P)	71
5.6.5	La matière organique particulaire de grande taille (D_G)	72
5.6.6	La matière organique dissoute (MOD)	72
5.6.7	Les sels nutritifs ($\nu_1, \nu_2, \nu_3, \nu_4$)	73
6	Le couplage entre le modèle de circulation SYMPHONIE et le modèle biogéochimique Eco3M-MED	77
6.1	Le principe du couplage	78
6.2	L'atténuation de la lumière	79
6.3	Les conditions aux limites	79
6.3.1	A la surface libre et au fond	79
6.3.2	A l'embouchure des fleuves	80
6.3.3	Aux frontières latérales ouvertes	80

III	Formation et devenir de l'eau dense en Méditerranée nord-occidentale	81
7	Influence de la résolution spatiale des modèles océaniques sur la représentation de la convection profonde en Méditerranée nord-occidentale et impact de la convection sur la circulation	83
7.1	Introduction	89
7.2	A case study : winter 1986-87	91
7.3	Tools and methods	92
7.3.1	The eddy-permitting oceanic model (EPOM) : OPAMED . . .	92
7.3.2	The eddy-resolving oceanic model (EROM) : SYMPHONIE .	93
7.3.3	Atmospheric forcing	94
7.4	Impact of the model resolution on the deep convection representation	97
7.4.1	Evolution of the water masses characteristics	97
7.4.2	Mixed layer depth	100
7.4.3	Geographic characteristics of the convection zone	102
7.4.4	Mesoscale structures	104
7.4.5	Energetic analysis	108
7.4.6	Buoyancy analysis	110
7.4.7	Surface formation, storage, mixing and export of DW	111
7.5	Effect of deep convection on the NWMS circulation	114
7.5.1	Effect of deep convection on the boundary circulation and the overturning	116
7.5.2	DW spreading during and after deep convection : role of the boundary current and the mesoscale structures	117
7.5.3	Restratification	121
7.6	Conclusion	123
8	Influence de la résolution spatiale du forçage atmosphérique sur la représentation numérique de la convection profonde	127
8.1	Introduction	131
8.2	Dynamical downscaling of the ERA40 reanalysis	132
8.2.1	The downscaling method	132
8.2.2	Comparison of atmospheric datasets	133
8.3	Impact of atmospheric forcing resolution on deep convection modeling	134
8.3.1	The oceanic model : SYMPHONIE	134
8.3.2	Time evolution of the convection event	135
8.3.3	Deep convection spatial characteristics	135
8.3.4	Circulation during the convection event	136
8.4	Conclusions	136
9	Impact de la variabilité atmosphérique interannuelle et du changement climatique sur la formation et l'exportation d'eau dense sur le plateau du golfe du Lion	139
9.1	Introduction	147
9.2	Tools and methods	149
9.2.1	Modeling strategy	149
9.2.2	The numerical eddy-resolving regional oceanic model	150
9.2.3	Dense water criteria	151

9.3	Impact of interannual variability on the dense water formation and transport under present-day climate conditions	153
9.3.1	Formation of dense water over the shelf	155
9.3.2	Elimination of dense water	155
9.3.3	Export of dense water	157
9.3.4	Comparison with available data	158
9.4	Impact of climate change	160
9.5	Extrapolation to the whole present and future periods	164
9.6	Uncertainties	168
9.6.1	Sensitivity test to the dense water criteria	168
9.6.2	Sensitivity to the parameters of the regional oceanic model	169
9.6.3	Sensitivity to the water flux	171
9.6.4	Sensitivity test to the Atmospheric Regional Climate Model (ARCM)	172
9.7	Conclusion	181

IV Modélisation de l'écosystème planctonique pélagique en Méditerranée nord-occidentale : cycle annuel, variabilité interannuelle et changement climatique 187

10	Cycle annuel de l'écosystème planctonique pélagique pendant l'année de référence de la période actuelle 191
10.1	Evolution saisonnière de l'écosystème planctonique pélagique 192
10.1.1	Les nutriments 192
10.1.2	Le phytoplancton 196
10.1.3	Le zooplancton 201
10.1.4	La matière organique dissoute (MOD) et particulaire (MOP) 202
10.1.5	Les bactéries 204
10.1.6	Conclusion 204
10.2	Les processus biogéochimiques 205
10.2.1	La production primaire 205
10.2.2	L'absorption d'azote 207
10.2.3	Fixation et rejet de dioxyde de carbone 208
10.2.4	Exportation de carbone 209
10.3	Conclusion 212
11	Influence de la variabilité interannuelle atmosphérique et océanique sur l'écosystème planctonique pélagique pour la période actuelle 231
11.1	Les caractéristiques hydrodynamiques 232
11.2	Variabilité interannuelle de l'écosystème planctonique pélagique 232
11.2.1	La disponibilité en nutriments 235
11.2.2	Le phytoplancton 236
11.2.3	La matière organique 239
11.2.4	Le zooplancton et les bactéries 240
11.3	Variabilité interannuelle des processus biogéochimiques 241
11.3.1	La production primaire brute (PPB) 241
11.3.2	L'absorption d'azote 246
11.3.3	La fixation et le rejet de CO ₂ 246

11.3.4	L'exportation de carbone organique vers le fond	247
11.4	Conclusion	247
12	Influence du changement climatique sur l'écosystème planctonique pélagique	249
12.1	Les caractéristiques hydrodynamiques	250
12.2	Influence du changement climatique sur l'évolution de l'écosystème planctonique pélagique	250
12.2.1	La disponibilité en nutriments	250
12.2.2	Le phytoplancton	254
12.2.3	La matière organique dissoute et particulaire	259
12.2.4	Le plancton hétérotrophe	260
12.3	Influence du changement climatique sur les processus biogéochimiques	261
12.3.1	La production primaire brute	261
12.3.2	L'absorption d'azote	264
12.3.3	La fixation et le rejet de CO ₂	264
12.3.4	L'exportation de matière organique	265
12.3.5	Conclusion	267
13	Conclusions et perspectives	269
13.1	Conclusions	269
13.1.1	La formation et le devenir des masses d'eau en Méditerranée nord-occidentale	269
13.1.2	Influence de la circulation sur les écosystèmes pélagiques planctoniques	271
13.2	Perspectives	273
13.2.1	Améliorer le réalisme des modèles	273
13.2.2	Etude d'autres processus	277

Chapitre 1

Introduction

La Méditerranée est une zone fortement peuplée, avec 150 millions d'habitants sur 46 000 km de côtes, de nombreuses mégalopoles (Marseille, Barcelone, Athènes, Alger, Le Caire ...) et une urbanisation croissante. Le trafic maritime y est intense (200 000 traversées par an), et cette région du globe est le lieu de fortes activités, industrielles, touristiques (100 millions de touristes par an), halieutiques (100.000 emplois répartis sur 40 000 navires) et pétrolières (60 raffineries de pétrole versant 20 000 tonnes/an de pétrole à la mer, données de l'Union Mondiale pour la Nature, *www.iucn.org*). La pression anthropique en Méditerranée est par conséquent extrêmement forte : pollution atmosphérique et maritime, eutrophisation des milieux marins côtiers, surpêche et introduction de nouvelles espèces sont autant d'exemples de l'influence directe de l'Homme sur le système méditerranéen.

D'après le dernier rapport du GIEC (Groupe d'Experts Gouvernemental sur l'Evolution du Climat, *IPCC* [2007]), il est désormais reconnu que le changement climatique est sans équivoque et que son attribution aux émissions anthropiques de gaz à effet de serre est très vraisemblable. La Méditerranée apparaît comme particulièrement vulnérable aux variations climatiques [*Turley*, 1999], en raison du fort couplage entre la mer et l'atmosphère, en particulier dans le bassin nord-occidental, qui impose aux processus hydrologiques et biologiques une variabilité interannuelle importante. Les effets du changement climatique sur l'hydrologie et sur la biodiversité sont d'ailleurs déjà perceptibles en Méditerranée. Ainsi, les observations hydrologiques effectuées au cours des dernières décennies montrent que la température et la salinité des masses d'eau profonde ont augmenté respectivement de 0.0034°C/an et 0.0011 psu/an entre 1959 et 1997 en Méditerranée occidentale [*Béthoux et al.*, 1990, 1998]. A la suite de ces observations, les travaux de modélisation effectués par *Thorpe and Bigg* [2000], *Somot et al.* [2006] et *Bozec* [2006] ont confirmé que le changement climatique pourrait provoquer une augmentation de la température et de la salinité des masses d'eau méditerranéennes, un renforcement de la stratification de la colonne d'eau et un affaiblissement de la circulation thermohaline et de la convection profonde en Méditerranée nord-occidentale. De tels changements hydrologiques ne seraient pas sans conséquence pour la séquestration océanique du carbone dans la zone et pour les écosystèmes. En effet, des études antérieures ont montré que la solubilité du dioxyde de carbone (la "pompe chimique" de CO₂ atmosphérique) diminue quand la température augmente, et que le renforcement de la stratification limite la pénétration du CO₂ vers les zones océaniques profondes (la

"pompe physique", *Maier-Reimer et al.* [1996]; *Sarmiento et al.* [1998]; *Joos et al.* [1999]). De plus, en Méditerranée occidentale, la remontée des nutriments depuis les profondeurs jusqu'à la zone euphotique lors du mélange convectif hivernal est à l'origine des épisodes d'efflorescence printanière, alors que la production primaire estivale est plutôt soutenue par les nutriments régénérés par l'activité de la boucle microbienne à l'intérieur de la zone stratifiée. Un affaiblissement de la convection profonde et une augmentation de la température diminueraient donc le rôle fertilisant de l'océan profond, et pourraient favoriser le développement d'espèces phytoplanctoniques adaptées aux températures élevées, au détriment de celles adaptées aux eaux plus froides. Ainsi, *Marty et al.* [2002] ont déjà mis en évidence une augmentation de la biomasse phytoplanctonique en mer Ligure, liée à un développement accru du phytoplancton de petite taille favorisé par l'allongement de la période de stratification estivale. De telles évolutions dans la structure des communautés planctoniques pourraient modifier la capacité de l'écosystème à fixer le CO₂ atmosphérique (la "pompe biologique").

Par ailleurs, *Béthoux et al.* [2002b] ont effectué une synthèse des changements subis par les écosystèmes marins méditerranéens dans le bassin nord-occidental à partir d'observations réalisées depuis les années 60. Ces auteurs observent une augmentation de 0.5% par an des concentrations en phosphate et en nitrate entre les années 60 et 90, et estiment à 3% par an l'augmentation des apports atmosphériques et terrestres de ces nutriments, attribuée aux activités humaines sur le pourtour méditerranéen. En revanche, ces auteurs n'observent pas de changements sur les concentrations en silicate. De tels changements sont susceptibles d'avoir des répercussions importantes sur le fonctionnement des écosystèmes et sur la structure des communautés phytoplanctoniques. *Béthoux et al.* [2002b] suggèrent ainsi que la diminution de la disponibilité en silicate par rapport à celle en nitrate pourrait favoriser le passage d'un écosystème dominé par des espèces siliceuses à un écosystème dominé par du phytoplancton non siliceux.

Les niveaux trophiques supérieurs des écosystèmes peuvent également être affectés par ces changements. La combinaison du facteur climatique et du facteur anthropique a favorisé la migration et l'apparition de certaines espèces de poisson en Méditerranée [*Bianchi and Morri*, 1994], ainsi que le développement de pathogènes [*Kushmaro et al.*, 1998; *Cerrano et al.*, 2000]. Enfin, la surpêche a également des conséquences sur la biodiversité. La disparition du thon rouge en Méditerranée en est un exemple médiatisé récemment.

Ces changements environnementaux induits, directement ou indirectement, par les activités humaines pourraient avoir des conséquences considérables sur les sociétés du pourtour méditerranéen. *Giorgi* [2006] définit la Méditerranée comme l'un des "points chauds" du changement climatique, évoquant en particulier une augmentation de l'intensité et de la durée des épisodes de sécheresses et de canicules. Si la modification du cycle de l'eau est une question cruciale, la réduction de la biodiversité et la diminution des ressources halieutiques constituent également des problèmes majeurs. Dans un monde où l'on parle de plus en plus de "développement durable", il paraît indispensable de mettre en place une politique de gestion environnementale adaptée afin de réduire l'influence de l'Homme sur le milieu marin méditerranéen. Ce milieu est un système complexe, faisant intervenir de nombreux processus entre lesquels les interactions et les rétroactions sont multiples, et qui ne

réagit pas linéairement aux perturbations. De telles mesures ne peuvent donc être prises sans une connaissance approfondie du fonctionnement, de l'évolution et de la variabilité du milieu. Cet enjeu sociétal constitue une première motivation pour l'amélioration de la compréhension du "système méditerranéen".

Les enjeux scientifiques de la connaissance de ce système, au carrefour de nombreuses disciplines (océanographie physique, sédimentologie, géologie, chimie, biologie, climatologie, météorologie...), sont également importants. La mer Méditerranée ne représente qu' 1% de la surface totale des océans. Cependant, elle est aujourd'hui considérée comme un "océan miniature", dans la mesure où elle permet d'étudier à une échelle régionale de nombreux processus qui interviennent dans le cycle de l'eau et le fonctionnement de l'océan à l'échelle globale [Béthoux *et al.*, 1999] : circulation thermohaline, convection profonde, formation d'eau dense au large et sur les plateaux continentaux, échanges entre les zones côtières et hauturières, fonctionnement climatique à l'échelle du bassin, réponse aux changements environnementaux. Elle constitue donc une sorte de modèle réduit, d'accès relativement aisé, du système océanique global, où les changements environnementaux à grande échelle sont déjà perceptibles. De plus, la Méditerranée représente pour l'océan Atlantique une source d'eau dense, chaude et salée, qui pourrait influencer sur le fonctionnement de la circulation thermohaline globale, et donc sur le climat, en favorisant la convection profonde en Atlantique Nord [Reid, 1979]. Enfin la mer Méditerranée, source d'eau et de chaleur pour l'atmosphère, influence également le climat régional [Somot, 2005].

La circulation océanique est la base du fonctionnement de ce système. Dans ce contexte, la Méditerranée nord-occidentale constitue une zone de prédilection pour l'étude des processus physiques et biologiques énumérés précédemment. Elle est en effet caractérisée par la présence de zones de grande profondeur, d'un large plateau continental et du premier fleuve de la Méditerranée, le Rhône, source importante d'eau douce, de nutriments et de matière organique et sédimentaire. En outre, les conditions atmosphériques y sont fortement contrastées, avec une succession d'été secs et chauds et d'hivers froids et très ventés. Ces éléments font de la Méditerranée nord-occidentale le siège de processus d'échelles spatiales et temporelles variées, dont les interactions sont complexes, et qui présentent une forte variabilité temporelle. A l'échelle du bassin, le processus de convection profonde est primordial dans le fonctionnement de la circulation thermohaline méditerranéenne. Il est en effet à l'origine de la formation de l'eau Méditerranéenne occidentale profonde, dont une partie s'écoule vers l'Atlantique Nord. Par ailleurs, la convection profonde joue un rôle important dans le fonctionnement de l'écosystème planctonique pélagique : la Méditerranée est une mer globalement oligotrophe, et la remontée des nutriments depuis les zones profondes de l'océan permet les épisodes d'efflorescence phytoplanktonique printanière. La circulation océanique et la présence du Rhône expliquent ainsi que le bassin nord-occidental soit l'une des zones les plus productives de la Méditerranée d'un point de vue biologique [Bethoux, 1981; Dugdale and Wilkerson, 1988].

La convection profonde dans cette région a fait l'objet de nombreuses études expérimentales [MEDOC-Group, 1970; Gascard, 1978; Schott and Leaman, 1991; Leaman and Schott, 1991; THETIS-Group, 1994; Send *et al.*, 1996; Testor and Gascard, 2003, 2006] et numériques [Madec *et al.*, 1991b,a, 1996; Somot, 2005; Demirov and

Pinardi, 2007], qui ont permis des avancées notables dans la compréhension de ce phénomène, mettant notamment en évidence l'importance de sa variabilité interannuelle, ainsi que le rôle essentiel des processus de méso-échelle, dont la contribution à la propagation de l'eau profonde reste encore à préciser.

La formation d'eau dense en Méditerranée nord-occidentale a également lieu à une échelle spatiale beaucoup plus petite, sur le plateau continental du golfe du Lion. Si les volumes mis en jeu sont de plusieurs ordres de grandeur inférieurs à ceux formés lors de la convection profonde, la propagation de cette eau dense vers les zones profondes du large joue un rôle majeur dans les échanges entre les milieux côtiers et hauturiers. Ainsi, les cascades d'eau dense formée sur le plateau continental sont responsables d'une grande partie du transfert de la matière organique et sédimentaire présente sur le plateau vers les zones profondes de l'océan [*Lapouyade and Durrieu de Madron, 2001; Heussner et al., 2006; Canals et al., 2007*]. Ces transferts de matière contribuent donc à la séquestration du carbone, et influencent la géologie des fonds océaniques ainsi que le fonctionnement des écosystèmes marins profonds [*Monaco et al., 1990; Gaudin et al., 2006*]. Ces études ont souligné la nécessité de quantifier les volumes d'eau et de matière transportées le long du talus continental par ce type de processus, ainsi que leur variabilité.

Afin de mieux comprendre le fonctionnement global de la Méditerranée et d'appréhender sa réponse au changement climatique et aux influences anthropiques, il est donc avant tout indispensable de comprendre et de modéliser les mécanismes de formation et de devenir des masses d'eau. Cette problématique constitue le point de départ et une part importante du travail réalisé au cours de cette thèse. L'étape suivante vers une meilleure connaissance du système méditerranéen est la compréhension et la modélisation des écosystèmes marins. Il ne peut s'agir de représenter ici tous les échelons de l'écosystème, et il est d'abord nécessaire de prendre en compte l'écosystème planctonique pélagique, à la base des réseaux trophiques marins. L'objectif de notre démarche est de comprendre la fonction de cet écosystème dans le système méditerranéen, suivant les zones et les périodes. La seconde partie de notre travail a donc consisté à étudier l'influence de la circulation océanique sur l'écosystème planctonique pélagique.

L'appréhension de ces phénomènes physiques et biologiques, qui présentent une forte variabilité spatio-temporelle et interagissent de façon complexe, ne peut se faire par la seule approche expérimentale. La modélisation, qui permet d'assurer à la fois la continuité spatio-temporelle et le lien entre les processus, a donc été naturellement choisie comme outil de base de notre travail. Les modèles de basse résolution ont permis de grandes avancées dans la compréhension des mécanismes de la circulation océanique. Cependant, pour pouvoir quantifier plus précisément le rôle des différents processus mis en jeu, il est nécessaire d'aller vers une représentation à plus haute résolution de ces mécanismes. Il semble en particulier indispensable de résoudre le premier rayon de déformation de Rossby afin de pouvoir accéder à la représentation d'une large gamme de processus physiques et biologiques. Une telle résolution permet par exemple de modéliser les instabilités baroclines qui se développent lors de la convection profonde [*Gascard, 1978*], jouent un rôle essentiel dans la propagation de l'eau dense et dans la restratification de la colonne d'eau [*Madec et al., 1991b*], et ont une influence sur la production primaire [*Lévy et al., 2001*].

Le manuscrit est organisé de la manière suivante.

Le contexte détaillé de l'étude et les outils sont présentés dans la première partie. Les caractéristiques hydrodynamiques et biologiques de la zone d'étude, la Méditerranée nord-occidentale, sont présentées dans les chapitres 2 et 3. Une description détaillée des outils de modélisation utilisés pour ce travail est fournie dans les chapitres 4 (pour le modèle hydrodynamique), 5 (pour le modèle biogéochimique) et 6 (pour le couplage de ces deux modèles).

La deuxième partie du manuscrit est consacrée à l'étude de la formation et du devenir des masses d'eau en Méditerranée nord-occidentale.

La convection profonde pour une année réelle, l'année 1986-87, est étudiée dans le chapitre 7. Les différences induites par la résolution spatiale du modèle hydrodynamique sont d'abord examinées en comparant, et en confrontant aux observations, deux simulations : l'une réalisée par *Somot* [2005] au moyen d'un modèle hydrodynamique de bassin, l'autre réalisée au moyen du modèle de méso-échelle SYMPHONIE. Ceci nous permet de montrer la pertinence de ce modèle pour l'étude de la convection profonde, puis d'étudier les effets de la convection sur la circulation océanique. L'activation de la circulation, la propagation de l'eau dense formée lors de la convection, et la restratification sont ainsi examinées dans cette partie.

L'influence de la résolution du forçage atmosphérique sur la représentation de la convection profonde est évaluée dans le chapitre 8, ce qui permet de mettre en évidence l'importance des événements extrêmes dans l'approfondissement de la couche de mélange.

La formation d'eau dense sur le plateau et sa propagation vers le large sont étudiées dans le chapitre 9. Une série de simulations hydrodynamiques annuelles pour la période actuelle et pour la fin du XXIème siècle sont réalisées, nous permettant de quantifier les volumes d'eau transportée depuis le plateau jusqu'à l'océan profond, de corrélérer la variabilité de ce processus à la variabilité atmosphérique et d'estimer sa réponse à l'évolution du climat.

L'influence de la circulation sur l'écosystème planctonique pélagique est étudiée dans la troisième partie. On utilise pour cela les simulations hydrodynamiques effectuées pour le chapitre 9, qui servent dans cette partie à forcer le modèle biogéochimique. Le réalisme de la modélisation couplée est d'abord vérifié dans le chapitre 10, en étudiant le cycle saisonnier de l'écosystème ainsi que les principaux processus biogéochimiques, pour une année de référence de la période actuelle, et en comparant nos résultats aux observations disponibles. Ceci nous permet de proposer un bilan de la quantité de carbone absorbée par le système puis piégée en profondeur et transportée hors de la zone modélisée.

Nous examinons dans le chapitre 11 l'influence de la variabilité interannuelle sur le fonctionnement de cet écosystème dans la période climatique actuelle en analysant un jeu de 7 simulations annuelles au climat contrasté.

La réponse de l'écosystème au changement climatique est évaluée dans le chapitre 12 en comparant les résultats obtenus pour la période actuelle et pour la fin du XXIème siècle.

Enfin, le dernier chapitre présente les conclusions majeures ainsi que les perspectives de ce travail.

Première partie
Contexte et Outils

Chapitre 2

Hydrodynamique de la Méditerranée nord-occidentale

Sommaire

2.1	La circulation océanique générale et les principales masses d'eau dans le bassin ouest - Méditerranéen	20
2.2	La formation d'eau dense en Méditerranée nord-occidentale	22
2.2.1	La convection profonde au large	24
2.2.2	La convection sur le plateau continental	26

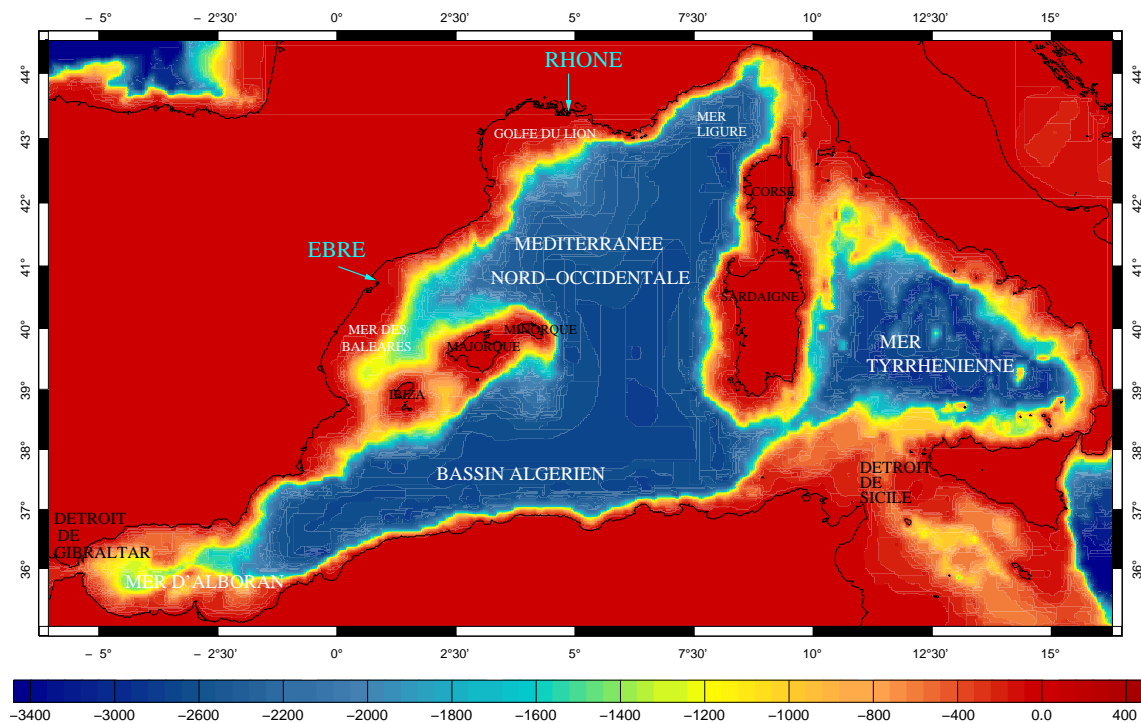


FIG. 2.1 – Topographie de la Méditerranée occidentale

La Méditerranée nord-occidentale s'étend environ de 2°E à 10°E et de 39°N à 45°N, entre les côtes italiennes, françaises et espagnoles, la Corse et la Sardaigne à l'est, et les Baléares au sud. Cette région comporte à la fois des zones peu profondes, avec notamment le plateau du golfe du Lion, d'une profondeur moyenne d'environ 80 m et atteignant jusqu'à 80 km de large, et une zone profonde au large, dépassant 2600 m (voir Fig. 2.1). La gamme des échelles spatio-temporelles des processus physiques qui entrent en jeu dans la circulation océanique en Méditerranée nord-occidentale est très large. Ainsi, la circulation générale des principales masses d'eau est un processus de grande échelle, quasi-permanent et à l'échelle du bassin, tandis que la formation d'eau dense, au large et sur le plateau, est un processus de méso-échelle, de l'ordre de quelques dizaines à une centaine de kilomètres et d'une durée de quelques jours à quelques semaines. Dans ce chapitre, nous proposons d'abord une description de la circulation thermohaline générale dans le bassin ouest-Méditerranéen. Nous dressons ensuite une revue des connaissances et questions concernant les processus physiques auxquels nous nous intéressons plus particulièrement dans cette étude, à savoir la formation d'eau dense au large et sur le plateau continental.

2.1 La circulation océanique générale et les principales masses d'eau dans le bassin ouest - Méditerranéen

La Méditerranée occidentale est reliée à l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar, et à la Méditerranée orientale par le détroit de Sicile. La Méditerranée est soumise à un climat aride, avec de faibles précipitations [Tchernia, 1978]. De ce fait, les pertes d'eau douce par évaporation sont supérieures aux apports issus des

précipitations, des fleuves et de la mer Noire : la mer Méditerranée est un bassin de concentration et d'évaporation. *Bryden et al.* [1994] proposent une revue des différentes estimations de la perte d'eau nette (Évaporation - Précipitations - Ruissellement) en Méditerranée : les valeurs obtenues varient entre 0.47 m/an et 1.31 m/an selon les auteurs. Cette évaporation intense induit un déficit net d'eau douce qui est compensé par l'entrée d'eau d'origine atlantique au niveau du détroit de Gibraltar, et est un des principaux moteurs de la circulation thermohaline en Méditerranée. Les échanges de masses d'eau de densités différentes aux niveaux des deux détroits sont en effet à l'origine de la circulation générale dans le bassin méditerranéen occidental, décrite par *Millot* [1987, 1999] et résumée sur la Fig. 2.2. Une synthèse des connaissances de la circulation en Méditerranée est proposée par *Obaton* [1998]. Les principales masses d'eau de la Méditerranée nord-occidentale sont l'eau atlantique modifiée (MAW, *Modified Atlantic Water*), l'eau levantine intermédiaire (LIW, *Levantine Intermediate Water*) et l'eau profonde de Méditerranée occidentale (WMDW, *Western Mediterranean Deep Water*). Nous dressons ici une description synthétique de la circulation générale dans le bassin ouest.

La MAW est formée par l'eau atlantique légère, peu salée et froide qui entre en surface au niveau du détroit de Gibraltar. *Bryden et al.* [1994] estiment à 0.72 ± 0.16 Sv le flux d'eau entrant à Gibraltar. La MAW effectue un parcours cyclonique en Méditerranée occidentale dans une couche d'une centaine de mètres d'épaisseur à partir de la surface (voir Fig. 2.2a), au cours duquel, soumise à l'évaporation et au mélange, elle gagne peu à peu en salinité et en densité. Sa salinité passe ainsi de ~ 36.5 psu au niveau de Gibraltar à 38.0-38.3 psu en Méditerranée nord-occidentale, et sa température varie entre 14°C et 15°C sous la couche de mélange. Ce parcours dure environ une année.

En arrivant de l'Atlantique, la MAW longe d'abord la côte espagnole en mer d'Alboran puis rejoint, via le jet Alméria-Oran, la côte africaine. Elle longe celle-ci jusqu'au détroit de Sicile par le courant Algérien, dont les instabilités engendrent des tourbillons cycloniques et anticycloniques qui transportent une partie de la MAW vers le nord [*Taupier-Letage and Millot*, 1998; *Mortier*, 1992]. Au niveau du détroit de Sicile, deux-tiers de la veine continue vers la Méditerranée orientale. Le reste de la MAW remonte au nord du bassin occidental en mer Tyrrhénienne en longeant la côte italienne de façon cyclonique. Formant le courant Est-Corse elle franchit le canal Corse et pénètre dans le golfe de Gênes où elle rejoint le courant Ouest-Corse, qui remonte du bassin algérien à l'ouest de la Sardaigne et de la Corse. Là, les deux branches du courant Corse fusionnent pour former le courant Nord, qui coule le long des côtes italiennes, françaises puis espagnoles, longeant le plateau du golfe de Lion. Le courant Nord est le courant principal en Méditerranée nord-occidentale. Sa variabilité saisonnière est très marquée : peu profond, large et stable en été, il s'approfondit, accélère, devient plus étroit et instable en hiver, formant des méandres d'amplitude et de longueur d'onde variant entre quelques dizaines et une centaine de kilomètres [*Conan and Millot*, 1995]. Au niveau de la mer des Baléares, la majeure partie de la MAW continue en traversant le canal d'Ibiza jusqu'au détroit de Gibraltar et pénètre dans l'océan Atlantique, tandis que l'autre branche est déviée vers le nord-est, accentuant la circulation cyclonique.

Le refroidissement, donc la densification, d'une partie de la MAW en hiver en Méditerranée nord-occidentale produit l'eau hivernale intermédiaire (WIW, *Winter In-*

termediate Water), avec des températures inférieures à 12.4 °C et une salinité de l'ordre de 38.3 psu. Cette eau s'écoule sous la MAW moins dense et plus chaude qui arrive des régions avoisinantes.

La LIW, masse d'eau chaude ($\sim 13-14$ °C) la plus salée ($\sim 38.5-38.75$ psu, *Lacombe and Tchernia* [1972]) de Méditerranée occidentale, est formée lors de la convection hivernale en mer Levantine, en Méditerranée orientale. Elle pénètre en Méditerranée occidentale par le détroit de Sicile, et effectue alors un parcours cyclonique en longeant les côtes entre 300 m et 800 m de profondeur (voir Fig. 2.2b). Après avoir longé les côtes de la mer Tyrrhénienne, une partie de la LIW franchit le canal Corse, et l'autre partie contourne la Corse et la Sardaigne avant de pénétrer en Méditerranée nord-occidentale et de rejoindre la première branche en mer Ligure. Elle suit ensuite les côtes italiennes, françaises puis espagnoles et franchit le canal d'Ibiza avant de s'écouler dans l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar. Une petite partie de la LIW est entraînée en mer d'Alboran par la MAW, et s'écoule le long des côtes algériennes. Le parcours de la LIW entre les détroits de Sicile et de Gibraltar dure environ 25 ans.

La WMDW se forme en hiver lors des épisodes de convection profonde induits par les forts coups de vent froids et secs du nord et du nord-ouest au large du golfe du Lion, ainsi qu'en Mer Ligure [*Béthoux and Prieur*, 1983]. Formée à la surface par refroidissement et évaporation, elle plonge sous 800 m de fond. Une partie de la WMDW est exportée vers le sud-est par les tourbillons qui se forment pendant la convection profonde [*Testor and Gascard*, 2006]. L'autre partie de cette masse d'eau froide (12.7-13 °C) et relativement peu salée (38.4-38.48 psu) suit un parcours cyclonique en Méditerranée nord-occidentale (voir Fig. 2.2c), qui renforce le courant Nord. Elle franchit le détroit de Gibraltar en suivant le fond, et se stabilise en densité vers de 1000 m de profondeur [*Tchernia*, 1978]. Le temps de séjour de la WMDW en Méditerranée est d'environ 100 ans [*Lacombe et al.*, 1981].

Une partie de l'eau qui arrive depuis la Méditerranée orientale par le détroit de Sicile cascade en mer Tyrrhénienne en raison de sa forte densité. Le mélange de cette eau et de la WMDW, présente dans les couches profondes de la mer Tyrrhénienne, produit l'eau dense tyrrhénienne (TDW, *Tyrrhenian Dense Water*). Cette eau suit le circuit de la LIW et de la WMDW (voir Fig. 2.2b,c).

2.2 La formation d'eau dense en Méditerranée nord-occidentale

Les vents dominants en Méditerranée nord-occidentale sont le Mistral (nord) et la Tramontane (nord-ouest), canalisés par l'orographie avoisinante, à savoir les massifs montagneux des Alpes, du Massif Central et des Pyrénées. Ces vents sont particulièrement forts en hiver, apportant dans la zone de l'air polaire froid et sec. La perte de chaleur de surface dans le golfe du Lion peut alors atteindre en hiver des valeurs très importantes, dépassant parfois $1000 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ [*Mertens and Schott*, 1998]. En favorisant ainsi l'évaporation et le refroidissement des eaux de surface, les coups de vents du nord participent à la formation d'eau dense au large, lors du processus

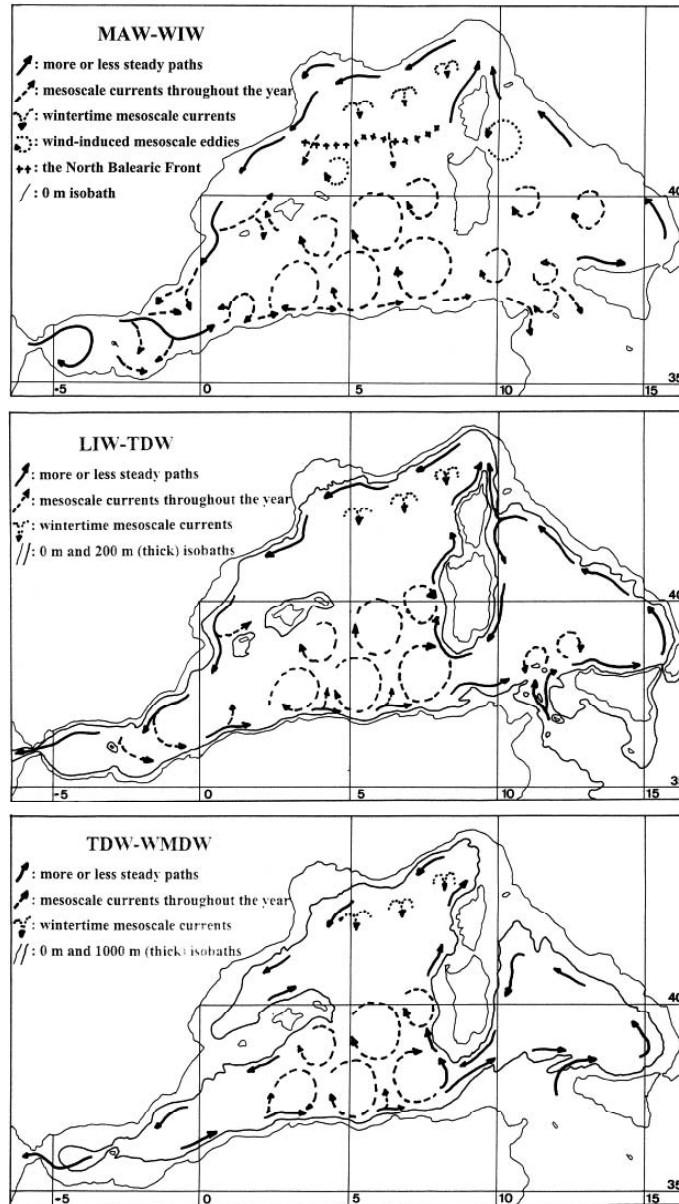


FIG. 2.2 – La Méditerranée occidentale : circulation des principales masses d'eau. Extrait de *Millot* [1999]

de convection profonde, mais aussi sur le plateau continental. Cette formation dans les couches superficielles d'eau plus dense que l'eau des couches intermédiaires, voire profondes, est à l'origine d'échanges et de mélanges verticaux le long de la colonne d'eau.

2.2.1 La convection profonde au large

La Méditerranée nord-occidentale est une des rares régions de l'océan mondial où se produit le phénomène de convection profonde. Une revue détaillée des observations, de la théorie et de la modélisation de la convection profonde est proposée par *Marshall and Schott* [1999]. Les autres principales régions sont situées dans l'Atlantique nord (mers du Labrador et d'Irminger), dans les régions sub-polaires de l'hémisphère nord (mers de Norvège et du Groenland) et dans l'hémisphère sud (mers de Weddel et de Ross). Dans ces régions, l'eau de surface soumise à un forçage thermohalin intense se densifie par évaporation et/ou refroidissement, ce qui provoque le mélange vertical de la colonne d'eau. Ce processus est un des moteurs de la circulation thermohaline globale, sa compréhension physique et sa modélisation numérique constituent donc des enjeux importants de l'océanographie physique actuelle. L'étude de la convection en Méditerranée permet donc de faire progresser l'océanographie physique à l'échelle de l'océan global. De plus, la convection profonde en Méditerranée nord-occidentale étant à l'origine de la formation de la WMDW, une des principales masses d'eau de la Méditerranée occidentale, la compréhension et la modélisation de ce processus sont également essentielles pour la connaissance de la circulation thermohaline méditerranéenne. Enfin, comme nous le verrons dans la suite, l'importance de ce phénomène s'étend au-delà de la circulation océanique : l'intensité des efflorescences phytoplanctoniques printanières et leur variabilité interannuelle sont largement conditionnées par la quantité de nutriments remontés depuis l'océan profond jusqu'à la zone euphotique lors des épisodes hivernaux de convection profonde en Méditerranée nord-occidentale.

Trois étapes principales, définies pour la première fois par *MEDOC-Group* [1970], interviennent dans le processus de convection profonde. Premièrement, le gyre cyclonique inscrit dans la circulation générale cyclonique s'intensifie et piège la masse d'eau au centre lors la phase de *préconditionnement*. Cette masse d'eau est soumise de façon prolongée à la perte de flottabilité à la surface induite par le forçage thermohalin et se densifie, provoquant une remontée des isopycnes : le dôme isopycnal, que l'on peut observer sur la Fig. 2.3. Lors de la phase de *mélange violent*, l'eau de surface piégée au centre du gyre et soumise à un forçage thermohalin intense devient plus dense que l'eau des couches inférieures. Ceci entraîne la formation de nombreux panaches convectifs d'échelle horizontale de l'ordre du kilomètre [*Schott and Leaman*, 1991; *Schott et al.*, 1996], responsables du mélange vertical de la colonne d'eau et aboutissant à la formation d'un *patch* homogène d'eau dense d'une centaine de kilomètres de large. Enfin, l'eau dense formée lors de la phase de mélange violent est évacuée de la zone et mélangée avec les eaux avoisinantes plus légères, et la colonne d'eau se restratifie : c'est la phase de *mélange, de dispersion et de restratification*.

En raison de sa facilité d'accès, la Méditerranée nord-occidentale est depuis longtemps une zone de prédilection pour l'étude de ce processus : les premières obser-

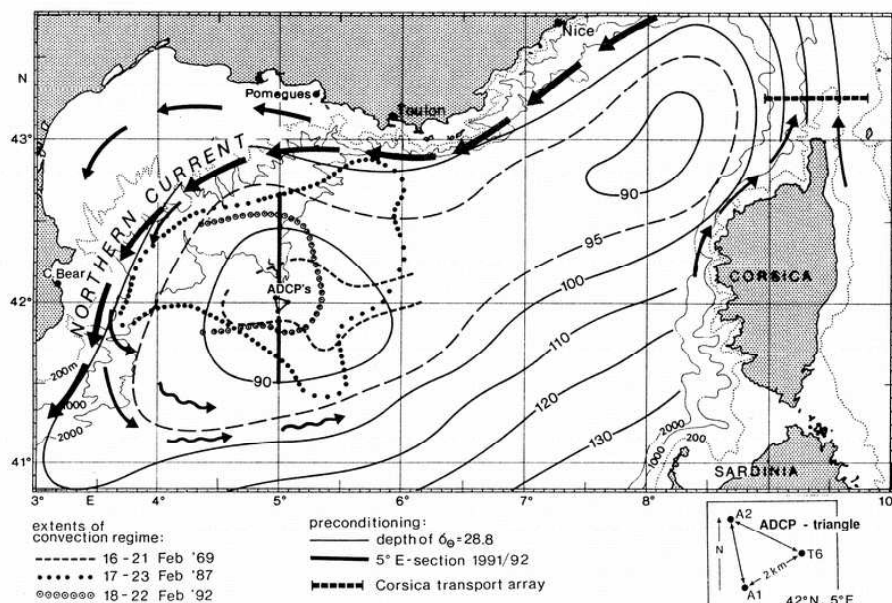


FIG. 2.3 – Circulation et conditions de la convection en Méditerranée nord-occidentale. Extrait de *Marshall and Schott* [1999]. Les isolignes indiquent les profondeurs de la surface isopycnale $\rho=28.8 \text{ kg.m}^{-3}$ au début de l'hiver. Les flèches représentent le courant Nord et la circulation cyclonique. L'extension spatiale de la zone de convection profonde observée en février 1969 (tirets), 1987 (pointillés) et 1992 (cercles) est également indiquée.

vations de ce phénomène remontent aux années 1970 [*MEDOC-Group*, 1970], et ont été suivies par de nombreuses campagnes océanographiques au cours des décennies suivantes [*Gascard*, 1978; *Schott and Leaman*, 1991; *Leaman and Schott*, 1991; *THETIS-Group*, 1994]. Ces observations ont notamment montré que la convection dans le Golfe du Lion était centrée autour du point (5°E, 42°N) et présentait une forte variabilité interannuelle, avec des années où la convection atteint le fond et des années où elle est nettement moins intense [*Leaman*, 1994]. *Mertens and Schott* [1998] ont démontré au moyen d'un modèle numérique unidirectionnel que, contrairement aux mers du Labrador et du Groenland, où la variabilité temporelle de la convection profonde est plutôt décennale, cette variabilité en Méditerranée nord-occidentale est largement interannuelle et fortement liée à la variabilité de la perte de chaleur atmosphérique.

Des études numériques ont complété les campagnes d'observations mentionnées ci-dessus. Nombre de ces études se sont notamment intéressées à l'influence du forçage atmosphérique sur la représentation numérique de la convection profonde. *Madec et al.* [1991a] ont mis en évidence l'influence de la variabilité spatio-temporelle du forçage thermohalin sur la formation d'eau dense. *Madec et al.* [1996] ont montré que le forçage atmosphérique, c'est-à-dire le vent et les flux thermohalins, mais aussi l'effet β et la topographie jouaient un rôle essentiel lors du préconditionnement de la convection. Des modèles *eddy-resolving* (permettant de résoudre la méso-échelle) ont été utilisés lors de simulations académiques pour réaliser ces deux études. La fréquence temporelle de ce forçage atmosphérique est un ingrédient majeur de la modélisation de la circulation thermohaline méditerranéenne et de la convection pro-

fonde, comme l'ont montré *Castellari et al.* [2000] et *Artale et al.* [2002] au moyen de modèles tridimensionnels *eddy-permitting* (ne permettant pas de résoudre la méso-échelle). Ces études numériques ont permis des avancées notables dans la compréhension mais aussi dans la modélisation de la convection profonde. La modélisation s'est révélée un précieux outil pour étudier ce processus, son amélioration constante est donc essentielle pour avancer encore dans la connaissance de ce processus.

L'année 1986-87 constitue un cas réel idéal d'étude de la convection profonde. En raison de flux atmosphériques particulièrement intenses [*Mertens and Schott*, 1998], l'épisode de convection a été très fort cet hiver-là. Une campagne océanographique, dont les résultats ont été présentés par *Leaman and Schott* [1991] et *Schott and Leaman* [1991], a été spécialement dédiée à l'observation de ce processus, et a montré que la convection avait atteint le fond. Cette période a été étudiée par *Somot* [2005] et *Demirov and Pinardi* [2007] au moyen de modèles numériques *eddy-permitting*, mais n'a pas été étudiée au moyen d'un modèle *eddy-resolving*. Appliquer un tel modèle à l'hiver 1986-87 permettrait entre autres d'évaluer l'influence de la résolution spatiale du modèle océanique sur la représentation de la convection profonde. C'est l'objet du chapitre 7. Par ailleurs, réaliser plusieurs simulations *eddy-resolving* en faisant varier la résolution spatiale du forçage atmosphérique, dont les études numériques citées plus haut ont montré qu'il était un ingrédient essentiel de la modélisation, permettrait de quantifier l'influence de cette résolution sur la modélisation de la convection. C'est l'objet du chapitre 8.

Les observations et études numériques ont également révélé que les processus de méso-échelle sont une composante importante de la convection profonde. Des instabilités baroclines de méso-échelle ont en effet été observées lors d'épisodes de convection profonde en Méditerranée nord-occidentale [*Gascard*, 1978; *Testor and Gascard*, 2003, 2006] mais également dans d'autres régions comme la mer du Labrador [*Gascard and Clarke*, 1983; *Lilly et al.*, 2003]. Des observations [*Testor and Gascard*, 2006] ainsi que des études théoriques ont mis en évidence le rôle de ces structures dans l'approfondissement et la dispersion de l'eau dense formée lors de la convection profonde [*Madec et al.*, 1991b; *Legg and Marshall*, 1993; *Send and Marshall*, 1995; *Jones and Marshall*, 1997; *Katsman et al.*, 2004]. *Demirov and Pinardi* [2007] ont démontré le rôle de ces structures dans la formation et la dispersion de l'eau dense en Méditerranée nord-occidentale pour les hivers 1986-87 et 1991-92. Des études numériques [*Madec et al.*, 1991b] et des observations [*Send et al.*, 1996] ont également suggéré que l'eau dense pourrait être transportée hors de la zone de convection par le courant Nord. Pour améliorer la connaissance de la connexion entre la convection profonde et la circulation thermohaline en Méditerranée nord-occidentale, il est important de quantifier les contributions respectives des structures de méso-échelle et du courant Nord au transport de l'eau dense et à la restratification. Ceci constitue le second objectif de l'étude présentée dans le chapitre 7.

2.2.2 La convection sur le plateau continental

La formation d'eau dense consécutive à un intense forçage atmosphérique peut également avoir lieu sur le plateau continental. Une partie de l'eau dense formée sur le plateau s'échappe vers le large en coulant le long du talus continental : c'est

le *cascading* d'eau dense, observé dans le golfe du Lion [Durrieu de Madron et al., 2005], mais aussi dans d'autres mers du globe [Ivanov et al., 2004]. Des observations de *cascading* ont ainsi été recensées dans les mers de l'Arctique et de l'Antarctique ainsi que dans des régions côtières de moyenne latitude, sub-tropicales et tropicales. Dans ces régions caractérisées par leur faible profondeur et séparées de l'océan profond par un talus abrupt, l'eau dense est formée par refroidissement, évaporation ou lors de la formation de glace. Les courants de grande échelle tendent à couler géostrophiquement le long des lignes bathymétriques, ce qui participe à l'inhibition des échanges entre le plateau et l'océan profond au niveau du talus continental. Le frottement de fond et la canalisation par la topographie agissent contre cette tendance géostrophique à suivre la bathymétrie, ce qui permet aux eaux denses formées sur le plateau de s'écouler vers le fond par courant de gravité [Simpson, 1987]. Le *cascading* favorise par conséquent les échanges entre le plateau et l'océan profond, et est responsable d'une partie du transfert vers le large de la matière particulaire et organique présente sur le plateau, contribuant ainsi à la séquestration du carbone dans l'océan profond.

Shapiro et al. [2003] distinguent quatre phases dans le processus de *cascading*. Pendant la phase de *préconditionnement*, l'eau dense s'accumule sur le plateau, ce qui donne naissance à un front de densité. Ce front de densité accélère ensuite le long de la pente : c'est la phase *active*. La phase *principale* correspond au développement d'un flux d'eau dense quasi-permanent le long de la pente, associé à un courant descendant marqué. Enfin, lors de la phase *finale*, l'eau dense atteint une profondeur où la densité de l'eau correspond à sa propre densité, elle se stabilise alors et s'étale en quittant la pente.

Le talus continental du golfe du Lion est incisé par de nombreux canyons (voir Fig. 2.4). Ceux-ci constituent des conduites naturelles pour l'eau dense formée sur le plateau lors des épisodes de forts coups de vent du nord et dont une partie s'échappe vers le large en cascading le long de ces canyons. Plusieurs épisodes de *cascading* y ont été observés [Durrieu de Madron et al., 2005; Béthoux et al., 2002a; Canals et al., 2007]. Le golfe du Lion, d'accès relativement aisé, constitue donc une zone d'étude privilégiée pour l'étude de ce processus. De plus, les apports continentaux et la productivité biologique y sont élevés, dus notamment à la présence du Rhône. L'eau dense cascading le long des canyons vers l'océan profond entraîne par conséquent avec elle des masses importantes de sédiments et de matière organique, influençant le fonctionnement des écosystèmes marins profonds et les caractéristiques géologiques des canyons [Monaco et al., 1990; Béthoux et al., 2002a; Palanques et al., 2006; Gaudin et al., 2006; Heussner et al., 2006; Canals et al., 2007]. L'étude du *cascading*, outre son intérêt en termes d'océanographie physique, est également importante pour mieux comprendre et quantifier ces transferts de matière.

En raison du caractère intermittent du *cascading*, il est difficile de l'observer sur le terrain et surtout de quantifier précisément sa contribution aux échanges entre le plateau et l'océan profond. Des estimations des volumes d'eau et de matière organique transportés vers les zones profondes du golfe du Lion ont néanmoins été effectuées pour les hivers 1998-99 et 2003-04 ainsi que pour la période 1993-2001 par Durrieu de Madron et al. [2005], Béthoux et al. [2002a], Heussner et al. [2006], Pa-

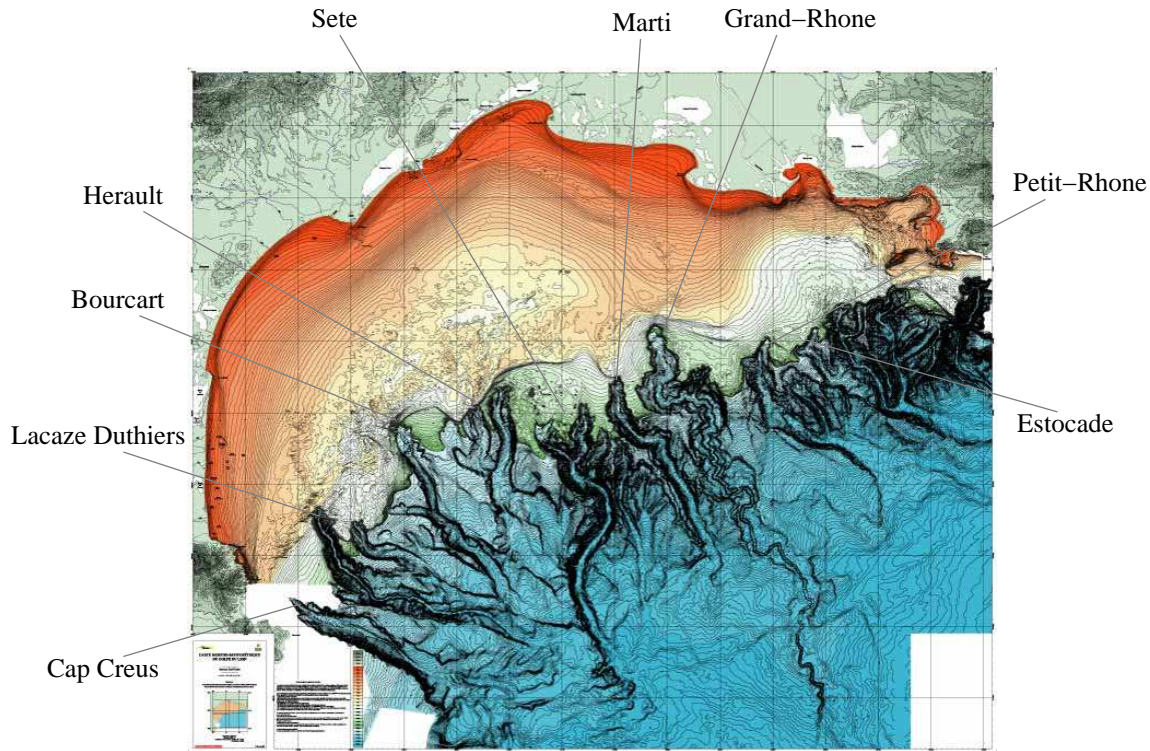


FIG. 2.4 – Carte morpho-bathymétrique du golfe du Lion [Berné *et al.*, 2002] et noms des principaux canyons.

lanques *et al.* [2006] et Canals *et al.* [2007]. La formation d'eau dense étant largement influencée par les conditions atmosphériques, le *cascading* d'eau dense présente une forte variabilité interannuelle [Huthnance, 1995]. Heussner *et al.* [2006] ont réalisé une première étude expérimentale à l'aide de pièges à sédiments et de courantomètres pour étudier la variabilité spatiale, saisonnière et interannuelle du transfert de matière particulaire le long du talus continental. D'après leurs résultats, le *cascading* serait majoritairement responsable de l'exportation de matière particulaire vers les zones profondes, et en expliquerait la variabilité interannuelle. Ces auteurs ont cependant souligné que leurs données ne permettaient pas d'établir de relation causale entre les forçages et la variabilité de ce transfert, et que des études supplémentaires étaient nécessaires.

Outre ces observations, des études de modélisation numérique des épisodes de *cascading* observés lors des hivers 1998-99 et 2004-05 ont été réalisées par Dufau-Julliard *et al.* [2004] et Ulises *et al.* [2008]. Ces travaux ont montré que le modèle utilisé était capable de reproduire correctement les caractéristiques principales de ces épisodes de *cascading*, à savoir les régions de formation d'eau dense, les vitesses de *cascading*, les volumes d'eau dense transportés et l'intermittence du processus. Ce modèle, décrit dans le chapitre 4, peut donc être utilisé pour examiner la variabilité interannuelle du processus de *cascading* et pour quantifier plus précisément les flux d'eau dense et leur variabilité. Ceci permettrait de compléter l'étude de Heussner *et al.* [2006] et d'apporter un premier élément de réponse aux questions soulevées par ces auteurs, ce qui constitue le premier objectif du chapitre 9.

Une autre question de taille au sujet du *cascading* concerne l'influence poten-

tielle du changement climatique sur ce processus. Différentes études de modélisation à long terme de la circulation thermohaline en Méditerranée ont montré que le changement climatique pourrait provoquer un affaiblissement de cette circulation ainsi qu'une réduction de la convection profonde au large et de la formation d'eau dense associée [Thorpe and Bigg, 2000; Bozec, 2006; Somot et al., 2006]. En revanche, son impact potentiel sur un processus régional comme le *cascading* n'a pas encore été examiné. Etant donné la sensibilité de la formation d'eau dense aux conditions météorologiques, on peut s'attendre à ce que le *cascading* soit influencé par le changement climatique, ce qui pourrait avoir des répercussions importantes sur le fonctionnement des écosystèmes profonds et sur la séquestration du carbone. Le second objectif du chapitre 9 est donc d'examiner, d'expliquer et de quantifier la façon dont ce processus pourrait être affecté par le changement climatique, ainsi que de soulever les questions importantes de ce problème.

Chapitre 3

Les écosystèmes pélagiques planctoniques en Méditerranée nord-occidentale

Sommaire

3.1	Une production primaire fortement liée à la circulation océanique	32
3.2	Les apports atmosphériques et terrestres	34
3.3	La modélisation des écosystèmes planctoniques en Méditerranée nord-occidentale	36
3.3.1	Les modèles couplés unidimensionnels	36
3.3.2	Vers des modèles multi-compartiments et multi-nutriments	37
3.3.3	Les modèles couplés tridimensionnels	38
3.4	Objectifs	39

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, la Méditerranée est souvent considérée comme un océan global miniature dans la mesure où elle rassemble plusieurs processus physiques caractéristiques de la circulation à l'échelle globale : circulation thermohaline, convection profonde, convection sur les plateaux. D'un point de vue biologique, elle réunit également divers types de régimes trophiques. La Méditerranée est globalement oligotrophe [Thomsen, 1931; Mc Gill, 1961]. Cependant on observe, suivant les zones et les périodes, des régimes d'oligotrophie (déficit en nutriments ou sels nutritifs, correspondant à la matière inorganique dissoute : nitrate, phosphate, silicate, etc...), de mésotrophie (la richesse en nutriments est moyenne) et même d'eutrophie (la richesse en nutriments est optimale), au niveau de l'embouchure de certains fleuves par exemple. Les concentrations en nutriments sont deux fois plus élevées dans le bassin occidental que dans le bassin oriental [Béthoux *et al.*, 1999]. La production primaire, c'est-à-dire la production de carbone organique par photosynthèse du phytoplancton ou plancton végétal, est modulée par la disponibilité en nutriments et présente par conséquent une forte variabilité spatiale, comme on peut le voir sur la Fig. 3.1. La Méditerranée nord-occidentale est une des régions les plus productives de ce bassin oligotrophe, comme l'ont montré les études menées par Sournia [1973] puis par Morel and André [1991] et Bosc *et al.* [2004] sur la variabilité spatiale et temporelle de la production phytoplanctonique en Méditerranée. Ces études ont également montré que l'écosystème pélagique planctonique est soumis à un cycle saisonnier marqué, avec un maximum de production primaire de décembre à mars et un minimum de juin à septembre, et à une forte variabilité interannuelle. Le fonctionnement de cet écosystème est donc soumis à une forte variabilité spatio-temporelle, due en grande partie à la circulation océanique. En raison de cette variabilité, il est difficile d'effectuer des bilans de production primaire dans cette zone, notamment à partir de données expérimentales, et par conséquent d'estimer la valeur du puits ou de la source de dioxyde de carbone pour l'atmosphère que pourrait représenter la Méditerranée nord-occidentale.

3.1 Une production primaire fortement liée à la circulation océanique

La forte production primaire observée en Méditerranée nord-occidentale ainsi que sa variabilité s'expliquent tout d'abord par la circulation océanique caractéristique de la zone. En effet, le mélange de la colonne d'eau induit par les épisodes hivernaux de convection profonde provoque la remontée d'eaux riches en nutriments vers la zone euphotique (la couche de surface où la lumière est suffisante pour la photosynthèse) généralement appauvrie en nutriments. Pendant cette période, la colonne d'eau s'enrichit donc en nutriments, mais l'activité biologique est faible, les forts mouvements verticaux empêchant le phytoplancton de se maintenir dans la zone euphotique, donc de se développer. Au printemps, la convection cesse, la colonne d'eau se stratifie progressivement et le phytoplancton peut se développer dans les eaux de surface stables et riches en nutriments. Ceci donne lieu à des épisodes printaniers d'efflorescence, ou *bloom*, phytoplanctonique (Fig. 3.2). La zone euphotique s'appauvrit ensuite progressivement en nutriments pendant l'été et la concentration en phytoplancton (chlorophylle) diminue sensiblement en surface.

Les processus de méso-échelle de la circulation océanique ont également un effet

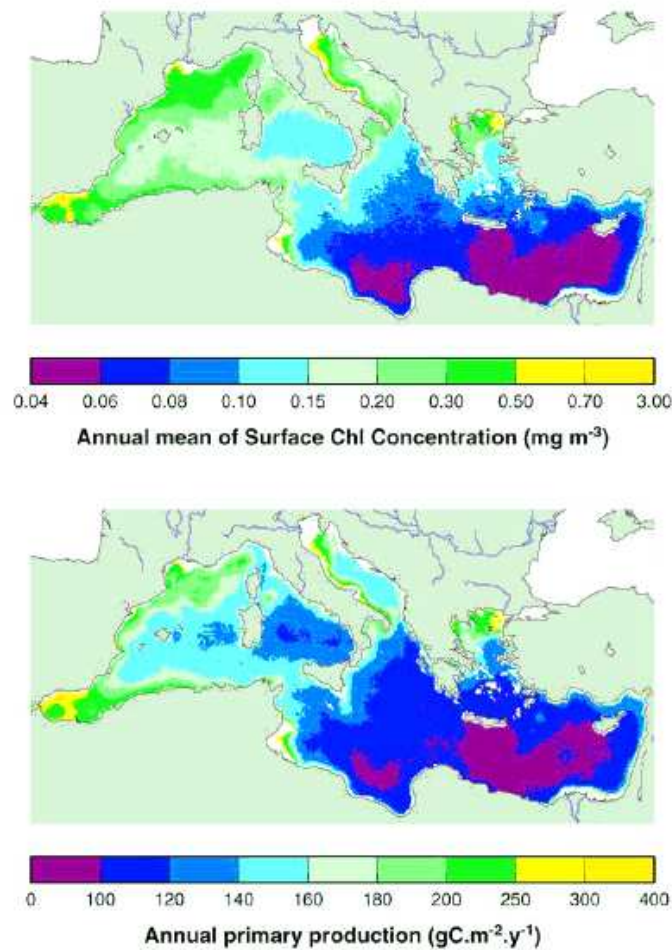


FIG. 3.1 – La productivité phytoplanctonique en Méditerranée. Concentrations de chlorophylle à la surface et production primaire annuelles moyennées entre septembre 1997 et décembre 2001. Extrait de *Bosc et al.* [2004]

important sur la dynamique de l'écosystème planctonique pélagique (Fig. 3.2). Les instabilités baroclines qui se forment lors du processus de formation d'eau profonde (voir chapitre 2), jouent par exemple un rôle important dans le transport latéral, mais aussi vertical, des différentes masses d'eau, et dans la stratification locale de la colonne d'eau. Ils peuvent ainsi influencer la remontée des nutriments vers la zone euphotique, la subduction et le mélange horizontal du phytoplancton, et moduler indirectement la production primaire via leur effet sur la restratification. La variabilité biologique liée aux processus hydrodynamiques de méso-échelle a été observée dans différentes mers du globe [*Prieur and Sournia*, 1994; *McGillicuddy et al.*, 1998; *Moran et al.*, 2001; *Santoleri et al.*, 2003]. La prise en compte de ces processus de méso-échelle dans les modèles biogéochimiques tridimensionnels peut faire varier la production primaire d'un facteur 2, comme l'a montré par exemple l'étude de *Lévy et al.* [2001].

Le phytoplancton de petite taille (pico- et nanophytoplancton) caractérise plutôt les écosystèmes des eaux stratifiées et oligotrophes, alors que le microphytoplancton (composé principalement de diatomées, caractérisées par leur test siliceux, ou

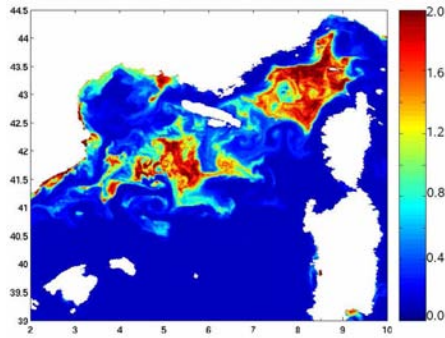


FIG. 3.2 – Image SeaWIFS de concentration de surface en chlorophylle (mgChl.m^{-3}) le 22 avril 2004

frustule) domine l'écosystème lorsque la colonne d'eau est turbulente et mélangée [Legendre, 1981; Kiorboe, 1993]. De ce fait, au cours de l'efflorescence printanière, l'écosystème est davantage dominé par les diatomées, dont le développement est soutenu par les stocks de nitrate, phosphate et silicate apportés pendant la convection. La production primaire est donc principalement associée à la production dite "nouvelle" [Dugdale and Goering, 1967], c'est à dire fondée sur l'utilisation des nutriments exogènes, provenant de l'extérieur de la zone euphotique. Puis la population de diatomées diminue au fur et à mesure que la zone euphotique s'appauvrit en nutriments, laissant place aux pico- et nanophytoplancton. La production primaire est alors principalement soutenue par les nutriments recyclés par les bactéries et le zooplancton de petite taille au sein même de la zone euphotique (on parle alors de production régénérée). Le réseau trophique microbien est très dynamique, et composé de flagellés hétérotrophes, de ciliés et de bactéries.

L'azote a longtemps été considéré comme l'élément limitant de la production primaire à l'échelle de l'océan global [Eppley and Peterson, 1979]. Cependant, les observations ont montré que la production pouvait également être contrôlée par la disponibilité en phosphore, notamment dans les zones stratifiées de la Méditerranée [Thingstad and Rassoulzadegan, 1995, 1999; Diaz et al., 2001; Marty et al., 2002]. Des études expérimentales [Thingstad and Rassoulzadegan, 1999; Leblanc et al., 2003] ont également montré que le silicium devient un élément potentiellement limitant en Méditerranée nord-occidentale, en particulier après l'efflorescence printanière.

3.2 Les apports atmosphériques et terrestres

La productivité biologique en Méditerranée nord-occidentale s'explique également par les apports atmosphériques et terrestres en nutriments [Migon et al., 2002]. Les apports exogènes en phosphore, azote et silicium sont principalement issus des apports continentaux, de la déposition atmosphérique et des poussières sahariennes [Béthoux et al., 1999]. Le Rhône représente également une source importante de nutriments dans notre région d'étude [Minas and Minas, 1989], avec les débits les plus élevés de la Méditerranée depuis la construction du barrage d'Assouan sur le Nil ($1700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en moyenne). Par ailleurs, la Méditerranée est la mer qui reçoit la plus



FIG. 3.3 – Les poussières sahariennes en Méditerranée : image SeaWiFS du 19/08/2004

grande quantité d'apports atmosphériques au monde [Guerzoni *et al.*, 1999], majoritairement dus aux poussières sahariennes (voir Fig. 3.3) et aux activités humaines (industrie, trafic routier, agriculture intensive). D'après Guerzoni *et al.* [1999], les apports atmosphériques en Méditerranée occidentale sont équivalents en quantité à ceux des rivières. Ces auteurs montrent que l'influence des apports atmosphériques sur le fonctionnement des écosystèmes pélagiques planctoniques augmente de la côte vers le large, et des zones actives aux zones stables oligotrophes. Dans ces zones oligotrophes, les apports atmosphériques en azote peuvent soutenir jusqu'à 60% de la production nouvelle, et ceux en phosphore jusqu'à 25%. Ces apports ont probablement peu d'importance dans le bilan annuel de production primaire [Guerzoni *et al.*, 1999], dont la valeur serait principalement déterminée par l'intensité de l'efflorescence printanière. Cependant, en été et au début de l'automne, lorsque la stratification est forte, les apports atmosphériques peuvent représenter pendant de brèves périodes une source non négligeable de nutriments, susceptible de provoquer de petits épisodes d'efflorescence phytoplantonique [Martin *et al.*, 1989; Dulac *et al.*, 1996; Saydam, 1996].

Les apports atmosphériques présentent donc une très forte variabilité temporelle. Leur aspect épisodique rend ces apports extrêmement difficiles à estimer, donc à prendre en compte lors d'un exercice de modélisation. Notons enfin que les apports atmosphériques et terrestres peuvent avoir des effets délétaires sur les écosystèmes, en apportant des composés toxiques, comme, entre autres, le plomb et les hydrocarbures chlorés.

3.3 La modélisation des écosystèmes planctoniques en Méditerranée nord-occidentale

Le fonctionnement de l'écosystème pélagique en Méditerranée nord-occidentale présente une importante variabilité spatiale et temporelle, en grande partie due aux processus hydrodynamiques. Cette variabilité ne permet pas la compréhension du fonctionnement biogéochimique de cette zone par la seule approche expérimentale, et mène naturellement au développement et à l'utilisation de modèles numériques couplés hydrodynamique-biogéochimie.

Les modèles biogéochimiques, dont l'essor date de trois décennies, fonctionnent généralement sur la base d'un écosystème divisé en divers compartiments plus ou moins nombreux selon le degré de sophistication des modèles (phytoplancton, zooplancton, bactéries, détritiques, matière organique dissoute, nutriments, etc...). Les interactions entre ces compartiments (les processus : prédation, excrétion, mortalité, etc...) sont représentées par des formulations mathématiques, la plupart du temps empiriques mais aussi parfois mécanistiques, qui permettent de calculer l'évolution temporelle de l'écosystème.

Les premiers modèles, "NPZD", comportaient quatre compartiments [*Evans and Parslow, 1985; Fasham et al., 1990*] : nutriments (N), phytoplancton (P), zooplancton (Z) et détritiques (D). Dans ces modèles, les variables d'état sont exprimées en azote, considéré alors comme l'élément le plus limitant de la production primaire [*Eppley and Peterson, 1979*]. Les résultats expérimentaux obtenus depuis 10 ans ont amené au traitement explicite de plusieurs autres cycles d'éléments (phosphore, silicium, fer...) et au développement de modèles avec de plus nombreux compartiments. Les modèles biogéochimiques sont dits "0D", dans la mesure où ils ne permettent pas, seuls, de représenter l'évolution spatiale de l'écosystème. En revanche, coupler ces modèles à des modèles hydrodynamiques permet de prendre en compte cette évolution spatiale.

3.3.1 Les modèles couplés unidimensionnels

Les premières études de modélisation couplée hydrodynamique-biogéochimie appliquée à la Méditerranée occidentale se sont d'abord fondées sur des modèles couplés unidimensionnels, c'est-à-dire décrivant la dynamique de la colonne d'eau. Le choix d'un modèle unidimensionnel plutôt que tridimensionnel était en partie lié à un souci de simplification et à des contraintes techniques, mais aussi à l'existence de nombreuses données prélevées au point DYFAMED, situé au large de Nice. Les observations réalisées en ce point concernent notamment la dynamique et la distribution des nutriments [*Marty et al., 2002*], du carbone organique dissous [*Copin-Montégut and Avril, 1993; Avril, 2002; Pujo-Pay and Conan, 2003*], du phytoplancton [*Vidussi et al., 2000; Marty et al., 2002; Marty and Chiavérini, 2002*], des bactéries [*Tanaka and Rassoulzadegan, 2002*] et du zooplancton [*Andersen et al., 2001b,a; Tanaka and Rassoulzadegan, 2002*]. *Andersen and Prieur [2000]* ont montré que l'advection horizontale est faible à ce site, justifiant qu'on y applique des modèles unidimensionnels. Il est alors possible de valider et améliorer ces modèles et d'en déterminer les points faibles en comparant leurs résultats avec les données disponibles. Les modèles biogéochimiques ainsi validés sur la verticale peuvent ensuite être utilisés dans un contexte

tridimensionnel.

Les études de modélisation unidimensionnelle appliquées à la Méditerranée occidentale et dont nous rappelons brièvement les résultats se sont donc presque toutes consacrées à l'étude du point DYFAMED, à l'exception de celle de *Allen et al.* [2002]. Décrivant l'écosystème en fonction de la concentration des compartiments en carbone, azote et silicium, *Tusseau et al.* [1997] ont montré l'importance de la production régénérée en période stratifiée, donc la nécessité de prendre en compte la boucle microbienne (bactéries, microzooplancton). Les auteurs suivants ont tous utilisés un modèle unidimensionnel fondé uniquement sur le cycle de l'azote. *Lévy et al.* [1998a] ont utilisé un modèle incluant un compartiment bactérien pour représenter la production primaire en Mer Ligure. Leurs résultats ont mis en évidence la nécessité d'inclure plusieurs groupes phytoplanctoniques et de prendre en compte l'influence de la profondeur de la couche de mélange sur le développement phytoplanctonique, la dépendance à la lumière du rapport entre la concentration en carbone et celle en chlorophylle et le processus de nitrification. *Lacroix and Nival* [1998] et *Lacroix and Grégoire* [2002] (ces derniers incluant explicitement les bactéries) ont montré l'influence de la variabilité météorologique saisonnière et interannuelle sur la production primaire en Mer Ligure, et ont aussi insisté sur la nécessité d'inclure la boucle microbienne dans les modèles appliqués à la Méditerranée. *Chifflet et al.* [2001] ont montré que le phosphore et l'azote sont certainement des éléments co-limitants de la production primaire en Méditerranée nord-occidentale, et qu'il est donc important de prendre en compte ces deux éléments dans les modèles biogéochimiques. Ces auteurs ont également souligné la nécessité d'inclure plusieurs types de zooplancton. *Mémery et al.* [2002] ont évalué l'impact de la fréquence du forçage atmosphérique utilisé pour forcer le modèle hydrodynamique sur l'estimation des flux biogéochimiques, montrant qu'il était nécessaire que ce forçage ait une résolution temporelle inférieure à quelques jours.

3.3.2 Vers des modèles multi-compartiments et multi-nutriments

Les études de modélisation unidimensionnelle ainsi que les observations ont montré la nécessité de prendre en compte dans les modèles biogéochimiques un nombre suffisant de compartiments de l'écosystème pélagique et d'éléments chimiques susceptibles de contrôler le développement planctonique. Il apparaît notamment essentiel de représenter explicitement la boucle microbienne, d'augmenter le nombre de types de phyto- et zooplancton, et d'inclure le phosphore, mais aussi le silicium nécessaire aux diatomées, en particulier pendant l'efflorescence printanière. Les modélisateurs s'orientent par conséquent de plus en plus vers des modèles de type multi-nutriments et multi-groupes fonctionnels, prenant en compte plusieurs nutriments potentiellement limitants et un nombre croissant de groupes planctoniques ayant une "fonction" particulière dans la dynamique de l'écosystème [*Le Quéré et al.*, 2005; *Vichi et al.*, 2007]. Par ailleurs, les modélisateurs privilégient les formulations mécanistiques des processus, qui permettent une réelle représentation du mécanisme à l'origine du processus, par rapport aux formulations empiriques classiques [*Baklouti et al.*, 2006]. De tels codes biogéochimiques permettent en principe de disposer d'un modèle très adaptable, applicable à des régions océaniques ayant des statuts trophiques variés. *Allen et al.* [2002] ont ainsi appliqué à plusieurs points de la Méditerranée un modèle

unidimensionnel prenant en compte le carbone, l'azote, le phosphore et le silicium, plusieurs tailles de phyto- et zooplancton et la boucle microbienne, pour comparer le fonctionnement de l'écosystème planctonique entre Méditerranée orientale et occidentale. *Raick et al.* [2005] ont utilisé en Mer Ligure un modèle fondé sur le carbone et l'azote, prenant en compte plusieurs tailles de zooplancton et phytoplancton, et incluant une représentation explicite de la boucle microbienne. Leur modèle reproduit correctement les caractéristiques de l'écosystème pélagique planctonique dans cette région.

3.3.3 Les modèles couplés tridimensionnels

Les modèles couplés hydrodynamique-biogéochimique ayant été développés, validés et améliorés dans leur version unidimensionnelle, leur utilisation dans un cadre tridimensionnel est alors possible. Quelques modèles couplés tridimensionnels ont ainsi été appliqués à l'étude de l'écosystème pélagique planctonique en Méditerranée nord-occidentale.

Pinazo et al. [1996] ont implémenté un modèle couplé tridimensionnel, fondé sur les cycles du carbone et de l'azote, dans le golfe du Lion et ont montré l'influence de la circulation induite par le vent sur la production primaire, en particulier lors des épisodes de remontée d'eau profonde. *Crise et al.* [1998] ont examiné l'influence de la circulation générale sur l'écosystème planctonique en Méditerranée au moyen d'un modèle tridimensionnel fondé sur l'azote, un groupe phytoplanctonique et un compartiment de matière organique particulaire. Ceci leur a permis de mettre en évidence la variabilité spatiale et temporelle du cycle de production primaire, et d'émettre l'hypothèse que la distribution spatiale des nutriments était principalement gouvernée par la circulation océanique. *Tusseau-Vuillemin et al.* [1998] ont appliqué une version tridimensionnelle du modèle utilisé par *Tusseau et al.* [1997] pour quantifier les échanges entre le plateau du golfe du Lion et le large. Leurs résultats montrent que les apports en nutriments dus au Rhône, aux sédiments et à l'advection jouent un rôle essentiel dans l'évolution de l'écosystème. Par ailleurs, le plateau semble jouer la plupart du temps un rôle de puits pour le nitrate, sauf en hiver, où le nitrate est exporté du plateau vers le large, notamment par le *cascading* (voir paragraphe 2.2.2). *Lévy et al.* [1998b, 1999a,b, 2000, 2001] ont couplé un modèle biogéochimique NPZD (adapté de *Lévy et al.* [1998a]) à un modèle hydrodynamique tridimensionnel pour effectuer des simulations académiques en Méditerranée nord-occidentale. Leurs résultats ont montré que la variabilité de l'écosystème n'était pas seulement temporelle mais aussi spatiale, et largement liée à la variabilité de la circulation océanique. Ces résultats ont notamment mis en évidence le rôle essentiel des processus de méso-échelle dans le fonctionnement des écosystèmes, tant sur la production que sur l'exportation vers les zones profondes, et ont remis en question la validité des modèles biogéochimiques forcés par des modèles hydrodynamiques de grande échelle, dont la résolution ne permet pas de représenter ces processus de méso-échelle. *Crispi et al.* [2002] ont examiné la variabilité spatiale de l'écosystème planctonique en Méditerranée au moyen d'un modèle tridimensionnel fondé sur l'azote et le phosphore et incluant une boucle microbienne, reproduisant correctement le gradient trophique entre Méditerranée occidentale et orientale, dû en partie à la circulation générale.

Les études numériques tridimensionnelles de l'écosystème pélagique planctonique en Méditerranée ont mis en évidence le rôle essentiel des processus physiques dans l'évolution du plancton pélagique en Méditerranée, de la circulation générale aux processus de méso-échelle comme les tourbillons ou le *cascading*. Pour mener des études numériques réalistes de l'écosystème pélagique planctonique en Méditerranée nord-occidentale, il est donc indispensable de développer et d'améliorer les outils de modélisation couplée tridimensionnelle.

3.4 Objectifs

Certaines études pré-citées ont permis d'étudier la variabilité temporelle de la colonne d'eau au point DYFAMED, ou en deux dimensions en surface, grâce aux images satellitales par exemple. Etant donnée l'importance de la variabilité spatiale à différentes échelles de l'écosystème de Méditerranée nord-occidentale, largement liée à la circulation océanique, il est indispensable de réaliser des études tridimensionnelles de l'évolution de cet écosystème pour compléter les travaux précédents. Ceci permettrait en effet de fournir des estimations quantitatives plus précises de la production primaire, nouvelle et régénérée, de l'exportation de matière vers le fond, de l'importance relative des différents groupes fonctionnels de phytoplancton et de zooplancton, et de quantifier leurs variabilités spatiale et temporelle.

Nous utiliserons ici une version modifiée et plus élaborée, Eco3M-MED, du modèle biogéochimique Eco3M développé par *Baklouti et al.* [2006], en considérant plusieurs éléments chimiques (carbone, azote, phosphore, silicium) et compartiments (3 types de phytoplancton et de zooplancton, 2 de détritus, les bactéries, la matière organique dissoute et les sels nutritifs). Une description complète du modèle est fournie dans le chapitre 5. Nous couplerons ce modèle à un modèle de circulation océanique régional (voir chapitre 4), capable de représenter la circulation cyclonique caractéristique de la zone, mais aussi les processus de méso-échelle, comme nous le verrons dans les chapitres 7, 8 et 9. Le principe de ce couplage est détaillé dans le chapitre 6. Ceci nous permettra de valider notre stratégie de modélisation dans le climat actuel en comparant les résultats obtenus aux observations disponibles (chapitre 10), et d'étudier et de quantifier l'influence de la variabilité interannuelle atmosphérique sur la dynamique de l'écosystème pélagique planctonique en Méditerranée nord-occidentale, en termes de production, d'exportation de matière vers le fond et d'espèces dominantes (chapitre 11). Une évaluation de la nature "source" ou "puits" de l'écosystème vis-à-vis du CO₂ sera aussi établie.

Etant donné le rôle essentiel de la circulation dans le fonctionnement des écosystèmes marins en Méditerranée nord-occidentale, on peut s'attendre à ce que les modifications de la circulation océanique induites par le changement climatique prévues par certaines études [*Thorpe and Bigg*, 2000; *Bozec*, 2006; *Somot et al.*, 2006] aient des répercussions sensibles sur ces écosystèmes, en particulier en termes de productivité biologique, d'exportation, de diversité fonctionnelle planctonique et d'absorption du CO₂ atmosphérique. Différentes observations semblent en effet indiquer une évolution à long-terme des écosystèmes. Outre la variabilité saisonnière et interannuelle, la comparaison des études de *Morel and André* [1991] et *Bosc et al.* [2004], séparées

de 20 ans, révèle déjà une évolution de l'écosystème au cours de cette période. Les points les plus marquants de cette évolution sont la quasi-absence d'efflorescence automnale dans la période étudiée par *Bosc et al.* [2004] par opposition à celle étudiée par *Morel and André* [1991], la réduction de la surface de la zone de convection, et le démarrage plus précoce de l'efflorescence printanière. Se fondant sur la diminution relative des apports en silicium par rapport à ceux en azote et phosphore, *Béthoux et al.* [2002b] émettent l'hypothèse d'un possible passage d'un écosystème dominé jusqu'à présent par des espèces siliceuses (diatomées) à un écosystème dominé par du phytoplancton non siliceux (flagellés et dinoflagellés), changement corroboré par les observations de *Marty et al.* [2002]. La diminution des apports en nutriments dus à la convection profonde pourrait également favoriser le développement du nano- et picophytoplancton, plus adapté à un environnement oligotrophe, aux dépens des diatomées. Les diatomées étant des acteurs importants de l'exportation de carbone en profondeur, une telle évolution pourrait entraîner une diminution de l'absorption de carbone atmosphérique par l'océan dans cette zone. Dans le chapitre 12, nous appliquerons pour la fin du XXIème siècle la stratégie de modélisation validée sur le climat actuel, afin d'examiner et de quantifier l'impact du changement climatique sur l'écosystème pélagique en Méditerranée nord-occidentale.

Deuxième partie
Les outils numériques

Chapitre 4

Le modèle numérique de circulation océanique régionale : SYMPHONIE

Sommaire

4.1	Les équations du modèle	44
4.2	Le schéma de fermeture de la turbulence	45
4.3	Les conditions aux limites	46
4.3.1	A la surface libre	46
4.3.2	Au fond	47
4.3.3	A l'embouchure des fleuves	47
4.3.4	Aux frontières latérales	48
4.4	La discrétisation des équations	49
4.4.1	La discrétisation spatiale	49
4.4.2	La discrétisation temporelle	50
4.4.3	La séparation des pas de temps	50
4.5	Implémentation du modèle SYMPHONIE en Méditerranée Nord-Occidentale	51

Nous avons utilisé le modèle de circulation océanique régionale SYMPHONIE développé au Pôle d'Océanographie Côtière du Laboratoire d'Aérodynamique (<http://poc.obs-mip.fr>) pour réaliser les différentes simulations numériques de circulation océanique présentées dans la suite de ce document. Une description récente de ce modèle peut être trouvée dans *Marsaleix et al.* [2008], qui examinent particulièrement les schémas numériques utilisés à la lumière de leurs propriétés de conservation de l'énergie. SYMPHONIE a été utilisé et validé dans la zone du Golfe du Lion au cours de différentes études, qui se sont notamment intéressées au panache du Rhône [*Estournel et al.*, 1997; *Marsaleix et al.*, 1998; *Estournel et al.*, 2001; *Gatti et al.*, 2006], à la circulation induite par le vent [*Estournel et al.*, 2003; *Auclair et al.*, 2003; *Petrenko et al.*, 2005], à la formation d'eau dense sur le plateau du Golfe du Lion [*Dufau-Julliard et al.*, 2004; *Ulses et al.*, 2008] et au transfert de particules entre le plateau et le large [*Guarracino et al.*, 2006]. Il a également permis d'étudier la formation d'eau dense dans le Golfe de Thermaïkos [*Estournel et al.*, 2005]. Ce modèle paraît donc tout-à-fait adapté à l'étude des processus qui entrent en jeu dans la circulation océanique côtière en Méditerranée nord-occidentale. Nous verrons dans les chapitres 7 et 8 qu'il est également capable de reproduire correctement les processus qui interviennent dans la circulation océanique régionale.

Le modèle SYMPHONIE est un modèle de circulation océanique à surface libre, fondé sur la conservation du mouvement et la conservation de la masse. On utilise l'approximation de Boussinesq, l'hypothèse d'incompressibilité et l'hypothèse d'équilibre hydrostatique. Outre les variables du schéma de fermeture de la turbulence, le modèle est fondé sur 6 variables : les trois composantes de la vitesse (u, v, w), la température T , la salinité S et l'élévation de la surface η . Les valeurs des variables sont calculées en utilisant les équations suivantes, formulées dans un système de coordonnées cartésiennes (Ox, Oy, Oz), où l'origine O correspond au niveau de la surface de la mer au repos, (Ox, Oy) sont les axes horizontaux et Oz est l'axe vertical montant.

4.1 Les équations du modèle

Les équations du mouvement et de continuité permettent de calculer les trois composantes du courant :

$$\begin{array}{ccccccc}
 \frac{\partial u}{\partial t} & + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial vu}{\partial y} + \frac{\partial wu}{\partial z} & -fv & = & -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial u}{\partial y} \right) & + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\
 \frac{\partial v}{\partial t} & + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial vv}{\partial y} + \frac{\partial wv}{\partial z} & +fu & = & -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial v}{\partial y} \right) & + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) \\
 \underbrace{\hspace{1.5cm}}_{\text{variation}} & \underbrace{\hspace{3.5cm}}_{\text{advection}} & \underbrace{\hspace{1.5cm}}_{\text{Coriolis}} & & \underbrace{\hspace{1.5cm}}_{\text{gradient de}} & \underbrace{\hspace{3.5cm}}_{\text{diffusion}} & \underbrace{\hspace{1.5cm}}_{\text{diffusion}} \\
 \text{temporelle} & & & & \text{pression} & \text{horizontale} & \text{verticale}
 \end{array} \tag{4.1}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{4.2}$$

où ρ_0 est la masse volumique de l'eau de mer de référence, f est le paramètre de Coriolis, p est la pression, K_h est le coefficient de diffusion horizontale, et K_v est le coefficient de viscosité turbulente verticale, calculé à partir du schéma de fermeture

de la turbulence proposé par *Gaspar et al.* [1990], détaillé plus loin. La pression p est donnée par l'équation de l'équilibre hydrostatique :

$$p(z) = \int_z^\eta g \rho dz \quad (4.3)$$

où g est l'accélération gravitationnelle et η est l'élévation de surface de la mer, déduite de la divergence du courant moyenné sur la verticale $(\bar{u}, \bar{v}) = \frac{1}{H} \int_{-h}^\eta (u, v) dz$:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(H\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\bar{v}) = 0 \quad (4.4)$$

où $H = \eta + h$ représente la hauteur totale de la colonne d'eau et h la bathymétrie (hauteur de la colonne d'eau au repos). La salinité et la température sont calculées à partir des équations de conservation :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial vT}{\partial y} + \frac{\partial wT}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I_s}{\partial z} \quad (4.5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial uS}{\partial x} + \frac{\partial vS}{\partial y} + \frac{\partial wS}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (4.6)$$

où C_p est le coefficient de chaleur massique et $I_s(z)$ est le forçage de radiation solaire. La densité ρ est déduite de la température et de la salinité grâce à l'équation d'état linéarisée [*Gill*, 1982]

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha (T - T_0) + \beta (S - S_0)] \quad (4.7)$$

où α et β sont respectivement les coefficients d'expansion thermique et de contraction saline, et T_0 et S_0 sont les température et salinité de référence correspondant à ρ_0 .

4.2 Le schéma de fermeture de la turbulence

Le schéma de fermeture de la turbulence proposé par *Gaspar et al.* [1990] permet de calculer le coefficient de viscosité turbulente verticale K_v à partir de l'énergie cinétique turbulente $E = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2 + w'^2)$, où l'apostrophe désigne les composantes turbulentes de la vitesse :

$$K_v = C_k l_k E^{1/2} \quad (4.8)$$

où C_k est une constante empirique et l_k est la longueur de mélange, caractéristique de la dimension des tourbillons associés à l'écoulement turbulent. L'équation de l'énergie cinétique turbulente est déduite des équations de quantité de mouvement :

$$\begin{aligned} & \overbrace{\frac{\partial E}{\partial t}}^{\text{variation temporelle}} + \overbrace{\frac{\partial uE}{\partial x} + \frac{\partial vE}{\partial y} + \frac{\partial wE}{\partial z}}^{\text{advection}} = \\ & \underbrace{K_v \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]}_{\text{cisaillement de vitesse}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial E}{\partial z} \right)}_{\text{diffusion verticale}} + \underbrace{\frac{g}{\rho_0} K_v \frac{\partial \rho}{\partial z}}_{\text{flottabilité}} - \underbrace{\varepsilon}_{\text{dissipation}} \end{aligned} \quad (4.9)$$

où ε représente la dissipation visqueuse de l'énergie cinétique turbulente. Ce terme de dissipation est modélisé par l'équation :

$$\varepsilon = \frac{C_\varepsilon E^{3/2}}{l_\varepsilon} \quad (4.10)$$

où C_ε est une constante empirique et l_ε est la longueur de dissipation.

Les valeurs des constantes empiriques C_k et C_ε , respectivement 0.15 et 0.5, ont été légèrement modifiées par rapport à celles déterminées par *Gaspar et al.* [1990] (0.1 et 0.7) dans le but de favoriser le mélange dans le cas où la colonne d'eau devient instable. Une valeur seuil E_{min} est appliquée à l'énergie cinétique turbulente. Les échelles de longueur turbulentes de mélange et de dissipation l_k et l_ε sont calculées en fonction des échelles de longueur l_u et l_d qui représentent la conversion d'énergie turbulente en énergie potentielle respectivement vers le haut et vers le bas *Bougeault and Lacarrère* [1989] :

$$l_k = \min(l_u, l_d) \quad \text{et} \quad l_\varepsilon = \sqrt{l_u l_d} \quad (4.11)$$

avec

$$\begin{cases} E(z) &= \frac{g}{\rho_0} \int_z^{z+l_u} (\rho(z) - \rho(z')) dz' \\ E(z) &= \frac{g}{\rho_0} \int_z^{z-l_d} (\rho(z) - \rho(z')) dz' \end{cases} \quad (4.12)$$

Par ailleurs, des instabilités statiques sont susceptibles de se développer à certains endroits du domaine. Les processus convectifs qui rétablissent la stabilité dans l'océan ne sont pas représentés par le modèle numérique en raison de l'hypothèse hydrostatique. On a donc recours à un algorithme d'ajustement convectif non pénétratif pour paramétriser ces processus [*Andrich, 1998*], suivant la méthode adoptée et validée par *Madec* [1990] : dans le cas où la colonne d'eau devient instable, on part de la surface ($z = 0$), et on calcule la moyenne entre la densité du point de grille et celle du point de grille inférieur. On continue en descendant jusqu'à ce que la colonne soit stable.

4.3 Les conditions aux limites

Pour résoudre les équations présentées plus haut, il est nécessaire de préciser les conditions aux limites, à savoir la surface, le fond, les embouchures de fleuves et les frontières latérales.

4.3.1 A la surface libre

Pour les composantes horizontales de la vitesse et l'énergie cinétique turbulente, les conditions à la surface libre s'expriment en fonction de la tension du vent $\vec{\tau}_s = (\tau_{sx}, \tau_{sy})$:

$$\rho_0 K_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right)_{z=0} = (\tau_{sx}, \tau_{sy}) \quad (4.13)$$

$$E = \frac{\|\vec{\tau}_s\|}{\rho_0 \sqrt{C_\varepsilon C_k}} \quad (4.14)$$

Les flux de chaleur et de salinité à la surface s'écrivent en fonction des différents flux atmosphériques :

$$K_v \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = \frac{1}{\rho_0 C_p} [Q_{LW} + Q_{CS} + Q_{CL}] \quad (4.15)$$

$$K_v \left(\frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=0} = (E_s - P_s) \times S_{z=0} \quad (4.16)$$

où Q_{LW} est le flux radiatif pour les grandes longueurs d'onde, Q_{CS} le flux de chaleur sensible, Q_{CL} le flux de chaleur latente, E_s le taux d'évaporation, et P_s le taux de précipitation.

4.3.2 Au fond

Les flux turbulents de chaleurs et de salinité au fond sont nuls :

$$K_v \left(\frac{\partial T}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=-h} = 0 \quad (4.17)$$

La condition aux limites pour l'énergie cinétique turbulente s'écrit en fonction de la tension de fond $\vec{\tau}_b$:

$$E_{z=-h} = \frac{\|\vec{\tau}_b\|}{\rho_0 \sqrt{C_\epsilon C_k}} \quad (4.18)$$

La tension de fond est paramétrisée par une relation quadratique de la vitesse de fond \vec{V}_b calculée au premier niveau de la grille du modèle, de hauteur z_1 au-dessus du fond :

$$\vec{\tau}_b = \rho_0 C_D \|\vec{V}_b\| \vec{V}_b \quad (4.19)$$

C_D est le coefficient de traînée de fond, relié à la rugosité du fond z_0 par une relation fondée sur une forme logarithmique du courant de fond [Blumberg and Mellor, 1987] :

$$C_D = \left(\frac{\kappa}{\log\left(\frac{z_1}{z_0}\right)} \right)^2 \quad (4.20)$$

où κ est le coefficient de Von Karman.

4.3.3 A l'embouchure des fleuves

A l'embouchure du fleuve, la salinité est nulle, la température varie tout au long de l'année, et une vitesse horizontale u est appliquée dans la direction horizontale la plus proche de l'axe du fleuve, vérifiant :

$$\begin{cases} \int_{-h}^0 u(z) dz = \frac{D}{L} \\ u(z) = C \times \log\left(\frac{z}{z_0}\right) \end{cases} \quad (4.21)$$

où $C = \frac{D}{L} \times \frac{1}{\int_{-h}^0 \log\left(\frac{z}{z_0}\right) dz} = \frac{D}{L} \times \frac{1}{[z \log\left(\frac{z}{z_0}\right) - z]_{-h}^0}$ est une constante et D est le débit du fleuve, L sa largeur et h sa profondeur.

4.3.4 Aux frontières latérales

La composante normale de la vitesse à la frontière est nulle aux frontières latérales fermées. Aux frontières latérales ouvertes, les conditions aux limites ont un double objectif : la radiation des ondes sortantes, et le forçage de la solution intérieure au domaine par les champs externes, fournis dans nos simulations par les résultats d'un modèle de plus grande échelle. Comme suggéré par *Blayo and Debreu* [2005] et *Marsaleix et al.* [2006], ces objectifs sont réalisés en appliquant les schémas de conditions aux limites ouvertes à la différence entre les variables modélisées et les variables forçantes plutôt qu'à la variable elle-même.

Considérons les frontières ouvertes en $x = 0$ et $x = x_m$. On distingue le courant barotrope (\bar{u}, \bar{v}) et le courant barocline (u, v) . Pour le courant barotrope, on applique une condition de type Flather [*Flather*, 1976] à l'élévation de surface :

$$\begin{cases} \eta - \eta_f = -\sqrt{\frac{H}{g}}(\bar{u} - \bar{u}_f) & \text{en } x = 0 \\ \eta - \eta_f = \sqrt{\frac{H}{g}}(\bar{u} - \bar{u}_f) & \text{en } x = x_m \end{cases} \quad (4.22)$$

où la lettre f désigne le champ forçant. Une condition radiative de type Sommerfeld est appliquée au transport tangent :

$$\frac{\partial H(\bar{v} - \bar{v}_f)}{\partial x} = 0 \text{ en } x = 0 \text{ et } x = x_m \quad (4.23)$$

Pour le courant barocline, on applique à la différence entre la variable modélisée ϕ et le champ forçant ϕ_f une condition radiative

$$\begin{cases} \frac{\partial(\phi - \phi_f)}{\partial t} + c_c \frac{\partial(\phi - \phi_f)}{\partial x} = 0 & \text{en } x = 0 \\ \frac{\partial(\phi - \phi_f)}{\partial t} - c_c \frac{\partial(\phi - \phi_f)}{\partial x} = 0 & \text{en } x = x_m \end{cases} \quad (4.24)$$

où c_c est la vitesse de phase des ondes baroclines.

En ce qui concerne la température et la salinité, les conditions aux limites sont inscrites dans le schéma d'advection qui est un schéma hybride, composé d'un schéma centré et d'un schéma *upstream*. Dans le cas d'un flux entrant, la température et la salinité advectées sont fournies par le forçage grande échelle (T_f, S_f) . Dans le cas d'un flux sortant, la température et la salinité sont données par les valeurs intérieures au domaine de calcul.

Outre les équations 4.22, 4.23 et 4.24, les conditions aux limites sont aussi spécifiées via un terme de rappel vers le champ forçant ajouté au membre de droite des équations de conservation 4.1, 4.5 et 4.6. Si on considère la frontière $x = 0$, ce terme a la forme suivante :

$$e^{-\frac{x}{d}} \times \frac{\phi_f - \phi}{\tau_r} \quad (4.25)$$

où ϕ correspond à la vitesse, la température ou la salinité selon l'équation considérée, d est une distance constante de décroissance exponentielle, et τ_r est une échelle de temps constante.

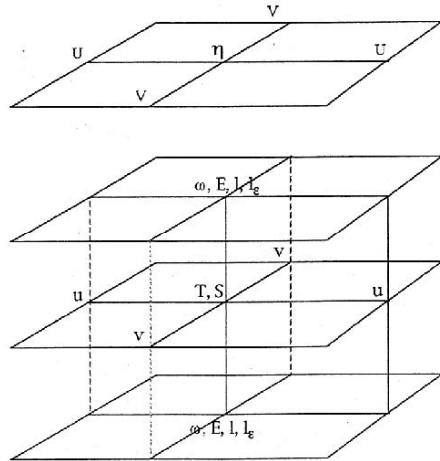


FIG. 4.1 – Grille du modèle SYMPHONIE

4.4 La discrétisation des équations

Les valeurs utilisées dans les études présentées ici pour les différents paramètres et constantes intervenant dans les équations précédentes sont détaillées dans le Tab. 4.1. La formulation mathématique complète des schémas numériques utilisés dans SYMPHONIE pour discrétiser les équations du modèle peut être trouvée dans *Marsaleix et al.* [2008].

4.4.1 La discrétisation spatiale

Les équations du modèle sont résolues par la méthode des différences finies sur une grille C [Arakawa and Suarez, 1983] présentée sur la Fig. 4.1, où sont représentées en haut la maille du mode barotrope et en bas la maille du mode barocline. Les variables baroclines sont définies un point sur deux sur l'horizontale et la verticale. La température et la salinité sont définies au centre de la maille du mode barocline à chaque demi niveau. Les composantes horizontales de la vitesse sont obtenues au milieu des côtés, de façon alternée, à chaque demi niveau. L'énergie cinétique, les échelles de longueur turbulentes et la composante verticale de la vitesse sont calculées au centre de la maille du mode barocline à chaque niveau vertical entier. Les composantes du transport sont calculées au milieu des cotés de la maille barotrope, et l'élévation de la surface est calculée au centre de la maille du mode barotrope. Par ailleurs, un système de coordonnées hybrides sigma- z généralisées est utilisé. La conversion de la coordonnée sigma en coordonnée z s'écrit :

$$\sigma = \frac{h + z}{h + \eta} \quad (4.26)$$

tel que σ vaut 1 en surface et 0 au fond. Ce système de coordonnées verticales permet une meilleure représentation des effets bathymétriques. Le système hybride permet de réduire le nombre de niveaux près des côtes, diminuant ainsi les coûts de calculs, sans sacrifier pour autant la résolution verticale au large. Il réduit également les erreurs de troncature associées au fort cisaillement vertical de la densité dans les zones de forte pente bathymétrique [Auclair et al., 2000b], par exemple le long du talus qui sépare le plateau continental et l'océan profond.

Le schéma d'advection est un schéma centré classique pour la vitesse [Arakawa and Suarez, 1983] et un schéma hybride centré/*upstream* pour la température et la salinité, adapté de Beckers [1995].

4.4.2 La discrétisation temporelle

Un schéma *leapfrog* ou *saute-mouton* explicite à l'ordre 2 est utilisé pour la discrétisation temporelle des équations. La valeur des variables au temps $t + 1$ est calculée en fonction des variables au temps $t - 1$ et t :

$$F^{t+1} = F^{t-1} + 2\Delta t f(F^t) \quad (4.27)$$

Afin de réduire les erreurs numériques, ce schéma est associé au filtre d'Asselin [Asselin, 1972] qui agit comme une force de rappel dans le but d'empêcher la divergence des solutions. La solution lissée est alors donnée par :

$$F_{Asselin}^t = F^t + \frac{\alpha_{asselin}}{2}(F^{t+1} - 2F^t + F^{t-1}) \quad (4.28)$$

où $\alpha_{asselin}$ est le coefficient du filtre d'Asselin.

4.4.3 La séparation des pas de temps

Le modèle calcule explicitement les ondes de gravité de surface. Les ondes de gravité externes se propagent plus rapidement que les ondes de gravité internes. Une résolution temporelle plus fine est donc requise pour les résoudre et assurer la stabilité numérique du modèle. Une technique de séparation des pas de temps [Blumberg and Mellor, 1987] est utilisée afin de calculer séparément le cisaillement vertical de courant et le courant moyenné sur la verticale avec des pas de temps appropriés.

Le mode externe se calcule à partir de l'équation 4.2 et des équations du mouvement intégrées sur la verticale :

$$\frac{\partial H\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}H\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}H\bar{u}}{\partial y} - fH\bar{v} = -gH\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(HK_h \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(HK_h \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \quad (4.29)$$

$$+ \left[K_v \frac{\partial u}{\partial z} \right]_{-h}^{\eta} - \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^{\eta} \rho' dz' + \frac{\partial u'u'}{\partial x} + \frac{\partial v'u'}{\partial y} \right) dz \quad (4.30)$$

$$\frac{\partial H\bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}H\bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}H\bar{v}}{\partial y} + fH\bar{u} = -gH\frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(HK_h \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(HK_h \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \quad (4.31)$$

$$+ \left[K_v \frac{\partial v}{\partial z} \right]_{-h}^{\eta} - \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^{\eta} \rho' dz' + \frac{\partial u'v'}{\partial x} + \frac{\partial v'v'}{\partial y} \right) dz \quad (4.32)$$

où $\rho' = \rho - \rho_0$ est la perturbation de densité.

Le mode interne est calculé à partir des équations de conservation 4.1, 4.5 et 4.6 où la composante moyenne du courant est donnée par le résultat obtenu pour le mode externe.

4.5 Implémentation du modèle SYMPHONIE en Méditerranée Nord-Occidentale

Dans toutes les simulations océaniques présentées dans la suite de ce document, nous utilisons le modèle SYMPHONIE avec une grille horizontale de 260 par 155 points, 40 niveaux sur la verticale, et une résolution spatiale de 3 km. Le rayon de déformation de Rossby étant égal à ~ 10 km dans la région étudiée, cette résolution nous permet de représenter correctement les processus de méso-échelle, comme nous le verrons dans le chapitre 7. Le pas de temps du mode interne est de 225 s et celui du mode externe de 5.625 s. Le Rhône est la seule rivière prise en compte, avec un débit mensuel obtenu à partir de la base de donnée RivDis de l'UNESCO [Vörösmarty *et al.*, 1996]. Comme nous le verrons dans la suite, les champs utilisés pour les conditions aux limites latérales ainsi que pour les conditions initiales sont obtenus à partir des résultats de simulations effectuées sur toute la Méditerranée au moyen du modèle OPAMED8 [Somot, 2005; Somot *et al.*, 2006]. Ces champs sont interpolés sur la grille de SYMPHONIE au moyen de l'outil de méthode variationnelle inverse VIFOP présenté par [Auclair *et al.*, 2000a, 2006]. Les flux atmosphériques sont obtenus à partir de différents modèles, que nous préciserons dans chaque chapitre. La bathymétrie de la zone modélisée est représentée sur la Fig. 4.2. Cette bathymétrie est obtenue à partir de la base de données de *Smith and Sandwell* [1997], et a été raffinée aux endroits où la topographie est fortement accidentée (le plateau et le talus du Golfe du Lion et le Canal Corse) en utilisant les points de sonde indiqués sur les cartes topographiques du SHOM. Les frontières de la zone représentée sur la Fig. 4.2 ont été choisies de manière à ce que les processus physiques qui régissent le fonctionnement de la circulation et des écosystèmes en Méditerranée nord-occidentale, décrits dans le chapitre 2, soient contenus dans cette région : la convection profonde au large, le *cascading* d'eau dense le long du talus du Golfe du Lion, le courant Nord et plus largement la circulation cyclonique caractéristique de la zone.

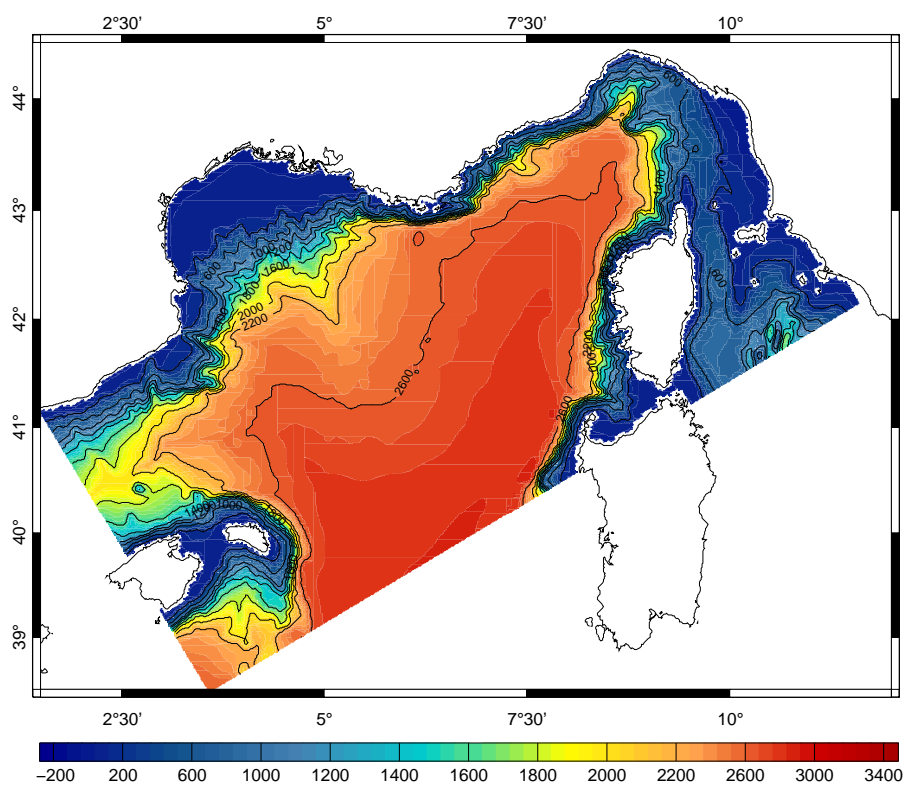


FIG. 4.2 – Bathymétrie de la zone modélisée

TAB. 4.1 – Signification et valeur des différents paramètres et constantes utilisés dans le modèle de circulation océanique

Paramètre	Signification	Valeur
ρ_0	Masse volumique de l'eau de mer de référence	1028.9 kg.m ⁻³
f	Paramètre de Coriolis	1.01 10 ⁻⁴ s ⁻¹
K_h	Coefficient de diffusion horizontale	60 m ² .s ⁻¹
g	Accélération gravitationnelle	9.81 m.s ⁻²
C_p	Coefficient de chaleur massique	3950 J.kg ⁻¹ .K ⁻¹
α	Coefficient d'expansion thermique	2.24 10 ⁻⁴ K ⁻¹
β	Coefficient de contraction saline	7.50 10 ⁻⁴
T_0	Température de référence	13.5°C
S_0	Salinité de référence	38.44 psu
C_k	Constante du schéma de turbulence	0.15
C_ε	Constante du schéma de turbulence	0.5
E_{min}	Valeur seuil pour l'énergie cinétique turbulente	10 ⁻⁷ m ² .s ⁻²
z_0	Rugosité de fond	1 cm
κ	Coefficient de Von Karman	0.41
c_c	Vitesse de phase des ondes baroclines	1 m.s ⁻¹
$\tau_{r,c}$	Echelle de temps de l'équation 4.25 dans le mode barocline	1 jour
$\tau_{r,t}$	Echelle de temps de l'équation 4.25 dans le mode barotrope	0.05 jour
d	Distance de décroissance exponentielle dans l'équation 4.25	9.75 km
$\alpha_{asselin}$	Coefficient du filtre d'Asselin	0.1

Chapitre 5

Le modèle biogéochimique Eco3M-MED

Sommaire

5.1	Le phytoplancton	58
5.1.1	La production primaire brute	59
5.1.2	L'exsudation de carbone organique dissous (COD)	60
5.1.3	La respiration autotrophe	61
5.1.4	L'absorption des nutriments	61
5.1.5	L'exsudation de matière organique dissoute à la suite de l'absorption des nutriments	62
5.1.6	La respiration liée à l'absorption de sels nutritifs	63
5.1.7	La synthèse de la chlorophylle	63
5.1.8	La mortalité naturelle	64
5.2	Le zooplancton	64
5.2.1	La prédation	64
5.2.2	Le <i>messy feeding</i>	65
5.2.3	L'égestion	65
5.2.4	La respiration basale	65
5.2.5	L'excrétion et la respiration	66
5.2.6	La mortalité par prédation	66
5.3	Le compartiment bactérien	67
5.3.1	L'absorption de matière organique dissoute	67
5.3.2	La croissance bactérienne	67
5.3.3	L'absorption et l'excrétion de matière inorganique dissoute	67
5.3.4	La respiration bactérienne	69
5.3.5	La mortalité bactérienne	69
5.4	La reminéralisation de la matière organique particulaire	69
5.5	La nitrification	70
5.6	Mise en équation des processus et de leurs interactions	70
5.6.1	Le phytoplancton ($\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$)	70
5.6.2	Le zooplancton (Z_1, Z_2, Z_3)	71
5.6.3	Les bactéries (B)	71
5.6.4	La matière organique particulaire de petite taille (D_P)	71

5.6.5	La matière organique particulaire de grande taille(D_G) . .	72
5.6.6	La matière organique dissoute (MOD)	72
5.6.7	Les sels nutritifs ($\nu_1, \nu_2, \nu_3, \nu_4$)	73

Le modèle biogéochimique Eco3M-MED est pour partie issu du modèle présenté dans *Baklouti et al.* [2006]. Les modifications ont été apportées par Frédéric Diaz et Caroline Ulses, en collaboration avec Karline Soetaert. Il s'agit d'un modèle de type multi-nutriments et multi-groupes fonctionnels décrivant la dynamique du plancton pélagique. Le modèle utilisé dans cette étude est une version plus complexe, qui contient 33 variables d'état. Ce modèle prend en considération les cycles biogéochimiques des éléments suivants : carbone (C), azote (N), phosphore (P), silicium (Si). La chlorophylle (Chl) issue du phytoplancton est aussi représentée. Chaque groupe est exprimé en fonction des éléments qui le constituent (indiqués entre parenthèses dans la liste suivante) :

- Le zooplancton Z , composé d'organismes hétérotrophes, est divisé en trois groupes :
 - Z_1 : Le mésozooplancton (C) représentant essentiellement les copépodes.
 - Z_2 : Le microzooplancton (C) constitué par les ciliés et grands flagellés hétérotrophes.
 - Z_3 : Le nanozooplancton (C) constitué principalement par les petits ciliés et flagellés bactérivores.
- Le phytoplancton φ , composé d'organismes autotrophes, est divisé en trois groupes :
 - φ_1 : Le microphytoplancton (Chl, C, N, P, Si) constitué essentiellement par les diatomées.
 - φ_2 : Le nanophytoplancton (Chl, C, N, P), groupe hétérogène composé de cryptophytes et chromophytes.
 - φ_3 : Le picophytoplancton (Chl, C, N, P) constitué principalement par les *synechococcus*.
- B : Les bactéries hétérotrophes (C)
- La matière organique particulaire ou détritus D , divisée en deux groupes :
 - D_G : Les particules de grande taille (C, N, P, Si)
 - D_P : Les particules de petite taille (C, N, P, Si, Chl)
- La matière organique dissoute, MOD (C, N, P)
- Les sels nutritifs ν , ou matière inorganique dissoute (MID), sont de quatre types :
 - ν_1 : Le nitrate NO_3 (N)
 - ν_2 : L'ammonium NH_4 (N)
 - ν_3 : Le phosphate PO_4 (P)
 - ν_4 : Le silicate H_3SiO_4 (Si)

Le phytoplancton, dont la représentation suit celle développée dans le modèle de *Baklouti et al.* [2006], a une composition interne variable, c'est à dire que les ratios entre les différents éléments chimiques qui le composent ne sont pas constants. Cette hypothèse est depuis quelques années avérée (e.g. *Geider and LaRoche* [2002]; *Sanudo-Wihllhemy et al.* [2004]). La composition interne du phytoplancton ne peut donc pas être connue à partir de la concentration d'un seul élément chimique. Au contraire, l'hypothèse que le zooplancton et les bactéries sont capables de contrôler leur composition a été faite à la suite de travaux antérieurs expérimentaux [*Goldman et al.*, 1987; *Sterner and Robinson*, 1994] et de modélisation [*Moloney and Field*, 1991; *Anderson*, 1992; *Touratier et al.*, 2001]. Ces organismes sont également composés d'azote et de phosphore, mais leur stoechiométrie, c'est-à-dire les rapports ($N : C$) et ($P : C$), est constante. La composition interne de ces organismes peut donc être déduite de la connaissance de la seule concentration interne en carbone. La description des interactions entre ces différents groupes ainsi que de leur formulation mathématique dans le modèle numérique fait l'objet du présent chapitre.

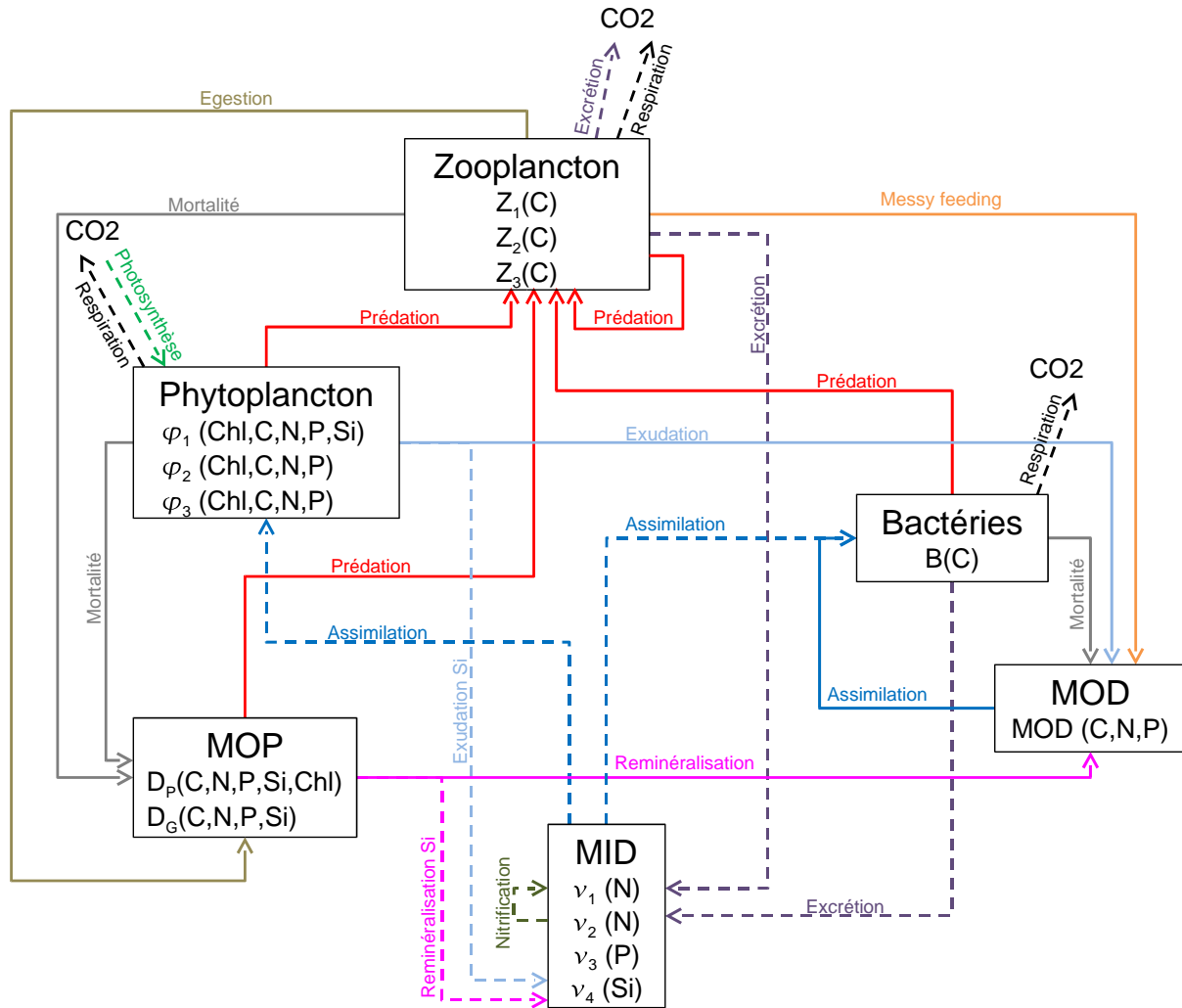


FIG. 5.1 – Interactions entre les différents groupes fonctionnels dans le modèle Eco3M-MED

Un schéma de synthèse est proposé dans la Fig. 5.1. Les processus biogéochimiques impliqués dans le fonctionnement des différents groupes planctoniques sont ensuite détaillés pour chaque groupe, et un récapitulatif de la mise en équations de ces processus et de leurs interactions est proposé à la fin du chapitre. Dans la suite du document, la lettre X représente un élément chimique générique, l'élément chimique mis en exposant du groupe représente la concentration. Les 33 variables d'état du modèle sont alors les concentrations en différents éléments de chaque groupe. Par exemple la variable d'état Z_1^C correspond à la concentration du mésozooplancton en carbone. La notation $(X_1 : X_2)_Y$ désigne le ratio de l'élément chimique X_1 par rapport à l'élément chimique X_2 dans le groupe Y . Par exemple, $(N : C)_{\varphi_1}$ correspond au ratio entre l'azote et le carbone dans le microphytoplancton.

5.1 Le phytoplancton

Pour le phytoplancton le modèle est fondé sur la version développée par *Baklouti et al.* [2006]. Les processus qui régissent la dynamique d'évolution des trois groupes phytoplanctoniques sont la production primaire brute (ppb), la respiration

autotrophe (*respphyC*), la synthèse de la chlorophylle (*synthchl*), l'exsudation de carbone organique dissous (*exuC*), l'absorption de nutriments (*absphyX*), l'exsudation de matière organique dissoute liée à l'absorption de sels nutritifs (*exuX*), la respiration liée à l'absorption des sels nutritifs (*respphySN*) et la mortalité naturelle (*mortphy*).

La fixation du carbone inorganique dissous (CO_2), liée à la photosynthèse, dépend de la lumière et de la température. Cette fixation, contrôlée par la disponibilité en sels nutritifs dans le cas où les conditions trophiques ne sont pas optimales, détermine la croissance du phytoplancton (*growth multi-nutrient limitation*). Un déficit en sels nutritifs entraîne l'exsudation de carbone sous forme organique dissoute. Une autre partie du carbone fixé est rejetée sous forme inorganique dissoute lors de la respiration. Les autres éléments constitutants du phytoplancton (N, P et Si) sont obtenus à partir de l'absorption des sels nutritifs (ν) disponibles dans le milieu. L'absorption des différents nutriments est contrôlée par leur disponibilité. L'exsudation d'une partie des nutriments absorbés est possible et réalisée sous forme organique dissoute lorsqu'il y a un excédent d'azote, phosphore ou silicium par rapport au carbone. Un coût respiratoire est considéré (rejet de CO_2) lors de l'absorption de sels nutritifs. La synthèse de la chlorophylle par la cellule est contrôlée par l'absorption d'azote et un ratio maximal entre les concentrations en chlorophylle et en azote. La mortalité naturelle produit des détrit.

5.1.1 La production primaire brute

Il s'agit de la production de carbone organique à partir de carbone inorganique dissous (dioxyde de carbone, CO_2) lors de la photosynthèse effectuée par le phytoplancton. On parle de production brute car il s'agit ici de la production avant les pertes par respiration ou exsudation qui peuvent intervenir par la suite.

$$ppb(\varphi) = a_{chl,\varphi} \times \Phi_{max,\varphi} \times p_0 \times E_{PAR}(Z) \times f_{T,ppb}(T) \times \varphi^{Chl} \quad (5.1)$$

avec $p_0 \in [0, 1]$ le pourcentage de photosystèmes II ouverts, c'est-à-dire fonctionnels, donné par :

$$p_0 = \frac{1}{1 + \tau_\varphi \times \sigma_\varphi \times E_{PAR}(Z) + \tau_\varphi \times \frac{k_{d,\varphi}}{k_{r,\varphi}} \times (\sigma_\varphi \times E_{PAR}(Z))^2} \quad (5.2)$$

où :

- φ^{Chl} est la concentration en chlorophylle du phytoplancton φ ,
- la constante $a_{chl,\varphi}$ est le coefficient d'absorption spécifique de la chlorophylle par le phytoplancton φ ,
- la constante $\Phi_{max,\varphi}$ est le rendement énergétique maximal pour le phytoplancton φ ,
- $E_{PAR}(Z)$ est l'éclairement incident, PAR (*Photosynthesis Available Radiation*) à la profondeur z (avec $z = 0$ correspondant à la surface),
- la constante τ_φ est le temps de renouvellement des photosystèmes de type II dans le complexe chlorophyllien. (Les photosystèmes II sont les centres fonctionnels dans la molécule de chlorophylle. L'énergie lumineuse y est transformée en énergie chimique permettant de convertir le CO_2 en carbone organique.),

- la constante σ_φ est la section efficace des photosystèmes de type II,
- la constante $k_{d,\varphi}$ est la constante d'endommagement des photosystèmes de type II, liée à l'endommagement provoqué lorsque l'éclairement est trop fort,
- la constante $k_{r,\varphi}$ est la constante de réparation des photosystèmes de type II, liée au temps mis par les photosystèmes pour se réparer après endommagement dû à un éclairement trop fort,
- $f_{T,ppb}(T)$ est la fonction de régulation du processus de photosynthèse par la température T , ici :

$$f_{T,ppb}(T) = Q10_{ppb}^{\left(\frac{T-T1}{T2}\right)} \quad (5.3)$$

où $T1$, $T2$ et $Q10_{ppb}$ sont des constantes empiriques. Le taux de croissance maximal du phytoplancton φ , $\mu_{\varphi,NR}$ (en s^{-1}), est lié à la fixation de dioxyde de carbone lors de la photosynthèse. C'est le taux de croissance observé en conditions nutritives optimales (*Nutrient Replete*), c'est-à-dire quand aucun sel nutritif n'est limitant, en particulier pour la synthèse de chlorophylle (cf. Eq. 5.21 à 5.23, paragraphe 5.1.7).

$$\mu_{\varphi,NR} = \frac{(Chl : C)_\varphi}{\varphi^{Chl}} \times ppb(\varphi) \quad (5.4)$$

5.1.2 L'exsudation de carbone organique dissous (COD)

L'exsudation de COD par le phytoplancton φ à partir de la production primaire brute est liée à l'état interne de la cellule, et correspond à une adaptation du phytoplancton face à un excédent de carbone par rapport aux nutriments, lorsque les conditions nutritives ne sont pas optimales. Le taux de croissance contrôlé par la disponibilité en sels nutritifs est :

$$\mu_\varphi = gml(\varphi) \times \mu_{\varphi,NR} \quad (5.5)$$

$gml(\varphi)$ (pour *growth multi-nutrient limitation*) prend la forme d'une fonction du quota interne cellulaire, qui exprime la régulation du processus de photosynthèse en fonction de la disponibilité en sels nutritifs. Dans la cellule phytoplanctonique, le ratio (ou quota) de l'élément X par rapport au carbone, $(X : C)_\varphi = \frac{\varphi^X}{\varphi^C}$, peut varier entre $(X : C)_\varphi^{min}$ et $(X : C)_\varphi^{max}$. $(X : C)_\varphi^{max}$ correspond aux conditions trophiques optimales. La représentation de la fonction $gml(\varphi)$ est fondée sur la loi de Liebig qui consiste à contrôler la croissance par l'élément le plus limitant X_L . Alors,

$$\begin{cases} gml(\varphi) = 0 & \text{pour } (X_L : C)_\varphi < (X_L : C)_{\varphi,min} \\ gml(\varphi) = f_Q((X_L : C)_\varphi) & \text{pour } (X_L : C)_\varphi \in [(X_L : C)_{\varphi,min}, (X_L : C)_{\varphi,max}] \\ gml(\varphi) = 1 & \text{pour } (X_L : C)_\varphi > (X_L : C)_{\varphi,max} \end{cases} \quad (5.6)$$

où l'élément le plus limitant est déterminé en fonction des ratios $(X : C)$ des différents éléments X qui composent la cellule (azote et phosphore pour le picophytoplancton et le nanophytoplancton ; azote, phosphore et silicium pour le microphytoplancton) :

$$\frac{(X_L : C)_\varphi}{(X_L : C)_{\varphi,max}} = \min_{X \in [N,P,(Si)]} \left(\frac{(X : C)_\varphi}{(X : C)_{X,\varphi,max}} \right) \quad (5.7)$$

La fonction de quota f_Q est donnée par une fonction de type Droop pour le picophytoplancton et de type Caperon et Meyer [*Caperon and Meyer, 1972*] pour le

nanophytoplancton et le microphytoplancton :

$$\begin{cases} f_Q((X_L : C)_{\varphi_i}) = 1 - \frac{(X_L:C)_{\varphi_i, \min}}{(X_L:C)_{\varphi_i}} & \text{pour } i = 3 \\ f_Q((X_L : C)_{\varphi_i}) = \frac{(X_L:C)_{\varphi_i} - (X_L:C)_{\varphi_i, \min}}{(X_L:C)_{\varphi_i} - (X_L:C)_{\varphi_i, \min} + \beta_{X, \varphi_i}} & \text{pour } i \in \{1, 2\} \text{ et } X_L \neq Si \\ f_Q((Si : C)_{\varphi_1}) = \frac{(Si:C)_{\varphi_1} - (Si:C)_{\varphi_1, \min}}{(Si:C)_{\varphi_1} - (Si:C)_{\varphi_1, \min} + \beta_{Si, \varphi_1}} \times \frac{(N:C)_{\varphi_1}^{10}}{(N:C)_{\varphi_1}^{10} + 0.1^{10}} & \text{pour } i = 1 \text{ et } X_L = Si \end{cases} \quad (5.8)$$

où $\beta_{X, \varphi}$ est une constante qui dépend de l'élément X et du type de phytoplancton φ . Dans le cas du microphytoplancton et lorsque le silicium est l'élément le plus limitant la fonction de quota se distingue de celle des autres éléments pour tenir compte du rôle fonctionnel de l'azote dans l'absorption des silicates [Davidson and Gurney, 1999].

L'exsudation de carbone organique dissous est alors :

$$exuC(\varphi) = (1 - gml(\varphi)) \times ppb(\varphi) \quad (5.9)$$

Dans le cas où le ratio entre l'élément le plus limitant et le carbone est inférieur au ratio minimum $(X_L : C)_{\varphi, \min}$, tout le carbone absorbé lors de la photosynthèse est exudé, et la croissance est nulle. En revanche, si ce ratio est supérieur au ratio maximum $(X_L : C)_{\varphi, \max}$, on est dans des conditions nutritives optimales, il n'y a pas d'exsudation de carbone organique, et la croissance est maximale.

5.1.3 La respiration autotrophe

La respiration est proportionnelle à la production primaire nette :

$$respphyC(\varphi) = k_{resp, \varphi} \times ppb(\varphi) \times gml(\varphi) \quad (5.10)$$

où la constante $k_{resp, \varphi}$ est le coût respiratoire, c'est à dire le pourcentage de production primaire nette respirée.

5.1.4 L'absorption des nutriments

Les éléments chimiques qui constituent la cellule phytoplanctonique sont absorbés à partir de matière inorganique dissoute, c'est à dire des nutriments. L'absorption du nutriment ν par le phytoplancton φ est donnée par :

$$absphySN(\nu, \varphi) = V_{max, \nu, \varphi} \times \left(\frac{\nu^e}{\nu^e + K_{\nu, \varphi}} \right) \times \varphi^C \quad (5.11)$$

où :

- le taux maximal d'absorption du nutriment ν par le phytoplancton φ , $V_{max, \nu, \varphi}$, est donné par

$$V_{max, \nu, \varphi} = \mu_{\varphi, NR} \times (X : C)_{\varphi}^{max} \quad (5.12)$$

avec $(X : C)_{\varphi}^{max}$ le quota maximal de l'élément chimique X correspondant au nutriment ν (par exemple N pour l'ammonium) dans le phytoplancton φ ,

- ν^e est la concentration ambiante (à l'extérieur de la cellule) du nutriment ν ,
- $K_{\nu, \varphi}$ est la constante de demi-saturation de l'absorption du nutriment ν par le phytoplancton φ . Le terme asymptotique $\left(\frac{\nu^e}{\nu^e + K_{\nu, \varphi}} \right)$ représente la limitation de l'absorption en fonction de la concentration ambiante.

L'équation (5.11) est équivalente à $absphySN(\nu, \varphi) = ppb(\varphi) \times (X : C)_\varphi^{max} \times \left(\frac{\nu^e}{\nu^e + K_{\nu, \varphi}}\right)$. L'absorption du nutriment ν dépend donc de la production primaire brute et de la concentration ambiante en sel nutritif.

Pour l'élément X , l'absorption totale de l'élément X sous forme inorganique dissoute, $absphyX(X, \varphi)$, est égale à la somme de l'absorption des nutriments composés de X :

$$absphyX(X, \varphi) = \sum_{\nu} absphySN(\nu, \varphi) \quad (5.13)$$

Par exemple, l'absorption de l'azote est la somme de l'absorption de nitrate et de l'absorption d'ammonium :

$$absphyX(N, \varphi) = absphySN(\nu_1, \varphi) + absphySN(\nu_2, \varphi) \quad (5.14)$$

Remarques :

- Les silicates sont uniquement absorbés par le microphytoplancton.
- La préférence du nanophytoplancton (φ_2) et du picophytoplancton (φ_3) pour l'ammonium (ν_2) par rapport au nitrate (ν_1) conduit à modifier la fonction d'absorption du nitrate pour ces deux groupes phytoplanctoniques. Dans ce cas, le processus d'absorption est contrôlé par la concentration en ammonium dans le milieu, suivant la formulation suivante :

$$absphySN(\nu_1, \varphi) = V_{max, \nu_1, \varphi} \times \left(\frac{\nu_1^e}{\nu_1^e + K_{\nu_1^e, \varphi}}\right) \times f_{inh}(\nu_2^e) \times \varphi^C \quad (5.15)$$

Le terme supplémentaire $f_{inh}(\nu_2^e)$ exprime l'inhibition de l'absorption de nitrate par l'ammonium :

$$f_{inh}(\nu_2^e) = \left(1 - Inh \times \frac{\nu_2^e}{\nu_2^e + K_{Inh}}\right) \quad (5.16)$$

où Inh est le paramètre d'inhibition et K_{Inh} est la constante d'inhibition de l'absorption de nitrate par l'ammonium [Harrison et al., 1996].

5.1.5 L'exsudation de matière organique dissoute à la suite de l'absorption des nutriments

L'exsudation (ou perte) de MOD est consécutive à l'absorption des nutriments, et permet la régulation de la composition interne de la cellule. En effet, la cellule ne rejette aucune partie du nutriment absorbé lorsque le ratio $(X : C)_\varphi$, où X est l'élément qui correspond au nutriment ν , est plus petit que le ratio minimal $(X : C)_\varphi^{min}$; rejette tout le nutriment absorbé lorsque $(X : C)_\varphi$ est plus grand que le ratio maximal $(X : C)_\varphi^{max}$; et rejette une partie du nutriment absorbé lorsque $(X : C)_\varphi$ est compris entre $(X : C)_\varphi^{min}$ et $(X : C)_\varphi^{max}$. L'exsudation de matière organique dissoute est calculée à partir de l'absorption : tout ce qui n'est pas assimilé est rejeté sous forme organique dissoute (sauf pour les silicates, qui sont rejetés sous forme inorganique dissoute). L'exsudation d'un élément est donc fonction de l'absorption des différents nutriments contenant cet élément (ammonium et nitrate pour l'azote par exemple) :

$$exuX(X, \varphi) = (1 - f_Q^X(X, \varphi)) \times absphyX(X, \varphi) \quad (5.17)$$

où $f_Q^X(X, \varphi)$ est la fonction de quota régulant l'exsudation selon la composition interne de la cellule [Geider *et al.*, 1998] :

$$\begin{cases} f_Q^X(X, \varphi) = 1 & \text{pour } (X : C)_\varphi < (X : C)_\varphi^{min} \\ f_Q^X(X, \varphi) = \left(\frac{(X:C)_\varphi^{max} - (X:C)_\varphi}{(X:C)_\varphi^{max} - (X:C)_\varphi^{min}} \right)^2 & \text{pour } (X : C)_\varphi \in [(X : C)_\varphi^{min}, (X : C)_\varphi^{max}] \\ f_Q^X(X, \varphi) = 0 & \text{pour } (X : C)_\varphi > (X : C)_\varphi^{max} \end{cases} \quad (5.18)$$

Par exemple, l'exsudation d'azote par le microphytoplancton est donnée par :

$$exuX(N, \varphi_1) = (1 - f_Q^X(N, \varphi_1)) \times (absphyX(N, \varphi_1)) \quad (5.19)$$

Les formulations adoptées ici pour l'exsudation de COD et de MOD permettent au phytoplancton de revenir rapidement à l'intérieur de la gamme de valeurs permises pour les rapports de constitution dans le cas où on se trouve hors des limites de cette gamme.

5.1.6 La respiration liée à l'absorption de sels nutritifs

L'absorption des sels nutritifs requiert de l'énergie, qui est fournie par la respiration. Ce processus dépend donc directement de la fonction d'absorption et d'un coefficient spécifique au sel nutritif ν considéré, $r_{\nu, \varphi}$, le coût respiratoire lié à l'absorption du nutriment ν :

$$respphySN(\nu, \varphi) = r_{\nu, \varphi} \times absphySN(\nu, \varphi) \quad (5.20)$$

La différence entre la production primaire brute et la somme de l'exsudation de carbone organique dissous et de la respiration autotrophe correspond à la production primaire nette.

5.1.7 La synthèse de la chlorophylle

La synthèse de la chlorophylle par le phytoplancton φ est donnée par :

$$synthchl(\varphi) = \rho_{Chl}(\varphi) \times V_{abs, N}(\varphi) \quad (5.21)$$

avec la vitesse d'absorption de l'azote total (ammonium+nitrate) donnée par :

$$V_{abs, N}(\varphi) = absphySN(\nu_2, \varphi) + absphySN(\nu_1, \varphi) = absphyX(N, \varphi) \quad (5.22)$$

et $\rho_{Chl}(\varphi)$ décrivant l'évolution du rapport Chl :N dans le phytoplancton φ :

$$\rho_{Chl}(\varphi) = \frac{(Chl : N)_\varphi^{max} \times \mu_\varphi}{a_{chl, \varphi} \times \Phi_{max, \varphi} \times E_{PAR}(Z) \times (Chl : C)_\varphi} \times \frac{1 - \frac{(Chl:N)_\varphi}{(Chl:N)_\varphi^{max}}}{1.05 - \frac{(Chl:N)_\varphi}{(Chl:N)_\varphi^{max}}} \quad (5.23)$$

où $(Chl : N)_\varphi^{max}$ est le rapport maximum chlorophylle sur azote dans le phytoplancton φ . Le terme asymptotique en $(Chl : N)_\varphi$, $\frac{1 - \frac{(Chl:N)_\varphi}{(Chl:N)_\varphi^{max}}}{1.05 - \frac{(Chl:N)_\varphi}{(Chl:N)_\varphi^{max}}}$, représente l'effet rétroactif de l'azote absorbé sur la synthèse de la chlorophylle : lorsque $(Chl : N)_\varphi$ atteint $(Chl : N)_\varphi^{max}$, la cellule n'a plus besoin de fabriquer de chlorophylle. On voit ici que la synthèse de la chlorophylle dans la cellule phytoplanctonique dépend directement de la capacité du phytoplancton à absorber l'azote, nécessaire à la fabrication des protéines impliquées dans la synthèse de la chlorophylle. Les niveaux des concentrations d'ammonium et de nitrate dans le milieu environnant auront donc un effet de contrôle sur la quantité de chlorophylle produite.

5.1.8 La mortalité naturelle

La mortalité naturelle représente essentiellement la mortalité causée par les attaques virales. Ce processus produit des particules de petite taille (D_P). La mortalité naturelle du phytoplancton φ est proportionnelle à la concentration, et fonction de la température, comme la production primaire brute (equation 5.1) :

$$mortphy(\varphi, X) = \tau_{mort,\varphi} \times f_{T,ppb}(T) \times \varphi^X \quad (5.24)$$

où $\tau_{mort,\varphi}$ est le coefficient de mortalité naturelle du phytoplancton φ .

5.2 Le zooplancton

Le modèle de zooplancton est adapté du modèle développé par *Anderson and Pondaven* [2003], utilisé plus récemment par *Raick et al.* [2005] pour la mer Ligure. La prédation (*predzoo*), l'égestion (*egezoo*), le *messy feeding* (*messyfeed*) l'excrétion (*excrzoo*), la respiration (*respzoo*) et la mortalité (*mortzoo*) sont les principaux processus qui régissent le fonctionnement des trois groupes zooplanctoniques.

Le zooplancton ingère du phytoplancton, des bactéries, des détritits, et du zooplancton (cannibalisme). Une catégorie de zooplancton ingère préférentiellement les proies des catégories plus petites d'un ou de deux ordres [*Parsons et al.*, 1984], suivant une loi de type "Michaelis-Menten" (Holling II, voir par exemple *Gentleman et al.* [2003]). Lorsqu'un zooplancton mange une proie, une partie de cette proie n'est pas totalement ingurgitée et se retrouve sous forme organique dissoute dans le milieu extérieur : c'est le *messy feeding*. Dans la quantité ingérée, une partie est rejetée sous forme de détritits lors de l'égestion. Une autre partie du carbone ingéré est rejetée sous forme inorganique lors de la respiration. L'excrétion permet au zooplancton de maintenir constante sa composition interne, c'est à dire les différents ratios $(X : C)_Z$, en excréant de la matière inorganique dissoute, et détermine la croissance du zooplancton. La mortalité est une fonction quadratique de la concentration du zooplancton, et produit des détritits (grande et petite tailles).

Dans tout le paragraphe 5.2, Z désigne une groupe zooplanctonique générique, et le terme P désigne une proie générique du zooplancton.

5.2.1 La prédation

La prédation zooplanctonique sur le zooplancton de taille inférieure, le phytoplancton, les bactéries et les petites particules, est du type Holling II [*Gentleman et al.*, 2003]. La prédation zooplanctonique par le groupe Z sur le groupe P pour l'élément X est :

$$predzoo(Z, P, X) = \frac{\gamma_Z \times \psi_{Z,P} \times (P^c)^2 \times \frac{P^X}{P^C} \times Z^C}{k_Z \times \left(\sum_P \psi_{Z,P} \times P^C \right) + \sum_P \psi_{Z,P} \times (P^c)^2} \quad (5.25)$$

où :

- la constante $\gamma_{Z,P}$ est le taux de prédation du zooplancton Z ,
- la constante $\psi_{Z,P}$ est la préférence (en %) du zooplancton Z pour la proie P , avec $\sum_P \psi_{Z,P} = 1$,

- la constante k_Z est la constante de demi-saturation de prédation du zooplancton Z .

Tout ce qui est consommé par le zooplancton est la somme sur l'ensemble des proies : $\sum_P \text{predzoo}(Z, P, X)$.

5.2.2 Le *messy feeding*

La prédation produit des déchets qui ne sont pas assimilés. Il s'agit de la déstructuration des proies avant leur consommation (voir e.g. *Anderson and Ducklow [2001]*). Les détritiques produits alimentent le stock de matière organique dissoute :

$$\text{messyfeed}(Z, X) = \sum \phi_Z \times \text{predzoo}(Z, P, X) \quad (5.26)$$

où $\phi_Z \in [0, 1]$ est la constante liée au terme de *messy feeding*.

5.2.3 L'égestion

Une partie de la nourriture ingérée par le zooplancton est égestée, c'est à dire rejetée sous forme de pelotes fécales et autres détritiques dans le milieu ambiant :

$$\text{egezoo}(Z, P, X) = \sum_P (1 - \epsilon_Z) \times (1 - \phi_Z) \times \text{predzoo}(Z, P, X) \quad (5.27)$$

où la constante $\epsilon_Z \in [0, 1]$ est l'efficacité d'assimilation (la part de nourriture servant effectivement à la croissance). La quantité non absorbée est donnée par la constante $(1 - \epsilon_Z)$ dans l'équation ci-dessus et vient alimenter les stocks de petits détritiques. Finalement, la partie effectivement assimilée est égale à la différence entre ce qui a été consommé et ce qui n'a pas été absorbé du fait de l'égestion et du *messy feeding* : $\epsilon_Z \times (1 - \phi_P) \times \text{predzoo}(Z, P, X)$.

Remarque : L'élément silicium et la chlorophylle sont des cas particuliers car ils ne sont pas des constituants du zooplancton. Par conséquent, ces deux variables sont entièrement rejetées lors de l'égestion et ont donc une efficacité d'assimilation nulle. Contrairement à l'égestion de carbone, d'azote, de phosphore et de chlorophylle, qui ne produit que des détritiques de petite taille, l'égestion de silicium produit des détritiques de petite et grande tailles, dans des proportions constantes : $\text{psmopege}_{Si} \times \text{egezoo}(Z, P, Si)$ pour les petits détritiques et $(1 - \text{psmopege}_{Si}) \times \text{egezoo}(Z, P, Si)$ pour les grands détritiques.

5.2.4 La respiration basale

En respirant, le zooplancton perd une partie de la matière organique assimilée sous forme de dioxyde de carbone :

$$\text{respzoo}(Z) = k_{\text{resp},Z} \times \sum_P \epsilon_Z \times (1 - \phi_P) \times \text{predzoo}(Z, P, C) \quad (5.28)$$

où $k_{\text{resp},Z}$, le coût respiratoire du zooplancton Z , est constant.

5.2.5 L'excrétion et la respiration

Le rejet de matière inorganique dissoute par le zooplancton se fait par excrétion et est fonction de composition interne du zooplancton (*Anderson and Pondaven [2003]*). Sous certaines conditions (carbone excédentaire), une respiration supplémentaire à la respiration basale peut se produire et le zooplancton rejette alors du CO_2 . Ces processus interviennent après l'absorption de la nourriture. Seule la partie assimilée et non respirée, égale à :

$$\text{nourzoo}(Z, X) = \sum_P \epsilon_Z \times (1 - \phi_Z) \times \text{predzoo}(Z, P, X) \quad (\times (1 - k_{\text{resp},Z}) \text{ pour } X = C) \quad (5.29)$$

peut être excrétée. Le processus d'excrétion permet au zooplancton d'ajuster la composition de ce qu'il a ingéré à ses besoins : si cette composition ne correspond pas à la composition du zooplancton, il y a excrétion de matière inorganique dissoute. L'ajustement se fait par rapport à l'élément plus limitant. Les ratios $(N : C)_{\text{nour}} = \frac{\text{nourzoo}(Z,N)}{\text{nourzoo}(Z,C)}$ et $(P : C)_{\text{nour}} = \frac{\text{nourzoo}(Z,P)}{\text{nourzoo}(Z,C)}$ de la nourriture assimilée et non respirée sont calculés et comparés à ceux du zooplancton.

On distingue deux cas :

1. L'élément le plus limitant est le carbone. Cela correspond au cas $(N : C)_{\text{nour}} > (N : C)_Z$ et $(P : C)_{\text{nour}} > (P : C)_Z$. Il y a alors excrétion d'azote et de phosphore sous forme inorganique dissoute (respectivement ammonium et phosphate), afin d'ajuster les ratios de la matière absorbée aux ratios (constants) du zooplancton :

$$\text{excrzoo}(Z, X) = \text{nourzoo}(Z, X) - (X : C)_Z \times \text{nourzoo}(Z, C), \quad X \in \{N, P\} \quad (5.30)$$

2. La nourriture est excédentaire en carbone et l'élément limitant est $X_1 = N$ ou P , déterminé par $\min_{X \in \{N, P\}} \left(\frac{(X:C)_{\text{nour}}}{(X:C)_Z} \right)$ et $\frac{(X_1:C)_{\text{nour}}}{(X_1:C)_Z} < 1$. Le zooplancton rejette alors $X_2 \neq X_1$ sous forme dissoute (ammonium ou phosphate) et du dioxyde de carbone :

$$\begin{cases} \text{excrzoo}(Z, X_2) &= \text{nourzoo}(Z, X_2) - \frac{(X_2:C)_Z}{(X_1:C)_Z} \times \text{nourzoo}(Z, X_1) \\ \text{excrzoo}(Z, C) &= \text{nourzoo}(Z, C) - \frac{1}{(X_1:C)_Z} \times \text{nourzoo}(Z, X_1) \end{cases} \quad (5.31)$$

5.2.6 La mortalité par prédation

Ce processus traduit la mortalité du zooplancton à la suite de la prédation des échelons trophiques supérieurs (poissons, filtreurs, larves pélagiques ...), ainsi que la mortalité naturelle. Il produit des grandes ou petites particules organiques en proportions constantes, et constitue la fermeture du modèle biogéochimique.

$$\begin{cases} \text{mortzoo}(Z, C) &= \tau_{\text{mort},Z} \times (Z^C)^2 \\ \text{mortzoo}(Z, X) &= \tau_{\text{mort},Z} \times (X : C)_Z \times (Z^C)^2 \\ \text{mortzooDP}(Z, X) &= \text{psmopzoo}_Z \times \text{mortzoo}(Z, X) \\ \text{mortzooDG}(Z, X) &= (1 - \text{psmopzoo}_Z) \times \text{mortzoo}(Z, X) \end{cases} \quad (5.32)$$

où la constante $\tau_{\text{mort},Z}$ représente le taux de mortalité du zooplancton Z , et la constante psmopzoo_Z la fraction qui part en petits détrit.

5.3 Le compartiment bactérien

La représentation du compartiment bactérien utilisée dans ce travail est une adaptation avancée du modèle de *Anderson and Pondaven* [2003]. En effet, ce modèle prenait uniquement en compte une limitation de la croissance bactérienne en carbone et azote, à laquelle a été ajoutée une limitation potentielle en phosphore. Les bactéries consomment en priorité la matière organique dissoute (MOD) labile. De plus, en cas de déficit en NOD et/ou en POD, elles consomment des sels nutritifs (ammonium et/ou phosphate). Elles peuvent jouer également le rôle de "re-minéralisateurs" en excréant dans certaines conditions des nutriments. L'excrétion, l'absorption de sels nutritifs et la respiration leur permettent de contrôler leur stoechiométrie, qui reste constante. La mortalité des bactéries produit de la matière organique dissoute. Les processus qui déterminent la dynamique du compartiment bactérien sont l'absorption de matière organique dissoute ($absBmod$), l'absorption de sels nutritifs ($absBmid$), l'excrétion de matière inorganique dissoute ($excrBmid$), la respiration ($respB$) et la mortalité ($mortB$).

5.3.1 L'absorption de matière organique dissoute

Pour le carbone, l'azote et le phosphore organiques dissous ($X \in \{C, N, P\}$), la quantité de MOD absorbée est donnée par :

$$absBmod(X) = V_{B,max} \times \left(\frac{MOD^C}{MOD^C + K_{B,MOD}} \right) \times \frac{MOD^X}{MOD^C} \times B^C \quad (5.33)$$

où

- B^C est le contenu en carbone dans les bactéries,
- MOD^C est la concentration ambiante en carbone organique dissous,
- MOD^X est la concentration ambiante en élément X organique dissous,
- $V_{B,max}$ est le taux maximal d'absorption de MOD, constant,
- $K_{B,MOD}$ est la constante de demi-saturation de l'absorption de la MOD.

5.3.2 La croissance bactérienne

Le taux de croissance bactérienne, $\omega_{B,G}$, s'exprime en fonction de l'absorption de carbone organique dissous et de l'efficacité de croissance bactérienne, $\epsilon_{G,B}$ (définie comme une constante) :

$$\omega_B = \epsilon_{G,B} \times absBmod(C) \quad (5.34)$$

5.3.3 L'absorption et l'excrétion de matière inorganique dissoute

Comme pour le zooplancton, les bactéries ont des ratios $(X : C)_B$ constants, avec $X = P$ ou N . En fonction des ratios correspondants de la matière organique dissoute absorbée, décrite dans 5.3.1, les bactéries absorbent ou excrètent des sels nutritifs (ammonium et/ou phosphate) et/ou respirent (rejet de CO_2). Les ratios de la "nourriture" sont calculés à partir de l'absorption de MOD et de la croissance bactérienne :

$$(X : C)_{nour} = \frac{absBmod(X)}{\epsilon_{G,B} absBmod(C)} \quad \text{pour } X \in \{N, P\} \quad (5.35)$$

Par ailleurs, l'absorption de nutriments ne peut être supérieure à la valeur donnée par une fonction similaire à la fonction d'absorption de MOD :

$$absBmax(X) = V_{B,max} \times (X : C)_B \times \Lambda_\nu(\nu) \times B^C \quad (5.36)$$

où $\Lambda_\nu(\nu)$ est un terme Michaëlien de limitation lié à la disponibilité en nutriment ν correspondant à l'élément X (par exemple l'ammonium ν_2 pour l'azote N), exprimé en fonction de la concentration en nutriment, ν^e , et de la constante de demi-saturation de l'absorption du nutriment ν , $K_{B,\nu}$:

$$\Lambda_\nu(\nu) = \frac{\nu^e}{\nu^e + K_{B,\nu}} \quad (5.37)$$

On distingue donc trois cas :

1. L'élément le plus limitant est le carbone. Cela correspond au cas $(N : C)_{nour} > (N : C)_B$ et $(P : C)_{nour} > (P : C)_B$. Il y a alors excrétion d'ammonium et phosphate, afin d'ajuster les ratios de la matière absorbée aux ratios (constants) de la bactérie. En revanche, il n'y a pas de rejet de CO_2 , la croissance ne change pas.

$$\begin{cases} excrB(X) & = absBmod(X) - \epsilon_{G,B} \times absBmod(C) \times (X : C)_B & \text{pour } X \in \{N, P\} \\ absBmid(X) & = 0 & \text{pour } X \in \{N, P\} \\ \omega_B & = \epsilon_{G,B} \times absBmod(C) \end{cases} \quad (5.38)$$

2. La nourriture est déficitaire en X_1 avec $X_1 = P$ ou N , et l'élément X_2 , avec $X_1 \neq X_2 = N$ ou P , est excédentaire. En revanche, il existe un déficit en carbone par rapport à l'élément X_2 . Cela correspond à $(X_1 : C)_{nour} \leq (X_1 : C)_B$ et $(X_2 : C)_{nour} > (X_2 : C)_B$. Les bactéries excrètent alors l'élément X_2 sous sa forme inorganique dissoute (ammonium ou phosphate), et absorbent l'élément X_1 sous forme dissoute également (ammonium ou phosphate). La fixation de carbone est réduite et la croissance bactérienne est déterminée directement par l'absorption totale de l'élément limitant X_1 , sous forme dissoute et organique.

$$\begin{cases} absBmid(X_1) & = \min [absBmax(X_1), \epsilon_{G,B} \times absBmod(C) \times (X_1 : C)_B - absBmod(X_1)] \\ excrB(X_1) & = 0 \\ absBmid(X_2) & = 0 \\ excrB(X_2) & = absBmod(X_2) - \epsilon_{G,B} \times absBmod(C) \times (X_2 : C)_B \\ \omega_B & = \frac{absBmod(X_1) + absBmid(X_1)}{(X_1 : C)_B} \\ absBmod(C) & = \frac{\omega_B}{\epsilon_{G,B}} \end{cases} \quad (5.39)$$

3. La nourriture est déficitaire à la fois en azote et phosphore, et X_1 est l'élément le plus limitant, avec $X_1 = N$ ou P . Cela correspond à $(X_1 : C)_{nour} \leq (X_1 : C)_B$ et $(X_2 : C)_{nour} \leq (X_2 : C)_B$ et $(X_2 : X_1)_{nour} \leq (X_2 : X_1)_B$. Les bactéries absorbent à la fois du phosphate et de l'ammonium, dans des proportions déterminées en fonction de X_1 , mais aussi de l'absorption maximale possible de chacun des deux éléments. L'absorption de carbone est également réduite et la croissance bactérienne est déterminée en fonction de l'absorption de l'élément X_1 , sous forme dissoute et organique. On calcule d'abord :

$$Y = \min [absBmax(X_1), \epsilon_{G,B} \times absBmod(X_1) \times (X_1 : C)_B - absBmod(X_1)]$$

Alors,

$$\left\{ \begin{array}{l} absBmid(X_2) = \min [absBmax(X_2), (Y + absBmod(X_1)) \times (X_2 : X_1)_B - absBmod(X_2)] \\ excrB(X_2) = 0 \\ absBmid(X_1) = \min [Y, (absBmid(X_2) + absBmod(X_2)) \times (X_1 : X_2)_B - absBmod(X_1)] \\ excrB(X_1) = 0 \\ \omega_B = \frac{(absBmod(X_1) + absBmid(X_1))}{(X_1 : C)_B} \\ absBmod(C) = \frac{\omega_B}{\epsilon_{G,B}} \end{array} \right. \quad (5.40)$$

5.3.4 La respiration bactérienne

En respirant, la bactérie rejette du CO₂. La respiration bactérienne est directement liée à la croissance bactérienne :

$$respB = \frac{1 - \epsilon_{G,B}}{\epsilon_{G,B}} \times \omega_B \quad (5.41)$$

5.3.5 La mortalité bactérienne

Les attaques virales sont à l'origine d'une grande partie de la mortalité bactérienne [Bratbak et al., 1992]. Ce processus entraîne une libération de MOD (C , N et P) dans le milieu ambiant. Cette mortalité est prise en compte par la fonction suivante :

$$mortB(X) = \tau_{mort,B} \times B^C \times (X : C)_B \quad (5.42)$$

où $\tau_{mort,B}$ est le taux de mortalité naturelle des bactéries.

5.4 La reminéralisation de la matière organique particulaire

La reminéralisation de la MOP (D) en MOD (pour C , N et P et Chl) et en MID (pour Si) est due à l'activité bactérienne qui intervient dans la colonne d'eau, et qui est représentée ici de façon implicite :

$$rem(X, D) = \tau_{rem,X} \times f_{T,rem}(T) \times D^X \quad (5.43)$$

où la constante $\tau_{rem,X}$ est le taux de reminéralisation de la variable reminéralisée et $f_{T,rem}(T)$ est une fonction empirique de régulation du processus par la température :

$$f_{T,rem}(T) = Q10_{rem}^{\left(\frac{T - T_{ref}}{T_{ref}}\right)} \quad (5.44)$$

$Q10_{rem}$ est une constante et T_{ref} est la température de référence au-delà de laquelle $f_{T,rem}(T) > 1$.

5.5 La nitrification

La nitrification est la transformation bactérienne de l'ammonium en nitrate.

$$nitrif = \tau_{nitrif} \times f_{T,nitrif}(T) \times f_E(E) \times \nu_2^c \quad (5.45)$$

où la constante τ_{nitrif} est le taux maximum de nitrification à 0°C, $f_{T,nitrif}(T)$ est une fonction de régulation par la température et $f_E(E)$ est la fonction de régulation par la lumière disponible à une profondeur Z donnée. On a :

$$f_E(E) = \left(1 - \frac{E_{PAR}(Z)}{E_{PAR}(0)}\right) \quad (5.46)$$

et

$$f_{T,nitrif}(T) = Q10_{nitrif}^{\left(\frac{T-T_{nitrif}}{T_{nitrif}}\right)} \quad (5.47)$$

où $Q10_{nitrif}$ est une constante empirique et T_{nitrif} est la température de référence au-delà de laquelle $f_{T,nitrif}(T) > 1$.

5.6 Mise en équation des processus et de leurs interactions

Les processus biogéochimiques détaillés dans les paragraphes précédents et leur formulation mathématique sont utilisés dans ce paragraphe pour décrire de façon formelle les interactions entre les différentes variables d'état. Les valeurs des constantes utilisées sont données dans le Tab. 5.1.

5.6.1 Le phytoplancton ($\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$)

Pour le carbone :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varphi_i^C}{\partial t} = & ppb(\varphi_i) \\ & - \sum_{j \in [1,2,3]} predzoo(Z_j, \varphi_i, C) \\ & - exuC(\varphi_i) \\ & - respphyC(\varphi_i) \\ & - \sum_{j \in [1,2,3,4]} respphySN(\varphi_i, \nu_j) \\ & - mortphy(\varphi_i, C) \end{aligned} \quad (5.48)$$

Pour $X \in [N, P, Si]$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varphi_i^X}{\partial t} = & absphyX(X, \varphi_i) \\ & - \sum_{j \in [1,2,3]} predzoo(Z_j, \varphi_i, X) \\ & - exuX(X, \varphi_i) \\ & - mortphy(\varphi_i, X) \end{aligned} \quad (5.49)$$

Pour la chlorophylle :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varphi_i^{Chl}}{\partial t} = & \text{synthchl}(\varphi_i) \\ & - \sum_{j \in [1,2,3]} \text{predzoo}(Z_j, \varphi_i, Chl) \\ & - \text{mortphy}(\varphi_i, Chl) \end{aligned} \quad (5.50)$$

5.6.2 Le zooplancton (Z_1, Z_2, Z_3)

$$\begin{aligned} \frac{\partial Z_i^C}{\partial t} = & \sum_{P \in \{Z, P, B, D\} / P \neq Z_i} \text{predzoo}(Z_i, \varphi, C) \\ & - \text{respzoo}(Z_i, C) \\ & - \text{messyfeed}(Z_i, C) \\ & - \text{egezoo}(Z_i, C) \\ & - \text{excrzoo}(Z_i, C) \\ & - \text{mortzoo}(Z_i, C) \\ & - \sum_{j \in [1,2,3] / j \neq i} \text{predzoo}(Z_j, Z_i, C) \end{aligned} \quad (5.51)$$

5.6.3 Les bactéries (B)

$$\begin{aligned} \frac{\partial B^C}{\partial t} = & - \sum_{j \in [1,2,3]} \text{predzoo}(Z_j, B, C) \\ & + \omega_B \\ & - \text{mort}B(C) \end{aligned} \quad (5.52)$$

5.6.4 La matière organique particulaire de petite taille (D_P)

Pour $X \in [C, N, P]$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial D_P^X}{\partial t} = & - \sum_{j \in [1,2,3]} \text{predzoo}(Z_j, D_P, X) \\ & + \sum_{j \in [1,2,3]} \text{egezoo}(Z_j, X) \\ & + \sum_{j \in [1,2,3]} \text{mortzoo}DP(Z_j, X, D_P) \\ & + \sum_{j \in [1,2,3]} \text{mortphy}(\varphi_j, X) \\ & - \text{rem}(X, D_P) \end{aligned} \quad (5.53)$$

Pour le silicium :

$$\begin{aligned} \frac{\partial D_P^{Si}}{\partial t} = & \text{psmopege}_{Si} \times \sum_{j \in [1,2]} \text{egezoo}(Z_j, Si) \\ & + \text{mortphy}(\varphi_1, Si) \\ & - \text{rem}(Si, D_P) \end{aligned} \quad (5.54)$$

Pour la chlorophylle :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial D_P^{Chl}}{\partial t} = & - \sum_{j \in [1,2,3]} predzoo(Z_j, D_P, Chl) \\
 & + \sum_{j \in [1,2,3]} egezoo(Z_j, Chl) \\
 & + \sum_{j \in [1,2,3]} mortphy(\varphi_j, Chl) \\
 & - rem(Chl, D_P)
 \end{aligned} \tag{5.55}$$

5.6.5 La matière organique particulaire de grande taille (D_G)

Pour $X \in [C, N, P]$:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial D_G^X}{\partial t} = & - \sum_{j \in [1,2,3]} predzoo(Z_j, D_G, X) \\
 & + \sum_{j \in [1,2,3]} mortzooDG(Z_j, X) \\
 & - rem(X, D_G)
 \end{aligned} \tag{5.56}$$

Pour le silicium :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial D_G^{Si}}{\partial t} = & (1 - psmopeges_i) \times \sum_{j \in [1,2]} egezoo(Z_j, Si) \\
 & - rem(Si, D_G)
 \end{aligned} \tag{5.57}$$

5.6.6 La matière organique dissoute (MOD)

Pour le carbone :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial MOD^C}{\partial t} = & \sum_{j \in [1,2,3]} messyfeed(Z_j, C) \\
 & + \sum_{j \in [1,2,3]} exuC(\varphi_j) \\
 & - absBmod(C) \\
 & + mortB(C) \\
 & + rem(C, D_P) + rem(C, D_G)
 \end{aligned} \tag{5.58}$$

Pour N et P :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial MOD^X}{\partial t} = & \sum_{j \in [1,2,3]} messyfeed(Z_j, X) \\
 & + \sum_{j \in [1,2,3]} exuX(X, \varphi_j) \\
 & - absBmod(X) \\
 & + mortB(X) \\
 & + rem(X, D_P) + rem(X, D_G)
 \end{aligned} \tag{5.59}$$

5.6.7 Les sels nutritifs ($\nu_1, \nu_2, \nu_3, \nu_4$)

Pour le nitrate :

$$\frac{\partial \nu_1^e}{\partial t} = \text{nitri}f - \sum_{j \in [1,2,3]} \text{absphySN}(\nu_1, \varphi_j) \quad (5.60)$$

Pour l'ammonium :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \nu_2^e}{\partial t} = & \sum_{j \in [1,2,3]} \text{excrzoo}(Z_j, \nu_2) \\ & + \text{excr}B(N) \\ & - \text{nitri}f \\ & - \sum_{j \in [1,2,3]} \text{absphySN}(\nu_2, \varphi_j) \\ & - \text{abs}B\text{mid}(N) \end{aligned} \quad (5.61)$$

Pour le phosphate :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \nu_3^e}{\partial t} = & \sum_{j \in [1,2,3]} \text{excrzoo}(Z_j, \nu_3) \\ & + \text{excr}B(P) \\ & - \sum_{j \in [1,2,3]} \text{absphySN}(\nu_3, \varphi_j) \\ & - \text{abs}B\text{mid}(P) \end{aligned} \quad (5.62)$$

Pour les silicates :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \nu_4^e}{\partial t} = & \text{exu}X(Si, \varphi_1) \\ & - \text{absphySN}(\nu_4, \varphi_1) \\ & + \text{rem}(Si, D_P) + \text{rem}(Si, D_G) \end{aligned} \quad (5.63)$$

TAB. 5.1: Signification, unité, valeur et références utilisées pour les différents paramètres du modèle biogéochimique

Symbole	Définition	Unité	Valeurs			Références
PHYTOPLANCTON			φ_1 (diat.)	φ_2 (nano)	φ_3 (pico)	
$a_{chl,\varphi}$	Coefficient d'absorption spécifique de la chlorophylle	$m^2 \cdot mgChl^{-1}$	$1.2 \cdot 10^{-2}$	$2.1 \cdot 10^{-2}$	$3.8 \cdot 10^{-2}$	2
$\Phi_{max,\varphi}$	Rendement quantique maximal	$mmolC \cdot J^{-1}$	$3.0 \cdot 10^{-4}$	$2.4 \cdot 10^{-4}$	$1.8 \cdot 10^{-4}$	c,1,2,3
τ_φ	Temps de renouvellement des photosystèmes de type II	s	$3.3 \cdot 10^{-3}$	$2.0 \cdot 10^{-3}$	$1.25 \cdot 10^{-3}$	c,4
σ_φ	Section efficace des photosystèmes de type II	$m^2 \cdot J^{-1}$	9	12	18	c,3,5
$k_{d,\varphi}$	Constante d'endommagement des photosystèmes de type II	-	$2.6 \cdot 10^{-8}$	$2.6 \cdot 10^{-8}$	$2.6 \cdot 10^{-8}$	6
$k_{r,\varphi}$	Constante de réparation des photosystèmes de type II	s^{-1}	$2.0 \cdot 10^{-4}$	$2.0 \cdot 10^{-4}$	$2.0 \cdot 10^{-4}$	6
T_1	Température 1 dans la fonction de régulation de la photosynthèse par la température	$^\circ C$	20	20	20	24
T_2	Température 2 dans la fonction de régulation de la photosynthèse par la température	$^\circ C$	10	10	10	24
$Q10_{ppb}$	Constante dans la fonction de régulation de la photosynthèse par la température	-	2.0	2.0	2.0	10
$\beta_{N,\varphi}$	Constante dans la fonction de quota pour l'azote	-	0.002	0.0072	-	39
$\beta_{P,\varphi}$	Constante dans la fonction de quota pour le phosphore	-	0.0005	0.0002	-	c
$\beta_{Si,\varphi}$	Constante dans la fonction de quota pour le silicium	-	0.004	-	-	c
$k_{resp,\varphi}$	Coût respiratoire	-	0.20	0.25	0.30	c,10,19,20
$K_{\nu_1,\varphi}$	Constante de demi-saturation de l'absorption du nitrate	$mmolN \cdot m^{-3}$	1.0	0.7	0.5	c,21,22
$K_{\nu_2,\varphi}$	Constante de demi-saturation de l'absorption de l'ammonium	$mmolN \cdot m^{-3}$	0.7	0.3	0.1	c,21
$K_{\nu_3,\varphi}$	Constante de demi-saturation de l'absorption du phosphate	$mmolP \cdot m^{-3}$	$5.0 \cdot 10^{-2}$	$1.5 \cdot 10^{-2}$	$5.0 \cdot 10^{-3}$	c,13,15
$K_{\nu_4,\varphi}$	Constante de demi-saturation de l'absorption du silicate	$mmolSi \cdot m^{-3}$	1.2	-	-	c,23,24
Inh	Constante d'inhibition de l'absorption de nitrate par l'ammonium	$mmolN \cdot m^{-3}$	-	0.578	0.578	22
K_{Inh}	Constante d'inhibition de l'absorption de nitrate par l'ammonium	-	-	0.82	0.82	22
$(N : C)_\varphi^{min}$	Quota minimal $N : C$	$molN \cdot molC^{-1}$	$5.0 \cdot 10^{-2}$	$7.2 \cdot 10^{-2}$	$1.145 \cdot 10^{-1}$	7,8,9,10,11,12
$(N : C)_\varphi^{max}$	Quota maximal $N : C$	$molN \cdot molC^{-1}$	$2.0 \cdot 10^{-1}$	$1.26 \cdot 10^{-1}$	$2.29 \cdot 10^{-1}$	7,9,10,13
$(P : C)_\varphi^{min}$	Quota minimal $P : C$	$molP \cdot molC^{-1}$	$5.0 \cdot 10^{-3}$	$2.0 \cdot 10^{-3}$	$3.4 \cdot 10^{-3}$	9,13,14,15
$(P : C)_\varphi^{max}$	Quota maximal $P : C$	$molP \cdot molC^{-1}$	$2.0 \cdot 10^{-2}$	$5.0 \cdot 10^{-3}$	$6.8 \cdot 10^{-3}$	7,9,14,15
$(Si : C)_\varphi^{min}$	Quota minimal $Si : C$	$molSi \cdot molC^{-1}$	$4.0 \cdot 10^{-2}$	-	-	11,12,15
$(Si : C)_\varphi^{max}$	Quota maximal $Si : C$	$molSi \cdot molC^{-1}$	$1.36 \cdot 10^{-1}$	-	-	12,15
$(Chl : N)_\varphi^{max}$	Quota maximal $Chl : N$	$gChl \cdot molN^{-1}$	2.3	2.3	2.3	10,11,16,17,20
$r_{\nu_1,\varphi}$	Coût respiratoire lié à l'absorption de nitrate	$molC \cdot molN^{-1}$	0.397	0.397	0.397	20
$r_{\nu_2,\varphi}$	Coût respiratoire lié à l'absorption d'ammonium	$molC \cdot molN^{-1}$	0.198	0.198	0.198	20
$r_{\nu_3,\varphi}$	Coût respiratoire lié à l'absorption de phosphate	$molC \cdot molP^{-1}$	0.155	0.155	0.155	20
$r_{\nu_4,\varphi}$	Coût respiratoire lié à l'absorption de silicate	$molC \cdot molSi^{-1}$	0.14	-	-	20
$\tau_{mort,\varphi}$	Taux de mortalité naturelle	s^{-1}	$1.17 \cdot 10^{-6}$	$1.5 \cdot 10^{-6}$	$2.0 \cdot 10^{-6}$	c,21,25,26
ZOOPLANCTON			Z_1 (méso)	Z_2 (micro)	Z_3 (nano)	
γ_Z	Taux de prédation	s^{-1}	$1.5 \cdot 10^{-5}$	$2.0 \cdot 10^{-5}$	$4.5 \cdot 10^{-5}$	c,24,27,28,29,30
ψ_{Z,φ_1}	Préférence pour les diatomées	-	0.45	0.20	0	c
ψ_{Z,φ_2}	Préférence pour le nanophytoplancton	-	0	0.25	0	c
ψ_{Z,φ_3}	Préférence pour les picophytoplancton	-	0	0.06	0.65	c

TAB. 5.1: Suite

Symbole	Définition	Unité	Valeurs			Références
ψ_{Z,Z_2}	Préférence pour le microzooplancton	-	0.50	0.12	0	c
ψ_{Z,Z_3}	Préférence pour le nanozooplancton	-	0	0.25	0	c
$\psi_{Z,B}$	Préférence pour les bactéries	-	0	0.08	0.35	c
$\psi_{Z,DP}$	Préférence pour les petits détrit	-	0.05	0.04	0	c
$\psi_{Z,DG}$	Préférence pour les grands détrit	-	0	0	0	c
k_Z	Constante de demi-saturation de la prédation	mmolC.m ⁻³	20.0	8.5	5.0	c,30,31,32,33
ϕ_Z	Constante de messy feeding	-	0.23	0.23	0.23	30
ϵ_Z	Efficacité d'assimilation	-	0.60	0.60	0.60	c,24,30
$psmopege_{Si}$	Proportion de l'égestion de silice produisant des petits détrit	-	0.25	-	-	c,24,30
$k_{resp,Z}$	Coût respiratoire	-	0.20	0.20	0.20	24
$(N : C)_Z$	Quota $N : C$	molN.molC ⁻¹	0.18	0.18	0.18	24,31
$(P : C)_Z$	Quota $P : C$	molP.molC ⁻¹	1.30 10 ⁻²	1.30 10 ⁻²	1.30 10 ⁻²	18,34
$\tau_{mort,Z}$	Taux de mortalité	m ³ .s ⁻¹ .mmolC ⁻¹	3.0 10 ⁻⁷	1.0 10 ⁻⁶	1.3 10 ⁻⁶	c,26
$psmpzoo_Z$	Proportion de petits détrit produits par la mortalité	-	0.5	1.0	1.0	c
BACTERIES						
$V_{B,max}$	Taux maximal d'absorption de MOD	s ⁻¹	5.0 10 ⁻⁵			c,21
$K_{B,MOD}$	Constante de demi-saturation de l'absorption de MOD	mmolC.m ⁻³	25.0			29
K_{B,ν_2}	Constante de demi-saturation de l'absorption d'ammonium	mmolN.m ⁻³	0.20			21,30,35
K_{B,ν_3}	Constante de demi-saturation de l'absorption de phosphate	mmolP.m ⁻³	7.0 10 ⁻³			40
$\epsilon_{G,B}$	Efficacité de croissance	-	0.14			24
$(N : C)_B$	Quota $N : C$	molN.molC ⁻¹	0.232			24,30,35
$(P : C)_B$	Quota $P : C$	molN.molP ⁻¹	0.022			35
$\tau_{mort,B}$	Taux de mortalité	s ⁻¹	6.9 10 ⁻⁷			21,24
DIVERS						
$\tau_{rem,C}$	Taux de reminéralisation du carbone	s ⁻¹	5.0 10 ⁻⁷			26,27
$\tau_{rem,N}$	Taux de reminéralisation de l'azote	s ⁻¹	6.0 10 ⁻⁷			26,27
$\tau_{rem,P}$	Taux de reminéralisation du phosphore	s ⁻¹	7.0 10 ⁻⁷			36,27
$\tau_{rem,Si}$	Taux de reminéralisation du silicium	s ⁻¹	5.78 10 ⁻⁸			27,34
$\tau_{rem,Chl}$	Taux de reminéralisation de la chlorophylle	s ⁻¹	1.16 10 ⁻⁶			c
$Q_{10,rem}$	Constante dans la fonction de régulation de la reminéralisation	-	2			28
T_{rem}	Température dans la fonction de régulation de la reminéralisation	°C	10			28
τ_{nitri}	Taux de nitrification	s ⁻¹	5.91 10 ⁻⁷			27,38
$Q_{10,nitri}$	Constante dans la fonction de régulation de la nitrification	-	2.37			33
T_{nitri}	Température dans la fonction de régulation de la nitrification	°C	10			28
w_{sed,φ_1}	Vitesse de chute du microphytoplancton	m.s ⁻¹	8.0 10 ⁻⁶			21,24
$w_{sed,DP}$	Vitesse de chute des petits détrit	m.s ⁻¹	1.157 10 ⁻⁵			c
$w_{sed,DG}$	Vitesse de chute des grands détrit	m.s ⁻¹	2.9 10 ⁻⁴			c

(c) calibration, (1) *Babin et al.* [1996], (2) *Claustre et al.* [2005], (3) *Moore et al.* [2003], (4) *Laney et al.* [2005], (5) *Gorbunov et al.* [1999], (6) *Oliver et al.* [2003], (7) *Heldal et al.* [2003], (8) *Lourenço et al.* [1998], (9) *Riegman et al.* [2000], (10) *Soetaert et al.* [2001], (11) *Geider et al.* [1998], (12) *Lee et al.* [2002], (13) *Timmermans et al.* [2005], (14) *Bertilsson et al.* [2003], (15) *Sarthou et al.* [2005], (16) *Lefèvre et al.* [2003], (17) *Van den Meersche et al.* [2004], (18) *Moore et al.* [2004], (19) *Parsons et al.* [1984], (20) *Thorndley and Cannell* [2000], (21) *Lacroix and Grégoire* [2002], (22) *Harrison et al.* [1996], (23) *Tusseau-Vuillemin et al.* [1998], (24) *Raick et al.* [2005], (25) *Jorgensen et al.* [1991], (26) *Fasham et al.* [2006], (27) *Mongin et al.* [2003], (28) *Allen et al.* [2002], (29) *Aumont et al.* [2003], (30) *Anderson and Pondaven* [2003], (31) *Spitz et al.* [2001], (32) *Bernard and Rassoulzadegan* [1990], (33) *Kjorboe et al.* [1985], (34) *Vichi et al.* [2007], (35) *Lévy et al.* [1998a], (36) *Thingstad* [2003], (37) *Crispi et al.* [2002], (38) *Moore et al.* [2002], (39) *Caperon and Meyer* [1972], (40) *Thingstad et al.* [1993]

Chapitre 6

Le couplage entre le modèle de circulation SYMPHONIE et le modèle bigéochimique Eco3M-MED

Sommaire

6.1	Le principe du couplage	78
6.2	L'atténuation de la lumière	79
6.3	Les conditions aux limites	79
6.3.1	A la surface libre et au fond	79
6.3.2	A l'embouchure des fleuves	80
6.3.3	Aux frontières latérales ouvertes	80

6.1 Le principe du couplage

Nous avons présenté dans les chapitres 4 et 5 les modèles numériques de circulation océanique SYMPHONIE et biogéochimie marine Eco3M-MED. Le premier modèle permet de calculer l'évolution spatio-temporelle due à la circulation océanique (advection et diffusion) d'un traceur biogéochimique donné, par exemple la concentration en nitrate dans l'eau, dans un domaine tridimensionnel, à partir de la vitesse (u, v) et du coefficient de turbulence K_v détaillés dans le chapitre 4. En effet, l'évolution spatio-temporelle liée à la circulation océanique de la concentration dans l'eau d'un traceur biogéochimique, $C(x, y, z, t)$, est donnée par l'équation de conservation

$$\underbrace{\frac{\partial C}{\partial t}}_{\text{variation temporelle}} + \underbrace{\frac{\partial uC}{\partial x} + \frac{\partial vC}{\partial y} + \frac{\partial (w - w_{sed})C}{\partial z}}_{\text{advection}} = \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial C}{\partial z} \right)}_{\text{diffusion}} \quad (6.1)$$

Le terme w_{sed} supplémentaire dans le terme d'advection verticale par rapport aux équations 4.5 et 4.6 est lié au fait que certains groupes fonctionnels biogéochimiques (les détritiques et les diatomées par exemple), ont une vitesse de chute non nulle, w_{sed} .

Le second modèle permet de calculer l'évolution temporelle due aux processus biogéochimiques de la concentration d'un traceur en un point donné, $\left(\frac{dC}{dt} \right)_{bio}$, à partir des équations présentées dans le paragraphe 5.6. Coupler le modèle biogéochimique au modèle hydrodynamique permet alors de calculer l'évolution spatio-temporelle d'un tel traceur dans un domaine tridimensionnel. L'équation qui donne l'évolution spatio-temporelle de la concentration d'un traceur soumis aux processus physiques (advection et diffusion) et aux processus biogéochimiques est alors

$$\underbrace{\frac{\partial C}{\partial t}}_{\text{variation temporelle}} + \underbrace{\frac{\partial uC}{\partial x} + \frac{\partial vC}{\partial y} + \frac{\partial (w - w_{sed})C}{\partial z}}_{\text{advection}} = \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial C}{\partial z} \right)}_{\text{diffusion}} + \underbrace{\frac{\partial C}{\partial t}}_{\text{bio}} \quad (6.2)$$

Nous avons vu dans le chapitre 5 que certains processus biogéochimiques dépendent de la température T et du rayonnement solaire I_s : de même que la vitesse et le coefficient de diffusion verticale, ces variables sont également fournies par le modèle de circulation océanique.

D'un point de vue pratique, pour chaque variable d'état C du modèle biogéochimique, à chaque pas de temps, le modèle de circulation calcule l'évolution physique de $C(x, y, z, t)$ sur l'ensemble de la grille, puis le modèle biogéochimique calcule l'évolution biogéochimique de $C(x, y, z, t)$. On recommence au pas de temps suivant, et ainsi de suite. On fait ici l'hypothèse que tous les "individus" d'un groupe fonctionnel donné ont la même composition à l'intérieur d'une maille du modèle physique. Ainsi, le rapport de composition intracellulaire du phytoplancton est supposé constant à l'intérieur d'une maille. Notons que l'échelle de temps des processus physiques, de l'ordre de quelques secondes (voir paragraphe 4.5), est nettement plus petite que l'échelle de temps des processus biogéochimiques, de l'ordre d'une heure. Afin de limiter le coût informatique, on ne fait donc en réalité pas appel au modèle biogéochimique à chaque pas de temps du modèle physique, mais uniquement toutes les

heures.

Pour les variables biogéochimiques, on utilise dans SYMPHONIE un schéma d'advection *upstream* pour la discrétisation spatiale et un schéma *forward* pour la discrétisation temporelle (le choix d'un schéma *forward* plutôt que *leapfrog* permet de réduire de façon notable l'espace mémoire dans le cas où le nombre de variables biogéochimiques est élevé).

6.2 L'atténuation de la lumière

Dans le modèle biogéochimique, la synthèse chlorophyllienne dépend de l'éclairement, de même que la nitrification (voir Equation 5.1 et paragraphe 5.5). Pour calculer l'éclairement utilisable par le phytoplancton à partir du flux de radiation solaire net I_s (voir paragraphe 4.1), on utilise un modèle classique d'atténuation. Une fraction p_λ seulement du spectre de l'éclairement est utilisable par le phytoplancton pour la synthèse chlorophyllienne. L'éclairement incident utilisable pour la photosynthèse (PAR) à la surface de l'océan est donc :

$$E_{PAR}(0) = p_\lambda \times I_s \quad (6.3)$$

où la constante p_λ est égale à 0.43. On distingue les parties de l'éclairement situées dans les petites longueurs d'onde (bleu) $E_{PAR,s}$ et dans les grandes longueurs d'onde (rouge) $E_{PAR,l}$, qui ne sont pas absorbées de façon identique dans la colonne d'eau :

$$\begin{cases} E_{PAR,l}(0) &= p_l \times E_{PAR}(0) \\ E_{PAR,s}(0) &= (1 - p_l) \times E_{PAR}(0) \end{cases} \quad (6.4)$$

avec p_l une constante égale ici à 0.5. Quand elle pénètre dans l'eau, la lumière est absorbée par l'eau elle-même et par la chlorophylle, conduisant à l'atténuation de la lumière avec la profondeur. Cette atténuation est exprimée en fonction de la profondeur et de la concentration en chlorophylle pour les deux parties du spectre :

$$\begin{cases} E_{PAR,l}(z - dz) &= E_{PAR,l}(z) \times e^{-(\lambda_l + \lambda_{Chl,l}(Chl(z))^{l_l})dz} \\ E_{PAR,s}(z - dz) &= E_{PAR,s}(z) \times e^{-(\lambda_s + \lambda_{Chl,s}(Chl(z))^{l_s})dz} \end{cases} \quad (6.5)$$

où $Chl(z)$ est la concentration en chlorophylle à la profondeur $z < 0$ et λ_l , λ_s , $\lambda_{Chl,l}$, $\lambda_{Chl,s}$ sont les coefficients d'extinction et l_l et l_s des constantes. Finalement, à la profondeur z , l'éclairement utilisable pour la photosynthèse est $E_{PAR}(z) = E_{PAR,l}(z) + E_{PAR,s}(z)$.

Les valeurs des constantes utilisées dans notre étude sont :

- $\lambda_l = 6.35 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ et $\lambda_s = 0.45 \text{ m}^{-1}$ [Pope and Fry, 1997],
- $\lambda_{Chl,l} = 0.0654 \text{ m}^{-1} \cdot (\text{mmolChl} \cdot \text{m}^{-3})^{-l_l}$ et $\lambda_{Chl,s} = 0.0181 \text{ m}^{-1} \cdot (\text{mmolChl} \cdot \text{m}^{-3})^{-l_s}$ [Bricaud et al., 2004],
- $l_l = 0.728$ et $l_s = 0.776$ [Bricaud et al., 2004]

6.3 Les conditions aux limites

6.3.1 A la surface libre et au fond

Les éventuels flux de matière organique et inorganique à la surface proviennent des apports atmosphériques (poussières sahariennes, pollution). En raison de leur

caractère fortement épisodique, ils sont extrêmement difficiles à évaluer (voir chapitre 3). Dans le travail présenté ici, nous négligeons ces apports atmosphériques, dans un souci de simplification. Par ailleurs, nous négligeons également les apports de sels nutritifs ou de matière organique au fond issus des processus de diagenèse et de resuspension sédimentaire. Cette hypothèse, valide dans les zones de grand fond, est plus questionnable dans le domaine côtier. La prise en compte de tels processus fera l'objet de travaux futurs. Les flux turbulents de matière à la surface et au fond sont donc considérés comme nuls :

$$\begin{cases} K_v \frac{\partial C}{\partial z} \Big|_{z=-h} & = 0 \\ K_v \frac{\partial C}{\partial z} \Big|_{z=0} & = 0 \end{cases} \quad (6.6)$$

6.3.2 A l'embouchure des fleuves

La concentration à l'embouchure des fleuves est prescrite, par exemple en utilisant des observations.

6.3.3 Aux frontières latérales ouvertes

Dans la version actuelle du modèle couplé, on utilise une zone "tampon" aux frontières latérales ouvertes, dans laquelle on fait tourner le modèle couplé physique-biogéochimie en "1D" uniquement, selon la verticale. Ceci signifie qu'il n'y a pas d'advection des traceurs biogéochimiques dans cette zone. Si on se place par exemple à la frontière $x = 0$, correspondant au point de maille $i = i_0$, le modèle tourne en "1D" entre $x = 0$ et $x = x_T$, correspondant aux points de maille $i = i_0$ et $i = i_T$. Les conditions aux limites sont alors prescrites par le schéma d'advection (*upstream*) des traceurs biogéochimiques. Dans le cas d'un flux entrant, la valeur C_f advectée au premier point $i = i_T + 1$ du domaine où le modèle tourne réellement en 3D est donnée par la moyenne des points de la zone tampon :

$$C(i_T, j, k, t) = \frac{1}{i_T - i_0 + 1} \sum_{i=i_0}^{i_T} C(i, j, k, t) \quad (6.7)$$

Dans le cas d'un flux sortant, la concentration est calculée classiquement à partir des valeurs intérieures au domaine de calcul.

Troisième partie

Formation et devenir de l'eau dense en Méditerranée nord-occidentale

Chapitre 7

Influence de la résolution spatiale des modèles océaniques sur la représentation de la convection profonde en Méditerranée nord-occidentale et impact de la convection sur la circulation

Sommaire

7.1	Introduction	89
7.2	A case study : winter 1986-87	91
7.3	Tools and methods	92
7.3.1	The eddy-permitting oceanic model (EPOM) : OPAMED	92
7.3.2	The eddy-resolving oceanic model (EROM) : SYMPHONIE	93
7.3.3	Atmospheric forcing	94
7.4	Impact of the model resolution on the deep convection representation	97
7.4.1	Evolution of the water masses characteristics	97
7.4.2	Mixed layer depth	100
7.4.3	Geographic characteristics of the convection zone	102
7.4.4	Mesoscale structures	104
7.4.5	Energetic analysis	108
7.4.6	Buoyancy analysis	110
7.4.7	Surface formation, storage, mixing and export of DW	111
7.5	Effect of deep convection on the NWMS circulation	114
7.5.1	Effect of deep convection on the boundary circulation and the overturning	116
7.5.2	DW spreading during and after deep convection : role of the boundary current and the mesoscale structures	117
7.5.3	Restratification	121
7.6	Conclusion	123

L'étude de l'influence de la résolution spatiale des modèles numériques sur la représentation de la convection profonde et de l'impact de la convection sur la circulation en Méditerranée nord-occidentale a fait l'objet d'un article publié au *Journal of Geophysical Research* [Herrmann et al., 2008b]. Le présent chapitre est constitué d'un résumé en français de cet article, puis de l'article en lui-même.

RESUME DE L'ARTICLE

La circulation thermohaline globale a pour origine la convection océanique profonde, qui a lieu uniquement dans certaines mers du globe : les mers du Labrador et d'Irminger en Atlantique Nord, les mers de Norvège et du Groenland dans les régions subpolaires de l'hémisphère Nord, les mers de Weddel et de Ross dans l'hémisphère Sud, et le golfe du Lion en Méditerranée nord-occidentale. Marshall and Schott [1999] présentent une revue détaillée de la connaissance de ce processus.

La convection profonde est l'un des processus clefs en Méditerranée nord-occidentale. A l'origine de la formation de l'eau profonde nord-occidentale, elle joue un rôle majeur dans la circulation thermohaline méditerranéenne. Mais l'importance de ce phénomène s'étend au-delà de la circulation océanique : l'intensité de l'efflorescence phytoplanctonique printanière et sa variabilité interannuelle sont largement conditionnées par la quantité de nutriments remontés depuis l'océan profond jusqu'à la zone euphotique lors des épisodes hivernaux de convection profonde. La proximité des côtes rend cette zone relativement facile d'accès pour les campagnes d'observations. Plusieurs campagnes ont ainsi été réalisées [MEDOC-Group, 1970; Gascard, 1978; THETIS-Group, 1994]. Elles ont mis en évidence la variabilité interannuelle de ce processus, centré en général autour de (5°E, 42°N), avec des années sans convection et d'autres où la convection atteint le fond. L'année 1986-87 est un exemple d'année de forte convection, et présente un intérêt particulier puisque l'épisode de convection a fait l'objet d'une campagne d'observation dédiée (MEDOC87, 20 janvier - 10 mars 1987) dont les résultats ont été exposés par Leaman and Schott [1991] et Schott and Leaman [1991]. Le navire océanographique R/V Akademik Mstislav Keldysh était également sur la zone du 4 au 8 mars 1987 (données disponibles dans MEDAR/MEDATLAS Group [2002]). Cette période semble donc particulièrement adaptée à une étude numérique de la convection profonde.

Ce processus est caractérisé, entre autres, par une forte activité de la circulation de méso-échelle. Des instabilités baroclines de méso-échelle ont en effet été observées lors de plusieurs épisodes de convection profonde en Méditerranée nord-occidentale [Gascard, 1978; Testor and Gascard, 2003, 2006] et en Mer du Labrador [Gascard and Clarke, 1983; Lilly et al., 2003]. Les analyses de ces observations ainsi que des simulations numériques [Madec et al., 1991b; Legg and Marshall, 1993; Send and Marshall, 1995; Jones and Marshall, 1997; Katsman et al., 2004] ont montré que ces structures étaient partiellement responsables de l'approfondissement et de la dispersion de l'eau dense formée lors des épisodes de convection. D'autres études [Madec et al., 1991b; Send et al., 1996] ont suggéré que cette eau était également transportée hors de la zone de convection par entraînement dans le courant Nord.

Plusieurs études numériques concernant la convection profonde en Méditerranée occidentale ont été menées. *Madec et al.* [1991a,b] ont réalisé des simulations académiques en utilisant des modèles rectangulaires simples afin d'étudier l'effet de la variabilité du forçage thermohalin sur la formation d'eau dense ainsi que le rôle des instabilités baroclines lors de la restratification. *Madec et al.* [1996] ont exploré l'effet du vent, du forçage thermohalin, de l'effet β et de la topographie sur le préconditionnement de la convection profonde. Outre ces études théoriques, *Demirov and Pinardi* [2007] et *Somot* [2005] ont étudié le cas réel de l'année 1986-87 en Méditerranée nord-occidentale au moyen de modèles dits *eddy-permitting*, c'est-à-dire dont la résolution ne permet pas de résoudre la méso-échelle contrairement aux modèles dits *eddy-resolving*, et en utilisant des forçages réalistes. Cette année a également été étudiée par *Mertens and Schott* [1998] avec un modèle unidimensionnel.

Etant donnée l'importance des processus de méso-échelle pendant la convection, il serait pertinent de mener également une étude numérique d'un cas réel, par exemple celui de l'année 1986-87 en Méditerranée nord-occidentale, au moyen d'un modèle dit *eddy-resolving*. C'est l'objet de l'article présenté dans ce chapitre. Une étude numérique utilisant deux modèles océaniques de résolution spatiale différente ainsi que des forçages réalistes permet de déterminer l'influence de la résolution du modèle océanique sur la représentation de la convection profonde, d'étudier l'effet de ce processus sur la circulation océanique régionale, et enfin de quantifier les contributions respectives des processus de méso-échelle et de l'entraînement dans le courant de grande échelle à la dispersion de l'eau profonde.

La première partie de l'article présente le contexte et les objectifs de l'étude. La deuxième partie détaille les observations disponibles. Les outils et méthodes sont exposés dans la partie 7.3. Les paragraphes 7.3.1 et 7.3.2 sont consacrés à la description des modèles océaniques. Le modèle de plus basse résolution OPAMED8, appelé EPOM dans la suite (*Eddy-Permitting Oceanic Model*), a été utilisé pour réaliser une simulation sur tout le bassin Méditerranéen par *Somot* [2005]. Nous effectuons alors une simulation sur la Méditerranée nord-occidentale au moyen du modèle à haute résolution SYMPHONIE (EROM, *Eddy-Resolving Oceanic Model*), forcé aux frontières ouvertes par les résultats de la simulation effectuée avec EPOM. Le principe de ce forçage est détaillé dans le paragraphe 7.3.2. Les flux atmosphériques issus de la réanalyse ERA40 [*Simmons and Gibson*, 2000], présentée dans le paragraphe 7.3.3, permettent de prescrire le forçage de surface pour les deux simulations. Dans cette partie, nous décrivons l'évolution des flux atmosphériques pendant la convection profonde hivernale et nous comparons les flux d'ERA40 et les flux observés. Une méthode simple, déjà utilisée par *Somot* [2005], est proposée pour corriger la différence entre la perte de chaleur atmosphérique calculée dans ERA40 et celle observée.

Dans la partie 7.4 de l'article, nous nous intéressons à l'influence de la résolution des modèles sur la représentation de la convection profonde, en comparant les deux simulations entre elles et avec les données disponibles.

Les caractéristiques des différentes masses d'eau sont étudiées dans le paragraphe 7.4.1. Pour cela, nous examinons l'évolution de ces caractéristiques moyennées sur tout le domaine (Fig. 7.4.1), ainsi que les diagrammes "T-S" pour différents points et profondeurs du domaine avant, pendant et après la convection (Fig. 7.4.1). Il

ressort de cet examen qu'à l'échelle du domaine, les masses d'eau ont une évolution très similaire et en accord avec les observations. Cependant, les différences entre les deux simulations à l'échelle locale indiquent une zone de convection plus grande dans EPOM que dans EROM, cette zone apparaissant trop grande par rapport à la zone observée pour les deux simulations.

Dans le paragraphe 7.4.2, nous étudions la couche de mélange océanique (CMO). L'évolution des CMOs maximale et moyenne sur la zone LION (voir Fig. 7.3.1) est présentée sur la Fig. 7.4.2a,b. Cette évolution est globalement similaire dans les deux modèles, et en accord avec les données. Les différences observées montrent qu'il existe un processus représenté par EROM et moins, ou pas du tout, par EPOM, ralentissant l'approfondissement de la couche de mélange et accélérant la restratification. Les caractéristiques spatiales de la convection sont examinées dans le paragraphe 7.4.3. Les cartes de salinité de surface (Fig. 7.4.3a) et de profondeur de la CMO (Fig. 7.4.3b) et la comparaison avec la salinité de surface observée révèlent que la zone de convection est positionnée identiquement dans les deux modèles, et décalée d'un demi-degré vers le sud-ouest par rapport aux observations. L'observation de l'évolution de la CMO moyenne (Fig. 7.4.2b) et de la taille du volume de convection (Fig. 7.4.3) montre que cette zone est environ deux fois plus petite chez EROM que chez EPOM pendant la convection profonde.

La représentation des structures de méso-échelle est étudiée dans le paragraphe 7.4.4. Sur les cartes de salinité et de densité de surface du début et de la fin de l'épisode de convection (Fig. 7.4.3 et 7.4.4), il apparaît que les structures de méso-échelle sont nettement plus présentes dans EROM que dans EPOM, et en accord avec les observations. En examinant les champs de densité de surface et de vitesse à 50 m de profondeur (Fig. 7.4.4), on voit que ces structures évoluent en tourbillons anticycloniques et cycloniques, dont l'extension verticale et la vitesse de rotation sont en accord avec les observations [Testor and Gascard, 2006]. Les tourbillons cycloniques transportent l'eau dense vers l'extérieur de la zone de convection et les tourbillons anticycloniques transportent l'eau légère et stratifiée de l'extérieur vers l'intérieur de la zone de convection.

Une analyse de l'énergie cinétique est effectuée dans le paragraphe 7.4.5. La convection profonde est associée dans EPOM au développement de processus d'échelle spatiale supérieure à 60 km, alors que ce sont les processus d'échelle inférieure à 60 km qui ont la plus grande énergie chez EROM, confirmant la présence importante des processus de méso-échelle dans la simulation EROM.

Dans le paragraphe 7.4.6, l'analyse de la flottabilité confirme le rôle des structures de méso-échelle, suggéré par [Legg and Marshall, 1993; Jones and Marshall, 1993; Marshall and Schott, 1999], dans l'advection latérale d'eau légère et stratifiée, donc de flottabilité positive, de l'extérieur vers l'intérieur de la zone de convection.

Le paragraphe 7.4.7 est dédié à l'évolution de l'eau dense formée lors de la convection profonde. Partant d'une équation de bilan du volume d'eau dense dans la MEDOC (voir Fig. 7.3.1), nous étudions la part des différents termes de cette équation (Fig. 7.4.7) : la formation par les flux de surface, par le mélange, par l'advection aux limites latérales ouvertes et le stockage. Le terme d'export est nettement plus important dans EROM, pendant et après la convection, mettant en évidence l'importance des tourbillons observés dans la dispersion de l'eau profonde. Par conséquent, la structure de la colonne d'eau au début de l'automne suivant, donc juste avant l'épisode de convection suivant, est très différente dans les deux modèles avec 2.7 fois plus

d'eau dense restant dans la zone MEDOC dans EPOM par rapport à EROM. Par ailleurs, les structures de méso-échelle aident à la stabilisation des caractéristiques de cette eau dense en mélangeant constamment l'eau dense formée à la surface avec de l'eau légère pendant la convection, limitant ainsi l'augmentation de sa densité.

Nous montrons donc dans la partie 7.4 que la représentation des structures de méso-échelle constitue la différence essentielle entre les deux modèles. On peut alors lier les différences d'évolution de l'eau dense entre les deux modèles à ces structures. Elles ont une influence très importante sur la structure de la colonne d'eau lors de la convection profonde : elles facilitent l'advection d'eau légère et stratifiée vers l'intérieur de la zone de convection et d'eau dense vers l'extérieur, limitant ainsi l'extension latérale de cette zone, ralentissant l'approfondissement de la CMO, stabilisant les caractéristiques de l'eau dense formée et facilitant la restratification. Dans la partie 7.5 nous étudions l'effet de la convection sur la circulation en Méditerranée nord-occidentale. Pour cela, nous utilisons uniquement les résultats de EROM, qui reproduit mieux la méso-échelle.

Dans le paragraphe 7.5.1, nous montrons que la circulation est activée lors de la convection. Cette activation concerne la circulation horizontale (Courant Nord et méso-échelle), comme le montre l'évolution du minimum de la fonction de courant barotrope présentée sur la Fig. 7.5.1a. L'examen des flux d'eau aux frontières de la Méditerranée nord-occidentale et à différentes profondeurs (Fig. 7.5.1a,b) révèle que la circulation est également activée sur la verticale. Cette activation est en accord avec les observations réalisées par *Millot [1999]* et les études analytiques menées par *Crépon et al. [1989]* et *Barnier et al. [1989]*.

Dans le paragraphe 7.5.2, nous évaluons les contributions respectives du courant Nord et des structures de méso-échelle à la dispersion de l'eau dense pendant et après la convection profonde. Pour cela, nous examinons les flux d'eau dense aux frontières de la zone MEDOC (voir Fig. 7.3.1), en distinguant les flux dus aux structures de méso-échelle et aux courants de grande échelle ainsi que les frontières Est et Ouest de la zone (Fig. 7.5.2, Table 7.2). L'entraînement de l'eau dense dans le courant Nord vers la mer Catalane représente 66% de l'export d'eau dense. Cette partie de l'export a lieu principalement pendant la convection profonde, sans approfondissement de l'eau dense, comme on peut l'observer sur la Fig. 7.5.2 qui montre la structure verticale du flux d'eau dense entre Décembre 1986 et Août 1987. 34% de l'eau dense est exportée vers le sud-est, principalement par les tourbillons (Fig. 7.5.2, Table 7.2). Cet export par les tourbillons a lieu principalement après la convection profonde et se prolonge jusqu'à la fin de la simulation. Pendant ce processus, l'eau dense est approfondie en dessous de 1000 m (Fig. 7.5.2). Ceci est en accord avec les études numériques théoriques [*Hermann and Owens, 1991; Madec et al., 1991b; Jones and Marshall, 1997*] montrant que l'énergie cinétique nécessaire pour maintenir les tourbillons est gagnée au détriment de l'énergie potentielle disponible, conduisant à l'approfondissement de l'eau dense contenue au centre de ces tourbillons. Les valeurs obtenues ici sont comparables avec les valeurs obtenues grâce aux observations. Pendant l'hiver 1994-95, *Testor and Gascard [2006]* estiment en effet à 40% la contribution des tourbillons, et *Send et al. [1996]* suggèrent que 50% de l'export pourrait être attribué à l'entraînement dans le courant Nord. La restratification est étudiée dans le paragraphe 7.5.3, où nous examinons les parts

des flux de surface, du mélange, de l'advection et du stockage dans l'évolution de l'eau légère pendant et après la convection (Fig. 7.5.3 et Table 7.3). Pendant la phase de mélange violent, 94% de la couche d'eau légère initialement présente est détruite, principalement par les flux de surface. A la fin de la convection, 16% du volume ainsi détruit a été reconstruit. Jusqu'à la fin du mois de juillet, la reconstruction de cette couche se fait principalement par l'advection, avec des contributions comparables pour le courant Nord et les tourbillons. 60% du volume d'eau légère est alors reconstruit. La restratification se fait ensuite grâce au mélange et le volume d'eau légère détruit pendant la convection n'est pas totalement reconstruit avant l'hiver suivant, facilitant alors la convection.

Les conclusions de cette étude, ainsi que ses perspectives et limites, sont exposées dans la dernière partie de l'article. Les deux modèles représentent la convection profonde de façon similaire à l'échelle globale. En revanche, le modèle à haute résolution reproduit naturellement mieux les structures de méso-échelle que le modèle de plus basse résolution. Ces structures ont un impact important sur la structure de la colonne d'eau lors de la convection. Elles jouent de plus un rôle majeur lors la formation, du mélange et du transport de l'eau dense. 2/3 de cette eau dense est exportée pendant la convection par entraînement dans le courant Nord vers la mer Catalane et 1/3 est approfondie et transportée vers le sud-est après la convection lors du transport par les tourbillons. L'activation de la circulation lors de la convection profonde est également mise en évidence. Les contributions du transport puis du mélange à la restratification, qui n'est pas terminée avant le prochain épisode de convection, sont évaluées.

Les deux modèles simulent une zone de convection trop grande et légèrement décalée vers le sud-ouest. Comme suggéré par *Madec* [1990], ceci pourrait être dû à la trop basse résolution du forçage atmosphérique, qui ne permet pas de représenter correctement les "extrêmes" météorologiques. La trop basse résolution du forçage atmosphérique, et notamment du vent, pourrait en effet entraîner la faiblesse du gyre cyclonique qui ne "piègerait" pas suffisamment l'eau dans la zone de forts refroidissement et évaporation, ce qui conduirait à une advection de ces eaux vers le sud-ouest. Dans le chapitre suivant, nous testerons cette hypothèse en utilisant un forçage atmosphérique de plus haute résolution.

ARTICLE PUBLIE *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*
doi :10.1029/2006jJC003991

MODELING THE DEEP CONVECTION IN THE NORTHWESTERN MEDITERRANEAN
SEA USING AN EDDY-PERMITTING AND AN EDDY-RESOLVING MODEL : CASE
STUDY OF WINTER 1986-87

Auteurs : M. Herrmann, S. Somot, F. Sevault, C. Estournel, M. Déqué.

In the Northwestern Mediterranean sea, winter 1986-87 was particularly cold, inducing a strong open-ocean convection event. In order to investigate the impact of numerical models spatial resolution on the convection representation and the effects of deep convection on the Northwestern Mediterranean circulation, we perform two numerical three-dimensional simulations (eddy-permitting vs. eddy-resolving). Models are forced at the surface by the ERA40 atmospheric fluxes, with a simple heat flux correction to better mimic the observed value. We examine the characteristics of the deep convection (mixed layer, water masses characteristics, convection zone and mesoscale structures), and perform temporal analysis of this event in terms of kinetic energy, buoyancy equilibrium and deep water (DW) evolution. The convection characteristics are represented similarly on a global scale by both models and are in good agreement with observations, except for the size of the convection region. However, the eddy-resolving model reproduces better the mesoscale structures, whose role in the DW formation, mixing and transport is shown to be essential. The boundary circulation and the overturning are enhanced during the convection event. 66% of the DW spreading is due to the bleeding effect into the Catalan sea during the convection event, whereas 33% is due to the mesoscale structures southwestward advection after the event. 60% of the restratification with respect of the water column initial structure occurs before July 1987 and is due to light water advection. Afterwards, restratification is due to the mixing, and is not complete before next year convection.

7.1 Introduction

The Mediterranean Sea and more particularly the North Western Mediterranean Sea (NWMS) is one of the few regions in the world where open-ocean deep convection occurs (for a thorough review about open-ocean convection, see *Marshall and Schott* [1999]). In this oligotrophic basin this process plays a major role in the functioning of biological pelagic ecosystems : phytoplanktonic spring blooms intensity is related to the amount of nutrients transported from the bottom to the surface euphotic zone during winter convection episodes. Atmospheric conditions, namely strong northerly winds and negative heat fluxes, combined with local anticlockwise oceanic circulation largely drive winter deep convection. Several observations campaigns have been realized in this region [*MEDOC-Group*, 1970; *Gascard*, 1978; *THETIS-Group*, 1994]. They revealed that the NWMS convection, centered around (5°E, 42°N), has an important interannual variability and reaches the bottom (2200m) during strong

convection winters, like winter 1986-87. This period is of great interest for convection studies since it was a very cold and windy winter with an intense convection episode that has been monitored during a dedicated campaign reported by *Schott and Leaman* [1991] and *Leaman and Schott* [1991].

Mesoscale structures play an important role during deep convection. Baroclinic mesoscale instabilities have indeed been observed during deep convection events in the Mediterranean Sea [*Gascard*, 1978; *Testor and Gascard*, 2003, 2006] but also in other regions where deep convection occurs, like the Labrador Sea [*Gascard and Clarke*, 1983; *Lilly et al.*, 2003]. The role of these structures in the sinking and spreading of the deep water (DW) formed during the convection event was shown by numerical studies [*Madec et al.*, 1991b; *Legg and Marshall*, 1993; *Send and Marshall*, 1995; *Jones and Marshall*, 1997; *Katsman et al.*, 2004] and observations analysis [*Testor and Gascard*, 2006]. Numerical studies [*Madec et al.*, 1991b] and observations [*Send et al.*, 1996] suggested that the newly formed DW could also be drained off the convection area by bleeding into the boundary current flow. Further evaluations of the respective contributions of these mechanisms in the DW spreading would be helpful for understanding the connection between deep convection and thermohaline circulation.

Convection and DW formation three-dimensional numerical studies concerning the Mediterranean sea have been realized by several investigators. *Wu and Haines* [1996, 1998] performed long-term simulations on the whole Mediterranean basin and underlined the importance of Levantine Intermediate Water (LIW) in the circulation and DW formation process in the Mediterranean. *Wu et al.* [2000], *Stratford and Haines* [2002] and *Bozec et al.* [2006] investigated the changes and variability of deep waters formation and thermohaline circulation in the Eastern Mediterranean during the past decade. *Castellari et al.* [2000] and *Artale et al.* [2002] investigated the influence of atmospheric forcing on the Mediterranean thermohaline circulation and water mass formation processes. *Castellari et al.* [2000] and *Somot et al.* [2006] used long-term simulations to study DW formation interannual variability. Some investigators studied more specifically the Eastern Mediterranean basin. *Lascaratos and Nittis* [1998] studied the formation of LIW and the influence of baroclinic eddies on the convection process. *Bergamasco et al.* [1999] and *Mantziafou and Lascaratos* [2004] explored the influence of forcings on the winter circulation and thermohaline structure of the Northern Adriatic.

Several numerical studies concerning deep convection in the Western Mediterranean Sea have been carried out. *Madec et al.* [1991a,b] used eddy-resolving simplified rectangular models to investigate the effect of thermohaline forcing variability on the DW formation in the NWMS as well as the role of baroclinic instabilities during the restratification. *Madec et al.* [1996] explored the effect of wind stress, thermohaline forcing, β effect and topography on the large-scale preconditioning of DW formation. Those theoretical studies greatly advanced the knowledge of DW formation in the NWMS. *Demirov and Pinardi* [2007] investigated the role of eddies on the formation and spreading of water masses in the Western Mediterranean Sea using an eddy-permitting model. More realistic studies with eddy-resolving models and comparisons of model results with observations would now be useful to understand and represent more precisely those processes. In particular, given the importance of mesoscale dynamics in these processes, it would be interesting to evaluate the impact of model resolution on numerical convection simulations in the NWMS.

Winter 1986-87 was studied using a one-dimensional model [Mertens and Schott, 1998], and tree-dimensional studies were performed by Somot [2005] and Demirov and Pinardi [2007] with low resolution eddy-permitting models under realistic air-sea forcing. This period was not studied using an eddy-resolving three-dimensional model. The objectives of this paper are to perform a three-dimensional high-resolution modeling of this real case under realistic forcing in order to investigate the impact of ocean model resolution on the simulation of deep convection in the NWMS, to study the effects of deep convection on the NWMS circulation, and to quantify the role of eddies in the DW spreading. We use two three-dimensional primitive equations oceanographic models with different resolution. The eddy-permitting model is first used to perform a simulation on the entire Mediterranean basin. Second, the circulation in the NWMS is simulated with the eddy-resolving model embedded in the eddy-permitting model, as done by Mounier *et al.* [2005] to study the NWMS circulation during Winter 1999-2000 and by Echevin *et al.* [2003] to study the NWMS mesoscale circulation. Results of ECMWF 40-year reanalysis ERA40 [Simmons and Gibson, 2000] are used to prescribe atmospheric surface fluxes. Simulations results intercomparison and comparison with available observations allow us to evaluate the quality of the oceanic processes numerical representation for both models and to determine the advantages offered by the use of an eddy-resolving vs. eddy-permitting model. We investigate in particular the impact of resolution on the mesoscale structures representation and the resulting effects on the mixed water column characteristics. The results of the eddy-resolving simulation are then used to study the impact of deep convection on the NWMS circulation and the role of eddies and boundary current in the DW spreading and the restratification.

Winter 1986-87 case study is presented in Section 7.2. The two numerical models as well as the atmospheric forcing are described in Section 7.3. Differences between both simulations are presented and discussed in Section 7.4. The effects of deep convection on the NWMS circulation are studied in Section 7.5. Final conclusions and perspectives of this work are exposed in the last section.

7.2 A case study : winter 1986-87

Several observation campaigns took place in the Gulf of Lions since MEDOC'69 [MEDOC-Group, 1970]. Winter deep convection and the subsequent formation of the Western Mediterranean Deep Water (DW) during the very cold and windy winter 1986-87 were observed during a specific six-week oceanographic campaign, MEDOC87, reported by Schott and Leaman [1991] and Leaman and Schott [1991]. Observations obtained during a cruise with R/V Akademik Mstislav Keldysh between 4 and 8 March are reported in MEDAR/MEDATLAS Group [2002]. Mertens and Schott [1998] and Béthoux *et al.* [2002a] provide a list of the deep/weak convection years respectively in the open-sea and in the Gulf of Lions : in both studies, winter 1986-87 is considered as a strong convection winter. Available observations, meteorological measurements at coastal stations and results from the PERIDOT model (the forecasting model used by Météo-France at this time) provide the following information. Three meteorological events (intense northern wind and depressions) associated with strong negative heat and buoyancy fluxes occurred during the observed period, i.e. between early December and late February (DJF). Daily mean heat

flux was lower than -1000 W.m^{-2} during several days, and reached -1500 W.m^{-2} in mid-January [Mertens and Schott, 1998]. Between 17 and 26 February (MEDOC87 Leg IV) convection reached the bottom, i.e. 2200 m, the convection zone defined by $S \geq 38.40$ psu formed approximately a triangle whose coordinates were 42°N - 4°E , 43°N - 6°E , 41.5°N - 5.5°E , and the characteristics of the DW formed were 12.76°C , 38.44 psu, 29.11 kg.m^{-3} [Leaman and Schott, 1991].

7.3 Tools and methods

The numerical studies are carried out using two ocean models : the Mediterranean basin eddy-permitting ocean model OPAMED and the coastal eddy-resolving ocean model SYMPHONIE. Both models are based on the hydrostatic assumption and the Boussinesq approximation and use a Arakawa C grid for the spatial discretization [Arakawa, 1972].

7.3.1 The eddy-permitting oceanic model (EPOM) : OPA-MED

A Mediterranean Sea limited area version of the 3D primitive equation numerical model Ocean PARallel [Madec et al., 1998] is used in this study. This model, called OPAMED, is described in details in Somot et al. [2006]. It is based on the 8.1 version of OPA, very close to the one developed for the MERCATOR project [Drillet et al., 2005; Béranger et al., 2005]. The horizontal resolution is $1/8^\circ \times 1/8^\circ \cos(\phi)$ where ϕ is the latitude. This is equivalent to 10 km in the NWMS, approximately equal to the first Rossby deformation radius in this region : OPAMED is eddy-permitting. It has 43 vertical Z-levels with an irregular distribution. The OPAMED grid is tilted and stretched at the Gibraltar Strait to better follow the SW-NE axis of the strait, represented with two grid-points. The modeled domain bathymetry is shown in Figure 7.3.1. The horizontal eddy diffusivity and viscosity coefficients are fixed to $-1.2 \cdot 10^{10} \text{ m}^4.\text{s}^{-1}$ for tracers (temperature, salinity) and dynamics (velocity) with the use of a biharmonic operator. A 1.5 turbulent closure scheme is used for the vertical eddy diffusivity [Blanke and Delecluse, 1993] and the vertical diffusion coefficient is enhanced to $1 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ in case of unstable stratification.

A buffer zone with a 3D relaxation term for temperature and salinity is used to simulate the Atlantic ocean. At the surface, the model is forced by radiative and air-sea fluxes : heat flux, water flux and wind stress. A sea surface temperature (SST) newtonian relaxation toward observed SST is applied as a first order coupling to allow the feedback of the model SST to the heat flux. A $40 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ constant is applied for this relaxation [Barnier et al., 1995]. Atmospheric forcing is described in Section 7.3.3. Explicit river runoff flux is added to make the water budget more realistic. 33 different river mouths are included in OPAMED using the UNESCO RivDis database [Vörösmarty et al., 1996]. Climatological monthly values are used. The Black Sea is considered as a river for the Aegean Sea [for details, see Somot, 2005]. The applied monthly values are computed from Stanev et al. [2000]. For this study, initial conditions in August are taken from the last year of a 10-year spin-up for which 3D relaxation has been applied for the Mediterranean Sea temperature and

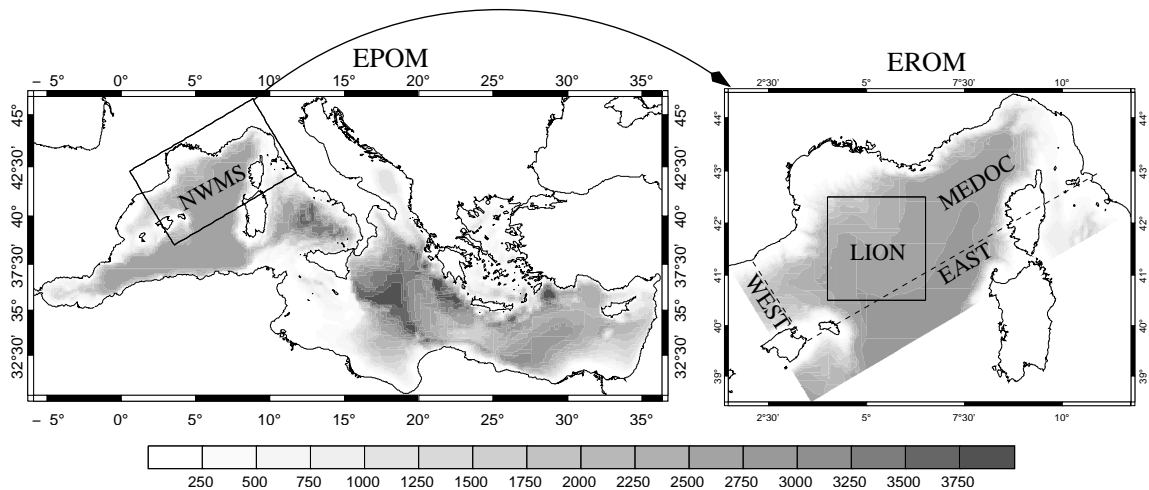


FIG. 7.1 – Bathymetry (m) of the EPOM (left) and EROM (right) domains. The square in the right figure represents the limit of the LION area, and the dashed lines represent the boundaries (EAST and WEST) of the MEDOC area

salinity toward the MedAtlas-II climatology [*MEDAR/MEDATLAS Group*, 2002]. This climatology, used as a reference in this study, also constitutes the initial conditions of the spin-up.

In the EPOM simulation, the average water transport across the Gibraltar strait between September 1986 and September 1987 is +1.4 Sv. This is in the upper part of the observed values [*Béthoux*, 1979; *Macdonald et al.*, 1994; *Sannino et al.*, 2004]. The heat loss averaged over the Mediterranean Sea surface is equal to -14.6 W.m^{-2} whereas the heat net transport across the Gibraltar Strait is equivalent to a gain of $+7.2 \text{ W.m}^{-2}$. Two main reasons explain this heat deficit over the Mediterranean Sea. First, this particular year is really extreme in terms of heat loss [*Mertens and Schott*, 1998]. Second, the weak interannual variability of the Gibraltar heat transport (standard deviation less than 0.3 W.m^{-2} over the 40-year ERA40 period in EPOM, *Somot* [2005]) does not allow a yearly balance between this heat transport and the surface heat loss that shows a high interannual variability (standard deviation equal to 3.4 W.m^{-2}).

7.3.2 The eddy-resolving oceanic model (EROM) : SYMPHONIE

The 3D primitive equation coastal ocean model SYMPHONIE is described in detail in *Marsaleix et al.* [2006]. It has recently been used to study wind-induced circulation in the Gulf of Lions [*Estournel et al.*, 2003; *Auclair et al.*, 2003; *Petrenko et al.*, 2005], circulation in the Bay of Fos [*Ulses et al.*, 2005], dense-water formation in the Gulf of Lions [*Dufau-Julliard et al.*, 2004] and in the Gulf of Thermaikos [*Estournel et al.*, 2005], and internal gravity waves [*Pairaud and Auclair*, 2005]. The horizontal grid is orthogonal, with a 3 km grid spacing 3.5 times smaller than the first Rossby deformation radius : the model is eddy-resolving. A 40 vertical levels hybrid sigma-step coordinates system is used. The horizontal viscosity is $60 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Vertical eddy viscosities and diffusivities are calculated according to the *Gaspar et al.*

[1990] second-order closure scheme, with a prognostic equation for the turbulent kinetic energy and an algebraic formulation of the mixing and dissipation lengths. In case of unstable stratification, a non-penetrative convective adjustment algorithm, as described by [Madec *et al.*, 1991a] is used. Figure 7.3.1 shows the modeled domain.

Boundary conditions have a double objective : the radiation of outgoing waves and the forcing of the inner solution by external fields provided by the basin model. As suggested by Blayo and Debreu [2005] and Marsaleix *et al.* [2006], this is achieved by applying our open boundary conditions schemes on the difference between the modeled and external variables rather than on the absolute variables. Lateral boundary conditions for EROM are provided at each time step by the time-interpolated monthly averaged results of the simulation performed with EPOM. EPOM outputs are made consistent with EROM characteristics using the variational inverse method VIFOP described by Auclair *et al.* [2000a, 2006]. EPOM simulations also provide the initial conditions for EROM simulations. At the surface, the model is forced by air-sea fluxes : heat flux (the resultant of the sensible, latent, and radiative fluxes and the large-scale model EPOM SST relaxation term), water flux and wind stress. No SST relaxation is applied. The freshwater discharge of the Rhone river is introduced as a lateral boundary condition using the same climatological monthly values as EPOM.

7.3.3 Atmospheric forcing

The ERA40 dataset

Daily heat, water and momentum fluxes coming from the ERA40 reanalysis [Simmons and Gibson, 2000] are used to force the ocean models from September 1986 to September 1987. Two weak points concerning the ERA40 dataset have yet to be underlined in the framework of this study.

First, the resolution, about 125 km, could be considered as too low to induce ocean deep convection. Indeed, a spatial resolution of at least 50 km seems to be necessary in order to simulate the low-level regional winds directed by the orography (Mistral and Tramontane) as well as the associated strong latent and sensible fluxes [Somot, 2005]. This low resolution results in an underestimation of the total winter period heat loss. A cumulated value of $-2.5 \cdot 10^9 \text{ J.m}^{-2}$ over the convective area was reached for the DJF period as evaluated from coastline station data corrected for the land-sea contrast [Mertens and Schott, 1998]. For the ERA40 data, the value computed in average over the LION area (defined in Figure 7.3.1) amounts to $-1.5 \cdot 10^9 \text{ J.m}^{-2}$. This represents a -130 W.m^{-2} difference for each winter day. This difference is practically independent of the size of the averaging area. Indeed, a maximum winter heat flux difference of 4% is obtained between the LION area average and the average over the area northwest of 9.5°E and 40°N . We applied homogeneously this -130 W.m^{-2} correction to the ERA40 heat flux. This correction is mainly justified by the lack of spatial resolution in ERA40. The advantage of our method is its simplicity and the fact that it does not modify the temporal variability of the heat flux. Madec *et al.* [1991a] indeed proved that the NWMS deep convection is very sensitive to the temporal variability of the forcing. Note that an OPAMED simulation performed with ERA40 forcing without this heat flux correction does not reproduce deep convection [Somot, 2005].

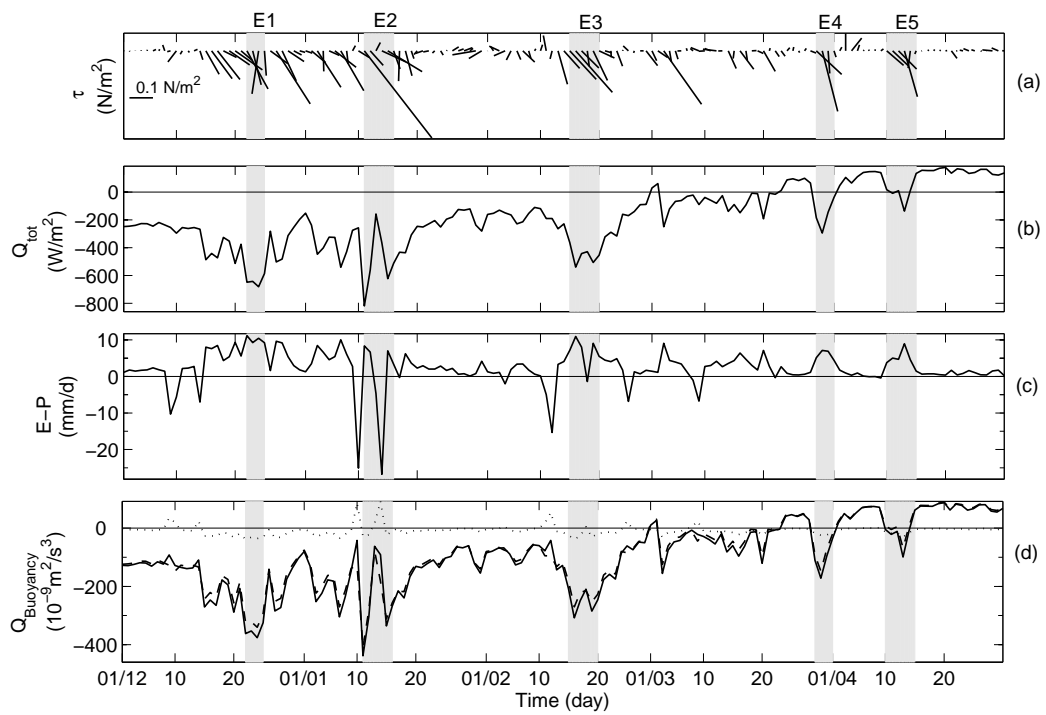


FIG. 7.2 – Evolution of the atmospheric fluxes averaged over the LION area between 1 December and 30 April 1987. From top to bottom, times series of the atmospheric forcing fluxes : wind stress (N.m^{-2}), surface atmospheric heat flux (W.m^{-2}), surface net water flux (mm.day^{-1}) and buoyancy flux ($10^{-9}\text{m}^2.\text{s}^{-3}$).

The second problem is the water loss simulated by ERA40 over the Mediterranean Sea. This water flux is known to be too weak to obtain a realistic salinity over some decades [*Mariotti et al.*, 2002; *Josey*, 2003]. However, we assume in this study that short simulations (one year) are not very sensitive to this bias, as proved by *Somot* [2005]. Consequently, we do not apply sea surface salinity (SSS) relaxation in order to let its temporal and spatial high-frequency variability free.

Evolution of the atmospheric fluxes during winter 1986-87

Temporal evolution of the daily atmospheric fluxes (wind stress τ , corrected net heat flux Q_{tot} , net water flux $E - P$ and buoyancy flux B) averaged over the LION zone between 1 December 1986 and 30 April 1987 (this period will be called DJFMA in the following) are presented in Figure 7.3.3. The following formula [*Mertens and Schott*, 1998] is used for B :

$$B = g \cdot \left(\frac{\alpha \cdot Q_{tot}}{\rho_0 \cdot C_p} - \beta \cdot SSS \cdot (E - P) \right) \quad (7.1)$$

where $g = 9.81 \text{ m.s}^{-2}$ is the gravitational acceleration, $\rho_0 = 1020 \text{ kg.m}^{-3}$ is the density reference, $C_p = 4000 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ is the specific heat and $\alpha = 2.10^{-4} \text{ K}^{-1}$ and $\beta = 7.6.10^{-4}$ are the thermal and saline expansion coefficients. For the observed winter period (DJF), Figure 7.3.3b shows three main meteorological events with strong negative heat flux, highlighted by gray bands : 22-25 December (event called E1 in the following), 11-16 January (E2) and 16-20 February (E3). They are very well time-correlated with the three events mentioned by *Mertens and Schott* [1998], proving that ERA40 is able to reproduce an accurate chronology even at a sub-synoptic scale. E1, E2 and E3 are characterized by an average heat loss of about -450 W.m^{-2} and a minimum daily value of about -800 W.m^{-2} . These heat losses are very strong compared to the 1961-2000 ERA40 wintery mean value (-150 W.m^{-2}), however they are underestimated compared to the ones given by *Mertens and Schott* [1998]. After correction of the land-sea effect, these authors indeed suggest event-averaged values of -1000 W.m^{-2} and daily peak of -1500 W.m^{-2} . Similarly *Artale et al.* [2002] obtain a maximum daily heat loss of -1500 W.m^{-2} for winter 1988. Due to its low spatial resolution, the ERA40 reanalysis is therefore not able to represent the local extremes. After the observed period, there are two additional events less intense than E1, E2 and E3 in ERA40 reanalysis : E4 at the end of March and E5, 10-15 April, also highlighted by gray bands.

Figure 7.3.3 shows that the other air-sea fluxes (water, momentum, buoyancy) are time-correlated with the net heat flux. The five events with large heat losses always occur during Mistral-Tramontane periods with strong southward or southeastward winds (Figure 7.3.3a). This wind forcing can act as a deep convection preconditioning by mixing the top of the ocean mixed layer through kinetic energy input. Moreover, in winter, this meteorological situation often occurs when a Mediterranean cyclone has been formed in the Gulf of Genova, leading to the advection of cold and dry continental air masses from the North and explaining the strong heat losses by sensible and latent heat fluxes. As the latent heat flux is often the driving term of the net heat flux, strong water losses are also correlated with these events. The departure from the winter average is however less important for the water flux than for the heat flux and some events are associated with rainy periods characterized by water gain for the sea (e.g. E2). As already noted by *Artale et al.* [2002],

the water flux contribution to the buoyancy flux winter average and high frequency variability is very weak compared with the heat flux contribution (Figure 7.3.3d), equal to 94% [83% for *Mertens and Schott, 1998*]. An integrated value of $1.27 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ is obtained for the buoyancy loss over the DJF period, whereas *Mertens and Schott [1998]* obtain $1.5 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. The discrepancy comes from the water flux part. The heat flux part indeed amounts to $1.20 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$, in very good agreement with *Mertens and Schott [1998]* ($1.25 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$). For simulations longer than those used in this study, water flux correction should then be used [*Somot, 2005*].

The applied heat flux correction therefore leads to a good agreement between the air-sea fluxes and winterly integrated observed data. Moreover this correction does not change the daily chronology and variability of the ERA40 fluxes. The individual meteorological events are not affected and are realistic, showing high temporal variability. Despite the lack of very strong spatial extremes, we have set up a realistic forcing dataset which allows to study the winter 1986-87 deep convection event.

7.4 Impact of the model resolution on the deep convection representation

This section deals with the modeling of the NWMS deep convection processes. We examine the water masses characteristics, the mixed layer depth evolution, the geographic characteristics of the convection zone and the mesoscale structures characteristics. For each process, we examine its representation by EPOM and EROM as well as the similarities and differences between these representations. Energetic, buoyancy and DW formed evolution analysis enable us to establish relationships between those characteristics and to explain the differences between EROM and EPOM simulations. We show that both models represent similarly the deep convection processes on a global scale, and that the main difference is the mesoscale activity whose effects on the convection region and the evolution of the DW formed can then be examined.

7.4.1 Evolution of the water masses characteristics

We compare in Figure 7.4.1 the evolution of both models temperature and salinity averaged over the EROM domain and over different layers (0-150 m, 150-600 m, 600 m-bottom and 0m-bottom) during the simulation. The difference between EROM and EPOM is always well below the difference between MEDATLAS and EPOM, the global characteristics of the water masses are therefore similarly represented. Moreover, no conflict due to a difference between the water inside the zone and the boundary incoming water prescribed by EPOM can therefore appear in the EROM simulation.

Temperature and salinity data are available for December 1986, March 1987 and July 1987 [*MEDAR/MEDATLAS Group, 2002; Leaman and Schott, 1991*]. For each period, the observation area is indicated in Figure 7.4.1. Using these data and the results of EROM and EPOM obtained in the observed area (location also indicated in Figure 7.4.1) during the same periods, we compare temperature-salinity diagrams at different depths of the water column before, during and after the convection event (Figure 7.4.1).

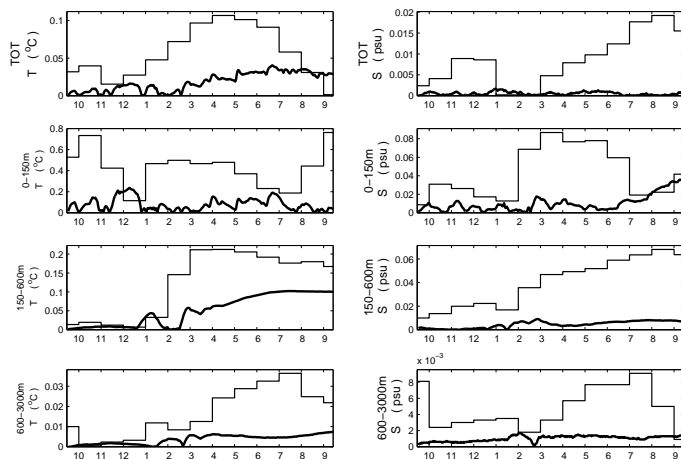


FIG. 7.3 – Evolution of the temperature ($^{\circ}\text{C}$, left) and salinity (psu, right) averaged over the EROM domain over the whole depth and over the 0-150 m, 150-600 m, 600 m-bottom water layers between 15 September 1986 and 15 September 1987. Thick lines : daily absolute value of the difference between EROM and EPOM. Stairs : monthly absolute value of the difference between EPOM and the MedAtlas-II climatology [*MEDAR/MEDATLAS Group, 2002*]

In December, both models are in agreement with the observations. However, the LIW characteristics, corresponding to water present at 500m depth, are better represented by EROM.

In March, a large group of points are between 38.40 psu and 38.45 psu, and 12.70°C and 12.80°C in both models and in the observations. This corresponds to the vertically mixed water present in the convection region. Its characteristics are correctly represented by both models. The area above $29.1 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ where points of all depths are present corresponds to the DW formed during the convection event when the water column is fully mixed. We obtain the following characteristics for the DW formed : $12.74\text{-}12.76^{\circ}\text{C}$, 38.42-38.44 psu, $29.10\text{-}29.12 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ for EPOM and $12.72\text{-}12.74^{\circ}\text{C}$, 38.42-38.43 psu, $29.10\text{-}29.11 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ for EROM. Both models therefore produce DW whose characteristics are very close to the observations (12.76°C , 38.44 psu, $29.11 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, *Leaman and Schott [1991]*). The DW density is slightly higher in EPOM than in EROM. This could be explained by a stronger lateral advection of light water into the convection area in EROM due to mesoscale activity, as we will see in Section 7.4.6. Moreover, this advection of light water can also explain the more important scatter in EROM than in EPOM. Second, for the observations, non-mixed water is present southeast and southwest of the observed area. This stratified water corresponds to the low salinity surface points and the high temperature ($>12.85^{\circ}\text{C}$) 500m points (corresponding to the LIW), 1000m points ($>12.9^{\circ}\text{C}$) and 1500m points ($>12.95^{\circ}\text{C}$). The characteristics of this water in the deep layers is the same as in December. In EROM, points of salinity lower than 38.3 psu at the surface and at 100m depth and of high temperature at 500m ($>12.9^{\circ}\text{C}$) and 1000m ($>12.8^{\circ}\text{C}$) correspond to the presence of stratified water in a small area southeast of the observed region. The surface temperature of this water is lower in EROM than in the observations

7.4 Impact of the model resolution on the deep convection representation

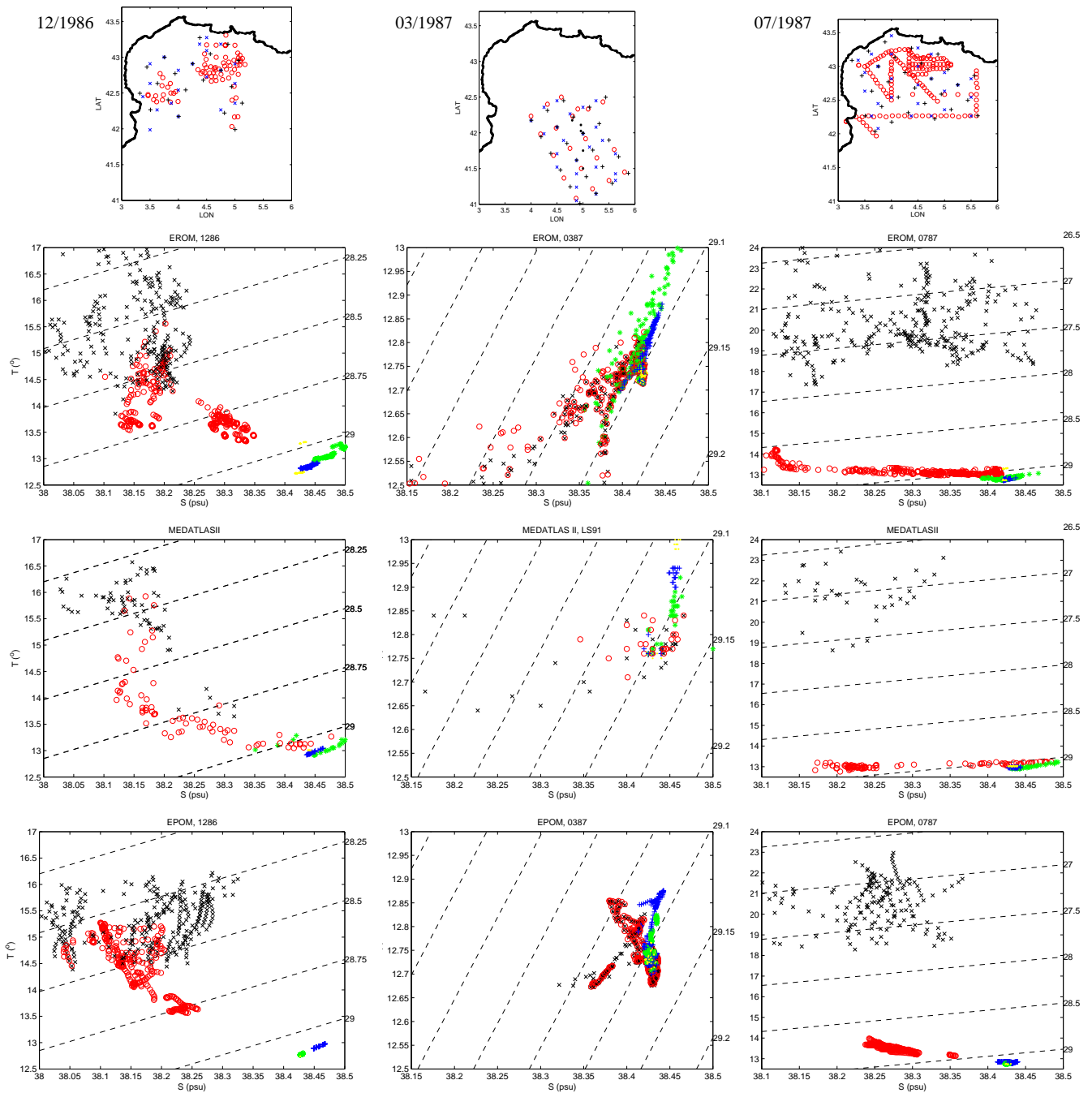


FIG. 7.4 – TS diagrams for the observations and the EROM and EPOM models before (12/86, left), during (03/87, middle) and after (07/87, right) the convection event. The location of the observations available in MEDATLAS is shown for each period on the maps of the top line (red circles), as well as the location of the observations reported by *Leaman and Schott* [1991] (black points), together with points of the EPOM (blue crosses) and EROM (black pluses) models used to produce the TS diagrams below. The second, third and fourth lines show respectively the TS diagrams obtained for the EROM model, the observations and the EPOM model using the points shown on the first line. Black crosses corresponds to the 5m depth level, red circles to the 100m level, green stars to the 500m level, blue pluses to the 1000m level, and yellow points to the 1500m level.

and its salinity at 100m depth is too low. This could be due to the atmospheric forcing, particularly to the homogeneous applied correction (Section 7.3.3). This water is represented by EPOM, but is not present in the area used for comparison with the observations, and does therefore not appear on the TS diagram. Examining the salinity, temperature and current field in March for both models reveals that a small tongue of this cold and fresh water penetrates at the southeast corner of the comparison area thanks to a mesoscale structure in EROM. In EPOM this structure is not present and this water remains outside of the comparison area. The convection region in the observed area is therefore larger in EPOM than in EROM, and in EROM than in the observations. Third, a mass of water is present at the west of the observed area in EROM, corresponding to the cold ($<12.6^{\circ}\text{C}$) and salty (>38.35 psu) surface, 100m and 500m points. This water is not observed in the data.

In July, both models agree well with the observations. However, in EROM, there is a mass of surface water saltier than the observed water. This water corresponds to water present in the open sea. It also exists in EPOM, but it is not so close to the shelf. The intensity of the deep convection episode in the models, discussed in the following, can explain the presence of this water, not observed in the data. It can indeed result from dense water formed during the convection event that has not been completely evacuated in the models. Finally, the subsurface layer, including the LIW layer, is better represented in EROM, as can be seen on the 100m and 500m point : restratification seems to be more complete in EROM. This could also be attributed to the mesoscale structures in EROM, whose role in the water masses advection after the convection event will be studied in Section 7.5.

Finally, the characteristics of the water masses at different depths are globally in agreement with observations in both models during the whole simulation. However, the convection region seems to be larger in the models, particularly in EPOM, and mesoscale activity seems to be more intense in EROM than in EPOM.

7.4.2 Mixed layer depth

The mixed layer depth (MLD) at each model grid point is defined using a threshold value of $4 \text{ cm}^2.\text{s}^{-1}$ for the vertical diffusion coefficient : the value of this coefficient is smaller, resp. larger than the threshold value in the mixed, resp. non-mixed regions. MLD_{max} , resp. MLD_{mean} , on the LION zone (see Figure 7.3.1) is defined as the MLD spatial maximum, resp. average, over this zone. The evolution of MLD_{max} and MLD_{mean} during DJFMA is presented in Figure 7.4.2a and b. This evolution is similar for both models and is consistent with the atmospheric forcing and the observations. Before E2 MLD_{max} and MLD_{mean} are shallow and deepen slightly. The deepening begins at E2, in agreement with *Leaman and Schott* [1991] who noticed that a mid-January storm had set off deep convection prior to the start of the observation campaign. Between E2 and E3 the mixed layer deepens strongly. During E3 the deepening is the most abrupt ($\sim 80 \text{ m.day}^{-1}$ for MLD_{mean} for both models vs. 10 m.day^{-1} for EROM and 22 m.day^{-1} for EPOM between E2 and E3). For both models the mixed layer reaches the bottom at the end of E3, on 20 February (see Figure 7.4.2a, the difference between EROM and EPOM bottom values is due to the difference of bathymetry resolution). This corresponds to MEDOC87 leg IV observation period (17-25 February) during which observed convection reached the bottom [*Leaman and Schott*, 1991; *Schott and Leaman*, 1991]. Bottom convection

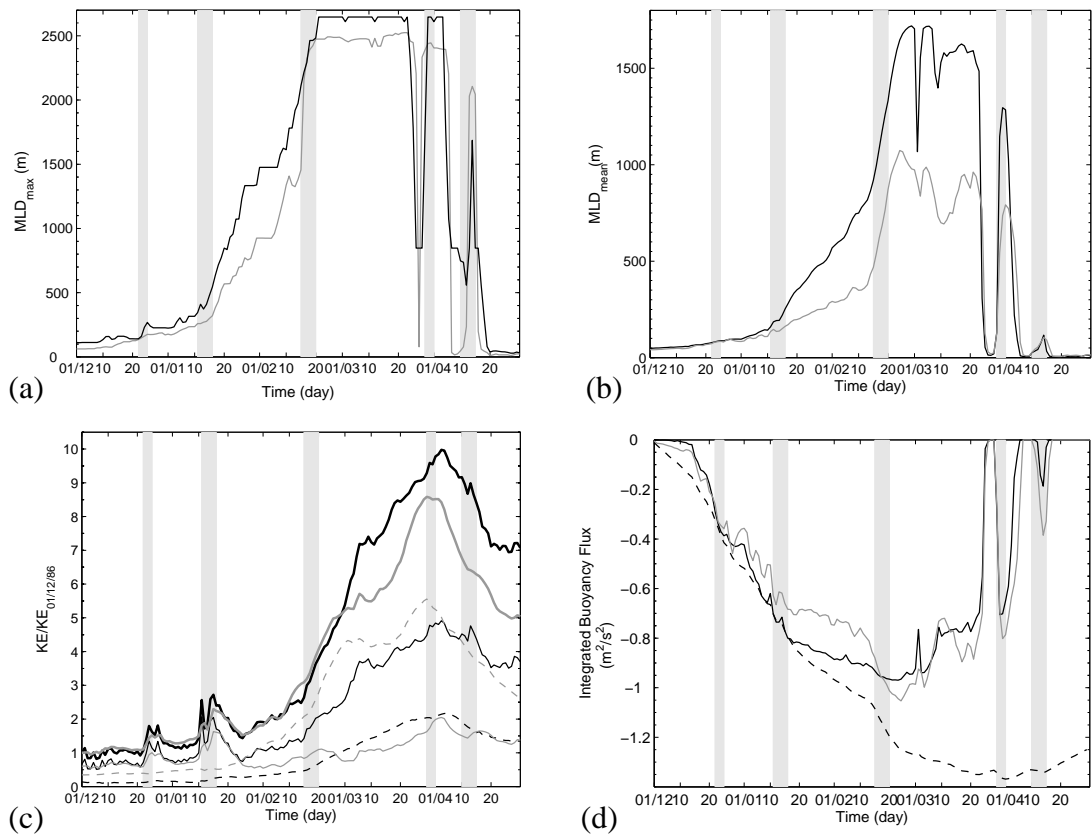


FIG. 7.5 – Evolution of the LION zone average characteristics between 1 December 1987 and 1 April 1987 (black lines : EPOM, gray lines : EROM) : (a) maximum mixed layer depth MLD_{max} (m). (b) mean mixed layer depth MLD_{mean} (m). (c) kinetic energy. Thin full lines : large scale kinetic energy LSKE. Dashed lines : small scale kinetic energy SSKE. Thick full lines : total kinetic energy KE. (d) integrated buoyancy flux ($m^2.s^{-2}$). Full lines : columnar buoyancy as defined by (7.3). Dashed line : integrated surface buoyancy flux since 1 December 1986.

lasts approximately until 25 March. At this time, restratification begins but is interrupted by E4 then, to a much lesser extent, by E5, after what restratification definitively goes on. Note that taking $3 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ like *Artale et al.* [2002] and *Wu and Haines* [1998] instead of 4 does not change the temporal evolution of the MLD and induces an average decrease of the maximum MLD values of 5% of the water depth. From the MLD study the different phases of the convection process, as defined by *MEDOC-Group* [1970] and *Madec* [1990], can be identified : the preconditioning phase (until E2), the violent mixing phase (E3) and the sinking, mixing and spreading phase (after E4 and E5). We also identify the LIW mixing phase (between E2 and E3) during which the mixed layer crosses the LIW layer ($\sim 500 \text{ m}$ depth).

The global temporal evolution of the MLD is similar for both models, and in good agreement with the observations, however one observes some differences. Between E2 and E3 the deepening is stronger for EPOM ($52 \text{ m} \cdot \text{day}^{-1}$ for MLD_{max}) than for EROM ($40 \text{ m} \cdot \text{day}^{-1}$). The mixed layer reaches the LIW layer on 15 January for EPOM and 4 days later for EROM (Figure 7.4.2a). The deep water layer, defined by a density larger than $29.10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ($\sim 1400 \text{ m}$ depth), is reached on 1 February for EPOM and 13 days later for EROM. On the contrary during E3 MLD_{max} deepening is more abrupt for EROM ($203 \text{ m} \cdot \text{day}^{-1}$) than for EPOM ($74 \text{ m} \cdot \text{day}^{-1}$). As a result both models mixed layer reaches the bottom nearly at the same time. Restratification occurs before E4 and E5, completely for EROM but not for EPOM. For EROM some processes, less important or not represented in EPOM, counteract the mixing of the stratified layer, slowing down the deepening of the mixed layer and accelerating its shallowing. Explanations for this difference will be proposed in the following.

7.4.3 Geographic characteristics of the convection zone

In Section 7.4.1, the convection area seems to be larger in the models than in the observations, particularly for EPOM. Figure 7.4.3a shows the SSS on 20 February for both models. The triangle represents the limits of the convection zone observed during the MEDOC87 observation campaign, defined by a SSS larger than 38.40 psu [*Leaman and Schott*, 1991]. The global shape and position of the convection zone is similar for EROM and EPOM and corresponds approximately to the LION area. It is larger than the observed convection zone and extends too much southwestward. It is although relevant to point out that the track of the observation campaign did not cover the zone located southwest of the triangle. It is consequently difficult to conclude about the southwest extension of the observed convection zone. Figure 7.4.3b shows the MLD in the MEDOC area (defined in Figure 7.3.1) on 20 February. The center of the deepest mixed layer area has the same position for both models ($4^{\circ}30' \text{ E} - 41^{\circ}30' \text{ N}$), outside of the observed convection zone and 0.5° southwest of the convection zone center cited by *Leaman and Schott* [1991], *Madec et al.* [1991b] and *Mertens and Schott* [1998]. As suggested by *Madec* [1990], this southwest displacement could be due to the low resolution of the atmospheric forcing or to the weakness of the cyclonic gyre that would induce a southwestward advection of the convection zone. This weakness can be explained by the wind forcing. This particular point is discussed at the end of the present paper.

Figure 7.4.3 shows for both models the evolution during DJFMA of the size of the convection surface, defined as the area where $\rho > 29.10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ on the MEDOC area.

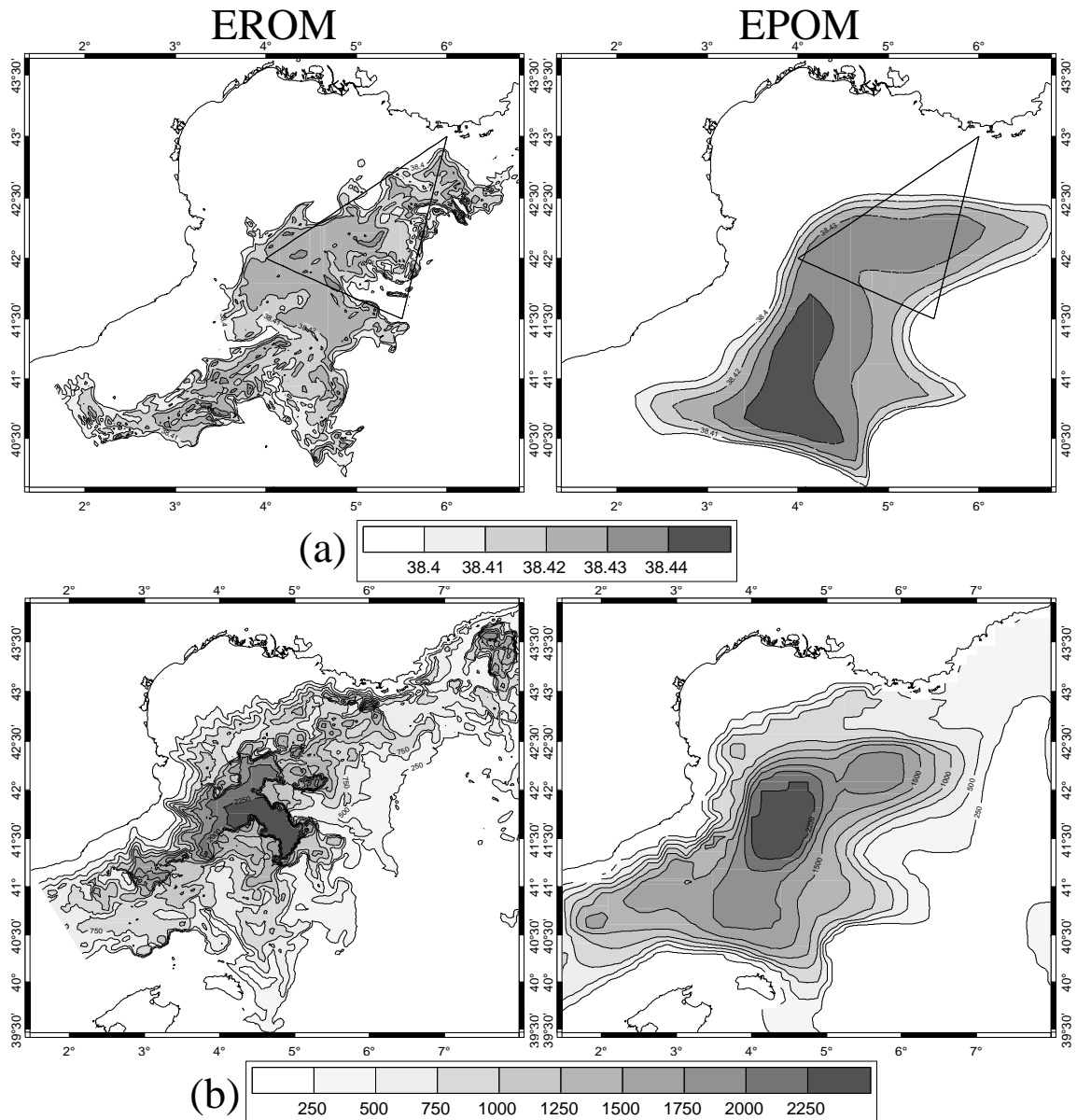


FIG. 7.6 – Convection zone on 20 February. Left : EROM. Right : EPOM. (a) : Sea surface salinity (psu). Only isosurfaces corresponding to salinities higher than 38.40 psu are represented. The triangle represents the observed convection zone, defined by a salinity larger than 38.40 psu [Leaman and Schott, 1991]. (b) : Mixed layer depth (m)

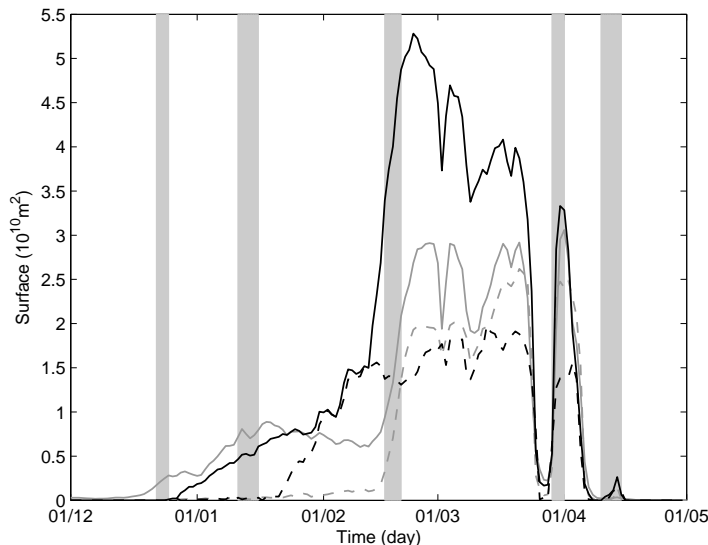


FIG. 7.7 – Convection surface (10^{10} m^2) in the MEDOC area. Grey lines : EROM. Black lines : EPOM. Full line : surface where $\rho > 29.10 \text{ kg.m}^{-3}$. Dashed line : surface where $\rho \in [29.095, 29.105] \text{ kg.m}^{-3}$.

There are two phases in this evolution. For EROM, it increases until E2. Between E2 and E3 it is $\sim 0.7 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$ then, after a strong increase during E3, it reaches its maximum ($\sim 2.9 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$) until E5, then decreases. For EPOM, it increases until E3, the mean surface being $\sim 1.25 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$. The surface strongly increases during E3 and reaches its maximum ($\sim 5.3 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$) on 25 February. The convection surface is in average 1.5 times larger for EPOM than for EROM during the convection period. The average MLD over the LION area (Figure 7.4.2b) is proportional to the mixed volume over the LION area. The maximum mixed volume is smaller for EROM (43% of the total LION volume) than for EPOM (71%) (Figure 7.4.2b). MLD_{max} is quite similar for both models, particularly between E3 and E4 (Figure 7.4.2a). On the contrary during this period the convection surface and volume are approximately twice larger in EPOM than in EROM (Figures 7.4.2b and 7.4.3). The volume difference is therefore related to the horizontal extension difference rather than to the vertical extension difference. The volume where deep convection occurs has therefore approximately the same maximal depth in both models, but in EROM some processes limit its horizontal extension compared to EPOM.

7.4.4 Mesoscale structures

The main difference between both models is the mesoscale structures representation. These structures can be observed in Figures 7.4.3 and 7.4.4, where we show the surface density on 20 February and 20 March 1987, i.e. at the beginning of the violent mixing phase and just before the first restratification phase. For EPOM there are at both times two meanders of size 50-80 km southeast of the convection zone. This corresponds to the scale of the eddies observed by *Demirov and Pinardi* [2007] with a similar eddy-permitting model. For EROM smaller mesoscale structures are

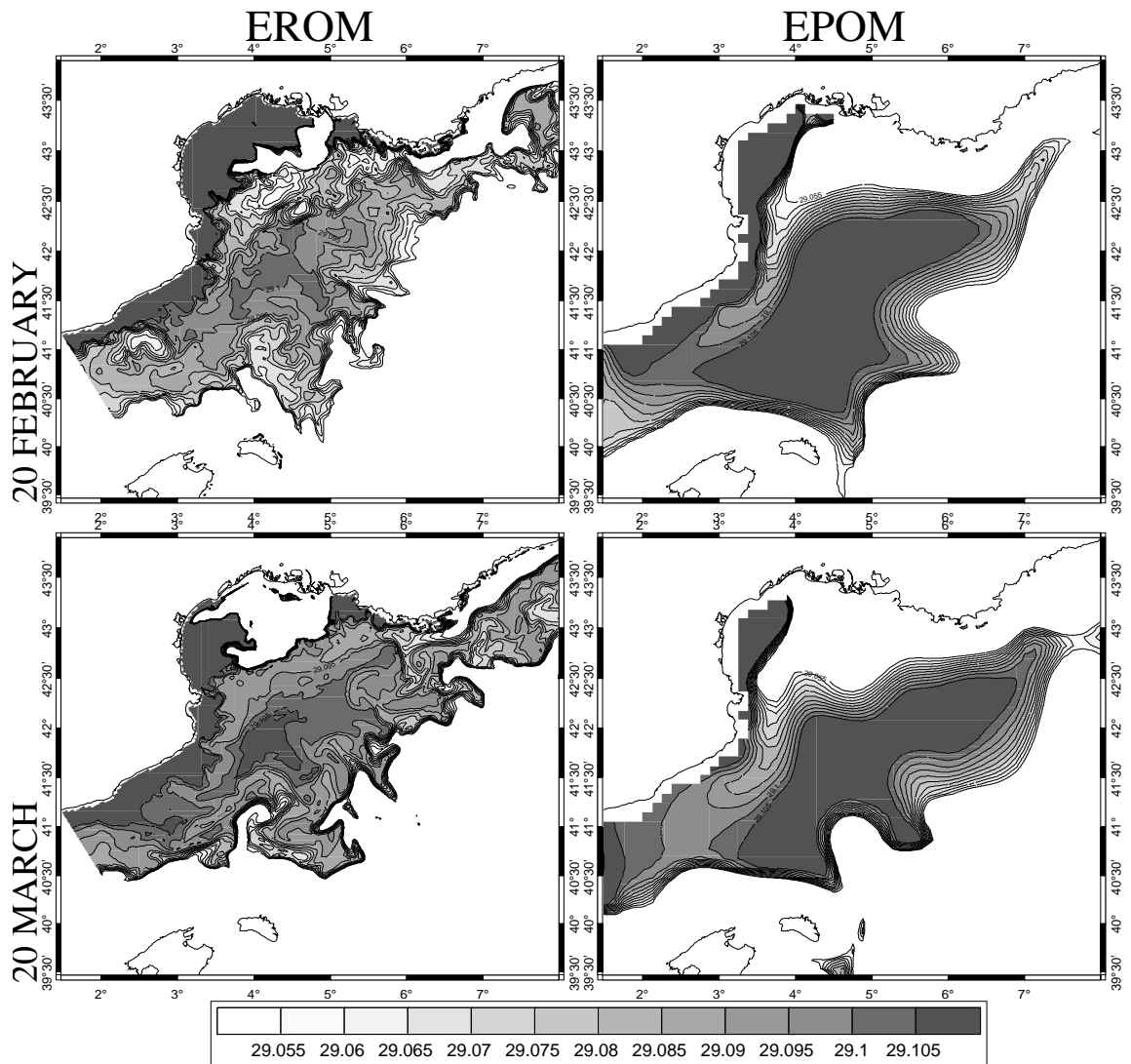


FIG. 7.8 – Sea surface density (kg.m^{-3}). Left : EROM. Right : EPOM. Top : 20 February. Bottom : 20 March. Only isosurfaces corresponding to densities higher than 29.05 kg.m^{-3} are represented.

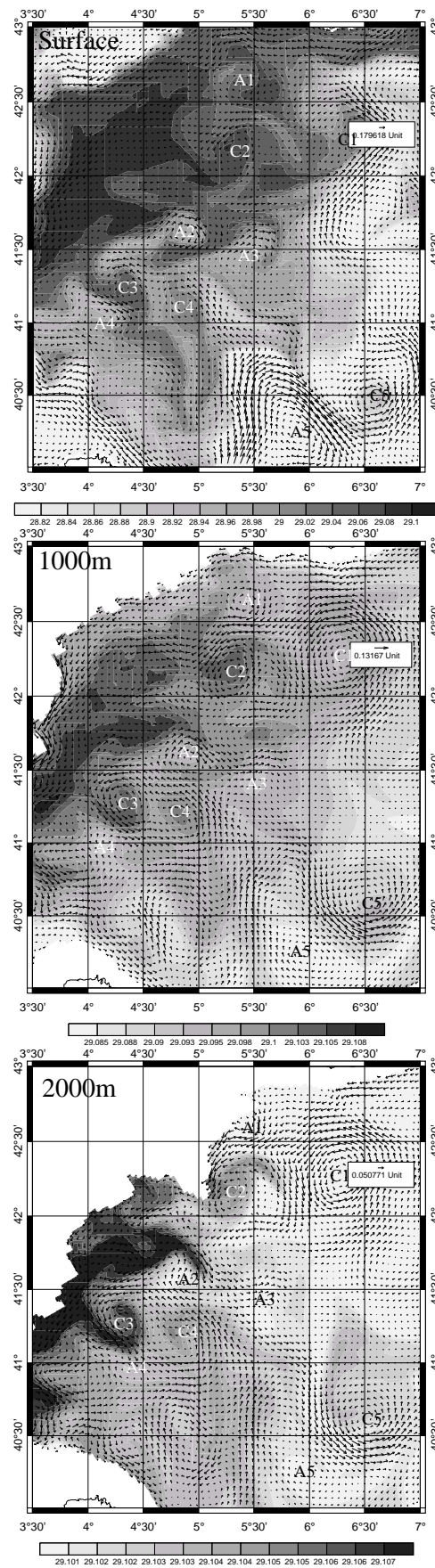


FIG. 7.9 – Density and current at 1, 1000 and 2000m depth on 15 April 1987 in EROM

clearly visible at the periphery of the convection area at both times. In February the typical size of these structures varies between 15 and 35 km. Small mesoscale structures are less present in March and the 15-35 km February structures have evolved into bigger structures whose typical size varies between 30 and 60 km. These structures correspond to observed baroclinic instabilities [Gascard, 1978]. During the convection event, the stratification decreases, the Rossby radius of deformation therefore also decreases, and one could expect a decrease of the size of the eddies. However, the scale of the eddies formed in February increases, due to the functioning of the baroclinic instabilities. Madec *et al.* [1991b] indeed showed that the physical mechanism of the mesoscale structures amplification is associated to the transfer of the potential energy of the density current to the eddy kinetic energy of the meanders and eddies. The size and location of these instabilities as well as their temporal evolution are more consistent with observations [Gascard, 1978; Sankey, 1973] and previous modeling studies made with eddy-resolving models (Madec *et al.* [1991b,a] in the NWMS and Lascaratos and Nittis [1998] in the Levantine Basin) for EROM than for EPOM.

The mesoscale meanders that develop in EROM evolve into eddies, both cyclonic and anticyclonic, that are present in the area long after the convection episode. This is in agreement with observations reported by Testor and Gascard [2006] : after the deep convection event of winter 1994-95, these authors observed both anticyclonic and cyclonic eddies of vertical scale larger than 1000m and about 10-20 km in diameter, hence called submesoscale coherent vortices (SCVs), advecting newly formed DW away from the convection area. In the EROM simulation, the typical size of the eddies varies between 15 and 25 km on 1 March, and between 25 and 50 km on 15 April, after the convection event (to evaluate this size, we consider the diameter for which the velocity is maximum, as done by Testor and Gascard [2006]). We present the density and current fields at different depths of the water column on 15 April in Figure 7.4.4. We can identify at least five anticyclonic eddies (A1 to A5) and five cyclonic eddies (C1 to C5) in the convection area but also out of this area (C5, A5). Characteristics of these eddies are presented in Table 7.1. Cyclonic eddies are associated with local density maxima (i.e. an isopycnal doming) while anticyclonic eddies are associated with local density minima. A careful examination of the density and current fields during the previous days shows that the cyclonic structures transport dense water out of the convection area while the anticyclonic structures spread light water from the periphery to the center of the convection area. These eddies are all barotropic, they can be identified at each depth. Their orbital velocity is about 10-15 cm.s^{-1} at the surface, it decreases with the depth and it is about 5 cm.s^{-1} below 1000m depth (Table 7.1). The corresponding rotation period varies between 7 and 11 days. The vertical scale and orbital velocity of the eddies observed in the EROM simulation are in agreement with observations [Testor and Gascard, 2006, Table 2]. However we were not able to identify anticyclonic eddies advecting dense water in the EROM simulation. Moreover, the eddies observed in this simulation at the end of the convection event are larger than the SCVs observed by Testor and Gascard [2006], and their rotation period is also consequently longer. This can be explained by the model resolution but maybe also by the longer duration of the convection event in 1986-87 than in 1994-95 (deep convection only occurred in early winter in 1994-95). Indeed, the size of the eddies increases during the convection event in the EROM simulation and the size of the eddies observed on 1 March in our simulation

TAB. 7.1 – Characteristics of eddies observed on 15 April 1987. Diameter D (km), surface U_{surf} , 1000m U_{1000} and bottom U_{bot} orbital velocity (cm.s^{-1}), rotation period T (days).

Eddy identifier	D	U_{surf}	U_{1000}	U_{bot}	T
A1	25	10	5	3	9
A2	30	15	4	4	7
A3	30	10	2	1	11
A4	32	15	5	7	8
A5	50	15	5	3	11
C1	45	15	5	5	11
C2	30	13	3	3	8
C3	35	15	7	7	8
C4	25	13	5	3	7
C5	40	15	5	5	10

is in better agreement with the observations than on 15 April. Finally, *Testor and Gascard* [2006] suggested that SCVs could be responsible for 40% of the spreading of newly formed DW away from the convection area. We will evaluate the role of these eddies in the spreading of the DW formed during the convection event in Section 7.5.

7.4.5 Energetic analysis

We perform an energetic analysis to study more precisely the evolution of the observed mesoscale structures. First, from the convection surface S_{conv} (Figure 7.4.3), we compute a typical convection radius for each model $r_{conv} = \sqrt{S_{conv}/\pi}$. We obtain two typical radii : 50km between E2 and E3 then 100km between E3 and E4 for EROM, and 65km between E2 and E3 then 130km on 25 February for EPOM. *Visbeck et al.* [1996] proposed a formula to compute the time required for eddies at the periphery of the convection zone to reach finite amplitude : $t_{eddy} = 12(r_{conv}^2/B)^{1/3}$ where B is the buoyancy loss defined by (7.1). *Lascaratós and Nittis* [1998] used this formula to study baroclinic eddies in the Rhodes gyre. During the convection period we have $B \sim 1.9 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2.\text{s}^{-3}$. We obtain $t_{1,EROM} \approx 32$ days and $t_{2,EROM} \approx 51$ days for EROM and $t_{1,EPOM} \approx 38$ days and $t_{2,EPOM} \approx 62$ days for EPOM.

Circulation ocean models like EROM and EPOM are able to represent processes whose spatial scale is larger than 5-6 times the model resolution. EROM, resp. EPOM, should be able to represent processes of scale larger than 18 km, resp. 60 km. 60km also corresponds to the upper limit of the size of the mesoscale structures observed in the EROM simulation (Section 7.4.4). Figure 7.4.2c presents for EROM and EPOM the evolution of the kinetic energy averaged over the LION area. We present the total kinetic energy (KE), the kinetic energy associated with processes of scale smaller than 60 km (small scale kinetic energy, SSKE) and the kinetic energy associated with processes of scale larger than 60 km (large scale kinetic energy, LSKE). To compute LSKE and SSKE, we compute the mean velocity over 60 km cells for both models and then compute the kinetic energy associated with

this velocity (LSKE) and the kinetic energy associated with the total velocity minus this velocity (SSKE). To make things comparable we normalize the different kinetic energies by the KE on 1 December.

The KE evolution is similar for both models until 25 January. The SSKE is small and stable. Peaks of KE that occur during E1 and E2 correspond to wind energy transfer to the sea surface and are associated with LSKE. Before E2 the kinetic energy is therefore associated with processes of scale larger than 60 km, no strong mesoscale activity exists in the LION area. From 25 January to E3, KE increases similarly for both models. At E3 there is for both models an abrupt KE increase, until a local maximum on 25 February (30 days after the beginning of KE increase on 25 January) for EROM, and on 6 March (40 days after 25 January) for EPOM. For both models this period corresponds to the time t_1 computed above. However, the KE evolution is associated with LSKE increase for EPOM whereas it is associated with SSKE increase for EROM. This corresponds to the size of the structures observed in Figure 7.4.4 for 20 February described in Section 7.4.4. For both models this local maximum occurs when restratification begins (Figure 7.4.2b).

The KE reaches its absolute maximum on 29 March (63 days after 25 January) for EROM, and on 3 April (68 days after 25 January) for EPOM. It then decreases. This period corresponds to the time t_2 computed above and KE evolution during this period still corresponds to the size of the structures observed in Figure 7.4.4 for 20 March. Indeed, in EPOM, the LSKE is always at least twice larger than the SSKE, the convection episode is therefore mainly associated with the development of processes of scale larger than 60km. For EROM, between E3 and E4, the LSKE increases but always stays at least twice smaller than the SSKE and the KE maximum is still associated with SSKE.

A spectral analysis of the kinetic energy over the LION area is performed for the EROM simulation to examine more precisely the evolution of the size of the most energetic processes. Results are presented on Figure 7.4.5 where the KE relative to the total KE on 01 December is plotted as a function of the wavelength. When the convection begins, in January, the maximum KE is obtained for wavelengths ~ 15 km, and this KE begins to increase. The KE increase is abrupt during the violent mixing phase that occurs in February, and still associated to wavelengths ~ 15 km. The wavelength of maximum energy then increases to 30 km at the end of March, i.e. the end of the convection event, and to 50 km at the end of April. This confirms the increase of the mesoscale structures size, already observed in Section 7.4.4. This spectral analysis shows that the scale of the most energetic processes evolves from 15 km to 50 km during the winter for the EROM simulation. The KE evolution in EROM corresponds to the expansion of the mesoscale structures from 15-35 km to 30-60 km, described in Section 7.4.4, and is consistent with observations [Gascard, 1978] and previous modeling studies [Madec *et al.*, 1991b,a]. Moreover, there is approximately one month between the SSKE local maximum after E3 and the absolute maximum after E4. This is also in agreement with the cited studies.

Using an eddy-permitting with the same spatial resolution as EPOM, Demirov and Pinardi [2007] performed a spectral analysis of the kinetic energy in the Gulf of Lions. The KE associated to the 15-50 km range increases during the winter in their study, however, the maximum of KE is obtained for wavelengths larger than 50km. This result is in agreement with KE behavior observed in the EPOM simulation : the SSKE increases, but the maximum energy is associated to the LSKE.

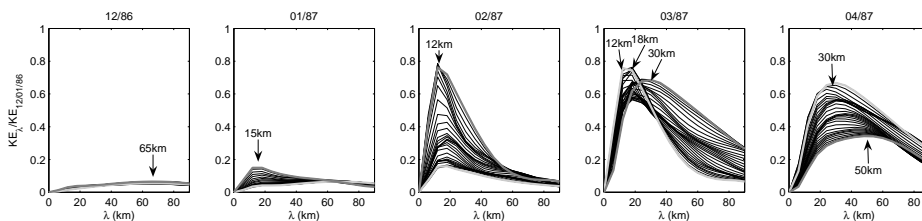


FIG. 7.10 – Spectra of the kinetic energy over the LION area for December 1986 and January to March 1987. The light gray, resp. dark gray curves shows the spectra at the beginning, resp. end of each month.

The most energetic processes correspond to scales larger than 60km in those eddy-permitting models, whose resolution does not enable to represent very precisely the high-energetic mesoscale processes represented by EROM.

This energetic analysis confirms that the convection episode is associated with the development of mesoscale structures whose spatial scale and evolution is more in agreement with observations and previous modeling studies in EROM than in EPOM. The LSKE evolution also shows that the large scale circulation is activated during the convection episode.

7.4.6 Buoyancy analysis

The main difference between both models is their ability to represent mesoscale structures (Sections 7.4.4 and 7.4.5). Theoretical studies [Legg and Marshall, 1993; Jones and Marshall, 1993; Marshall and Schott, 1999] suggested that these structures facilitate the transfer of buoyancy across the periphery of the convection zone by helping to the advection of lighter and stratified water into the convection area, hence slowing down the mixed layer deepening, reducing the convection volume and surface and helping to the restratification process. These consequences exactly corresponds to the differences between EROM and EPOM described in Sections 7.4.1, 7.4.2 and 7.4.3. The effect of the mesoscale structures on the development of the convection area by lateral buoyancy flux advection is now studied by performing a buoyancy analysis as done by Artale *et al.* [2002]. The buoyancy flux required to mix an initially stratified water column down to the depth h can be computed using the formula cited by Lascaratos and Nittis [1998]

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{B(t)}{N^2(h).h} \quad (7.2)$$

where N (s^{-1}) is the initial Brunt-Vaisala frequency and B is given by (7.1). Separating the h -dependent and t -dependent terms and integrating (7.2) we obtain

$$\int_0^{h_{lim}} N^2(h).h.dh = \int_0^{t_{lim}} B(t)dt = \int_0^{t_{lim}} (B_{surf}(t) + B_{lat}(t))dt \quad (7.3)$$

The left-hand side term of (7.3) represents the buoyancy loss that must be provided to the initially stratified water column to mix it down to the MLD h_{lim} at time t_{lim} , called columnar buoyancy. The right-hand side term represents the buoyancy flux integrated from the initial state to the time t_{lim} . This buoyancy flux has two components : the surface flux B_{surf} and the lateral flux B_{lat} . Figure 7.4.2d shows for each

model the evolution of the average over LION of the columnar buoyancy and the integrated surface buoyancy flux. The difference between both curves corresponds to the lateral buoyancy flux into the LION area. The initial state is 1 December when MLD_{mean} is approximately zero (Figure 7.4.2b).

Until E2 the columnar buoyancy is approximately equal to the integrated surface buoyancy flux for each model, there is no lateral buoyancy flux. This shows that the convection zone is well isolated by the cyclonic vortex. After E2 the columnar buoyancy becomes higher than the integrated surface buoyancy flux. This means that positive buoyancy is advected laterally into the LION area. Between E2 and E3 this advection is more important for EROM than for EPOM. This higher lateral advection is due to the mesoscale structures described in Section 7.4.4 : anticyclonic eddies advect light water into the convection area. During E3 the advection of lighter water is briefly interrupted in EROM, probably because of the annihilation of the mesoscale eddies by the strong wind event [Madec *et al.*, 1991a]. MLD_{mean} increase is similar in both models ($\sim 80 \text{ m.day}^{-1}$). However the mixed layer has to cross shallower, therefore more stratified, water layers in EROM (Figure 7.4.2b). This explains the stronger columnar buoyancy decrease in EROM than in EPOM during this period. As soon as restratification occurs, the difference between the columnar buoyancy and the integrated surface flux can not be interpreted anymore. This buoyancy analysis confirms that the mesoscale structures described in Section 7.4.4 are responsible for the lateral advection of positive buoyancy, i.e. of light water, into the convection area. This light water advection helps to maintain surface buoyancy and heat forcing, as we will see in the next section. It is therefore essential to represent correctly the mesoscale structures in order to model correctly the timing of the convection episode and to stabilize the characteristics of the DW formed.

7.4.7 Surface formation, storage, mixing and export of DW

The analysis of the evolution of the DW formed during the convection episode enables us to investigate the impact of the resolution, and thus of the mesoscale structures, on this evolution during the convection episode. Figure 7.4.7 presents the evolution of the volume of DW ($\rho > 29.10 \text{ kg.m}^{-3}$) stored in the NWMS since 1 December (V), the integrated net transport of DW in the NWMS since 1 December ($Trans$), the total volume of DW formed by the surface atmospheric fluxes since 1 December ($Surf$) and the total volume of DW consumed by mixing since 1 December (Mix). Due to model projections, the region used in the calculations is the MEDOC area (Figure 7.3.1) for EROM and the area north of 40° and west of 9.5° for EPOM. A negative transport corresponds to an export from the NWMS. The volume of DW produced at the surface by the atmospheric fluxes during the time Δt is computed using Walin [1982] method as done by Tziperman [1986] and Speer and Tziperman [1992] : this volume corresponds to the volume of water that crosses the isopycnal 29.10 kg.m^{-3} due to the surface fluxes. It can be evaluated using Speer and Tziperman [1992] formula :

$$\Delta Surf = \frac{-\rho_0}{g\Delta\rho} \sum_{(x,y)/\rho(x,y) \in [29.10 \pm \frac{1}{2}\Delta\rho]} B\Delta x\Delta y\Delta t \quad (7.4)$$

with B given by (7.1), Δx and Δy the model resolution and $\Delta\rho = 0.01 \text{ kg.m}^{-3}$. Integrating (7.4) between 1 December and t , we obtain $Surf$, the total volume of

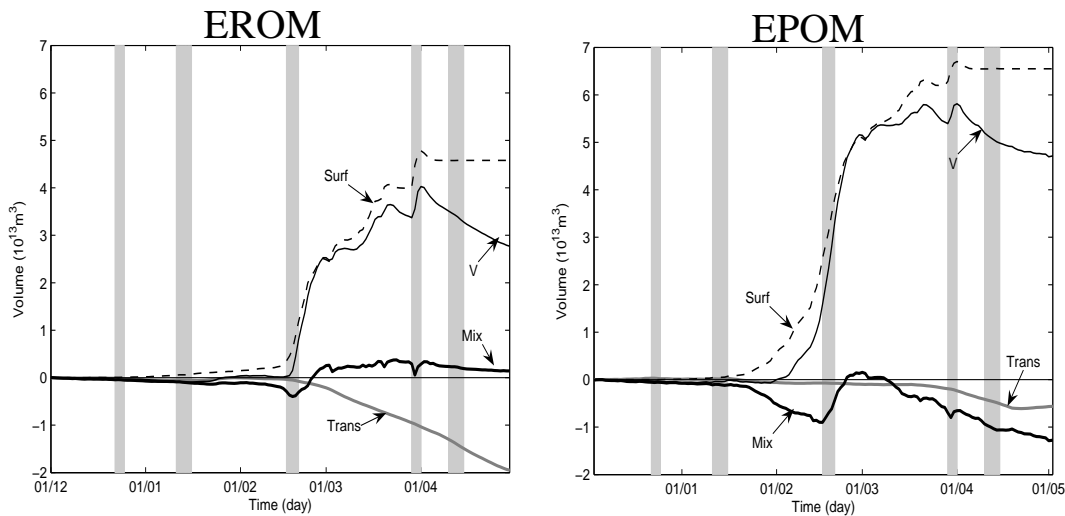


FIG. 7.11 – Evolution of the DW ($\rho > 29.10 \text{ kg.m}^{-3}$) between 1 December 1986 and 30 April 1987 in the MEDOC area for EROM and in the area north of 40° and west of 9.5° for EPOM. Left : EROM. Right : EPOM. Positive/negative values correspond to DW gain/loss. Gray line : integrated net transport across the MEDOC boundaries since 1 December. Thin black full line : total DW volume stored in the MEDOC area since 1 December. Black dashed line : volume of DW formed by the atmospheric fluxes since 1 December. Thick black full line : volume of DW produced by mixing since 1 December. Unit : 10^{13} m^3 .

DW formed at the surface between 1 December and t . The volume consumed by mixing, Mix , is then computed using the conservation relationship

$$V = Surf + Mix + Trans \quad (7.5)$$

For EROM the surface DW formation as well as the net transport, storage and mixing of DW are almost equal to zero until E2. Between E2 and E3 $Surf$ increases very slightly, immediately consumed by mixing. Significant surface formation occurs between E3 and end of March, then between end of March and 5 April surface formation increases less abruptly. Most of this produced water is stored. After 5 April surface formation ceases and V decreases, mainly due to net export.

For EPOM surface formation, net export, storage and mixing of DW are equal to zero until E2. Significant surface formation begins at E2, i.e. one month sooner than in EROM. This water is first consumed by mixing then also stored from 5 February. From E3 $Surf$ and V increase until 25 February, then $Surf$ increases less abruptly and most of the DW formed is exported and consumed by mixing. Surface formation definitively ceases at E4 and V decreases, mainly due to mixing. For both models the DW volume storage approximately begins to increase when the mixed layer reaches the DW layer (Figure 7.4.2a). Right after E4, $Surf$ and V decrease slightly in both simulations, corresponding to the consumption of DW by the atmospheric fluxes. During the violent mixing phase, the quantity of water formed at the surface increases strongly for both models, due to the strong buoyancy loss. During this period, mixing produces $1.0 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ of DW in EPOM and $0.6 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ in EROM. In Figure 7.4.3 the difference between the full line and the dashed line represents the

quantity of water whose density is higher than 29.05 kg.m^{-3} . Most of the density of the convection surface is greater than 29.105 kg.m^{-3} after E3 for EPOM. DW can be formed by mixing of this very dense water with water lighter than 29.10 kg.m^{-3} . For EROM, for which the DW density is mainly in the $[29.095, 29.105] \text{ kg.m}^{-3}$ range (Figure 7.4.3), DW is also formed by mixing with very dense water, but to a lesser extent. In EROM, the DW formed at the surface is indeed constantly mixed with less dense water by the baroclinic instabilities in EROM, which advect lighter water into the convection area. Consequently, the surface water density increases less for EROM than for EPOM and stays closer to 29.10 kg.m^{-3} . The baroclinic instabilities therefore stabilize the density of the DW formed.

After this strong increase and until E4, $2.3 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ of water is formed at the surface in EROM and $1.6 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ is formed in EPOM. Most of the convection surface density is indeed greater than 29.105 kg.m^{-3} for EPOM and not for EROM (Figure 7.4.3). A larger surface is therefore taken into account in (7.4). For EROM, surface formation is consequently constantly maintained by this mixing of very dense water with lighter water that stabilizes the density of the DW formed, explaining the higher volume of water formed at the surface during this phase.

For EROM, the main terms in (7.5) are *Surf* and *Mix* between E2 and E3, *Surf* and *V* between E3 and E5 and then *V* and *Trans*. For EPOM, they are *Surf*, *V* and *Mix* between E2 and E3, *Surf* and *V* between E3 and E5 and then *V*, *Mix* and *Trans*. On 30 April, for EROM, $4.6 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ (97%) of water have been formed at the surface and $0.1 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ (3%) by mixing, of whom $2.8 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ (59%) have been stored, $1.9 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ (41%) have been exported. For EPOM, $6.6 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ of DW have been formed at the surface of whom $4.8 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ (72%) have been stored, $0.6 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ (9%) have been exported and $1.2 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ (19%) have been mixed with less dense water. At each stage of the convection episode the transport is much more important in EROM than in EPOM, the proportion of exported water being twice larger in EROM than in EPOM. Mesoscale structures advect dense water out of the convection area (Section 7.4.4), explaining this much higher export in EROM. This particular point will be studied more precisely in Section 7.5.2.

This DW volume evolution analysis therefore underlines the essential role of the baroclinic instabilities in the DW surface formation, mixing and transport during the convection episode, and in the stabilization of the characteristics of the DW formed. The DW formation rate takes at once convection time, surface and depth into account. It can first be computed using *Lascazatos and Nittis* [1998] method, also used by *Castellari et al.* [2000], i.e. dividing the maximum DW volume V stored during the convection episode by the number of seconds in one year. The corresponding DW formation rate for EROM, resp. EPOM, over the NWMS area is 1.3 Sv, resp. 1.8 Sv, in agreement with *Castellari et al.* [2000] mean value for the NWMS (1.6 Sv). The higher formation rate for EPOM than for EROM is related to the larger three-dimensional EPOM convection zone and to the fact that DW formation begins earlier in EPOM. However, this method does not take export into account. Using *Speer and Tziperman* [1992] method, i.e. using the volume of water formed at the surface *Surf*, rather than V , we obtain 1.5 Sv, resp. 2.1 Sv, for EROM, resp. EPOM. With this method, *Tziperman and Speer* [1994] obtain a mean value of 1 Sv in the NWMS. However, winter 1986-87 is a strong convection winter, our larger formation rates are therefore consistent with *Tziperman and Speer* [1994] rate. The higher formation rate for EPOM than for EROM with this method is related to the

higher surface formation in EPOM. This method gives a higher formation rate than *Lascaratós and Nittis* [1998] method since it does not take mixing and export into account. A more meaning method could be to take export and mixing into account by using $V + Trans$, since it is actually the total remaining volume of water of density higher than 29.10 kg.m^{-3} . In this case, we obtain 1.5 Sv, resp. 1.7 Sv, for EROM, resp. EPOM. This rate is larger in EPOM, due to the larger storage. Between 30 April and 1 September 1987, in EROM, $1.3 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ of DW have been consumed, 87% by advection and 13% by mixing, and $1.4 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ are stored on 1 September. For EPOM, $0.9 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ of DW have been consumed, 36% by advection and 64% by mixing, and $3.8 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ are stored, approximately three times as large as in EROM. Mesoscale structures therefore also play an important role in the DW mixing and export after the convection episode. As a result, EPOM overestimates the memory effect of the DW in the LION area. This will probably influence the next winter stratification and consequently convection representation. It would be interesting to model the whole Western Mediterranean with EROM to see the difference between the DW evolution in the whole area in both models over a longer period. *Testor and Gascard* [2006] and *Demirov and Pinardi* [2007] indeed suggest that eddies could transport this water during months from the NWMS to the Algerian basin. Moreover, several authors demonstrated the importance of the intermediate water transport in the variability of the amount of DW formed in the NWMS [*Wu and Haines*, 1998; *Artale et al.*, 2002] but also in the global thermohaline circulation [*Calmanti et al.*, 2006; *Straneo*, 2004]. *Béranger et al.* [2004] and *Millot and Taupier-Letage* [2005] showed that mesoscale eddy shedding at the exit of the Sicily Strait and in the Algerian Basin was partly responsible for the transport of LIW in the Western Mediterranean. This transport of LIW by eddies, not represented in EPOM, would certainly be better represented in a basin version of the EROM model.

7.5 Effect of deep convection on the NWMS circulation

It was shown in Section 7.4 that the mesoscale structures constitute the main difference between EPOM and EROM representations of the deep convection. These structures have an upper scale of 60 km in EROM and play an important role in the lateral advection of positive buoyancy and in the DW formation and advection, in the timing of the convection, and in the stabilization of the characteristics of the DW formed. These structures being represented in EROM and not in EPOM, we now use results of the EROM simulation to assess the effects of deep convection on the NMWS circulation. We first focus on the effect of deep convection on the boundary circulation and overturning. We then evaluate the respective contributions of mesoscale structures and boundary current in the fate of newly formed DW during and after the convection episode. We finally study their role in the restratification by examining the destruction and rebuilding of the light water surface layer.

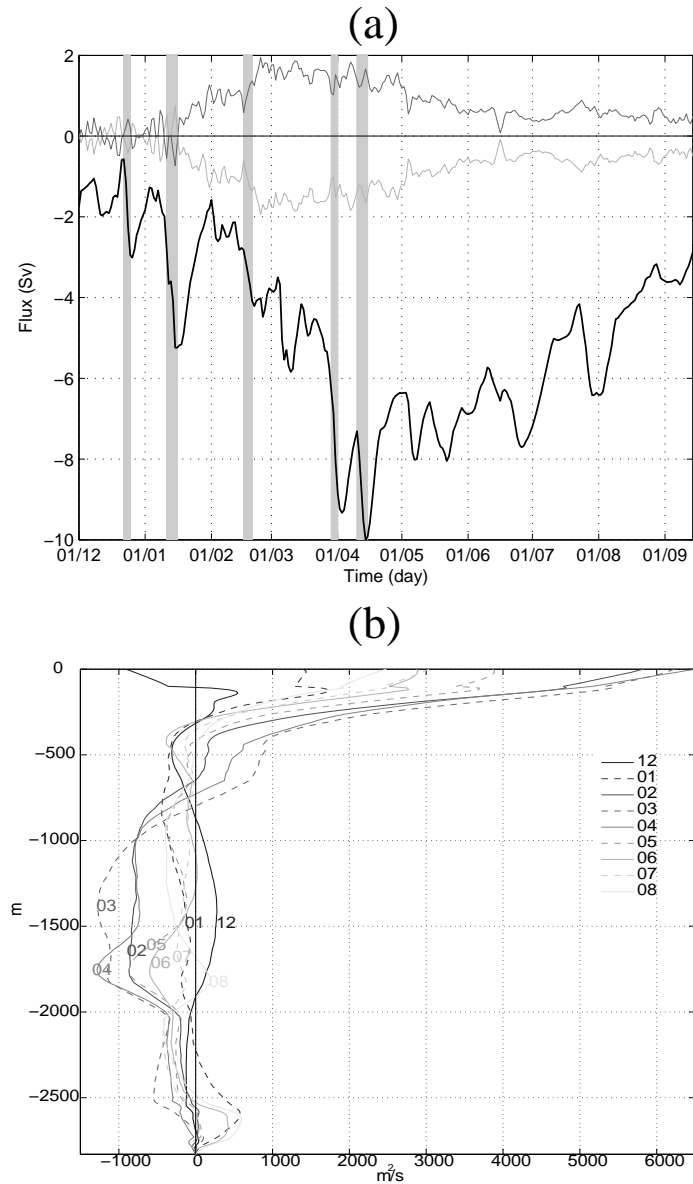


FIG. 7.12 – Activation of the NWMS circulation by the deep convection. (a) : daily net flux at the MEDOC boundaries (Sv) in the 0-500m layer (thin dark gray line) and in the 500m -bottom layer (thin light gray line). Minimum of the barotropic stream function over the EROM domain (black line). (b) : vertical profile of the monthly net flux at the MEDOC boundaries between December 1986 and August 1987.

7.5.1 Effect of deep convection on the boundary circulation and the overturning

In this section the effect of deep convection on the boundary circulation and the overturning in the NWMS is investigated by examining the results of the EROM simulation. An analytical study by *Crépon et al.* [1989] and a quasi-geostrophic study by *Barnier et al.* [1989] showed that deep convection activates the boundary circulation in this area.

Activation of the boundary and mesoscale circulation

A detailed description of the circulation in the Western Mediterranean Sea was proposed by *Millot* [1999]. The main current in this area is the Northern Current that flows in the upper part of the water column between 0 and 700 m. The west- and east-Corsica branches of Modified Atlantic Water coming from the Sicilia strait join together in the Ligurian Sea and flow southward along the French Coast across the Gulf of Lions shelf. A branch continues along the Spanish Coast whereas the other branch bends eastward and forms the cyclonic circulation. These main characteristics of the NWMS circulation are correctly reproduced in the EROM simulation. The cyclonic boundary circulation that characterizes the boundary current in the area corresponds to negative values of the stream function ϕ . We plot in Figure 7.5.1a the minimum of ϕ , that represents the intensity of the cyclonic circulation. Before the convection event, ϕ is greater than -2 Sv. There are then two different time scales in the decreasing of the stream function minimum. First, after each meteorological event, ϕ reaches a local minimum during one or two days. This high-frequency signal corresponds to the activation of the cyclonic circulation by the wind. Second, there is a global decrease of ϕ between the beginning of February and the last meteorological event, i.e. during the whole convection event. At the end of the convection event ϕ is smaller than -8 Sv. This decrease on a larger time scale, in agreement with LSKE increase during the convection event (Section 7.4.5), corresponds to the enhancement of the cyclonic boundary circulation by deep convection. After the convection event, this activation of the circulation ceases and ϕ progressively increases, reaching -3Sv on 15 September 1987. ϕ is still smaller than before the convection event : the memory effect of this activation lasts several months.

Mesoscale activity of the boundary current is also enhanced during the deep convection episode. As reported by *Millot* [1999], intense winter mesoscale activity of the Northern Current was observed by several investigators. This mesoscale activity is reproduced in our simulation and is synchronous with the convection event. The mesoscale activity of the Northern Current is pronounced in February, with meanders whose characteristics agrees with the observations reported by *Millot* [1999] : the size is a few tens of kilometers and the speed is around 6 km.day^{-1} . We observe this activity from mid-January until end of April. Before January and after April, no mesoscale activity can be observed.

The overturning activation

The deep convection also activates the vertical NWMS circulation, as can be observed by examining the water flux at the boundary of the MEDOC area. Figure 7.5.1b shows the vertical structure of the monthly net water flux at the MEDOC

TAB. 7.2 – Absolute value (10^{13} m^3) and proportion (%) of DW exported across the EAST and WEST boundaries and contribution of the boundary current (LS) and mesoscale structures (SS) between 01/12/1986 and 30/04/1987, 01/05 and 15/09/1987 and 01/12/1986 and 15/09/1987. Negative values correspond to net import

	01/12 - 30/04		01/05 - 15/09		01/12 - 15/09	
	(10^{13} m^3)	(%)	(10^{13} m^3)	(%)	(10^{13} m^3)	(%)
EAST	0.29	15	0.75	67	1.04	34
EAST LS	0	0	0.03	3	0.03	1
EAST SS	0.29	15	0.72	64	1.01	33
WEST	1.67	85	0.38	33	2.05	66
WEST LS	1.26	64	0.47	42	1.73	56
WEST SS	0.41	21	-0.09	-9	0.32	10

boundaries between December 1986 and August 1987. The net incoming flux in the 0-500 m layer is minimum in December and January, reaches a maximum between February and March and then decreases. Meanwhile, the flux in the lower layer becomes more and more negative, with a maximum net export in March and April in the 700-2000m layer. From April the net export decreases, with a maximum near 1700m depth. The flux at the MEDOC boundary can therefore be vertically divided in two main layers : the 0-500m layer, with a net incoming flux that increases during the convection event, and the 500m - bottom layer, with a net outgoing flux that also increases. The daily net fluxes across the MEDOC boundary in the 0-500m layer and the 500m-bottom layer is presented in Figure 7.5.1a. The net incoming flux in the 0-500m layer and outgoing flux in the 500m-bottom layer increase during the three first meteorological events, and then decrease gradually until the end of the simulation while the DW is progressively evacuated from the area. At the end of the simulation, these fluxes are still larger than before the convection event : the memory effect of this activation lasts many months. This increase of the surface net water import and the deeper layer net water export shows the activation of the overturning during the deep convection event in the NWMS.

In conclusion, the boundary circulation is activated both vertically and horizontally during deep convection, in agreement with previous theoretical studies. Note that this enhancement is also observed in EPOM [Somot, 2005]. The enhancement of the mesoscale activity of the boundary circulation is also very well correlated with the deep convection episode.

7.5.2 DW spreading during and after deep convection : role of the boundary current and the mesoscale structures

The knowledge concerning the spreading of DW during and after deep convection events still need to be improved in order to understand the connection between deep convection and the thermohaline circulation [Testor and Gascard, 2006]. The goal of this section is to evaluate the respective contributions of mesoscale structures and boundary current in the DW spreading out of the NWMS area during and after the convection event. The MEDOC boundary is divided between the EAST (Balearic

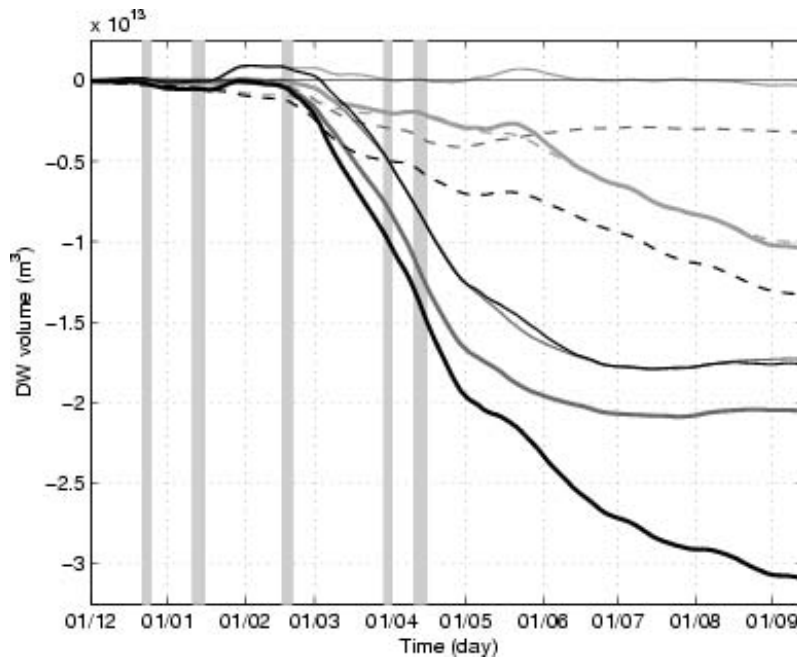


FIG. 7.13 – Integrated net DW transport across the MEDOC boundaries since 1 December. Thick full line : Total flux. Thin full line : large scale flux. Dashed line : small scale flux. Dark gray : WEST boundary. Light gray : EAST boundary. Black : whole boundary.

Islands - Italy) and the WEST (Spain - Balearic Islands) sub-boundaries (see Figure 7.3.1). Large scale (LS) and small scale (SS) currents are computed using the same technique as in Section 7.4.5. The mesoscale structures and eddies studied in Section 7.4.4 have an upper space scale of approximately 60km. We therefore take again this value to differentiate the large scale and small scale current, which consequently respectively correspond to the boundary current and the mesoscale structures. To compute the component of water transport due to the boundary current across a given boundary, we then compute the net flux of dense water ($\rho > 29.10 \text{ kg.m}^{-3}$) due to the large scale current : $\iint_S \vec{U}_{LS} \cdot \vec{d}s$ where S is the surface formed by the boundary where $\rho > 29.10 \text{ kg.m}^{-3}$ and \vec{U}_{LS} is the large scale velocity. The same method is used for the mesoscale structures with the small scale current. The net DW ($\rho \geq 29.10 \text{ kg.m}^{-3}$) fluxes integrated from 1 December across the MEDOC boundary and the EAST and WEST boundaries is presented in Figure 7.5.2, where we also present the respective contributions of the large scale current and the small scale current.

DW exported across the WEST boundary

Between mid-January and the end of April, i.e. during the convection event, DW is mainly exported out of the MEDOC area by the WEST large scale flux (Figure 7.5.2). The ratio of DW exported across the WEST and EAST boundaries by the large scale and small scale currents are given in Table 7.2. At the end of April, 64% of the exported DW has been exported across the WEST boundary by the large scale current, while mesoscale structures (SS) have exported 21% of DW

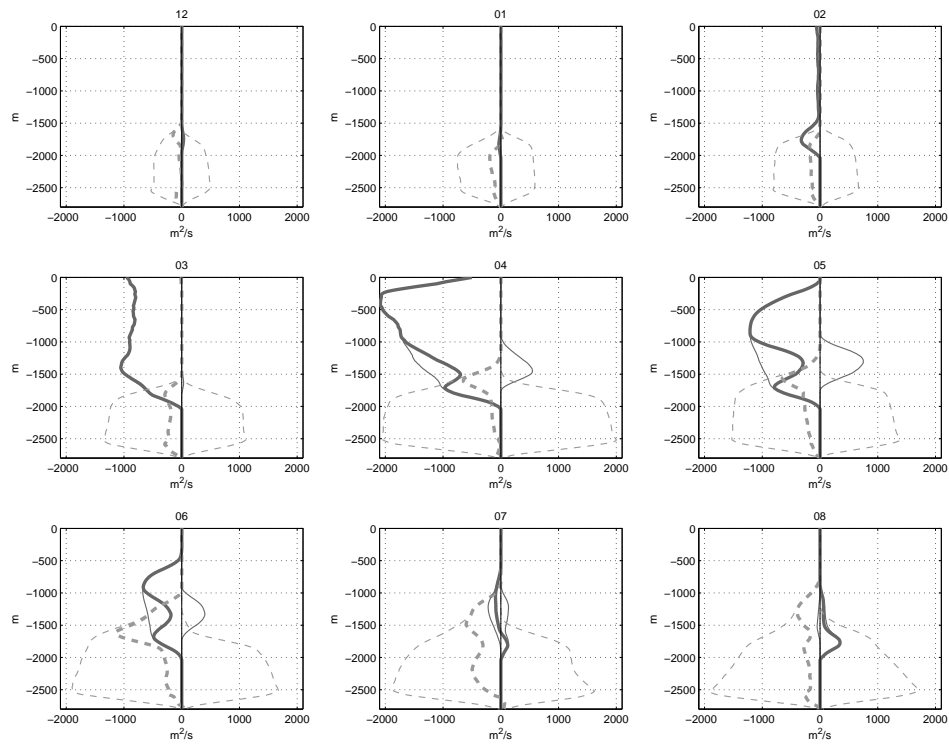


FIG. 7.14 – Vertical structure of the incoming, outgoing and net DW fluxes across the MEDOC boundaries since 1 December. Thick full line : Net flux. Thin full line : large scale flux. Dashed line : small scale flux. Dark gray : WEST boundary. Light gray : EAST boundary. Black : whole boundary.

across the WEST boundary. Both processes are actually closely related in this area. The WEST outgoing large scale current corresponds to the boundary current that flows southwestward along the Catalan coast. A careful examination of the current and density horizontal fields during this period (not shown here) reveals that the DW present in the convection area is incorporated in the boundary current when mesoscale structures formed in the convection area near the boundary current are dragged by this current. The twice smaller export in EPOM (Section 7.4.7), that reproduces the large scale current but not the mesoscale structures, confirms that both scales are involved in this process. This is the so-called bleeding effect, first suggested by *Madec et al.* [1991b] and observed in the area by *Send et al.* [1996]. In the Catalan sea, both large scale and small scale currents are therefore involved in this bleeding effect, which could then be responsible to up to 85% of the DW export during the convection event (Table 7.2).

Having evaluated the contribution of the bleeding effect in the DW export, the question of the depth of this export still remains to be answered. The vertical structure of the different fluxes is presented in Figure 7.5.2. For clarity, we only show the WEST large scale flux and the EAST small scale flux, whose contributions in the DW export are predominant, as we will see. In February, DW begins to be exported by the large scale current across the WEST boundary between 1500 and 2000m depth. The upper depth of this export shallows in March : at this time, DW is present throughout the water column in the convection area and is exported by the large scale current on the whole depth of the WEST section (0-1800m). The upper depth of this export then deepens, as well as the depth of the maximum export, corresponding to the sinking of the DW in the convection area after the convection event. This flux is maximum between 500 and 1000m until June (Figure 7.5.2). DW being exported by the bleeding effect is therefore not particularly lowered to deeper layers during this process.

After the convection event, the net export across the WEST boundary decreases and becomes negligible at the end of June (Figures 7.5.2 and 7.5.2). Moreover, after March, there is also a small net import of DW by the small scale current (Figure 7.5.2 and Table 7.2) and around 1500m depth by the large scale current (Figure 7.5.2). This actually corresponds to the import of DW, previously exported across the WEST boundary into the Catalan sea, by the deep part of the North Balearic current. Finally, the bleeding effect across the WEST boundary is responsible for up to 33% of the export of DW that definitively crosses the MEDOC boundary between May and September (Table 7.2).

DW exported across the EAST boundary

DW export across the EAST boundary is mainly due to the small scale current (Figure 7.5.2, Table 7.2) that corresponds to the mesoscale structures observed in Section 7.4.4 (Figure 7.5.2) : cyclonic eddies advect dense water out of the convection area. During the convection event itself, the contribution of these eddies exists but it is 6 times smaller than the WEST boundary bleeding effect contribution (15% between 1 December and 30 April, Table 7.2). At the end of June, the export across the WEST boundary becomes minor and the DW is mainly exported by the EAST small scale current (Figure 7.5.2). The eddy flux contribution in the DW export is therefore predominant after the convection event. Indeed, between May and mid-

September, 64% of the DW is exported across the EAST boundary by the small scale current (Table 7.2).

Contrary to the DW exported across the WEST boundary, the DW is exported across the EAST boundary by the small scale current below 1000m depth (Figure 7.5.2), with a maximum of net DW export located between 1200 and 1800m depth. Even in April, when the flux across the WEST boundary is maximum around 400m depth, no water is exported above 1000m by the small scale flux across the EAST boundary. When being advected by eddies, DW therefore sinks before to reach the EAST boundary. Numerical theoretical studies [*Hermann and Owens*, 1991; *Madec et al.*, 1991b; *Jones and Marshall*, 1997] showed that mesoscale structures feed on the potential energy available after convection and thus contribute to the deepening of the dense water. This conversion of potential energy into kinetic energy is in agreement with the SSKE increase described in Section 7.4.5.

The impact of the choice of the space scale (here 60km) on the WEST small scale and large scale fluxes respective contributions is negligible (less than 1%). However, it does have an impact on the respective contributions of the large scale and small scale fluxes across the WEST boundary : varying the space scale between 48 and 72 km, the contribution of the eddies to the export across the EAST boundary varies between 75 and 100%. In all cases, the export of DW across the EAST boundary is largely due to the eddy fluxes.

During the convection event, the DW formed during the convection event is mainly exported across the WEST boundary by the bleeding effect throughout the water column. This effect involves the boundary current and, to a smaller extent, the mesoscale structures. The export by the mesoscale structures across the EAST boundary is predominant after the convection event, and DW exported this way is lowered below 1000m. Finally, between 1 December 1986 and mid-September, 66% of the DW is exported across the WEST boundary and 34% is exported across the EAST boundary. These values are comparable with observed values. Using observations made during the 1994-95 winter, *Testor and Gascard* [2006] evaluate the eddies originating from the NWMS area to be responsible for 40% of the DW spreading out of the area, whereas *Send et al.* [1996] estimated that 50% of the DW could have been incorporated in the Northern boundary current by the bleeding effect. It would be interesting to investigate the impact of interannual variability on these respective contributions.

7.5.3 Restratification

Before the convection event, a layer of light water lays above the pycnocline. In the EROM model, this corresponds to water of density smaller than 29 kg.m^{-3} . When convection occurs, the water column is vertically mixed and this layer partly disappears. After the deep convection event, restratification occurs and this layer is progressively rebuilt. In this section, as we did in Section 7.4.7 for the DW, we study the restratification process by quantifying the respective roles of mixing, surface forcing and advection (equation 7.5) in the light water layer destruction and rebuilding. Three phases are studied in this section : the violent mixing phase (E2-E3), the bottom convection phase (E3-E5) and the restratification phase, after E5. Figure 7.5.3 presents the variations of light water volume in the convection area and

TAB. 7.3 – Light water volume variation (ΔV), and consumption or formation due to mixing (Mix), surface fluxes ($Surf$) and advection ($Trans$) during the violent mixing phase (E2-E3), the bottom convection phase (E3-E5) and the restratification phase (E5-20 July). Unit : 10^{13} m^3 . Advection due to the boundary current ($Trans_{LS}$) and mesoscale structures ($Trans_{SS}$) is also indicated. For Mix , $Surf$ and $Trans$, negatives, resp. positive values corresponds to light water consumption, resp. formation

	E2-E3	E3-E5	E5-20 July
ΔV	-0.75	0.12	0.34
Mix	-0.18	-0.30	-0.16
$Surf$	-0.77	0.04	0
$Trans$	0.20	0.38	0.50
$Trans_{LS}$	0.08	0.36	0.22
$Trans_{SS}$	0.12	0.02	0.28

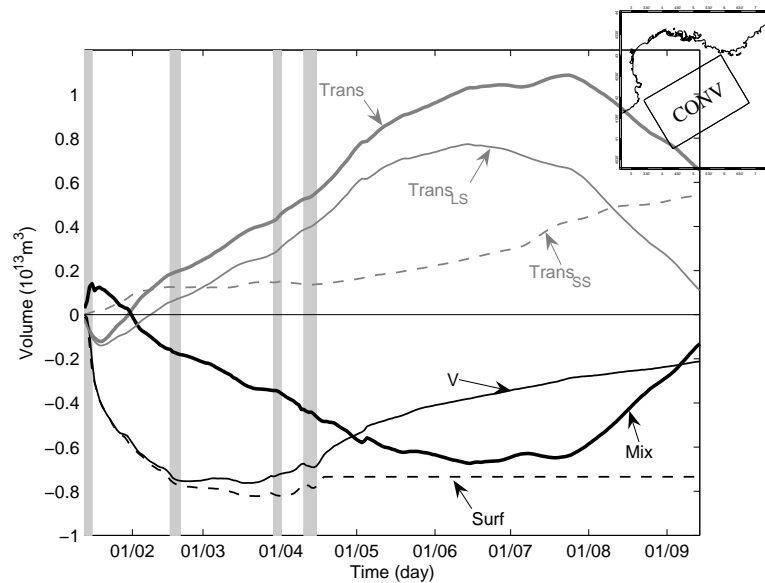


FIG. 7.15 – Evolution of the light water ($\rho < 29 \text{ kg.m}^{-3}$) between 13 January and 30 April 1987 in the CONV area. Positive/negative values correspond to light water gain/loss by the CONV zone. Grey line : integrated net transport across the CONV boundaries since 1 December (thick full line : total flux, thin full line : large scale flux, dashed line : small scale flux). Thin black full line : total light water volume stored in the CONV area since 13 January. Black dashed line : volume of light water formed by the atmospheric fluxes since 13 January. Thick black full line : volume of light water produced by mixing since 13 January. Unit : 10^{13} m^3 .

the respective contributions of mixing, surface fluxes consumption and advection at the boundary of the convection area between E2 and 15 September 1987. Table 7.3 gives these values during each phase. Before E2, the volume of light water in the convection area is approximately constant ($\sim 0.8 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$), the net export and the production by mixing cancel each other. During the violent mixing phase, there is an abrupt volume decrease of $0.75 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ corresponding to the destruction of 94% of the initial light water layer. This light water is consumed by surface fluxes (81%) and mixing (19%) (Table 7.3), and comes from the advection into the convection area (21%) and the light water volume decrease (79%). Consumption by the surface fluxes and volume decrease are the main terms of equation 7.5 during the violent mixing phase. Note however that mixing and advection are not negligible, and that mesoscale structures are responsible for 60% of this light water advection. This corresponds to the lateral advection of positive buoyancy due to mesoscale structures during the violent mixing phase already shown in Section 7.4.6.

During the bottom convection phase (E3-E5), most of the light water produced comes from the advection (90%, Table 7.3) and 10% comes from the surface formation that occurs just before E4. As for the DW (Section 7.5.2), most of this net import is due to the large scale current. This light water is mostly consumed by mixing (71%) while a smaller part (29%) is stored, i.e. participates to the light water layer rebuilding. This mixing corresponds to the stabilization of the dense water characteristics by the mesoscale structures, that mix the dense water formed with this lighter water, as explained in section 7.4.7. At the end of the convection event, 16% of the initial layer loss has been rebuilt (Table 7.3).

After the deep convection event, the density of the surface water is strictly smaller than 29 kg.m^3 in the convection area, no surface formation or consumption of light water therefore occurs (Table 7.3). Between E5 and 20 July 1987, the light water production is entirely due to the advection, with 56% due to the eddies and 44% due to the boundary current (Table 7.3). A part of the imported water is consumed by mixing but most of it (69%) contributes to the light water layer rebuilding. 45% of the initial light water loss is restored during this period.

After 20 July, the net transport becomes negative and light water is produced by mixing, as before the convection event. Between 20 July and mid-september, 11% of the light water layer is restored by mixing, corresponding to a renewal rate of 0.17 Sv. On 15 September, 28% of the initial light water loss is still missing. Assuming that this rate stays constant after the simulation, the light water layer would be completely restored 141 days after the end of the simulation, i.e. at the beginning of February 1988. The light layer water will not be completely restored before next year deep convection, which will therefore be facilitated. Note however that this number is certainly be surestimated since our convection area is larger than the observed area, as mentioned in Section 7.4.3.

7.6 Conclusion

Winter 1986-87 was particularly windy and cold. This resulted in a strong bottom convection episode which has been observed and studied by different investigators. We have performed a realistic one-year simulation for the year 1986-87 using two different resolution models : a 10 km eddy-permitting model (EPOM) and a 3 km

eddy-resolving model (EROM). Both models are forced at the surface by the air-sea fluxes coming from the ERA40 reanalysis [Simmons and Gibson, 2000], and EROM initial and boundary conditions are prescribed by the results of the EPOM simulation. The parameterization of the vertical physics is similar in both models. As far as we know it is the first study that simulates deep convection in the NWMS with high-resolution 3D models and a realistic atmospheric forcing. This study enables us to evaluate the impact of model resolution on the convection processes numerical representation, to investigate precisely the open-ocean convection mechanisms in the NWMS, and to quantify the respective contributions of the mesoscale structures and the boundary current in the DW export.

Both models are able to represent similarly the deep convection global characteristics (convection timing, DW characteristics, maximum MLD). The differences between both simulations is mainly due to the mesoscale processes and mixing representation. The size and evolution of the mesoscale structures are more consistent with previous observations and modeling studies in EROM than in EPOM, as confirmed by the kinetic energy analysis. These structures correspond to baroclinic instabilities which are responsible for the advection of lighter and stratified water into the convection area, facilitating the transfer of buoyancy across the periphery of the convection zone, as shown by the buoyancy analysis. The presence of these structures therefore slows down the mixed layer deepening, reduces the convection volume and helps to the restratification process. The DW volume evolution analysis underlines the difference of DW surface formation, mixing and transport between EROM and EPOM. This difference is mainly explained by the mesoscale structures representation, whose role in the DW spreading and mixing is essential. Finally, because of its better mesoscale structures representation, EROM reproduces more correctly the horizontal extension of the convection area, the restratification process and the DW surface formation, mixing and transport. EPOM can be used for long-term studies of the DW formation, but it should be kept in mind that it overestimates the volume and density of the DW formed.

Using the results of the EROM simulation, we investigate the effects of deep convection on the NWMS circulation. First, the boundary circulation and its mesoscale activity as well as the overturning are enhanced during the deep convection event. Second, two thirds of the DW formed are advected into the Catalan Sea by the bleeding effect, mainly during the convection episode and without being lowered. One third is transported southward and lowered to deep layers by the mesoscale structures after the convection episode. Third, 60% of the restratification of the water column occurs until end of July and is due to both the boundary current and the mesoscale structures. After July, restratification is due to the mixing and is not complete before next year convection event, which is therefore facilitated.

For both models the convection zone is larger than the observed convection area [Leaman and Schott, 1991; Mertens and Schott, 1998] and extends too much to the southwest. A recent study confirms that this is due to the low resolution of the atmospheric forcing. Applying a dynamical downscaling method to the ERA40 reanalysis, a higher resolution atmospheric forcing was recently obtained and used to perform an oceanic simulation with EROM, using the same configuration as in the present paper (Herrmann and Somot [2008]). In this simulation, the Northern Current is more intense and in better agreement with the observations than in the present simulation, the large-scale cyclonic gyre is therefore more realistically repre-

sented and stronger. Moreover, the size and position of the mixed patch are also in better agreement with the observations. *Madec et al.* [1996] showed that the intensity of the cyclonic gyre is related to the wind stress curl. In average, during the convection event, the positive part of the wind stress curl is 50% larger in the simulation presented in *Herrmann and Somot* [2008] than in the present simulation. In the present simulation, the low resolution of the atmospheric forcing therefore induces the underestimation of the wind stress curl intensity, resulting in a weakening of the large-scale cyclonic gyre, that can less easily trap the dense water mass within its confines, and of the isopycnal doming during the preconditioning phase. Consequently, the mixed patch size is much larger than in the observations, and shifted southwestward. Moreover, because of this overestimation of the mixed patch size, the quantity of dense water formed is also overestimated (the maximum volume of dense water present in the LION area during the convection episode is indeed an order of magnitude smaller in the simulation of *Herrmann and Somot* [2008]). The strength of the cyclonic gyre was shown to have a strong impact on the baroclinic instabilities, the restratification and the spreading of water masses. Numerical studies performed by *Madec et al.* [1996], *Legg and Marshall* [1993] and *Legg and Marshall* [1998] indeed showed that the stronger the cyclonic gyre is, the more the baroclinic instabilities are suppressed and the more the efficiency of these instabilities in transporting fluid is reduced. Since the cyclonic gyre is too weak in our study, the development of the baroclinic instabilities is much probably overestimated, which, combined with the overestimation of the volume of dense water formed, results in the overestimation of the volume of dense water spread away from the convection area. Moreover, the overestimation of the mixed patch implies the overestimation of the volume of light water destroyed during the convection, therefore of the time required to ensure the complete restratification of the mixed area.

In the future, higher resolution long-term dataset will be available thanks to dynamical downscaling experiments performed with Limited Area Models over Europe and the Mediterranean basin [*Sotillo et al.*, 2005] or data from the ENSEMBLES European project [*Hewitt and Griggs*, 2004]. This should improve the quality of the air-sea fluxes over the DW formation area, particularly the representation of the extremes, and allow to remove the heat flux correction. However, by now, the ERA40 reanalysis seems to be one of the best forcings available for simulations of years prior to the 90s.

The regional scale eddy-resolving model forced by the global scale eddy-permitting model is able to reproduce more correctly mesoscale oceanic processes in NWMS than the global scale model. These mesoscale structures play an important role during the convection episode. This forcing method is therefore legitimate and would be appropriate to study processes that are strongly related to convection, for example NWMS pelagic ecosystems evolution. It would also be instructive to simulate periods of less important convection. Moreover, only monthly variability of the river runoff was taken into account in both simulations. It would be interesting to investigate the effect of the river forcing frequency by taking its daily variability into account, and also to examine the impact of the interannual variability of the river runoff. Finally, it would be instructive to investigate more precisely the impact of the horizontal diffusion and vertical convection parameterizations.

Chapitre 8

Influence de la résolution spatiale du forçage atmosphérique sur la représentation numérique de la convection profonde

Sommaire

8.1	Introduction	131
8.2	Dynamical downscaling of the ERA40 reanalysis	132
8.2.1	The downscaling method	132
8.2.2	Comparison of atmospheric datasets	133
8.3	Impact of atmospheric forcing resolution on deep convection modeling	134
8.3.1	The oceanic model : SYMPHONIE	134
8.3.2	Time evolution of the convection event	135
8.3.3	Deep convection spatial characteristics	135
8.3.4	Circulation during the convection event	136
8.4	Conclusions	136

Dans le chapitre précédent, nous avons présenté les résultats d'une étude numérique réaliste de la convection profonde en Méditerranée nord-occidentale lors de l'hiver 1986-87. Cette étude nous a permis de déterminer l'influence de la résolution spatiale des modèles océaniques numériques sur la représentation de la convection, et d'examiner l'effet de ce processus sur la circulation régionale. Cependant, au moment où les simulations présentées ont été réalisées, nous ne disposions pas de forçage réaliste à haute résolution, comme cela a été expliqué dans la partie 7.3.3. Pour corriger la sous-estimation des flux de chaleurs due à la trop basse résolution d'ERA40, une correction constante avait été appliquée de façon homogène au flux de chaleur. Dans les deux simulations étudiées, que ce soit la simulation dite *eddy-permitting* ou *eddy-resolving*, la zone de convection obtenue était trop grande et décalée vers le Sud-Ouest. L'hypothèse a été émise que ce défaut pouvait être lié à la basse résolution du forçage atmosphérique. Depuis, une méthode de *downscaling* dynamique (*Déqué, communication personnelle*) a été appliquée sur les flux de la réanalyse ERA40. Le principe en est le suivant. Nous utilisons un modèle atmosphérique de haute résolution, ici ARPEGE-Climat [*Déqué et al.*, 1998; *Gibelin and Déqué*, 2003], piloté par ERA40 pour les échelles représentées dans cette réanalyse, et laissé libre pour les plus petites échelles. La chronologie synoptique de la simulation ainsi obtenue suit donc la chronologie réelle, et les structures de haute résolution du flux atmosphérique sont créées par le modèle atmosphérique.

Dans ce chapitre, nous utilisons les résultats de ce *downscaling* d'ERA40 pour réaliser une nouvelle simulation, cette fois uniquement avec le modèle SYMPHONIE. Cette simulation est désignée sous le nom de HRAF (*High Resolution Atmospheric Forcing*) par la suite. Nous effectuons également une simulation LRAF (*Low Resolution Atmospheric Forcing*) utilisant les flux d'ERA40 "bruts", c'est-à-dire sans *downscaling* ni correction comme c'était le cas dans le chapitre 7. Il est alors possible de comparer les trois simulations afin de déterminer l'impact de la résolution du forçage atmosphérique sur la simulation numérique de la convection profonde. Cette étude est présentée dans l'article qui suit, publié au *Geophysical Research Letters* [*Herrmann and Somot*, 2008].

Le principe du *downscaling* dynamique est expliqué dans la partie 8.2. Puis nous validons la méthode en comparant les résultats de ce *downscaling* avec la réanalyse ERA40 "brute" et avec les données existantes. Nous montrons notamment que la friction du vent, le flux d'eau net, le flux de flottabilité et le flux de chaleur net suivent correctement la chronologie, et que le *downscaling* a pour effet d'accentuer les extrêmes météorologiques temporels et spatiaux

Les résultats des simulations océaniques sont exposés dans la partie 8.3. Nous présentons d'abord brièvement le modèle océanique, la configuration et la méthode de forçages utilisées étant identiques à celles utilisées dans le chapitre 7. Nous examinons ensuite l'évolution temporelle de la CMO lors de la convection (Fig. 8.1a). La CMO ne dépasse pas 800 m de profondeur dans LRAF. Dans HRAF, elle est en accord avec la chronologie du forçage atmosphérique (voir Fig. 8.1a) et elle atteint le fond, avec un retard de 10 jours par rapport aux observations. Les caractéristiques de l'eau dense formée sont en bon accord avec les observations dans HRAF, alors que l'eau la plus dense trouvée à la surface dans LRAF a des caractéristiques nette-

ment différentes. Les caractéristiques spatiales de la zone de convection sont étudiées dans le paragraphe suivant, où l'on observe un bon accord entre les observations et la simulation HRAF. Cette zone est nettement mieux positionnée et dimensionnée dans HRAF que dans la simulation réalisée avec les flux d'ERA40 corrigés (Fig. 8.1d). Nous expliquons cela par l'homogénéité de cette correction qui conduit à une surestimation de la perte de chaleur à la surface dans les régions périphériques à la zone de convection. La méthode de *downscaling* permet donc de corriger les extrêmes météorologiques de façon non seulement temporelle, mais aussi spatiale, sans pour autant surestimer ces flux dans le reste de la région. Enfin, nous étudions la circulation pendant l'épisode de convection, en montrant notamment que les structures de méso-échelle, dont nous avons vu au chapitre précédent qu'elles avaient un impact important sur la structure de la colonne d'eau pendant et après la convection, sont en bon accord avec les structures observées dans la réalité [Testor and Gascard, 2006]. Par ailleurs, leur taille est plus réaliste que la taille des tourbillons observés dans le chapitre 7.

En conclusion, l'utilisation de la méthode de *downscaling* dynamique appliquée aux flux d'ERA40 aboutit à un jeu de données atmosphériques réaliste et de haute résolution. Nous avons montré dans ce chapitre que ces données permettent de prescrire un forçage atmosphérique lors d'une simulation réaliste d'un épisode de convection. Les caractéristiques de la convection simulée correspondent bien aux observations, ce qui n'est pas le cas si on utilise les flux d'ERA40 bruts. Cette méthode donne également de meilleurs résultats qu'une correction homogène du flux de chaleur.

ARTICLE PUBLIE AU *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*
doi :10.1029/2007GL032442

RELEVANCE OF ERA40 DYNAMICAL DOWNSCALING FOR MODELING DEEP
CONVECTION IN THE MEDITERRANEAN SEA

Auteurs : M. Herrmann, S. Somot.

A strong open-ocean convection event was observed in the Northwestern Mediterranean sea during the 1986-87 winter. This period was used as a case study to evaluate the impact of the spatial resolution of atmospheric forcing on deep convection modeling. Twin numerical experiments were performed with an oceanic model forced by atmospheric forcing sets with different resolutions. A low resolution atmospheric forcing extracted from the ERA40 reanalysis was compared with a high resolution forcing produced by a dynamical downscaling of ERA40. A high resolution climate model spectrally driven by ERA40 fields for the large scales provided the dynamical downscaling dataset covering the 1958-2001 period. The oceanic simulation performed under low resolution meteorological forcing did not reproduce the observed convection. The simulation performed under high resolution forcing correctly reproduced the convection event. This was principally due to the enhancement of spatial and temporal meteorological extremes under the high resolution forcing.

8.1 Introduction

Deep convection is a key process for the Northwestern Mediterranean sea (NWMS) oceanic circulation and ecosystem. This process shows high interannual variability whose understanding and modeling still need to be improved. Atmospheric conditions, namely strong northerly winds and significant heat loss, are the principal drivers of winter deep convection, and hence account for much of its variability. These atmospheric conditions (Tramontane, Mistral, cyclogenesis of the Gulf of Genoa, ...) are themselves mainly driven by the local orography of the Mediterranean coast (Pyrénées, Alpes, Massif Central, Rhône valley) that induces physical processes such as lee cyclogenesis or wind channeling. It is therefore essential to use an appropriate atmospheric forcing method when performing numerical studies of deep convection. Currently, high resolution atmospheric fluxes are only available for recent years (ECMWF analysis at 50 km resolution available since 1990, used by *Béranger et al.* [2005]).

The 1986-87 winter was cold and windy in the NWMS, leading to a strong bottom open-ocean convection event [*Mertens and Schott*, 1998] that was monitored during a specific campaign (MEDOC87, reported by *Schott and Leaman* [1991] and *Leaman and Schott* [1991], hereafter SL91 and LS91). This period is therefore particularly appropriate to evaluate the capacity of an oceanic model to represent deep convection [*Demirov and Pinardi*, 2007; *Herrmann et al.*, 2008b] as well as the impact of atmospheric forcing resolution on this modeling problem, as suggested in those studies.

We carried out a spectral dynamical downscaling of the ERA40 reanalysis [*Simmons*

and Gibson, 2000] to obtain a high resolution long-term dataset following the observed chronology over the 1958-2001 period. Twin numerical simulations of the 1986-87 winter were performed using an eddy-resolving oceanic model forced at the surface by two sets of atmospheric fluxes : the first directly extracted from ERA40 and the second produced by the downscaling. The objectives of this study were to evaluate the influence of the atmospheric forcing spatial resolution on convection modeling and to underline the relevance of the downscaled ERA40 atmospheric fluxes in the framework of realistic oceanic modeling.

8.2 Dynamical downscaling of the ERA40 reanalysis

ERA40 is widely used to analyse the variability of oceanic and atmospheric circulation over Europe during the last decades, in particular for the period before the 1990s, i.e. prior to the high resolution ECMWF analysis. Covering the 1958-2001 period with a spatial resolution of ~ 125 km, this reanalysis is indeed one of the most homogeneous, high-resolution and long-term databases available to force ocean models. Moreover, since the data assimilation system constrains the temporal behavior of the atmospheric flow, synoptic events follow the observed chronology. It was however suggested that its resolution is not sufficient to realistically simulate the formation of the deep waters involved in the Mediterranean thermohaline circulation [Josey, 2003; Demirov and Pinardi, 2007; Herrmann *et al.*, 2008b]. We tested this hypothesis by increasing the ERA40 resolution with a downscaling method.

8.2.1 The downscaling method

Several statistical or dynamical methods aimed at downscaling a reanalysis were developed. Sotillo *et al.* [2005] performed a dynamical downscaling of the NCEP reanalysis [Kalnay *et al.*, 1996] over the Mediterranean basin with a limited area model forced at its lateral boundaries and with spectral nudging over the central area. We also applied a dynamical downscaling based on spectral nudging. The method was described in detail in Guldberg *et al.* [2005]. The principle is to use a high resolution atmospheric model in which small scales can develop freely and large scales are driven by ERA40. The synoptic chronology then follows that of the reanalysis while the high resolution structures of the atmospheric flow are created by the model.

The ARPEGE-Climate model [Déqué and Piedelievre, 1995] is a global and spectral Atmosphere General Circulation Model whose grid can be stretched over the area of interest. We used a version with a pole located in the Tyrrhenian Sea and a resolution of ~ 50 km over the Mediterranean Basin, as in Sotillo *et al.* [2005]. A nudging term was added to the equations of the temporal evolution of the prognostic variables (temperature, velocity and surface pressure). We chose a wavelength of 250 km as the limit of the waves driven by ERA40, and followed Guldberg *et al.* [2005] for e-folding times used for the nudging of the different variables. ERA40 fields were updated every 6 hours and linearly interpolated in between. The ARPEGE-Climate simulation covers the whole ERA40 period. Air-sea fluxes (water, heat and momentum) were extracted from both simulations (ERA40 reanalysis and ARPEGE-Climate simulation) and interpolated onto the ocean model grid (Section 8.3).

HRAF	mean	90th perc.	max.	corr.
HL	117 (+10%)	414 (+17%)	1042 (+58%)	0.91
WL	2.6 (+19%)	8.8 (+21%)	21.3 (+106%)	0.69
BL	6.5 (+11%)	22.1 (+15%)	57.1 (+68%)	0.88
τ	0.15 (+32%)	0.36 (+27%)	0.75 (-8%)	0.81

TAB. 8.1 – HRAF values (mean, 90th percentile, maximum and time correlation with the LRAF time series) computed for the LION area from the daily values of the December-April period for the net heat loss (HL, $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), net water loss (WL, $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$), buoyancy loss (BL, $10^{-8} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-3}$) and wind stress norm (τ , $\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$). The relative error between HRAF and LRAF datasets is given in brackets.

8.2.2 Comparison of atmospheric datasets

To underline the differences between the two datasets, we compared the new dynamical downscaling dataset (HRAF for High Resolution Atmospheric Forcing) with the initial ERA40 dataset (LRAF for Low Resolution Atmospheric Forcing) over the Gulf of Lions. For this purpose, we examined the daily time series of the net heat loss (HL), net water loss (WL), buoyancy loss (BL) and wind stress (τ) averaged over the LION area (defined on Fig. 8.1c).

First, the spectral dynamical downscaling technique does not change the temporal chronology of the downscaled reanalysis. Indeed, both datasets are well correlated in time for τ , HL and WL (Fig. 8.1a). Each LRAF intense event is well represented in HRAF. Tab. 8.1 summarizes these correlations for the LION area over a wide winter period (December - April). Daily correlations are higher than 0.8 except for WL, due to the weaker ability of forced climate models to simulate the precipitation chronology [*Caya and Biner, 2004*]. This lower correlation for WL does not have a significant impact on the chronology of BL since BL is mainly driven by HL. Indeed, we computed a 0.99 time-correlation between BL and HL in both datasets, vs. 0.53, resp. 0.59 between BL and WL in LRAF, resp. HRAF.

Second, over the area of interest and for the winter period investigated, the dynamical downscaling slightly increases the winter average air-sea fluxes (Tab. 8.1).

Third, extreme air-sea fluxes during intense winter events are more pronounced in space and in time in HRAF than in LRAF. For HL, WL and BL, the value of the 90th percentile increases more than the time-averaged value (Tab. 8.1). This is even stronger for the maximum value. The upper end of the corresponding density functions increases consequently more than the average, as seen on the quantile-quantile plot for the three variables (Fig. 8.1b). This is also true for τ despite the inconsistent behavior of the maximum value which is due to a slight temporal shift between HRAF and LRAF at the beginning of the E2 event (see Fig 8.1a). This very intense wind event is indeed concentrated in one day in LRAF but is split in two days in HRAF. A two-day average shows that HRAF is actually more windy than LRAF for this event. The upper end of the τ density function also increases more than the average (see Fig. 8.1b) even if the maximum value has a strong impact on the change of the 90th percentile value (Tab. 8.1). The lower end of the WL density function is explained by a rainier E2 event in LRAF than in HRAF, probably due to differences in model physics. The upper end of the density functions corresponds to the main synoptic weather events observed during this winter (LS91), characte-

alized by regional Mistral or Tramontane winds (Fig. 8.1a). During these events, the impact of the resolution increases and the orography forcing becomes predominant in HRAF, leading to large differences with the initial reanalysis. Temporal extremes are therefore more pronounced in HRAF. The resolution enhancement also increases the intensity of small spatial scale structures in HRAF, as illustrated on Fig. 8.1c for a particular day. The relative difference in the HL winter mean between the MEDOC point (5°E, 42°N), known to undergo maximum heat loss, and the LION area is indeed equal to +12% in LRAF and +26% in HRAF.

Due to a lack of in-situ data, it is generally difficult to validate air-sea fluxes. For the 1986-87 winter, *Mertens and Schott* [1998] however provided values integrated from December to February : $2.5 \cdot 10^9 \text{ J.m}^{-2}$ for HL and $1.5 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ for BL. For HRAF (resp. LRAF), we obtained for the MEDOC point, 1.9 (resp. 1.6) 10^9 J.m^{-2} and 1.0 (resp. 0.85) $\text{m}^2.\text{s}^{-2}$. Despite the large uncertainty associated to the *Mertens and Schott* [1998] data, HRAF dataset is closer to the observed data than LRAF.

8.3 Impact of atmospheric forcing resolution on deep convection modeling

We used the atmospheric datasets compared above to force a regional ocean model. Results of both simulations (HRAF and LRAF) were compared with data obtained during MEDOC87 to show the influence of atmospheric forcing spatial resolution on open ocean deep convection modeling and emphasize the interest of the downscaling method.

8.3.1 The oceanic model : SYMPHONIE

The 3D primitive equation eddy-resolving ocean model SYMPHONIE was used by *Herrmann et al.* [2008b] to study the influence of the oceanic model spatial resolution on the modeling of the 1986-87 winter convection in the NWMS. We used the same configuration. This free-surface model is based on the hydrostatic assumption and the Boussinesq approximation. We used a 3-km orthogonal horizontal grid and a 40-level hybrid sigma-step coordinates system. Vertical diffusivities are calculated using the *Gaspar et al.* [1990] second-order closure scheme. In the case of unstable stratification a non-penetrative convective adjustment algorithm is used. At the surface, the model is forced by air-sea fluxes (heat, momentum and water flux). The water flux is the simple sum (without relaxation or correction) of the evaporation-minus-precipitation flux extracted from the ERA40 and ARPEGE-Climat atmospheric simulations, and of the Rhône river runoff (UNESCO RivDis database [*Vörösmarty et al.*, 1996] climatological monthly values). Two regional simulations were carried out between September 1986 and September 1987, forced with the LRAF and HRAF datasets respectively. The eddy-permitting oceanic model OPA described in *Somot et al.* [2006] was used to perform two simulations over the whole Mediterranean sea using HRAF and LRAF air-sea fluxes. Monthly averaged results of each OPA simulation provided lateral boundary conditions and initial conditions for the regional simulations. The consistency of this forcing strategy was demonstrated in *Herrmann et al.* [2008b].

8.3.2 Time evolution of the convection event

The LION area (Fig. 8.1c) entirely covers the convection zone. We examined the evolution of the maximum mixed layer depth (MLD_{max}) over the LION area during the 1986-87 winter for both simulations (Fig. 8.1a). As justified in *Herrmann et al.* [2008b], the mixed layer depth was defined using a threshold value of $4 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ for the vertical diffusion coefficient. In LRAF MLD_{max} does not exceed 800 m : deep convection does not occur. In HRAF MLD_{max} begins to increase on 11th January and reaches 1200 m on 27th January. This first deepening is due to a mid-January intense Mistral event (E2, Fig. 8.1a), in agreement with the observations. By examining CTD and velocity profiles, LS91 and SL91 deduced that this event had initiated deep convection before 23rd January. During early February, MLD_{max} shallows to 500 m, as observed by LS91 and SL91. The third atmospheric event E3 induces a second deepening phase of the mixed-layer that reaches 1240 m on 23rd February. A brief but intense Mistral event (E4) occurs in the first few days of March after which MLD_{max} reaches the bottom. This represents a small delay (11 days) compared to LS91 and SL91 observations. MLD_{max} shallows to 1270 m, and then exceeds 2000m again after E5. Restratification begins on 26th March but is briefly interrupted by E6 until 5th April when it restarts once again. In HRAF, bottom convection, corresponding to $MLD_{max} \geq 2000 \text{ m}$, occurs and the mixed layer evolution is consistent with the atmospheric forcing and with the observations.

When bottom convection occurs, the water column is fully mixed and has homogeneous characteristics, corresponding to deep water (DW) temperature and salinity properties. DW characteristics observed by LS91 were 12.76°C , 38.44 psu, $29.11 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. In LRAF no deep convection occurs therefore no DW is formed, and the surface density never exceeds $29.06 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Also using a 125 km resolution atmospheric forcing, *Demirov and Pinardi* [2007] obtained DW whose density did not exceed $29.05 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ and attributed this to the low spatial resolution of the atmospheric forcing. In HRAF DW characteristics are 12.78°C , 38.44 psu, $29.10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, similar to the observed values.

8.3.3 Deep convection spatial characteristics

LS91 defined the convection area as the region where sea surface salinity (SSS) exceeded 38.40 psu. The corresponding observed region on 21st February, when bottom convection occurred, is shown on Fig. 8.1d, as well as the mixed layer depth computed in LRAF on 8th February, when MLD_{max} is maximum, and in HRAF on 15th March, when bottom convection is established (Fig. 8.1a). In LRAF, as already observed, no deep convection occurs. In HRAF, though the convection area seems slightly underestimated, the size and position of this area, centered around (5°E , 42°N), is in better agreement with the observations.

Herrmann et al. [2008b] carried out a simulation using corrected ERA40 fluxes : a $130 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ correction was added homogeneously to HL from December to February to correct its underestimation in ERA40. They obtained deep convection but the convection area was too large and shifted to the southwest. This overestimation was very likely due to the homogeneity of the correction. The mean HL difference over the same period between LRAF and HRAF is indeed $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ for the LION area and $40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ for the MEDOC point, respectively 70% and 85% smaller than the $130 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ correction : the downscaling method allows us to correct more accurately the

atmospheric fluxes spatial and temporal extremes without overestimating HL over the entire region.

Thus, using downscaled ERA40 fluxes enables a more accurate representation of the size and position of the convection area and the characteristics of the DW formed than using raw or corrected ERA40 fluxes. Rather than an average increase in fluxes, the enhancement of meteorological extremes may be the determining factor in this improvement. Indeed, previous numerical studies showed that extreme atmospheric events [Madec *et al.*, 1991a; Artale *et al.*, 2002] and space variability, through the strengthening of the wind stress curl [Madec *et al.*, 1996], promote deep convection.

8.3.4 Circulation during the convection event

The main current in the NWMS is the Northern Current that flows southwestward along the coast and across the Gulf of Lions shelf. In winter, it develops intense mesoscale meanders of a few tens of km [Millot, 1999]. For both simulations this current is visible on Fig. 8.1d. However, the current flowed steadily in LRAF, whereas in HRAF it is unstable with 30-50 km meanders. Gascard [1978] observed that mesoscale structures corresponding to baroclinic instabilities developed at the periphery of the convection area. Such meanders are present at the southern periphery of the convection in HRAF, but not in LRAF. In HRAF, they evolve into eddies of vertical scale larger than 1000 m, of radius $\sim 10-15$ km and of maximum orbital velocity ~ 10 cm.s⁻¹. These eddies advect DW out of and stratified water into the convection area. These characteristics are in agreement with observations [Gascard, 1978; Testor and Gascard, 2006]. These structures play a major role during the convection event : they are responsible for the stabilization of the convection zone extension and DW characteristics, and contribute importantly to DW transport, therefore influencing the whole NWMS thermohaline circulation [Testor and Gascard, 2006; Demirov and Pinardi, 2007]. The circulation during the convection event is therefore represented correctly in HRAF, and not in LRAF.

8.4 Conclusions

We chose the well-observed 1986-87 winter to evaluate the capacity of an eddy-resolving oceanic model forced by high resolution atmospheric fluxes to represent deep convection. Using ERA40 downscaling instead of directly using ERA40 fluxes, we obtained a better representation of the 1986-87 deep convection event : its temporal and spatial characteristics are in better agreement with the observations, and the circulation mesoscale processes, which play an essential role during deep convection, are accurately represented. To our knowledge, this is the first time that deep convection and associated mesoscale structures were simulated within a high-resolution realistic framework for both the oceanic model and the air-sea fluxes. This downscaling method enables us to correct the underestimation of spatial and temporal extreme air-sea fluxes in ERA40. As shown in this study, this appears to be crucial when modeling oceanic deep convection, a major circulation process in the NWMS. Detailed sensitivity tests should be performed to confirm this hypothesis. Other years and longer periods between 1958 and 2001 can now be studied using ERA40 downscaling, which provides an adequate high-resolution atmospheric forcing for modeling

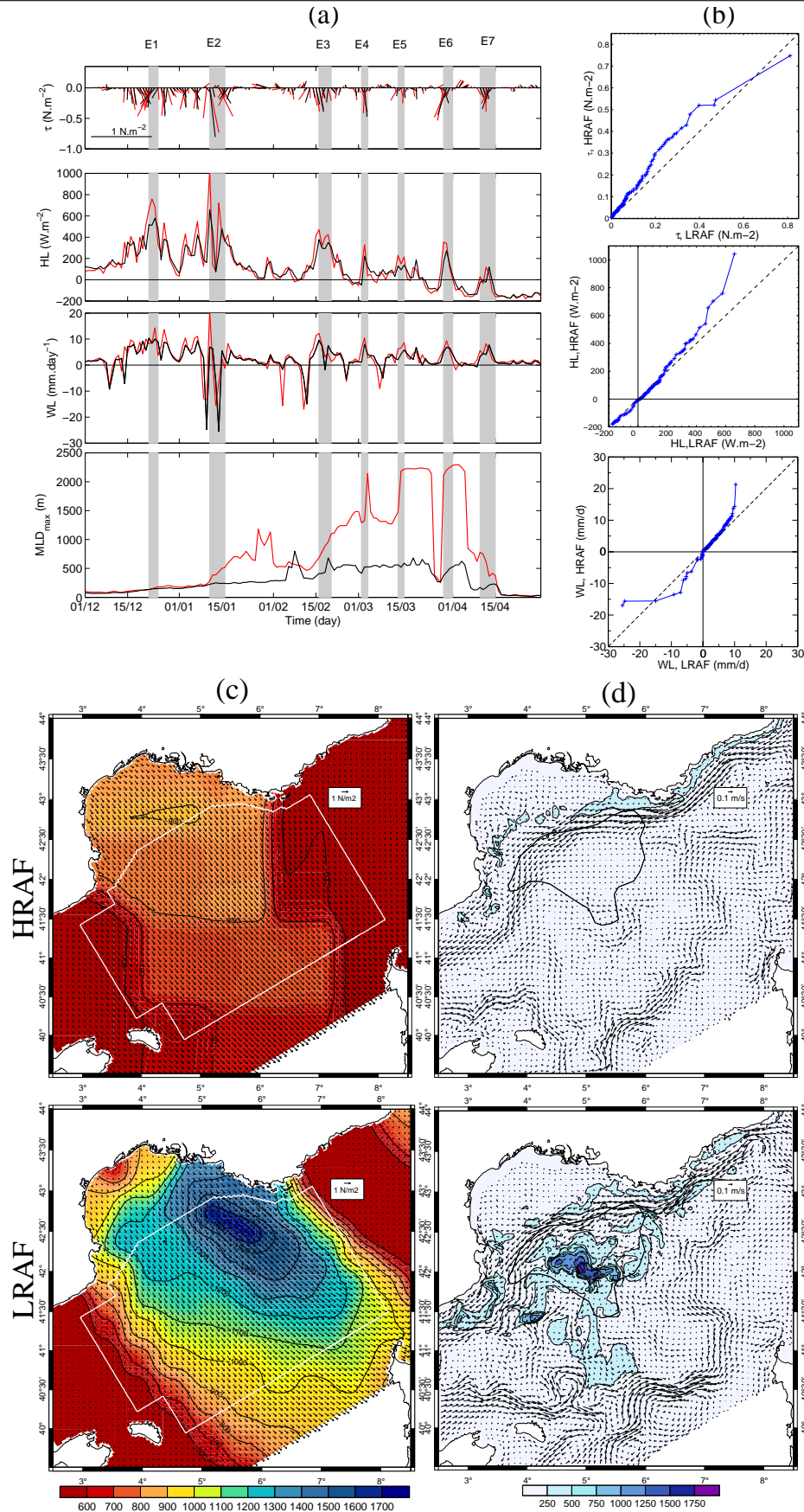


FIG. 8.1 – Atmospheric and oceanic characteristics during the 1986-87 winter for LRAF and HRAF. (a) : Evolution of the mean wind stress τ , heat loss HL and water loss WL, and of the maximum mixed-layer depth MLD_{max} over the LION area between 01/12/86 and 30/04/87 for HRAF (red) and LRAF (black). Grey boxes mark meteorological events. (b) : Quantile-quantile plot of τ , HL and WL averaged over the LION area. A loss for the sea corresponds to a positive value. (c) : Total heat loss (W.m^{-2} , colors) and wind stress (N.m^{-2} , arrows) on 11/01/1987. The white line delineates the LION area. (d) : Mixed layer depth (m, colors) and current at 50m depth (m/s, arrows) on 08/02/1987 for LRAF and on 01/30/1987 for HRAF. The black line delineates the observed convection area (LS91).

the Mediterranean thermohaline circulation and its interannual variability.

Acknowledgments We would like to thank M. Déqué, C. Estournel, F. Sevault, M. Lucas and A. Pinari for their careful rereading and useful discussions.

Chapitre 9

Impact de la variabilité atmosphérique interannuelle et du changement climatique sur la formation et l'exportation d'eau dense sur le plateau du golfe du Lion

Sommaire

9.1	Introduction	147
9.2	Tools and methods	149
9.2.1	Modeling strategy	149
9.2.2	The numerical eddy-resolving regional oceanic model	150
9.2.3	Dense water criteria	151
9.3	Impact of interannual variability on the dense water formation and transport under present-day climate conditions	153
9.3.1	Formation of dense water over the shelf	155
9.3.2	Elimination of dense water	155
9.3.3	Export of dense water	157
9.3.4	Comparison with available data	158
9.4	Impact of climate change	160
9.5	Extrapolation to the whole present and future periods	164
9.6	Uncertainties	168
9.6.1	Sensitivity test to the dense water criteria	168
9.6.2	Sensitivity to the parameters of the regional oceanic model	169
9.6.3	Sensitivity to the water flux	171
9.6.4	Sensitivity test to the Atmospheric Regional Climate Model (ARCM)	172
9.7	Conclusion	181

Dans les chapitres 7 et 8, nous avons étudié la formation d'eau dense au large, qui a lieu pendant la convection océanique profonde, puis le devenir de cette eau dense, en Méditerranée nord-occidentale. Nous nous intéressons ici à la formation et au devenir de l'eau dense sur le plateau continental. Cette étude a fait l'objet d'un article en révision au *Continental Shelf Research* [Herrmann et al., 2008a]. Nous présentons dans ce chapitre un résumé en français des résultats et conclusions obtenus, puis l'article proprement dit.

RESUME DE L'ARTICLE

Dans certaines régions côtières des océans mondiaux (voir paragraphe 2.2.2), les conditions atmosphériques hivernales peuvent en effet être à l'origine de la formation de masses d'eaux particulièrement denses [Ivanov et al., 2004; Durrieu de Madron et al., 2005]. Ces masses d'eau dense coulent par gravité le long du talus continental, entraînant avec elles au fond des océans de grandes quantités de sédiments et de matière organique. Ce processus de *cascading* d'eau dense contribue ainsi au stockage du carbone dans l'océan profond.

Plusieurs épisodes de *cascading* d'eau dense ont été observés dans les canyons qui incisent le talus continental du golfe du Lion [Durrieu de Madron et al., 2005; Béthoux et al., 2002a; Canals et al., 2007], une zone d'accès relativement aisé pour les campagnes océanographiques et où les apports continentaux et la productivité biologique sont élevés, dus notamment à la présence du Rhône. L'eau dense cascading le long des canyons vers l'océan profond entraîne avec elle des masses importantes de sédiments et de matière organique, influençant alors le fonctionnement des écosystèmes marins profonds et les caractéristiques géologiques des canyons [Monaco et al., 1990; Béthoux et al., 2002a; Palanques et al., 2006; Gaudin et al., 2006; Heussner et al., 2006; Canals et al., 2007]. D'après Heussner et al. [2006], le *cascading* serait majoritairement responsable de l'exportation de matière particulaire vers les zones profondes du golfe du Lion, et expliquerait sa variabilité interannuelle. Ces auteurs soulignent cependant que les données disponibles n'ont pas permis d'établir de relation causale claire.

Quelques évaluations chiffrées des volumes d'eau et de matière organique transportés vers le fond ont été effectuées pour les hivers 1998-99 et 2004-05 ainsi que pour la période 1993-2001 par Durrieu de Madron et al. [2005], Béthoux et al. [2002a], Heussner et al. [2006], Palanques et al. [2006] et Canals et al. [2007]. Une première étude expérimentale de la variabilité spatiale et temporelle des transferts de matière entre le plateau et le large a été réalisée par Heussner et al. [2006]. En outre, des études numériques ont été menées par Dufau-Julliard et al. [2004] et Ulses et al. [2008] pour les hivers 1998-99 et 2004-05, montrant que le modèle utilisé, SYMPHONIE, était capable de reproduire correctement les caractéristiques principales d'épisodes de *cascading* réel. Un des objectifs de l'article présenté dans ce chapitre est d'utiliser ce modèle afin de fournir des estimations des volumes annuels d'eau formée et transportée vers le large et le fond, et d'évaluer leur variabilité interannuelle, ce qui permettrait de compléter le travail de Heussner et al. [2006].

Somot et al. [2006] ont montré que le changement climatique pourrait affaiblir notablement la convection profonde au large du golfe du Lion ainsi que la formation d'eau dense associée d'ici la fin du XXIème siècle. Le phénomène de *cascading* étant largement conditionné par les conditions atmosphériques, on peut s'attendre à ce

qu'il soit également affecté par le changement climatique. Le second objectif de l'article qui suit est de proposer une première quantification des éventuels effets du changement climatique sur ce processus.

Pour cela, nous réalisons une étude numérique tridimensionnelle afin d'étudier les effets de la variabilité atmosphérique interannuelle et du changement climatique sur la formation et l'exportation d'eau dense sur le plateau du golfe du Lion. Les outils et la stratégie de modélisation adoptés sont présentés dans la partie 9.2. Les effets de la variabilité atmosphérique interannuelle sont étudiés dans la partie 9.3, où nous quantifions la formation et l'exportation d'eau dense pour un groupe d'années de la période actuelle. Les aspects géographiques de l'exportation sont également examinés, et les résultats obtenus en termes de volumes et de localisation sont comparés avec les observations disponibles. Une quantification et une interprétation des effets du changement climatique sont proposées dans la partie 9.4, où nous étudions la formation et l'exportation d'eau dense pour un groupe d'années à la fin du XXIème siècle. Les résultats obtenus pour les deux groupes d'années dans les parties 9.3 et 9.4 sont extrapolés à l'ensemble des 30 années de chaque période correspondante, actuelle et future. Les incertitudes de cette étude sont examinées dans la partie 9.6.

La méthode de modélisation utilisée par *Somot et al.* [2006] est rappelée dans le **paragraphe 9.2.1** : le modèle climatique océanique régional (ORCM) OMAPED8 est forcé à la surface par le modèle climatique atmosphérique régional (ARCM) ARPEGE-Climat, sur toute la zone méditerranéenne. Ces deux modèles régionaux sont forcés par un modèle climatique global couplé océan-atmosphère (OAGCM). Cette méthode est utilisée pour réaliser une simulation de 140 ans (1960-2100), en suivant les hypothèses du scénario A2 de l'IPCC [*IPCC*, 2001, International Panel on Climate Change], ce qui permet d'étudier l'impact potentiel du changement climatique dans les principaux bassins méditerranéens. Les effets sur les processus régionaux et côtiers ne sont pas abordés. Dans le chapitre 7, nous avons montré que la résolution de $1/8^\circ$ de OPAMED8 ne permettait pas de résoudre les processus de méso-échelle, qui jouent un rôle important dans le devenir de l'eau dense en Méditerranée nord-occidentale. L'utilisation du modèle de plus haute résolution SYMPHONIE, forcé aux frontières ouvertes par OPAMED8, permet en revanche de représenter correctement ces processus. Par ailleurs, nous avons montré dans le chapitre 8 qu'augmenter la résolution du forçage atmosphérique améliorerait notablement la modélisation océanique dans le golfe du Lion. La résolution de l'ARCM utilisé par *Somot et al.* [2006] est la même que celle du forçage de haute résolution du chapitre 8. Il paraît donc opportun d'utiliser le modèle SYMPHONIE, forcé aux limites par les résultats de l'ORCM OPAMED8 et de l'ARCM ARPEGE-Climat, afin d'étudier le processus de *cascading* dans le golfe du Lion. Pour des raisons techniques, il n'est cependant pas possible d'effectuer une simulation de 140 ans avec SYMPHONIE. Deux groupes de 7 années sont donc sélectionnés dans les périodes actuelle (1961-1990) et future (2071-2100) à partir de flux atmosphériques hivernaux de chaleur. Le principe de cette sélection est expliqué dans le paragraphe 9.2.1. 14 simulations régionales sont effectuées avec SYMPHONIE, correspondant aux 14 années sélectionnées. Les 140 ans de la simulation de grande échelle parmi lesquels sont sélectionnées ces années correspondent à la réalité d'un point de vue climatologique, mais pas d'un point de vue chronologique (par exemple, l'année 1967 correspond uniquement à la 8ème année de cette simulation).

Le paragraphe 9.2.2 rappelle les caractéristiques du modèle SYMPHONIE et du forçage aux limites.

Pour étudier la formation et l'exportation d'eau dense sur le plateau du golfe du Lion au moyen des 14 simulations numériques, nous délimitons ensuite une frontière (SDS, voir Fig. 9.2) dans le paragraphe 9.2.3, ainsi qu'un critère de densité : la densité à 1000 m de fond au mois de décembre le long de la frontière SDS, à laquelle est ajoutée une valeur constante, est choisie comme critère de densité.

L'effet de la variabilité atmosphérique interannuelle est d'abord étudié pour le climat actuel, dans la partie 9.3. Nous étudions pour cela la formation (paragraphe 9.3.1), l'élimination par mélange (paragraphe 9.3.2) et l'exportation (paragraphe 9.3.3) d'eau dense (Fig. 9.4), ces trois processus étant largement corrélés (85%, 85% et 83%) avec les conditions atmosphériques hivernales, à savoir la perte de chaleur à la surface pendant la période de formation, qui s'étend de décembre à mars, HL_{DJFM} . La variabilité interannuelle est très forte pour les trois processus, avec un facteur d'environ 20 entre les années les plus productives et les années les moins productives. Pendant les années froides, les importants volumes d'eau dense formés sont encore augmentés par le phénomène de mélange, en raison de la haute densité des masses d'eau sur le plateau due aux fortes pertes de chaleur en surface, et sont majoritairement éliminés du plateau par exportation vers le large (60% à 85%), le reste étant éliminé par mélange après la période de formation. 50% à 60% de l'eau exportée coule vers le fond de l'océan pendant ces années froides, majoritairement à travers le Canyon du Cap Creus (Fig. 9.6), et le reste de l'eau exportée continue à circuler dans les premiers 200 mètres de profondeur en suivant la côte vers l'Espagne. Nous définissons alors le *cascading* comme la partie de l'exportation ayant lieu sous 200m de profondeur. Les volumes ainsi exportés vers le fond varient entre 300 km³ et 800 km³. Pendant les années chaudes, les faibles pertes de chaleur induisent une plus faible augmentation de la densité des masses d'eau sur le plateau. En raison de cette plus basse densité, les faibles volumes d'eau dense formés sont entièrement consommés par le mélange avec les eaux avoisinantes sur le plateau, et n'ont pas le temps d'atteindre le talus continental. L'infime quantité d'eau qui traverse la frontière reste en sub-surface en suivant la côte.

Les résultats obtenus pour ces 7 années sont comparés avec les observations disponibles dans le paragraphe 9.3.4 : les caractéristiques de l'exportation modélisée ici sont en accord avec ces observations en termes de quantité d'eau dense exportée, de contraste de densité, de vitesses de courant et de localisation géographique.

La méthode de modélisation adoptée dans cette étude donne des résultats satisfaisants pour le climat actuel, il paraît donc légitime d'**appliquer cette méthode au climat futur pour étudier les éventuels effets du changement climatique. Ceci fait l'objet de la partie 9.4.**

Dans cette partie, nous étudions pour chaque année sélectionnée dans la période future la formation, l'élimination et l'exportation d'eau dense (Fig. 9.7). La période de formation est la même qu'en climat actuel (fin décembre - mars), et la variabilité interannuelle est encore très forte.

La principale différence entre le climat actuel et la fin du XXIème siècle concerne les volumes formés, exportés, et cascading vers le fond. Sur l'ensemble des années étudiées, on note une diminution de 50% de la quantité d'eau formée. La proportion

d'eau formée qui quitte le plateau diminue nettement par rapport aux années de la période actuelle : les années où l'exportation n'est pas négligeable, elle représente 15% à 50% du volume d'eau dense formée, contre 60% à 85% pour les années de la période actuelle. L'eau dense est majoritairement éliminée par mélange dans la période future. Enfin, l'exportation vers l'océan profond n'a lieu qu'une année, et ne représente que 8% de l'exportation totale, contre 50% à 60% pour les années froides du présent (Fig. 9.6). La quantité absolue d'eau dense exportée vers le fond pour cette année est d'un ordre de grandeur inférieure à celle des années froides de la période actuelle.

Contrairement à ce que l'on pourrait penser, cette diminution de la formation et de l'exportation d'eau dense n'est pas due à une diminution de la perte de chaleur à la surface pendant la période hivernale. Au contraire, celle-ci augmente même en moyenne entre la période actuelle et la fin du XXIème siècle (Fig. 9.1 et 9.8). En revanche, dans la simulation de *Somot et al.* [2006], la perte de chaleur annuelle diminue au cours du XXIème siècle, entraînant une augmentation de la stratification entre la fin du XXème et du XXIème siècles. Cette augmentation de stratification est à l'origine de la diminution de la formation et de l'exportation d'eau dense.

Pour quantifier l'effet de la stratification, nous calculons la perte de chaleur HL_{strat} nécessaire pour augmenter la densité de l'eau initialement sur le plateau en décembre jusqu'au critère de densité. Nous effectuons ce calcul sur les 30 années des périodes actuelle et future en utilisant les résultats de l'ORCM, et nous obtenons les moyennes actuelle et future de la perte de chaleur liée au gradient de densité vertical le long de la frontière, $HL_{strat,p}$ et $HL_{strat,f}$. Comme le critère de densité dépend de la densité à 1000 m le long de la frontière en décembre, $HL_{strat,f}$ est plus importante que $HL_{strat,p}$ ($\sim +30 \text{ W.m}^{-2}$), traduisant le fait qu'à perte de chaleur atmosphérique égale, il est plus difficile pour l'eau présente sur le plateau d'atteindre le critère de densité à la fin du XXIème siècle que pendant la période actuelle. Ceci explique la diminution de la formation d'eau dense à la fin du XXIème siècle. Comme nous l'avons vu dans le paragraphe 9.3.2, la diminution du volume favorise de plus l'élimination de l'eau dense par mélange. Par ailleurs, la plus forte stratification explique que la densité des eaux avoisinantes par rapport au critère de densité soit plus faible dans la période future, ce qui augmente encore l'élimination par mélange.

L'augmentation de la stratification est donc responsable de la diminution de la formation d'eau dense d'ici la fin du XXIème siècle, et de la diminution de la proportion d'eau éliminée par le transport vers le large. Enfin, elle entraîne également une diminution du contraste entre la densité de l'eau dense qui réussit à atteindre la frontière et les eaux avoisinantes, comme observé sur la Fig. 9.3. Ceci explique que l'eau dense qui atteint la frontière soit moins facilement exportée vers l'océan profond (Fig. 9.6). Finalement, pour les années sélectionnées, le phénomène de *cascading* diminue d'au moins 90% entre le XXème siècle et la fin du XXIème siècle.

Les résultats obtenus pour les années sélectionnées dans les périodes actuelle et future dans les parties 9.3 et 9.4 sont extrapolés à l'ensemble de 30 années des deux périodes dans la partie 9.5. Pour cela, nous utilisons les corrélations entre les quantités d'eau dense formée, exportée et cascading chaque année et la perte de chaleur hivernale. Cependant, comme nous l'avons vu dans la partie 9.4 et sur la Fig. 9.8, ces volumes ne sont pas corrélés uniquement à la perte de chaleur atmosphérique hivernale HL_{DJFM} , mais aussi à la stratification.

Plutôt que de chercher une relation entre les différents volumes annuels d'eau dense et HL_{DJFM} , nous relierons ces volumes avec la différence entre la perte de chaleur atmosphérique hivernale et la perte de chaleur liée à la stratification, HL_{strat} . Cette différence, HL_{eff} , correspond en quelque sorte à la perte de chaleur réellement utilisée pour produire de l'eau dense à la surface. Nous établissons une relation du type $y = f(x) = ax + b$ entre la formation à la surface annuelle et HL_{eff} (Fig. 9.9a). En revanche, ayant observé dans la partie 9.3 que l'eau dense était exportée et cascadaït uniquement pour les années plus froides que la moyenne, vérifiant donc $HL_{eff} > \overline{HL_{eff,p}}$, où $\overline{HL_{eff,p}} = \overline{HL_{DJFM}} - HL_{strat,p}$ est la moyenne sur la période actuelle de HL_{eff} , nous établissons une relation du type $y = f(x) = ax$ entre l'exportation et le *cascading* annuels (y) et $x = HL_{eff} - \overline{HL_{eff}}$ (Fig. 9.9b,c). Les régressions obtenues sont ensuite appliquées à chacune des 30 années des deux périodes, et la moyenne sur chaque période fournit une estimation de la formation, de l'exportation et du *cascading* annuels d'eau dense moyens pour le XX^{ème} siècle et la fin du XXI^{ème} siècle. Pour les deux périodes, et pour les trois types de volumes, la variabilité interannuelle, représentée par l'écart type sur l'ensemble des 30 années, est très forte. Pour le climat actuel, nous obtenons respectivement 800 km³, 600 km³ et 300 km³ pour la formation, l'exportation et le *cascading* annuels moyens. Ces volumes sont réduits respectivement de 50%, 90% et 90% à la fin du XXI^{ème} siècle.

Nous examinons dans la partie 9.6 les incertitudes sur les résultats obtenus dans la partie 9.5. Pour cela, nous étudions la sensibilité de ces résultats au critère d'eau dense, au modèle atmosphérique utilisé pour forcer OPAMED8 et SYMPHONIE à la surface, à la variabilité naturelle du climat et au choix du scénario de changement climatique.

L'impact du choix du critère de densité est examiné dans le paragraphe 9.6.1 en utilisant les valeurs obtenues pour différents critères pour les deux groupes d'années sélectionnées. Ce critère a un impact non négligeable sur les valeurs absolues des quantités annuelles d'eau dense exportée. Cependant, l'impact du choix du critère sur le rapport entre les valeurs obtenues pour les différentes années sélectionnées est négligeable, tant sur la période actuelle que sur la période future. Les conclusions formulées dans les parties précédentes sur les impacts relatifs de la variabilité atmosphérique interannuelle et du changement climatique ne dépendent donc pas du critère choisi.

Dans le paragraphe 9.6.4, nous utilisons les résultats du projet PRUDENCE, dans le cadre duquel des études climatiques ont été menées avec différents ARCM pour les périodes 1961-1990 et 2071-2100, suivant les hypothèses des scénarios A2 et B2 de l'IPCC. Nous montrons que l'impact du choix de l'ARCM utilisé pour forcer OPAMED8 et SYMPHONIE est relativement important. Cependant, quel que soit l'ARCM, le passage de la période actuelle à la période future s'accompagne d'une diminution d'au moins 30%, 50% and 50% des quantités annuelles respectives d'eau dense formée, exportée du plateau et exportée vers le fond, lorsqu'on utilise les hypothèses du scénario A2. Ces conclusions diffèrent dans le scénario B2, où les volumes annuels augmentent même selon certains ARCM. La sensibilité des résultats à la résolution spatiale de l'ARCM, à l'AOGCM et à la variabilité du climat est nettement moins importante. Il faut noter que l'ORCM n'a pas été forcé chaque ARCM, en raison notamment de l'énorme coût informatique que cela représenterait. Nous

avons donc considéré que la stratification était donnée pour les deux périodes par la simulation OPAMED8 forcée par l'ARCM ARPEGE-Climat. L'incertitude liée à la stratification obtenue en utilisant différents ARCM est certainement importante, il n'est cependant pas possible de l'évaluer pour le moment en raison du manque de simulations réalisées avec le même ORCM forcé par différents ARCM.

Les résultats de cette étude sont résumés dans la partie 9.7, ainsi que ses limitations et les perspectives possibles. En étudiant deux groupes d'années, l'un pour le climat du XX^{ème} siècle, l'autre pour la fin du XXI^{ème} siècle, et en extrapolant les résultats obtenus à l'ensemble des 30 années de chaque période, nous avons examiné les effets de la variabilité atmosphérique interannuelle et du changement climatique sur la formation, l'exportation et le *cascading* d'eau dense sur le plateau du golfe de Lion.

Dans les conditions climatiques actuelles, la variabilité de ces processus est forte, et les volumes d'eau dense formée, exportée et cascading sont fortement liés à la variabilité de la perte de chaleur atmosphérique hivernale, avec des valeurs annuelles moyennes respectivement de 800 km³, 600 km³ et 300 km³. La formation d'eau dense a lieu chaque année, mais l'exportation et le *cascading* n'ont lieu que pour les hivers plus froids que la moyenne, environ une année sur deux.

A la fin du XXI^{ème} siècle, le renforcement de la stratification induit par la diminution de la perte de chaleur annuelle explique la diminution de la formation, de l'exportation et du *cascading* d'eau dense de respectivement 50%, 90% et 90%. Des quantités significatives d'eau dense ne sont exportées que pour 2 années sur 30 dans la période future. Une telle évolution aurait très certainement un impact non négligeable sur le fonctionnement des écosystèmes profonds. Par ailleurs, le *cascading* d'eau dense en provenance du plateau ne semble pas constituer une alternative envisageable à la formation d'eau dense lors de la convection profonde au large.

Ces résultats sont sensibles à l'ARCM utilisé ainsi qu'au scénario de changement climatique. Cependant, sous les hypothèses du scénario A2, tous les ARCM prédisent une diminution notable de la formation et de l'exportation d'eau dense.

Etant donnés les progrès technologiques actuels, il sera certainement possible prochainement d'effectuer deux fois 30 années de simulations avec SYMPHONIE, pour les périodes actuelle et future. Ceci permettrait d'affiner les résultats obtenus ici, notamment en ce qui concerne la variabilité interannuelle, et d'éviter de recourir à des méthodes d'extrapolation, mais aussi de confirmer les relations obtenues entre la perte de chaleur à la surface, les volumes d'eau dense annuels et la stratification. Par ailleurs, il serait très intéressant d'effectuer des simulations avec OPAMED8 forcé par les différents ARCMs, afin d'évaluer l'incertitude liée à la stratification. En effet, on peut s'attendre à ce que la stratification varie d'un modèle à l'autre, notamment en ce qui concerne la fin du XXI^{ème} siècle. Ce changement de stratification étant le principal responsable du changement du taux annuel de formation, d'exportation et de *cascading*, on peut s'attendre à ce que les conclusions formulées en ce qui concerne l'impact du changement climatique varient d'un modèle à l'autre en fonction de la stratification obtenue. Il ne serait pas nécessaire d'effectuer de nouvelles simulations avec SYMPHONIE pour chaque ARCM, et l'on pourrait utiliser les relations obtenues entre les volumes d'eau dense, la perte de chaleur à la surface et la stratification. Des simulations réalisées avec un ORCM forcé par plusieurs ARCMs devraient cependant être disponible prochainement grâce au projet européen CIRCE

(<http://www.bo.ingv.it/circeip/>). Enfin, les observations réelles quantitatives de *cascading* restent limitées, sans parler de l'observation de l'évolution de ce processus au cours des dernières décennies. De telles observations permettraient d'améliorer la modélisation de ce processus dans les conditions climatiques actuelles, rendant ainsi plus fiables les conclusions obtenues pour la fin du XXIème siècle.

ARTICLE PUBLIE A *CONTINENTAL SHELF RESEARCH*

doi :10.1016/j.csr.2008.03.003

Dense water formation in the Gulf of Lions shelf : impact of atmospheric interannual variability and climate change

Auteurs : M. Herrmann, C. Estournel, M. Déqué, P. Marsaleix, F. Sevault et S. Somot.

Dense water formed over the continental shelf and cascading down the slope is responsible for shelf-slope exchanges in many parts of the world ocean, and transports large amounts of sediment and organic matter into the deep ocean. Here we perform numerical modeling experiments to investigate the impact of atmospheric interannual variability and climate change on dense water formation over the Gulf of Lions shelf, in the Northwestern Mediterranean Sea. Results obtained for a 140 years eddy-permitting simulation (1960-2100) performed over the whole Mediterranean sea under IPCC A2 scenario forcings are used to force a regional eddy-resolving model of the Northwestern Mediterranean Sea.

For the years selected in the present period, the quantity of dense water formed over and exported from the shelf is well correlated with atmospheric conditions, and dense water cascading is in agreement with available observations. During years colder than the average, most of the dense water formed over the shelf sinks into the deep ocean by cascading. During warmer years, dense water is mainly consumed by mixing with lighter surrounding water, and only a small quantity escapes the shelf, flowing along the coast without sinking.

For the years selected in the future period, dense water formation over the shelf is strongly reduced, due to the stronger stratification of the water column. Most of the dense water formed is consumed over the shelf by mixing. A very small part escapes the shelf, flowing mainly in the surface layer : cascading practically disappears.

The extrapolation of the results obtained for the selected years to the whole present and future periods suggests that volumes of dense water annually formed on the shelf, exported and cascading from the shelf are reduced by respectively 50%, 90% and 90% between the 20th century and the end of the 21st century. Uncertainties regarding our results are evaluated : the uncertainty due to the choice of the atmospheric forcing model is the most important, however, a decrease of cascading of at least 60% for the end of the 21st century compared to the present climate is obtained for every atmospheric model examined.

9.1 Introduction

In some parts of the world ocean coastal regions, winter atmospheric conditions induce episodic formation over the shelf of water of greater density than adjacent waters over the slope [*Shapiro and Hill, 1997; Ivanov et al., 2004*]. This water cascades down the shelf-open ocean slope, transporting irreversibly large amounts of

sediment and organic matter into the deep ocean, thus contributing to deep ocean carbon storage. Since it is strongly driven by atmospheric conditions, dense water (DW) cascading process shows a high interannual variability [Huthnance, 1995]. Due to its relative ease of access, the Gulf of Lions shelf, in the Mediterranean Sea, is particularly appropriate to study DW cascading. Several cascading events were observed during the last decades in this region [Béthoux *et al.*, 2002a; Durrieu de Madron *et al.*, 2005; Canals *et al.*, 2007], where the shelf-open ocean slope is cut by several canyons that funnel DW cascading down the slope. Due to the presence of the Rhône river, continental input and biological productivity over the Gulf of Lions shelf are high. DW cascading contributes importantly to the transport of this sediment and organic matter into the deep ocean, therefore affecting geological characteristics and deep ecosystems functioning in this area [Monaco *et al.*, 1990; Palanques *et al.*, 2006; Gaudin *et al.*, 2006; Heussner *et al.*, 2006; Canals *et al.*, 2007]. Due to its intermittent character, cascading is difficult to observe and its contribution to shelf - deep ocean exchanges is difficult to quantify. However, analysing series of sediment concentration, hydrological characteristics and current velocity provided by moorings equipped with current meters and sediment traps and installed in the canyons of the Gulf of Lions, the experimentators cited above estimated volumes of DW water and organic matter transported along the slope for winters 1998-99 and 2004-05 and for the 1993-2001 period. The first experimental study aimed at describing spatial, seasonal and interannual variability of the flux intensity of particulate matter was performed by Heussner *et al.* [2006]. They concluded that DW cascading may be predominantly responsible for the interannual variability of the transfer of particulate matter. However, they underlined that causal relationships between the forcings and this variability could not be demonstrated by the time series analyzed, and that further studies of such relationships are necessary.

Beside these observations, numerical studies of observed cascading events were performed by Dufau-Julliard *et al.* [2004] and Ulses *et al.* [2008] for winters 1998-99 and 2003-2004 using the numerical circulation model SYMPHONIE. Those studies demonstrated the ability of this model to reproduce correctly DW formation and cascading characteristics, in particular the DW formation areas, the cascading velocities, the volume of cascading water and the intermittence of the cascading process. SYMPHONIE can therefore be used now to examine the interannual variability of the cascading process and to provide further quantification of integrated DW fluxes. This would help to complete the observational study performed by Heussner *et al.* [2006] and to provide a first answer to the issues raised by these authors. This constitutes the first objective of the present study.

Somot *et al.* [2006] showed that climate change could reduce open-ocean convection and associated DW formation in the Mediterranean Sea. Given the high sensitivity of DW cascading to meteorological conditions, one can expect this process to be influenced by climate change. A numerical model is used here to provide a first answer to this question, to raise the important issues that need to be studied and to evaluate the uncertainties of climate change impact.

We perform a three-dimensional numerical study in order to investigate the effects of atmospheric interannual variability and climate change on DW formation over and export off the Gulf of Lions shelf. The modeling tools and strategy are presented in Section 9.2. In Section 9.3 we examine the effects of atmospheric interannual variability under present climate conditions by studying a group of selected years.

Quantitative estimations of the volumes of DW formed over the shelf then exported and cascading, and of their interannual variability, are proposed and compared with available data. We also study the geographical characteristics of DW export and cascading. Impacts of climate change on these volumes and characteristics are examined and quantified for a group of selected years in Section 9.4, and explanations for these impacts are proposed. Results obtained in Sections 9.3 and 9.4 are extrapolated to the whole present and future periods in Section 9.5. Uncertainties regarding our results are presented in Section 9.6.

9.2 Tools and methods

9.2.1 Modeling strategy

Somot et al. [2006] performed a 140-year (1960-2100) numerical study over the whole Mediterranean Sea to investigate the impact of climate change on the Mediterranean thermohaline circulation. For that, they used the $1/8^\circ$ resolution Oceanic Regional Circulation Model (ORCM) OPA, eddy-permitting in the NWMS. To force this model at the surface, air-sea fluxes were provided by a run performed with the high-resolution (50 km) Atmospheric Regional Climate Model (ARCM) ARPEGE-Climate over the 1960-2100 period [*Gibelin and Déqué*, 2003]. Both the ARCM and the ORCM were forced by the results of a simulation performed with the low-resolution Atmosphere-Ocean General Circulation Model (AOGCM) ARPEGE-OPA. These simulations were divided into two periods. During the first period (1960-2000), the greenhouse gases and aerosols concentrations corresponded to the observed concentrations. During the second period (2000-2100), these concentrations increased following the IPCC A2 scenario [*IPCC*, 2001]. Note that there was no data assimilation in the atmospheric simulations : they were realistic from a climatological point of view, but, due to the atmospheric chaotic behavior, a climate model year did not correspond to the actual year with the same number. For example, year number 1962 is just the third year of the simulation, and one should not expect this year to follow the chronology of the real year 1962. In the ORCM simulation, a surface relaxation toward the AOGCM sea surface temperature (SST), used to force the ARCM, ensured the consistency between surface heat fluxes coming from the ARCM and SST calculated by the ORCM. This term, equivalent to a heat flux, and called the relaxation heat flux in the following, was actually a first-order coupling between the ORCM SST and the atmosphere heat flux.

Somot et al. [2006] showed that climate change could reduce open-ocean convection and associated DW formation in the Mediterranean Sea main basins by the end of the 21st century. However, effects of climate change on regional and coastal processes like shelf DW formation were not examined. *Herrmann et al.* [2008b] showed that $1/8^\circ$ resolution is not sufficient to simulate correctly the mesoscale processes involved in the NWMS circulation but that using an embedded eddy-resolving model enables to represent accurately such processes, that play an important role in the fate of DW. Results of the ORCM and ARCM simulations are therefore used here to prescribe surface and lateral open boundary conditions for the regional eddy-resolving oceanic model described in Section 9.2.2, in order to study the impacts of atmospheric interannual variability and climate change on the DW formation and export over the Gulf of Lions shelf.

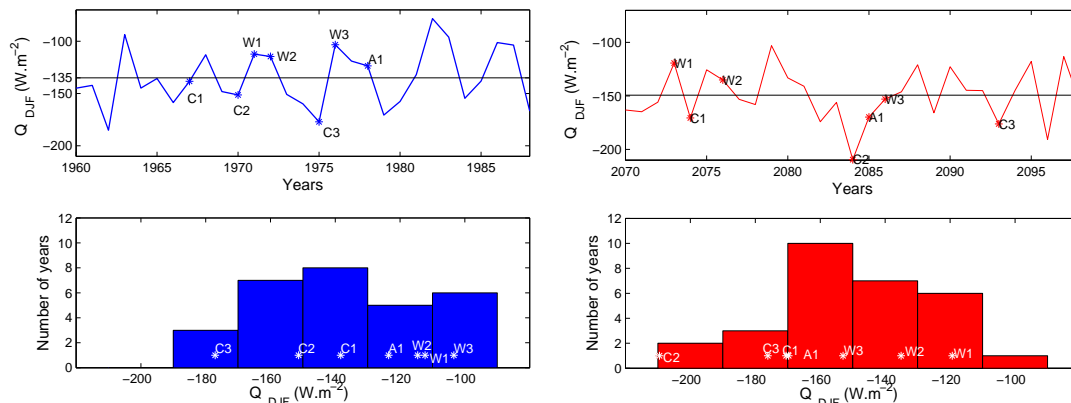


FIG. 9.1 – Selection of representative years in the present (left) and future (right) periods. Top : winter heat flux averaged over the NWMS in the ARCM simulation, $Q_{DJF} = -HL_{DJF}$. The black line corresponds to the winter heat loss averaged over the whole period. Bottom : distribution of Q_{DJF} in the ARCM simulation. Value of Q_{DJF} for each selected year is marked by an asterisk and the corresponding year name.

Due to technical constraints, it is not currently possible to perform a 140-year numerical simulation with the regional eddy-resolving oceanic model. The strategy adopted here is therefore to select a set of representative years for the 20th century (1961-1990, the “present period”) and for the end of the 21st century (2071-2100, “the future period”) in the 140-year simulation. We choose the 1961-1990 and 2071-2100 periods, long enough to ensure a large signal/noise ratio : the climate change signal will not be masked by the natural variability of the climate system. Since DW formation is strongly influenced by winter surface heat loss, we examine surface heat loss averaged over the coldest period, i.e. December - February, HL_{DJF} , and over the NWMS, for each year of the 30-year present and future periods of the ARCM simulation (Fig. 9.1). Note that HL_{DJF} is in average stronger for the future period (150 W.m^{-2}) than for the present period (135 W.m^{-2}). Seven years are selected for each period, with winter heat loss distributed over the whole range of the heat loss values (see the histograms on Figure 9.1) : three years with strong heat loss (“cold years”, C1, C2, C3), three years with weak heat loss (“warm years”, W1, W2, W3) and an approximately average year (A1). The regional oceanic model is then used to perform 14 one-year simulations over the NWMS, corresponding to the 14 selected years. Each simulation begins in September.

9.2.2 The numerical eddy-resolving regional oceanic model

The 3D primitive equation hydrostatic ocean model SYMPHONIE is described in detail in *Marsaleix et al.* [2006]. The model configuration used here is the same as the one described in *Herrmann et al.* [2008b]. Previous studies showed that this model reproduces correctly the shelf DW formation in the Gulf of Lions [*Dufau-Julliand et al.*, 2004; *Ulses et al.*, 2008] and in the Gulf of Thermaikos [*Estournel et al.*, 2005] as well as the open-sea deep convection in the Northwestern Mediterranean Sea [*Herrmann et al.*, 2008b; *Herrmann and Somot*, 2008].

Due to the hydrostatic assumption, the model does not represent the convective processes that restore the stability in the real ocean when static instabilities develop. Therefore, to take those processes into account, a non-penetrative convective adjustment algorithm, as described by *Madec et al.* [1991a], is used in case of unstable stratification. The use of a hydrostatic model could be questionable here since strong variations of current are likely to be found through the head of the DW plumes. *Heggelund et al.* [2004] showed that the shape of the DW plume head is quite sensitive to the choice of a hydrostatic or non-hydrostatic model, but that the thickness of the plume behind the head and the time required for the DW to reach the depth of buoyancy equilibrium are nearly the same in both cases. As far as we are more concerned with global issues than in the plume dynamics itself, the use of a hydrostatic model is therefore acceptable. Moreover, the computation of the non-hydrostatic pressure elliptic equation is quite expensive. For the same cost, the hydrostatic model has a better resolution and/or a larger domain and represents consequently better the background circulation that plays a significant role in the DW fate [*Shapiro and Hill*, 1997; *Dufau-Julliand et al.*, 2004]. Fig. 9.2 shows the modeled domain.

For each selected year, lateral boundary conditions for SYMPHONIE are provided at each time step by the time-interpolated monthly averaged outputs of the corresponding year in the ORCM simulation performed by *Somot et al.* [2006]. The ORCM simulation also provides the September initial conditions for each selected year. At the surface, the model is forced by daily air-sea fluxes extracted from the ARCM run : heat flux, water flux and wind stress. The value of the relaxation heat flux applied in the ORCM simulation is added to the ARCM heat flux. The freshwater discharge of the Rhône river is introduced as a lateral boundary condition, using the same values as *Somot et al.* [2006] : the UNESCO RivDis database [*Vörösmarty et al.*, 1996] provides climatological monthly values for the discharge during the present period. For the future period, they apply for each decade a constant multiplying factor to those climatological monthly values in order to modify the Rhône runoff accordingly to the ARCM simulation hydrological fluxes. The consistency of this forcing method was demonstrated in the process study performed by *Herrmann et al.* [2008b], that showed that SYMPHONIE does not drift away from the ORCM.

9.2.3 Dense water criteria

In the following, the boundary between the shelf and the deep sea (SDS boundary) is defined using the 1000m isobath that runs across the slope (see Fig. 9.2). It is then necessary to establish a consistent density criteria to distinguish DW formed over the shelf and crossing this boundary from the surrounding water. Since cascading DW has variable density characteristics from one year to another [*Béthoux et al.*, 2002a], it would not be adequate to use a unique value. Moreover, as we will see in the following, water density over the Gulf of Lions shelf and along the SDS boundary changes a lot between the end of the 20th and 21st centuries (Fig. 9.3). Examining the density over the vertical section formed by the SDS boundary, DW cascading can be identified when flows of water of higher density than the surrounding water flow across the boundary, as observed on a vertical section of the density in the Cap Creus Canyon during cascading events occurring during years C2 of the

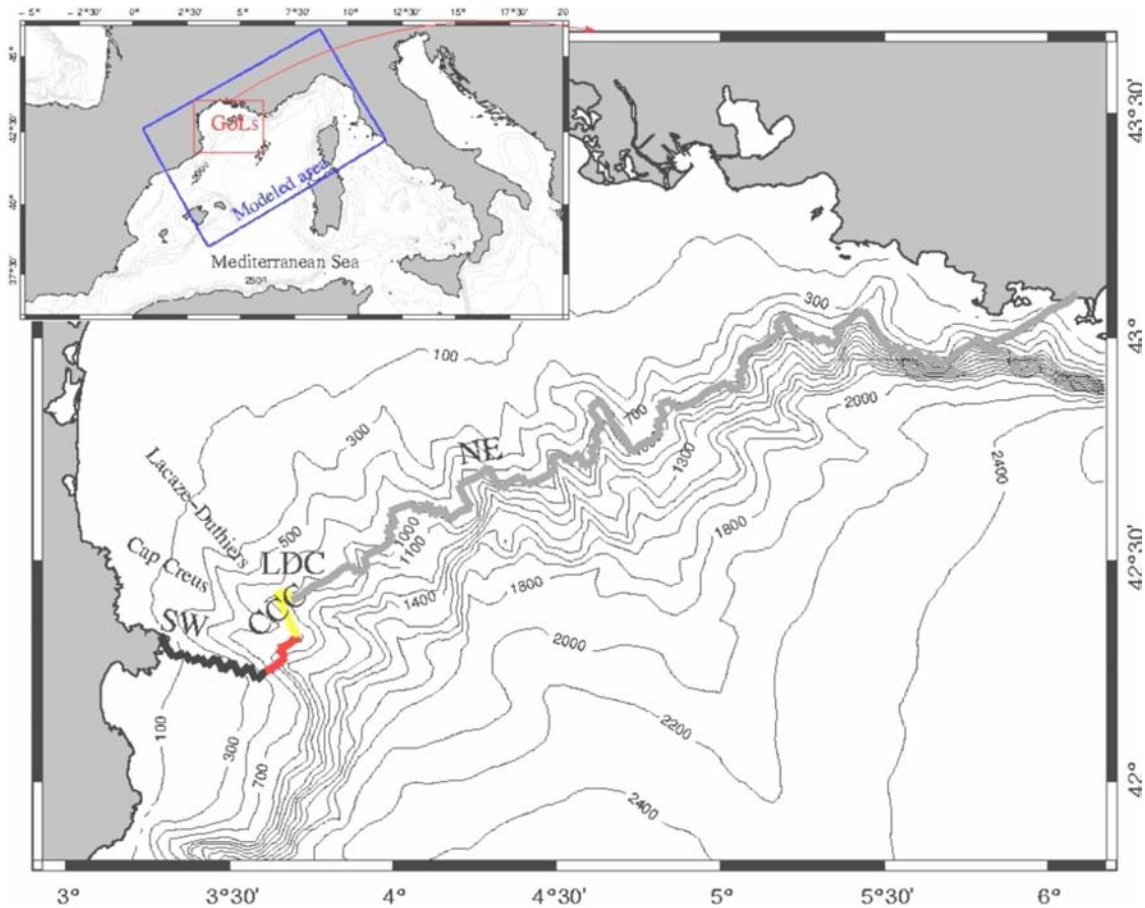


FIG. 9.2 – **Bathymetry of the modeled domain** (unit : m). The blue box in the small frame shows the boundaries of the area covered by the regional oceanic model SYMPHONIE. The red box correspond to the zoomed area for which the bathymetry is shown. The colored (black, red ...) line in the large frame represents the shelf-deep sea (SDS) boundary, with the colors corresponding to the portions detailed in Section 9.3.3 (black : Southwestern end, red : Cap Creus canyon, yellow : Lacaze-Duthiers canyon, grey : Northeastern end).

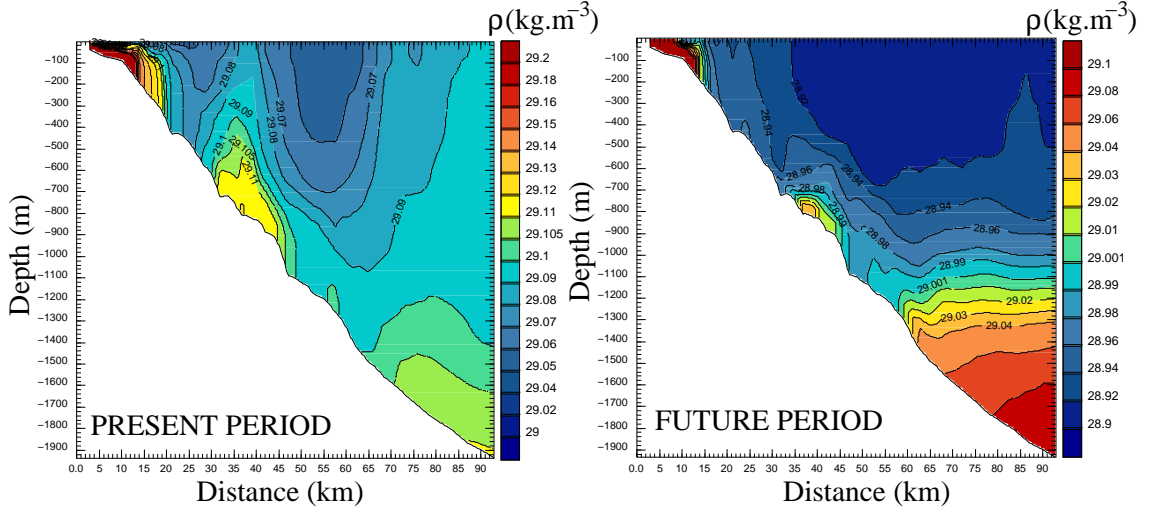


FIG. 9.3 – Density ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) along the Cap Creus canyon during cascading events. Left : in the present period (C2, $\rho_{\text{bottom}} = 29.075 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, $\rho_{\text{crit}} = 29.105 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$). Right : in the future period (C2, $\rho_{\text{bottom}} = 28.701 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, $\rho_{\text{crit}} = 29.001 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$).

present and future period (Fig. 9.3). The density criteria is therefore defined as $\rho_{\text{crit}} = \rho_{\text{bottom}} + \Delta\rho$. ρ_{bottom} is the mean density at the bottom of the SDS boundary averaged over the month preceding potential cascading events, i.e. December. $\Delta\rho$ is a constant density anomaly corresponding to the difference between the DW that escapes the SDS boundary and the water present at the bottom of this boundary. The value of $\Delta\rho$, here $0.03 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, is determined by examining the density over the boundary when cascading occurs (see for example Fig. 9.3). Moreover, this value seems to give realistic results when estimating the quantity of DW cascading across the slope, as we will see in Section 9.3.4. The obtained criteria is presented in Table 9.1. A sensitivity analysis to this criteria is presented in Section 9.6.

9.3 Impact of interannual variability on the dense water formation and transport under present-day climate conditions

In this section, we investigate the effects of interannual variability on DW formation over and export from the Gulf of Lions shelf. For this purpose, we compare the results obtained for the seven years selected in the present period. In the following, the region used to compute volumes or surfaces over the shelf is the region located northwest of the SDS boundary shown on Fig. 9.2. DW formation does not occur before December, we therefore examine the evolution of the DW formed over the shelf after December 1st of each year. DW can be formed or consumed by surface fluxes, stored over the shelf, formed or eliminated by mixing or by advection across the SDS boundary, following the conservation equation

$$V = Surf + Mix + Trans \quad (9.1)$$

TAB. 9.1 – Density of water over the shelf during the DW formation period (20/12 - 01/04) for each selected year of the present and future periods, average ($\bar{\rho}$) and standard deviation (σ_ρ). Dense water criteria ρ_{crit} , temporal maximum of the water density averaged over the shelf, $\rho_{GDL,max}$, and temporal maximum of the mean density of light water surrounding the DW (corresponding to $\rho < \rho_{crit}$), $\rho_{LW,max}$. Unit : kg.m^{-3}

	C1	C2	C3	A1	W1	W2	W3	$\bar{\rho}$	σ_ρ
PRESENT PERIOD									
ρ_{crit}	29.103	29.105	29.110	29.108	29.107	29.105	29.112	29.107	0.003
$\rho_{GDL,max}$	29.07	29.07	29.08	28.99	28.96	28.91	29.00	29.01	0.06
$\rho_{LW,max}$	29.02	29.03	29.03	28.97	28.94	28.91	28.97	28.98	0.05
FUTURE PERIOD									
ρ_{crit}	28.993	29.001	28.985	28.991	29.001	28.996	29.992	28.994	0.006
$\rho_{GDL,max}$	28.90	28.93	28.73	28.90	28.86	28.67	28.76	28.82	0.10
$\rho_{LW,max}$	28.88	28.87	28.72	28.85	28.84	28.67	28.76	28.80	0.08

where $Surf$ is the volume of DW formed at the surface, V is the stored volume, Mix is the volume formed by mixing and $Trans$ is the net volume transported across the boundary into the shelf. Positive (resp. negative) values for $Surf$, Mix and $Trans$ correspond to production (resp. consumption) of DW over the shelf. For each year, the volume $\Delta Surf$ of DW produced at the surface by the atmospheric fluxes during the time Δt is computed using the *Walin* [1982] method as done by *Tziperman* [1986] and *Speer and Tziperman* [1992] : this volume corresponds to the volume of water that crosses the isopycnal ρ_{crit} due to the surface fluxes. It can be evaluated using the *Speer and Tziperman* [1992] formula :

$$\Delta Surf = \frac{-\rho_0}{g\delta\rho} \sum_{(x,y)/\rho(x,y) \in [\rho_{crit} \pm \frac{1}{2}\delta\rho]} B\Delta x\Delta y\Delta t \quad (9.2)$$

with $g = 9.81 \text{ m.s}^{-2}$ the gravitational acceleration, $\rho_0 = 1020 \text{ kg.m}^{-3}$ the density reference, $\Delta x = \Delta y = 3000 \text{ m}$ the model resolution and $\delta\rho = 0.01 \text{ kg.m}^{-3}$. As explained by those authors, the value of $\delta\rho$ is a compromise : it should be small enough so that one does not include a too large range of density values, but large enough not to exclude grid points containing DW because of the averaging induced by the model resolution. We performed sensitivity test to $\delta\rho$ and obtained a 6% range of variation for the volume of DW formed when $\delta\rho \in [0.002; 0.05] \text{ kg.m}^{-3}$: $\delta\rho$ is not a significant source of uncertainty in this study. The buoyancy flux B is given by

$$B = g.\left(\frac{\alpha.Q}{\rho_0.C_p} - \beta.SSS.(E - P)\right) \quad (9.3)$$

where $Q = -HL$ is the mean heat flux during Δt , SSS is the sea surface salinity, $E - P$ is the net water loss, $C_p = 4000 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ is the specific heat and $\alpha = 2.10^{-4} \text{ K}^{-1}$ and $\beta = 7.6.10^{-4}$ are the thermal and saline expansion coefficients. Integrating (9.2) between December 1st and t , we obtain $Surf$, the total volume of DW formed at the surface between December 1st and t . We then compute the volume of DW

stored over the shelf, V , and the cumulated net import of DW across the shelf-slope boundary SDS between December 1st and t , $Trans$. The cumulated volume produced by mixing, Mix , is obtained using the conservation equation (9.7). Results are presented on Fig. 9.4.

Differences of the density of water masses over the shelf between the selected years are much larger than differences of density criteria (Table 9.1). In the following, it is therefore legitimate to compare densities among the different years instead of comparing differences between the density and the criteria, as we should rigorously do, to explain the observed differences.

9.3.1 Formation of dense water over the shelf

DW formation occurs mainly between end of December and beginning of April (Fig. 9.4b), in agreement with observations made by *Palanques et al.* [2006]. It is mainly due to surface fluxes, and for some years, to mixing (Fig. 9.4c).

DW surface formation shows a strong interannual variability, with a factor of 17 between the highest (C2) and lowest (W2) yearly integrated surface formation. Since surface formation occurs during strong heat loss events (Fig. 9.4a,b), this variability is mainly related to the atmospheric variability. We indeed obtain a 0.85 correlation factor between the total quantity of DW formed at the surface between December 1st and the end of the formation period, $Surf_{TOT}$, and the mean heat loss over the NWMS between December and March, i.e. when surface formation occurs, HL_{DJFM} . The water density averaged over the shelf, maximum during the surface formation period, is higher for the cold years than for the warm years due to stronger heat losses (Table 9.1). Consequently, during cold winters, the mixing of large amounts of newly formed DW with the surrounding water, itself denser than during mild winters (Table 9.1), produces DW (Fig. 9.4c). On the contrary, during warm winters, the mixing process concerns low quantities of DW and surrounding waters of low density, and results in the consumption of DW.

9.3.2 Elimination of dense water

For every year, some of the DW formed at the surface is stored during the surface formation period (Fig. 9.4c). However, at the beginning of June, all the DW formed at the surface has been completely eliminated from the shelf. The elimination of DW also shows a strong interannual variability : DW can be consumed by mixing or/and by export, and to a lesser extent, by surface fluxes (Fig. 9.4a,c). For the cold years (respectively C1, C2, C3), the largest part of the DW formed at the surface and by mixing leaves the shelf by crossing the SDS boundary : total cumulated export is equal to respectively 64%, 84% and 61% of the total DW surface formation. On the contrary, for the average and warmer years (A1, W1, W2, W3), DW is completely eliminated by mixing. Two reasons explain this difference.

The first reason was explained in the previous section : due to the difference of water density between cold and warm years, mixing consumes DW during warm years, therefore reducing the volume available for export, whereas it produces DW during cold years. Moreover, the contrast between the DW and the surrounding water is reduced by mixing during the warm years, so that the gravity current, i.e. the cascading, resulting from this contrast is slower. DW stays therefore longer over

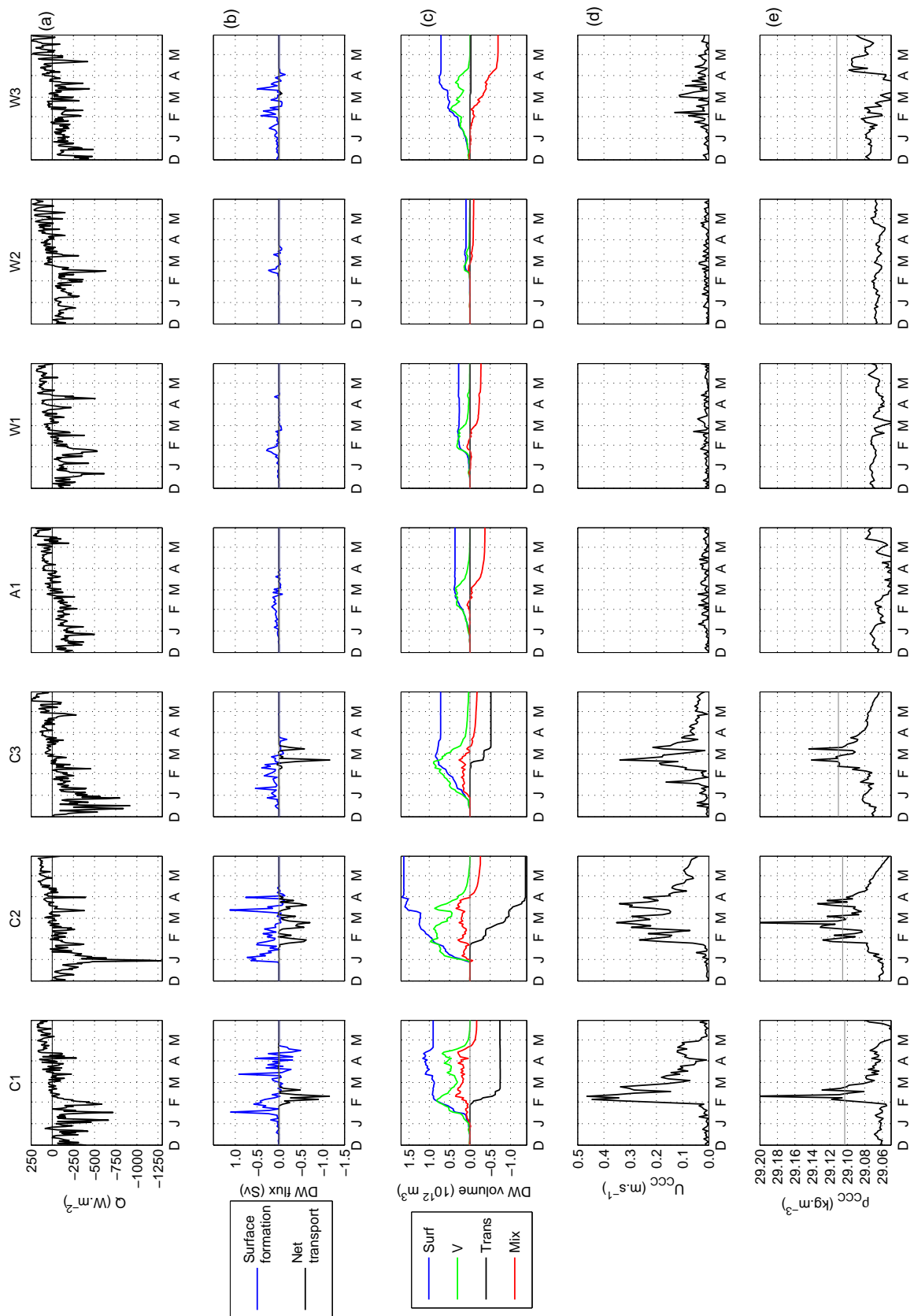


FIG. 9.4 – Evolution of water over the Gulf of Lions shelf during the selected years of the present period. (a) Heat flux, $Q = -HL$, averaged over the NWMS ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). (b) DW surface formation (blue) and net transport (black) across the shelf-slope boundary (Unit= Sv). DW import is negligible and net transport is actually equal to the export, import and export were therefore not plotted for the sake of clarity. (c) Cumulated volumes of DW formed at the surface (*Surf*, blue), stored (*V*, green), transported (*Trans*, black) and mixed (*Mix*, red) (Unit= km^3). A positive, resp. negative, value for *Surf*, *Trans* and *Mix* corresponds to production, resp. consumption. (d) Bottom down-slope current (Unit= $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) and (e) bottom density (Unit= $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) at the intersection of the SDS boundary and the Cap Creus canyon.

the shelf, and this further increases the consumption by mixing.

Surf at the end of the DW formation period is similar for W3 and C3, however all the DW is consumed by mixing during W3 while a large part of the DW is stored then exported during C3 (Fig. 9.4c). The surrounding water density difference still explains this difference. Indeed, the heat loss in December is stronger for C3 than for W3 (Fig. 9.4a), the water density over the shelf is therefore higher at the beginning of January (not shown), when surface formation begins. DW export is therefore not only related to the amount of DW formed, but also to the structure of the water column, which also depends on the atmospheric conditions.

9.3.3 Export of dense water

Export of DW from the shelf occurs only between mid-January and end of March (Fig. 9.4b). It does not occur continuously during this period, but shows a strong episodic nature, with flows of DW crossing the shelf-slope boundary, in agreement with observations [Béthoux *et al.*, 2002a; Ivanov *et al.*, 2004]. As for the DW formation, export of DW is highly correlated with the atmospheric heat loss, with a 0.85 correlation factor between HL_{DJFM} and the total quantity of DW exported during the year, $Trans_{TOT}$.

Previous observations [Béthoux *et al.*, 2002a; Canals *et al.*, 2007] and numerical studies [Estournel *et al.*, 2003; Dufau-Julliand *et al.*, 2004; Ulses *et al.*, 2008] showed that due to gravity currents but also to the cyclonic circulation induced by the northwesterly winds, DW formed over the shelf flows southward on the shelf along the coast and escapes the Gulf of Lions shelf at its south-western end. There, due to the narrowing of the shelf, a part of this water escapes it by cascading down the canyons, mainly down the Cap Creus and the Lacaze-Duthiers canyons. The remaining part continues on the shelf along the Spanish coast. The model reproduces correctly these observations, as seen on Fig. 9.5 where the bottom density and current during a strong cascading event in Cap Creus Canyon during year C2 are presented (25th February of year C2, see Fig. 9.4e where the density at the intersection of the Cap Creus canyon and the SDS boundary is shown). We therefore examine the location of DW export : when does DW leave the shelf following the coast, and when does it cascade into the deep ocean ? The SDS boundary is divided in four parts (see Fig. 9.2) : the southwestern end (SW), the Cap Creus canyon (CC), the Lacaze-Duthiers canyon (LC) and the remaining part, the northeastern end (NE). For each year the total quantities of water that escapes the shelf across the whole boundary and across the different parts of the boundary are computed, as well as the mean depth associated to each export. The integrated export as a function of depth is also computed for each year. Results are presented on Fig. 9.6.

For the average and warm years (A1, W1, W2, W3), the small quantity of DW ($< 30 \text{ km}^3$) crossing the boundary escapes the shelf at the SW end (Fig. 9.6a) and in the surface layer, above 200m depth (Fig. 9.6b). On the contrary, during cold years (resp. C1, C2, and C3), resp. 390 km^3 , 810 km^3 and 270 km^3 of DW cross the boundary below 200 m, cascading into the deep ocean (Fig. 9.6b). This cascading represents resp. 53%, 59% and 52% of the total export, and most of this deep export occurs through the Cap Creus Canyon (Fig. 9.6a). In the following, the DW export is defined as the volume of DW flowing across the whole SDS boundary, whereas cascading is defined as the volume of DW flowing across this boundary below 200 m depth.

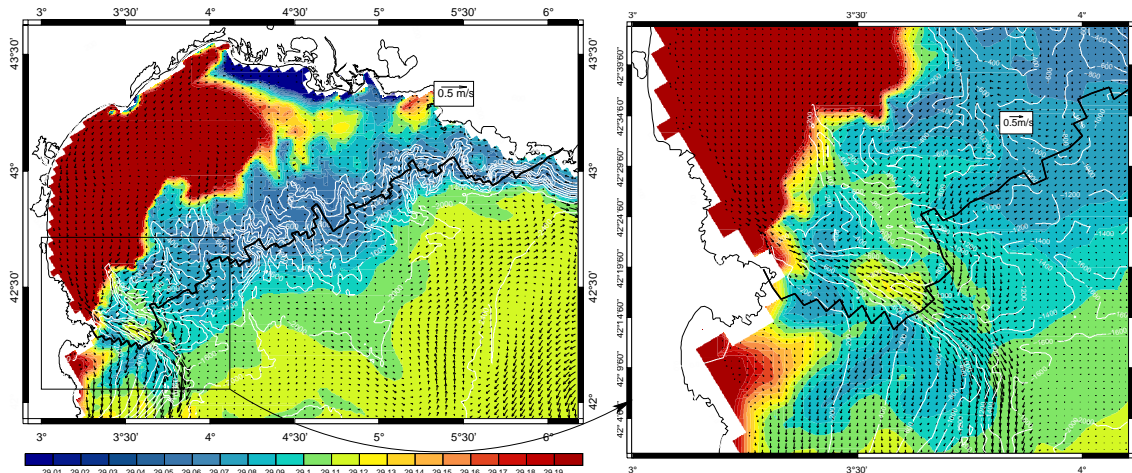


FIG. 9.5 – Cascading event on 25th February of year C2 of the present period ($\rho_{crit} = 29.105 \text{ kg.m}^{-3}$). Bottom density (kg.m^{-3} , map) and current (m.s^{-1} , arrows). White lines : topography. Black line : SDS boundary.

Examining the fate of DW formed at the surface for seven years selected over the present period, we show that the quantity of DW formed over, exported from and cascading from the Gulf of Lions shelf shows a strong interannual variability, which is strongly correlated with the atmospheric conditions, namely with the mean heat loss over the NWMS during the December-March period. Export and cascading are negligible during years with weak heat losses, and all the DW formed at the surface is consumed by mixing. On the contrary, during years with strong heat losses, most of the DW formed at the surface is exported (between 60% and 85%). 50% to 60% of this exported water sinks into the deep ocean, mainly by cascading through the Cap Creus Canyon. There is a threshold effect in the export and cascading of DW, that do not increase linearly with the DW surface formation but occur only if the winter heat loss is larger than the average value.

9.3.4 Comparison with available data

Béthoux et al. [2002a] evaluated that $\sim 440 \text{ km}^3$ of DW cascaded down the slope during winter 1998-99, and *Canals et al.* [2007] estimated that in 2004-2005 $\sim 750 \text{ km}^3$ of DW sank into the deep ocean by cascading down the Cap Creus canyon. Both winters are considered as particularly cold and windy in the NWMS. In our study, for cold years C1, C2 and C3, respectively 390 km^3 , 810 km^3 and 270 km^3 of DW cascades into the deep ocean. These values are of the same order as the observed values. *Palanques et al.* [2006] observed that DW cascading was more intense in the western part of the shelf, and that sediment fluxes during cascading event down the Cap Creus canyon were one to two order of magnitude higher than in the other canyons. Our results are in agreement with those observations : we observe almost no DW export through the NE part of the SDS boundary, and cascading in the Cap Creus canyon represents more than 80% of the deep export during cold years (Fig. 9.6a).

The density contrast corresponds to the difference between the density of the DW formed over the shelf and the density of the ambient surrounding water. For win-

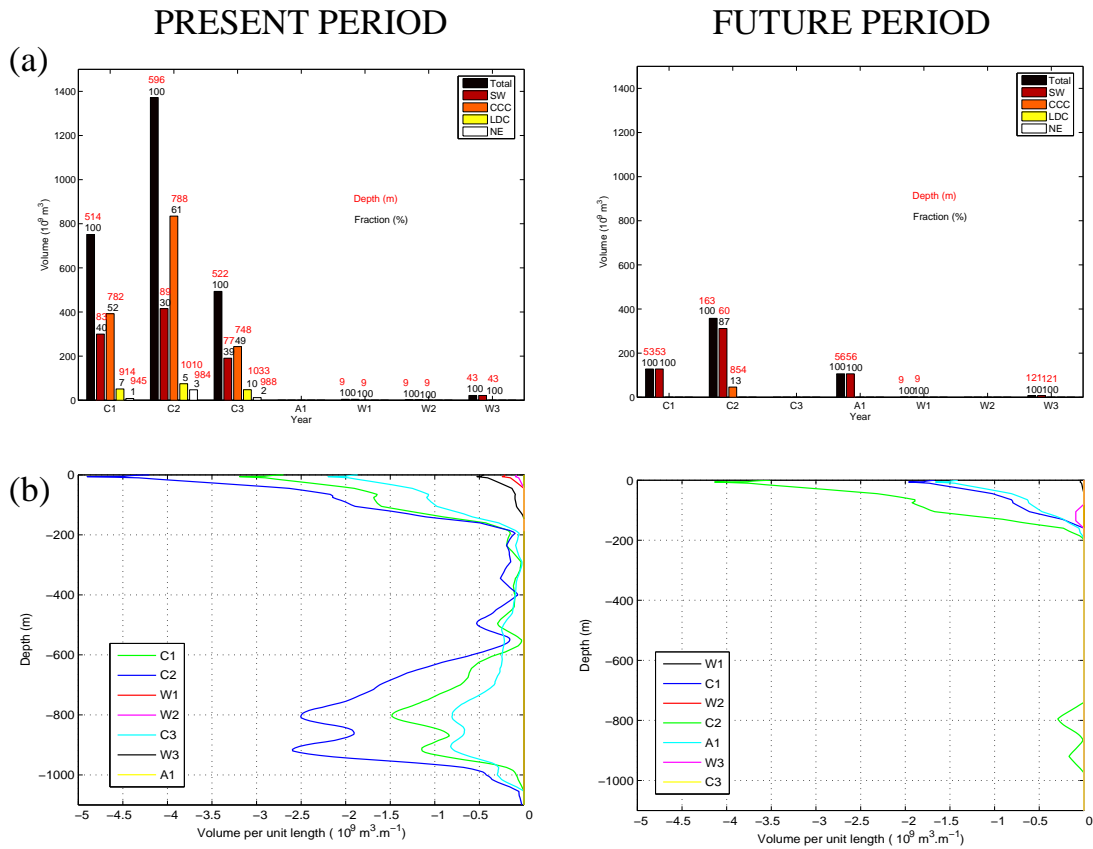


FIG. 9.6 – Export of DW across the SDS boundary during the present and future periods. (a) : export of water through each portion of the SDS boundary (see Fig. 9.2). For each year, the fraction of water exported through each part of the shelf-slope boundary is indicated in black, and the associated depth is indicated in red. (b) : Integrated export as a function of depth

ter 2004-2005, *Canals et al.* [2007] observed a $\sim 0.2 \text{ kg.m}^{-3}$ density contrast. *Ivanov et al.* [2004] report an average density contrast equal to $0.20 \pm 0.25 \text{ kg.m}^{-3}$ for the cascades observed in mid-latitudes regions. For the years selected during the present period and with significant DW cascading (C1, C2, C3), we obtain a difference of density of $\sim 0.30 \pm 0.02 \text{ kg.m}^{-3}$ between the DW present over the shelf and the lighter surrounding water, in good agreement with those observations.

Béthoux et al. [2002a] observed down-canyon currents up to 60 cm.s^{-1} in Lacaze-Duthiers canyon during winter 1998-99 cascading events. *Canals et al.* [2007] recorded current speeds up to 80 cm.s^{-1} in Cap Creus canyon during winter 2004-2005 cascading events. Our model reproduces correctly these current observations : during the modeled cascading events, i.e. when DW bursts occur, we obtain currents varying between 20 and 50 cm.s^{-1} in the Cap Creus canyon (Fig. 9.4d).

For the years of the present period, the observed characteristics of DW cascading (geographical characteristics, current speed, density contrast and DW volume) are correctly represented in the numerical simulations. The modeling strategy used in this study appears to simulate correctly DW formation over and export from the Gulf of Lions continental shelf under present-day climate conditions. It seems therefore legitimate to apply the same strategy to the future period in order to investigate the possible impact of climate change on this process.

9.4 Impact of climate change

In the present section, the effects of climate change on DW formation over and export from the Gulf of Lions shelf are investigated. For that, the amount of water formed at the surface *Surf*, stored *V*, formed by transport *Trans* and formed by mixing *Mix* are computed for each selected year of the future period as was done in Section 9.3 for the present period. Results are presented on Fig. 9.7. Surface formation occurs during the same season as for the present period, i.e. between end of December and beginning of April (Fig. 9.7b). The quantity of water formed at the surface and exported from the shelf still shows an important interannual variability, related to the variability of the atmospheric conditions : DW surface formation still occurs during strong heat loss periods (Fig. 9.7a,b). The temporal behavior of the DW formation is therefore similar to the behavior observed for the selected years of the present period.

The main difference between the present and future periods lies in the volumes of DW formed, exported and cascading. First, the quantity of DW formed at the surface is reduced in average by a factor of 3 between the present and the future periods (Fig. 9.4c and 9.7c). Moreover, for the years with significant DW formation in the future period (C1, C2, A1), the percentage of formed water that escapes the shelf (15% to 50%) is smaller than for the three years of significant export during the present period (C1, C2, C3, 60% to 85%) (Fig. 9.7c and 9.6a). The average exported quantity for C1, C2, A1 in the future period is 4.5 times smaller than for C1, C2, C3 in the present period. Eventually, there is only one year in the future period with DW export into the deep ocean (C2), and this deep export involves a quantity one order of magnitude smaller than volumes cascading during cold years of the present

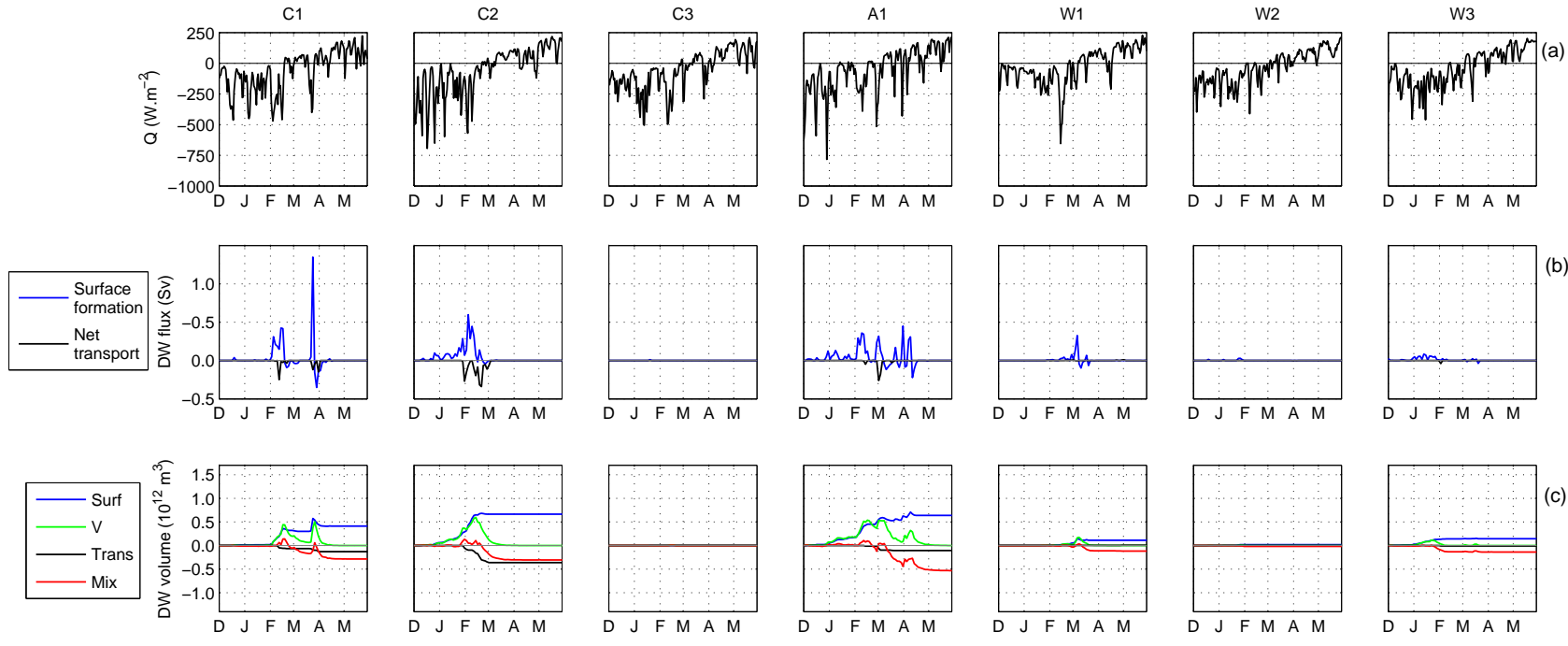


FIG. 9.7 – Evolution of water over the Gulf of Lions shelf during the selected years of the future period. (a),(b),(c) : as for Fig. 9.4

period (Fig. 9.6).

As seen in Section 9.2.1 the heat loss during the winter period, HL_{DJF} , averaged over the whole future and present periods is stronger ($+15 \text{ W.m}^{-2}$) for the future period than for the present period. This is also the case for the heat loss during the DW formation period (December-March) for the selected years. This is shown on Fig. 9.8 where we present the total quantity of DW formed at the surface, $Surf_{TOT}$, vs. the mean heat loss between December and March, HL_{DJFM} . The decrease of volumes of DW formed, exported and cascading can therefore not be attributed to a weakening of the winter heat loss between the 20th century and the end of the 21st century.

In the 140-year simulation performed by *Somot et al.* [2006], the annual mean buoyancy loss decreases in the NWMS during the 21st century ($-2.9 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2.\text{s}^{-3}$), resulting in the decrease of the surface density (-0.45 kg.m^{-3}). This density decrease is not homogeneous throughout the water column, and is more important at the surface. The vertical density gradient in the Gulf of Lions is consequently larger at the end of the 21st century than during the 20th century. Computing the mean vertical density gradient along the shelf-slope boundary on 20th December, before the DW surface formation, we indeed obtain a $6.10^{-4} \text{ kg.m}^{-4}$ density gradient averaged over the selected years of the present period vs. a $8.10^{-4} \text{ kg.m}^{-4}$ average density gradient for the future period. This has two consequences.

First, because of this larger density gradient between the surface and 1000m depth, it is more difficult for the surface water to reach the DW criteria (corresponding to the density of the water present in December at 1000m along the SDS boundary) in the future period than in the present period, and a larger buoyancy loss is necessary to produce DW at the surface. The total buoyancy loss BL required to bring the density of the water present over the shelf (corresponding here to the area delimited by the coastline and the SDS boundary, see Fig. 9.2), before the DW formation (i.e. in December) up to the density criteria ρ_{crit} , is

$$BL = \frac{g(\rho_{crit} - \rho_{GDL,S})}{\rho_0} \times D_{GDL} \quad (9.4)$$

where $D_{GDL} \sim 190 \text{ m}$ is the mean depth over this area and $\rho_{GDL,S}$ is the density of the water present over this area, considered as being approximately equal to the surface density. For the atmospheric fluxes used for the ORCM and the SYMPHONIE simulations, for the present period, resp. future period, the heat flux contributes to 87%, resp. 86%, of the buoyancy flux over the Gulf of Lions shelf between December and March, i.e. during the DW formation period. BL is therefore mainly provided by the heat loss. Using equation (9.3), we compute the total heat loss necessary to increase the shelf water density in December up to the density criteria $HL \sim \frac{\rho_0 C_p}{g \alpha BL}$. Dividing HL by the number of seconds in the DJFM period, we obtain the corresponding average heat loss HL_{strat} , in W.m^{-2} , during the surface formation period. As shown in Section 9.3, the variability of the density of the water present over the shelf is more than one order of magnitude higher than the variability of the DW criteria among the selected years, and this is also true for the future period (Table 9.1). We therefore consider the DW criteria as being constant, equal to the average of this criteria for each period (i.e. $\sim 29.1 \text{ kg.m}^{-3}$, resp. $\sim 29.0 \text{ kg.m}^{-3}$, in the present, resp. future period). The surface density obtained in the NWMS in the

ORCM simulation performed by *Somot et al.* [2006], that provides the boundary conditions for the regional model, is used to compute the average of this heat loss over the 30-year present and future periods, $HL_{strat,p}$ and $HL_{strat,f}$: $HL_{strat,p}=216.9$ $W.m^{-2}$ and $HL_{strat,f}=246.1$ $W.m^{-2}$. The 29.2 $W.m^{-2}$ difference between $HL_{strat,f}$ and $HL_{strat,p}$ corresponds to the additional heat loss required to increase the shelf water density up to the DW criteria in the future period compared to the present period, due to the stronger stratification. This additional heat loss explains that the quantity of DW formed in the future is much smaller than in the present, for an equivalent atmospheric heat loss, as observed on Fig. 9.8. The 15 $W.m^{-2}$ average winter heat loss increase between the 20th and 21st centuries, twice smaller than the additional heat loss, is not sufficient to counterbalance it. As explained in Section 9.3.2, this reduction of the volume of DW formed favors the mixing consumption. Second, during the DW formation period, DW is surrounded on the shelf with water whose density difference compared with water present at 1000m depth before the formation period is larger in the future period than in the present period because of the stronger stratification. The difference between DW and this surrounding water is indeed $\sim 0.35 \pm 0.06$ $kg.m^{-3}$ in the present vs. $\sim 0.49 \pm 0.11$ $kg.m^{-3}$ in the future (we do not take into account the two years with practically no surface formation, C3 and W2, in the future period). When DW formed at the surface is mixed with the surrounding water, the resulting water density decreases more in the future period than in the present period.

The stronger vertical density gradient, by reducing the amount of DW formed and the density of the surrounding water, therefore explains that DW is mainly consumed by mixing in the future period, even for the coldest years (Fig. 9.7c), and that less water is available for export. Furthermore, since the difference between the density of the DW that reaches the SDS boundary and the DW criteria is smaller than for the present period, the DW can less easily cascade into the deep ocean, as observed on Fig. 9.3 : cascading water density is higher than the density of the water present at 2000m depth in the present period, whereas it is comparable with the density of water present between 1100m and 1300m in the future period. As a result, because of the larger mixing consumption due to the stronger stratification, the fraction of exported water that sinks into the deep ocean is much smaller in the future period than in the present period (Fig. 9.6) : there is only one year (C2) with significant deep export, representing only 8% (~ 30 km^3) of the total export (~ 360 km^3), 92% of the water being exported in the surface layer. In the present period, for the selected years with significant water export, deep export represents between 50% and 60% of DW export, with volumes varying between 270 km^3 and 810 km^3 , one order of magnitude higher.

For the selected years of the future period, the change in the water column structure induced by the decrease of annual surface buoyancy loss during the 21st century explains that, at equivalent winter surface heat loss, less DW is formed at the surface in the future period, a smaller fraction of this DW is exported, and an even smaller fraction sinks into the deep ocean, compared with years of the present period. For these selected years, cascading practically disappears in the future, being reduced at least by $\sim 90\%$. The results obtained for the selected years of each period are extrapolated to the whole 30-years periods in the next section.

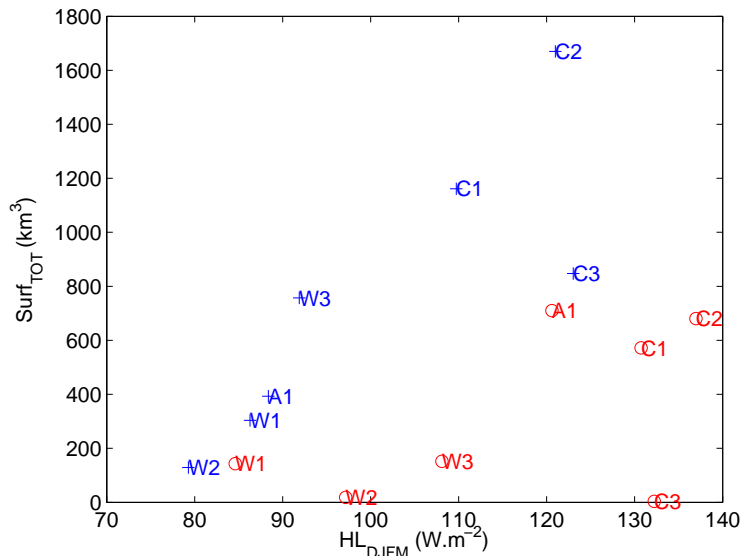


FIG. 9.8 – Dense water formed at the surface ($Surf_{TOT}$, km^3) vs. heat loss between December and January (HL_{DJFM} , $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). Blue crosses, resp. red circles : selected years of the present, resp. future period.

9.5 Extrapolation to the whole present and future periods

It was shown in Section 9.3 that DW formation, export and cascading over the Gulf of Lions shelf show a high interannual variability, which is strongly correlated with the atmospheric winter heat loss over the NWMS, HL_{DJFM} (correlation factors=0.85, 0.85 and 0.83). These correlations are used to extrapolate our results to the whole 30-year present and future periods.

Fig. 9.8 shows that for equivalent atmospheric heat loss, DW surface formation in the future period is much smaller than in the present period. As explained in Section 9.4, this is due to the stronger stratification of the water column in the Gulf of Lions before the DW formation period. Surface formation is therefore not related only to the atmospheric heat loss, and the initial stratification of the water column must be taken into account. Instead of relating simply the quantity of DW formed at the surface, $Surf_{TOT}$, with the December-March atmospheric heat loss, HL_{DJFM} , it is more meaningful to relate $Surf_{TOT}$ with the difference between the atmospheric heat loss and the heat loss necessary to bring the shelf water density up to the density criteria, $HL_{DJFM} - HL_{strat}$. HL_{strat} indeed represents the heat loss necessary to bring the shelf water up to the criteria, and this difference can be considered as the “effective” heat loss HL_{eff} , i.e. the heat loss responsible for DW formation. The values of HL_{strat} computed in Section 9.4, $HL_{strat,p}$ and $HL_{strat,f}$, are used in the following analysis. $Surf_{TOT}$ is plotted vs. $HL_{DJFM} - HL_{strat} = HL_{eff}$ on Fig. 9.9a. The relationship between the DW formed quantity and the “effective” heat loss seems to be the same for the present and future periods. A linear regression analysis of the form $y = ax + b$ between $y = Surf_{TOT}$ and $x = HL_{eff}$ is performed. The corresponding fit, resulting in a 13.8% relative error, is shown on Fig. 9.9a. The

relative error is given by

$$\epsilon = \frac{1}{14} \sum_{SEL} \frac{|Surf_{TOT,predicted} - Surf_{TOT,model}|}{Max_{SEL}(Surf_{TOT,model})} \quad (9.5)$$

where $Surf_{TOT,predicted}$ is the quantity of water formed at the surface during each year using the linear equation, $Surf_{TOT,model}$ is the quantity predicted by the model, and SEL is the ensemble of the 14 selected years. The obtained regression is then used to estimate the surface formation volume for each year of the present and future periods : $Surf_{TOT} = Max(0, a \times HL_{eff} + b)$ (see Fig. 9.9a (dots) and Fig. 9.10). Taking the average of this value over the whole period, the mean annual surface formation volume for the present period is 788 km³ with a 421 km³ standard deviation, and 397 km³ with a 312 km³ standard deviation for the future period. For both periods the interannual variability is high, of the same order as the average value. In average, the quantity of DW formed at the surface is divided by 2 between the 20th century and the end of the 21st century, due to the strengthening of the stratification. For the present period, we obtain one year, out of 29, with a zero-surface formation, vs. 5 for the future period.

A relation $y = f(x)$ between $x = HL_{eff}$ and the total net exported quantity of DW, $y = Trans_{TOT}$, is then established. It was observed in Section 9.3 that $Trans_{TOT}$ was negligible for the warm and average years (for which $HL_{DJFM} \leq \overline{HL_{DJFM,p}}$, where the overbar denotes the average over the 30 years), corresponding to a threshold effect of the winter heat loss. Following this observation, we consequently assume empirically that export is possible only if the effective heat loss is larger than the average effective heat loss over the 30 years of the present period : $HL_{eff} \geq \overline{HL_{eff,p}}$, equivalent to $HL_{DJFM} \geq \overline{HL_{DJFM,p}}$ for the present period. This implies that $f(x)$ verifies

$$\begin{cases} f(x) = 0 & \text{for } x < HL_{eff,min} \\ f(x) = ax + b & \text{for } x \geq HL_{eff,min} \end{cases} \quad (9.6)$$

for both periods, where $HL_{eff,min} \geq \overline{HL_{eff,p}}$ is the minimum effective heat loss for which export begins. The continuity of $f(x)$ at $x = HL_{eff,min}$ provides $b = -a \times HL_{eff,min}$. We performed a linear regression analysis of the form $y = ax'$ between $x' = x - HL_{eff,min}$ and $y = Trans_{TOT}$, varying $HL_{eff,min}$ in $[\overline{HL_{eff,p}} = -110W.m^{-2}, -80W.m^{-2}]$ and using only the selected years verifying $HL_{eff} > \overline{HL_{eff,p}}$, i.e. years C1, C2, C3 of the present period and year C2 of the future period. The same method is used to obtain a relation between $x = HL_{eff}$ and $y = Casc_{TOT}$.

The corresponding fit, resulting in a 11%, resp. 8%, relative error for $Trans_{TOT}$, resp. $Casc_{TOT}$, is shown on Fig. 9.9b, resp. 9.9c. The minimum relative error is obtained in both cases for $HL_{eff,min} = \overline{HL_{eff,p}}$: export and cascading begin when $HL_{eff} = \overline{HL_{eff,p}}$. Taking the average of the predicted value over the whole period, the mean annual DW export for the present period is 597 km³ with a 870 km³ standard deviation, and 62 km³ with a 250 km³ standard deviation for the future period. The mean annual DW cascading is 335 km³ with a 489 km³ standard deviation for the present period, and 36 km³ with a 140 km³ standard deviation for the future period. Interannual variability is strong for each period. Between the 20th century and the end of the 21st century, DW export and cascading decrease in average by 90%. When considering only years with significant export and cascading, defined

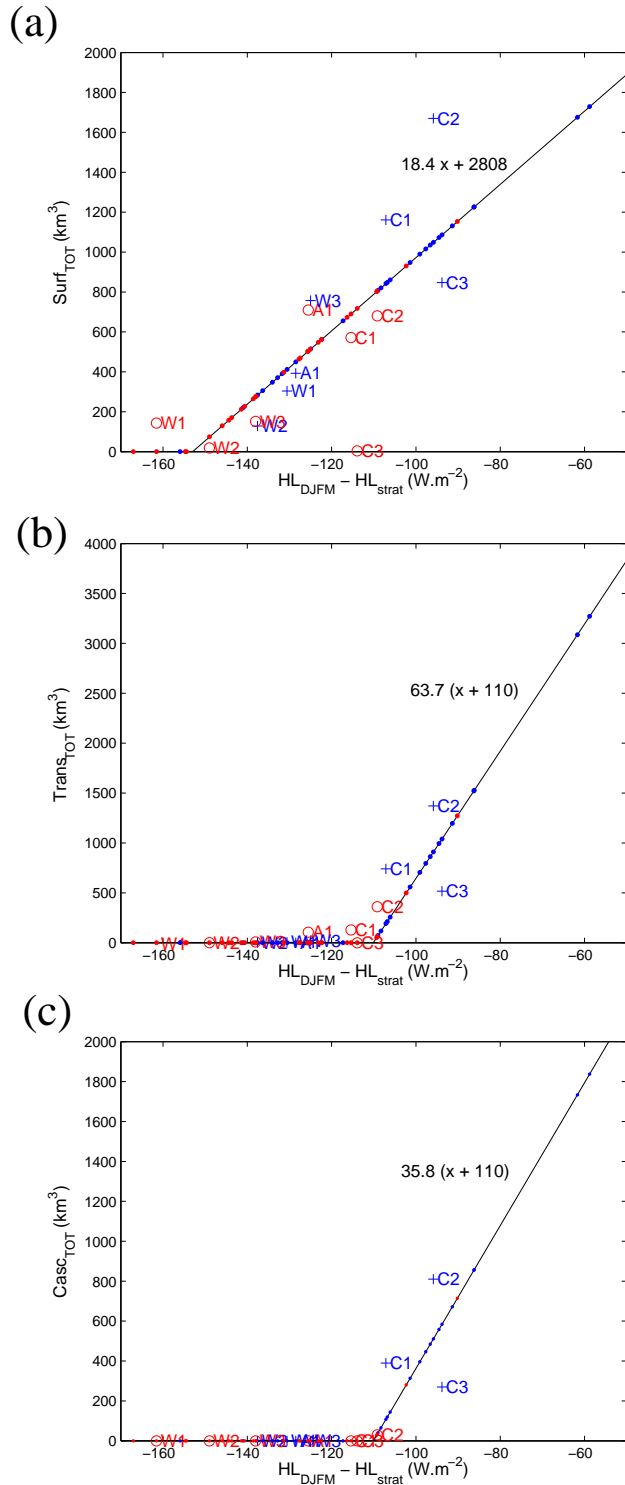


FIG. 9.9 – DW formed, exported and cascading for the present (blue) and future (red) periods. (a) : Total DW volume formed at the surface during a given year, $Surf_{TOT}$, as a function of the difference between the mean heat loss during the formation period for this given year and the mean heat loss corresponding to the stratification, $HL_{DJFM} - HL_{strat}$. (b) and (c) : same for exported water $Trans_{TOT}$ and cascading water $Casc_{TOT}$. + and o : selected years for the present and future periods. • : results obtained for each year of the present and future period using the obtained regression. Black line : linear regression analysis.

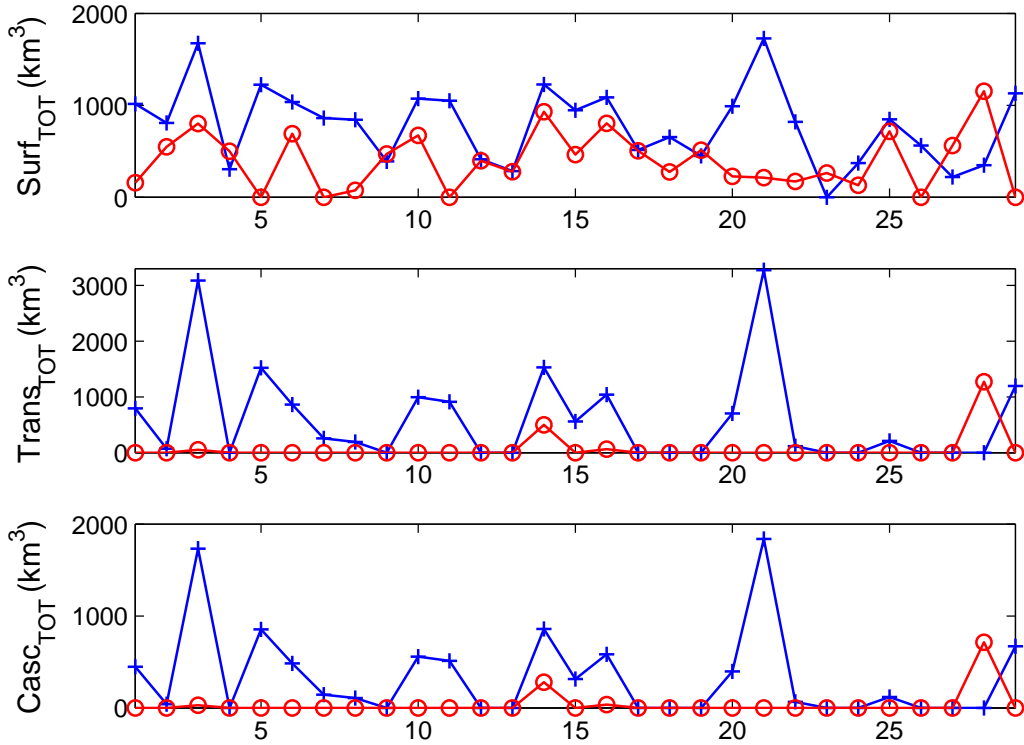


FIG. 9.10 – DW formed, exported and cascading for each year of the present (blue, \circ) and future (red, $+$) periods.

as years with exported and cascading volumes larger than 100 km^3 , one obtains 15 years for the present period, with average export and cascading of 1140 km^3 and 640 km^3 , and 2 for the future period, with average values of 1018 km^3 and 570 km^3 (Fig. 9.10). This means that the decrease of the mean annual export and cascading is mainly due to the decrease of the number of years with export and cascading : significant volumes, of the same order as under present climate conditions can still be exported and cascade at the end of the 21st century, but exceptionally, requiring exceptionally cold winter atmospheric conditions to compensate the stronger stratification.

The 90% mean decrease is almost twice stronger than the surface formation decrease. As explained in Section 9.4, in the future period, DW is indeed mainly eliminated by mixing because of the stronger stratification : as a result, 75% of the water formed at the surface is exported in the present period, vs. 16% in the future period.

For the years with the strongest heat losses, export can be higher than surface formation (e.g. years 2 and 21 of the present period, Fig. 9.10) : this is due to the fact that the two curves ($Surf_{TOT}$ vs. HL_{eff} and $Trans_{TOT}$ vs. HL_{eff}) cross each other for high values of the heat loss (Fig. 9.9). Physically, this corresponds to the fact that the heat loss is so high that the mixing of the DW formed at the surface with lighter surrounding water produces DW, as observed for some of the selected years in Section 9.3, resulting in a significant increase of the quantity of DW present over the shelf and then exported.

9.6 Uncertainties

In the previous sections, numerical simulations performed with the regional oceanic model SYMPHONIE, forced at its lateral boundary by the ORCM OPA and at the surface by the ARCM ARPEGE-Climate under the IPCC A2 scenario forcings, were used to investigate the impact of interannual atmospheric variability and climate change on the quantities of DW formed over, exported from and cascading from the Gulf of Lions shelf. Respectively 50%, 90% and 90% decreases between the 20th century and the end of the 21st century were estimated for the average yearly volume of DW formed, exported and cascading. In this section, we provide an estimate of the uncertainties associated to the choice of the DW criteria, the parameters of the regional oceanic model, the water flux, the choice of the atmospheric model and the choice of the IPCC scenario.

9.6.1 Sensitivity test to the dense water criteria

In Section 9.2.3 the DW density criteria was defined as $\rho_{crit} = \rho_{bottom} + \Delta\rho$, where ρ_{bottom} is the mean density at the bottom of the boundary during the month preceding cascading, i.e. December, and $\Delta\rho = 0.03 \text{ kg.m}^{-3}$ is a constant density anomaly. Sensitivity tests to this criteria are performed here by varying $\Delta\rho$. Fig. 9.3 shows that the DW patch could also be defined using $\Delta\rho = 0.02 \text{ kg.m}^{-3}$ instead of $\Delta\rho = 0.03 \text{ kg.m}^{-3}$, we therefore vary $\Delta\rho$ between 0.02 and 0.04 kg.m^{-3} .

The impact of the density criteria choice on the absolute quantities is first examined for the present period. The mean and standard deviation over the selected years of the present period of the relative difference between volumes obtained using $\Delta\rho \in [0.02, 0.025, 0.035, 0.040] \text{ kg.m}^{-3}$ and volumes obtained using $\Delta\rho = 0.03 \text{ kg.m}^{-3}$, $\frac{|value_{year,\Delta\rho} - value_{year,0.03}|}{value_{year,0.03}}$, are given in Table 9.2. The impact of $\Delta\rho$ on the amount of DW formed at the surface is much weaker than the impact on the volumes of exported and cascading DW, which vary by a factor of 2. The density of the DW formed at the surface is indeed much larger than the criteria (see for example Figure 9.5), explaining that the impact of the criteria on the quantity of DW formed is relatively weak. On the contrary, since the originally very dense water formed at the surface was mixed with lighter water during its way to the boundary, the density of the exported and cascading water is closer to the criteria. The volume of exported and cascading DW therefore depends a lot on the choice of the criteria. Note however that values of $\Delta\rho \geq 0.03 \text{ kg.m}^{-3}$ give more realistic values for the cascading volumes than values of $\Delta\rho < 0.03 \text{ kg.m}^{-3}$, which give results that are in the highest range of the observations (see Section 9.3.4).

Since the objectives of the present study are to investigate first the impact of atmospheric interannual variability on DW formation, export and cascading under present climate conditions, and second the impact of climate change, we are particularly interested in the relative values between the years and the periods. We compute for each value of $\Delta\rho$ the difference between volumes obtained for each selected year of each period and for the year with the highest volumes, which is always year C2 of the present period, $\frac{|value_{year,\Delta\rho} - value_{C2,\Delta\rho}|}{value_{C2,\Delta\rho}}$. Results are presented in Table 9.3 for the present period and in Table 9.4 for the future period. For the formation, the export and the cascading and for each year of the future and present periods, the much smaller values of the standard deviation compared to the average value of

TAB. 9.2 – Mean and standard deviation (bracket) over the selected years of the present period of the relative difference between the total volume of DW formed at the surface (*Surf*), exported (*Trans*), and cascading (*Casc*) obtained for different values of $\Delta\rho$ and the volume obtained for $\Delta\rho = 0.03 \text{ kg.m}^{-3}$, $\frac{|value_{year,\Delta\rho} - value_{year,0.03}|}{value_{year,0.03}}$. Values for cascading are computed using results for years with significant cascading, i.e. C1, C2, C3.

$\Delta\rho$	0.02	0.025	0.035	0.04
<i>Surf</i>	0.18 (0.19)	0.10 (0.12)	0.11 (0.09)	0.17 (0.09)
<i>Trans</i>	0.44 (0.44)	0.29 (0.35)	0.12 (0.12)	0.25 (0.17)
<i>Casc</i>	1.32 (0.63)	0.53 (0.30)	0.28 (0.07)	0.47 (0.08)

the relative difference show that the choice of the DW criteria does not have a significant impact on the relative difference between the years and the periods. Our conclusions concerning the relative impacts of atmospheric interannual variability and climate change on DW formation, export and cascading on the Gulf of Lions shelf are independent on the DW criteria.

9.6.2 Sensitivity to the parameters of the regional oceanic model

The parameters used in the high-resolution model can induce uncertainty in the results. The fate of the DW formed over the shelf could be particularly dependant on the horizontal diffusivity and on the bottom friction. Given the wide range of variability obtained, an error on a large amount of water formed or transported will have a much larger impact on the variability of the averaged results for each period than an error on a small amount of water. Therefore, we tested the sensitivity to the different parameters by performing additional simulations for the most productive year of the present period, year C2.

The horizontal diffusivity

In SYMPHONIE, a classic centered advection scheme is used for the velocity [Arakawa and Suarez, 1983], with the horizontal viscosity $K_H = 60 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. There is no explicit horizontal viscosity for the tracers, since it is implicitly included in

TAB. 9.3 – Mean and standard deviation (bracket) over the selected years of the present period of the relative difference between the total volume of DW formed at the surface (*Surf*), exported (*Trans*), and cascading (*Casc*) obtained during years of the present period and year C2, $\frac{|value_{year,\Delta\rho} - value_{C2,\Delta\rho}|}{value_{C2,\Delta\rho}}$, for different values of $\Delta\rho$.

Year	C1	C3	A1	W1	W2	W3
<i>Surf</i>	0.50 (0.05)	0.45 (0.04)	0.21 (0.02)	0.16 (0.02)	0.06 (0.01)	0.40 (0.03)
<i>Trans</i>	0.57 (0.05)	0.44 (0.05)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0.02 (0)
<i>Casc</i>	0.51 (0.03)	0.44 (0.08)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)

TAB. 9.4 – Mean and standard deviation (bracket) over the selected years of the future period of the relative difference between the total volume of DW formed at the surface (*Surf*), exported (*Trans*), and cascading (*Casc*) obtained during years of the future period and year C2 of the present period, $\frac{|value_{year,\Delta\rho}-value_{C2,\Delta\rho}|}{value_{C2,\Delta\rho}}$, for different values of $\Delta\rho$.

Year	C1	C2	C3	A1	W1	W2	W3
<i>Surf</i>	0.25 (0.02)	0.36 (0.07)	0 (0)	0.40 (0.02)	0.07 (0.02)	0.01 (0)	0.08 (0.01)
<i>Trans</i>	0.10 (0.04)	0.28 (0.07)	0 (0)	0.08 (0.03)	0 (0)	0 (0)	0 (0)
<i>Casc</i>	0 (0)	0.03 (0.01)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)

the numerical advection scheme, a hybrid centered/upstream scheme adapted from *Beckers* [1995]. We performed sensitivity tests to the horizontal diffusivity for the velocity K_H multiplying and dividing it by 2 in the simulation for year C2 of the present period. The maximum variation is $\Delta \sim 7\%$ for the annual volume of DW formed at the surface. The annual export ($\Delta \sim 16\%$) and cascading ($\Delta \sim 25\%$) are more sensitive to the horizontal diffusivity. This seems physically logical : the velocity influences the fate of DW when this DW is moving, therefore not when it is formed at the surface, but rather when it is exported.

The bottom friction

The bottom friction should only play a role when the DW flows along the bottom. It should consequently not influence considerably the surface formation, but rather the export and the cascading. It is indeed one of the key factors in the cascading process, as explained by *Simpson* [1987] : large scale geostrophic currents tend to flow along the bathymetric isolines, inhibiting the exchanges between the shelf and the open ocean through the continental slope. The bottom friction and the channeling by the topography counteract this geostrophic tendency, allowing the dense water formed over the shelf to flow down the slope by gravity current. In SYMPHONIE, the bottom friction $\vec{\tau}_b$ is related to the bottom velocity \vec{V}_b (equal in the model to the velocity at the first level above the bottom) by a quadratic relationship :

$$\vec{\tau}_b = \rho_0 C_D \left\| \vec{V}_b \right\| \vec{V}_b \quad (9.7)$$

where C_D is the bottom friction coefficient, related to the bottom roughness z_0 by a logarithmic law :

$$C_D = \left(\frac{\kappa}{\log\left(\frac{z_1}{z_0}\right)} \right)^2 \quad (9.8)$$

with $\kappa = 0.41$ the Von Karman constant and z_1 the height of the first level above the bottom. In our model, $z_0 = 1\text{cm}$, following *Blumberg and Mellor* [1987]. This is an upper bound for the bottom roughness. $5 \cdot 10^{-4}\text{m}$ can be considered as a lower bound. This range of values is indeed classically used in sediment transport modeling to take into account the roughness induced by sand, by waves and by bedforms present on the bottom of the sea. We performed a simulation for the year C2 of the present period, with $z_0 = 5 \cdot 10^{-4}\text{m}$. As expected, the sensitivity of the quantity

of water formed at the surface to the bottom friction parametrization is small (the annual surface formation decreases by -4%), but the sensitivity of the export, that decreases by 27% and of the cascading, that decrease of 55%, are more important.

Finally, the annual quantity of DW formed at the surface is not very sensitive to the parameters of the model, and one can estimate the computation error for this volume to be less than 10%. The export and cascading are more sensitive to those parameters, in particular to the bottom friction. An upper bound for the computation error can be estimated from the sensitivity tests made here as $\sim 30\%$ for the export and $\sim 55\%$ for the cascading. The influence of those parameters on the absolute results obtained for each given year is therefore not negligible. However, an error on a given parameter would change the results in the same direction (increase or decrease) for each year. As for the uncertainty due to the dense water criteria, the results concerning the relative differences between different years of the same period or between the present and the future period should therefore not be fundamentally different.

9.6.3 Sensitivity to the water flux

Due to the weaker ability of ARCM to simulate the precipitations, the surface atmospheric water loss term represents a source of uncertainty in our study [Li *et al.*, 2006]. However, the boundary conditions for SYMPHONIE are prescribed using the results of the simulation of Somot *et al.* [2006], who observed that the $(E - P)$ term simulated by their ARCM is in good agreement with the observations. In winter, over the shelf, the atmospheric water flux contribution to the buoyancy flux is one order of magnitude smaller than the heat flux contribution, as seen in section 9.4. For a given winter, an error on the winter atmospheric water flux term should therefore not influence significantly the stratification and the results.

The value of the coefficients used to compute the future period Rhône runoff is another source of uncertainty. For the 10 different ARCMs of the PRUDENCE project (see section 9.6.4), the decrease of the Rhône runoff (see section 9.2.2) between the 20th and the 21st centuries varies between 0 and 20% (Hagemann, personal communication), 20% being the value obtained in the ARPEGE-Climate simulation [Gibelin and Déqué, 2003] and used here. Considering only the effect of the Rhône river variation, the present studies therefore provides a lower bound for the induced decrease of DW formation, export and cascading. A weaker runoff decrease will indeed contributes more to the enhancement of the stratification.

The runoff variation between the present and the future periods induces an average buoyancy variation over the shelf that is one order of magnitude smaller than the winter atmospheric buoyancy flux. However, contrary to the atmospheric buoyancy flux, the Rhone buoyancy flux is concentrated in one point of the domain, and can locally influence the water column structure. It is therefore more difficult to estimate the effect of a small variation of this source of buoyancy. Performing a simulation for the most productive year of the future period (C2) with no runoff variation compared to the present period, the DW surface formation, export and cascading are respectively 10%, 40%, and 100% smaller than in the simulation with the 20% runoff decrease. For a given winter in the future period, the impact of the Rhone runoff of the surface formation is small. The impact on the export and cascading seems

more spectacular, one should however keep in mind that this impact concerns values that are already very small. Extrapolating those results to the whole period, one can estimate that the uncertainty on the Rhône runoff would cause the DW surface formation, export and cascading decrease between the 20th and 21st centuries to vary respectively between 50 and 55%, 90 and 94% and 90 and 100%.

On the short term, errors on the winter water flux term and on the runoff coefficient would not change significantly the results concerning the impact of climate change. However, on the annual scale, the atmospheric water flux and heat flux contributions are similar ($\sim 50\%$ for the present period). The annual buoyancy gain due to the Rhone runoff is almost twice the average annual atmospheric buoyancy loss. An error on the annual atmospheric water flux or on the river runoff variation could therefore influence significantly the annual buoyancy flux that plays a major role in the evolution of the water column stratification during the 21st century. This would have an impact on the results regarding the formation and fate of DW for the future period. To investigate the sensitivity of our results to long-term variations of the river and atmospheric water fluxes, it would now be necessary to perform other 140-year ORCM simulations.

The impact of the interannual variability of the Rhone river runoff was not investigated in this paper. The winter runoff can vary by a factor of 2 from one year to another. Such a variation represents a variation of buoyancy flux of the same order as the winter atmospheric buoyancy loss. One can then expect the interannual variability of the Rhone river runoff to influence the water column stratification and the DW shelf formation and fate, on the short term as well as on the long term. Further modeling studies should be performed to investigate this effect.

9.6.4 Sensitivity test to the Atmospheric Regional Climate Model (ARCM)

In the present study, the results of a simulation performed with the ARCM ARPEGE-Climate [Gibelin and Déqué, 2003], used by Somot *et al.* [2006] to force the ORCM OPA, were used to force the regional model SYMPHONIE at the surface. However, several other atmospheric models are available, for example 10 ARCMs were used to simulate the present-day climate over Europe, as well as the impact of climate change by the end of the 21st century, in the framework of the PRUDENCE project [Christensen *et al.*, 2002]. Each ARCM is forced at its boundaries by an atmosphere-ocean general circulation model (AOGCM). Analysing the results of these simulations for the present period (1961-1990), Jacob *et al.* [2007] showed that the main ARCM systematic biases vary among the models, in particular the bias of the winter air temperature over the land. Winter heat loss can therefore be expected to show a non negligible bias across the different models. Déqué *et al.* [2007] assessed uncertainties in projected climate change, examining uncertainties due to the ARCM, to the forcing AOGCM, and to the natural internal variability due to the chaotic nature of the atmosphere behavior. The objectives of the present section is to assess uncertainties in DW formation and export modeling in the Gulf of Lions shelf due to the choice of the ARCM, the choice of the AOGCM, the natural variability and the choice of the climate change scenario.

For this purpose, climate simulations performed with the eight ARCMs for which data necessary to compute the winter heat loss are available were selected for the

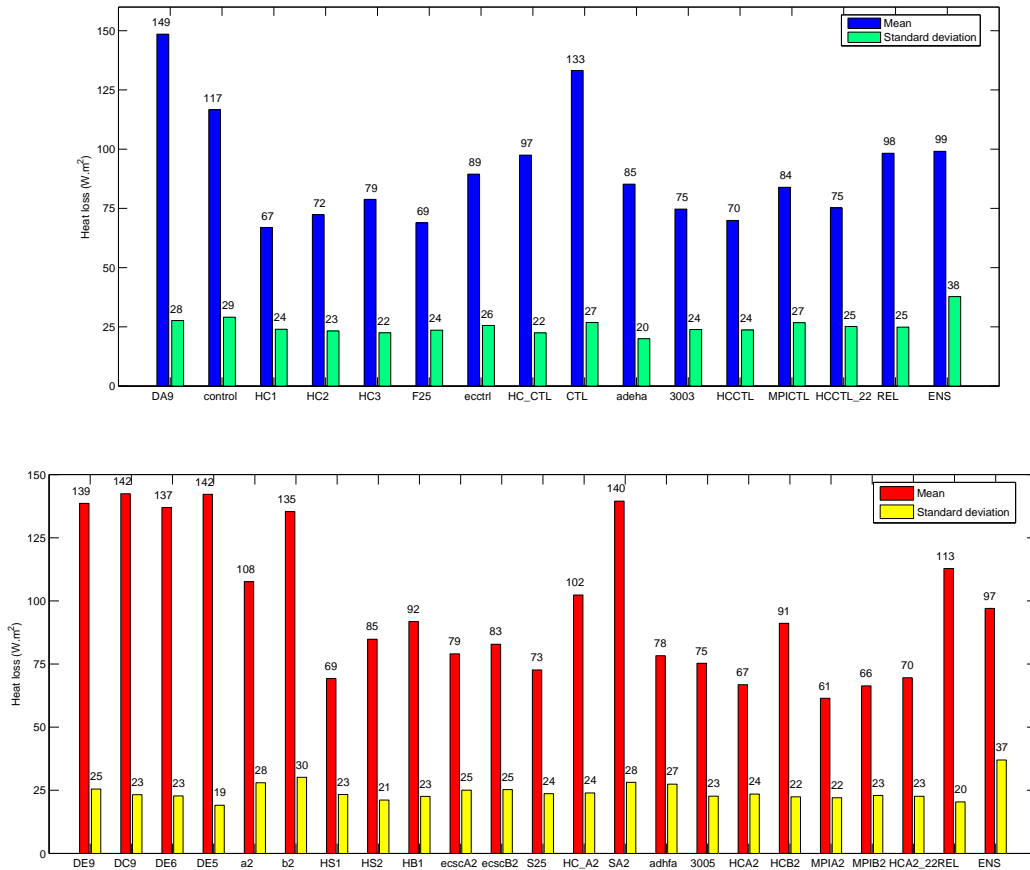


FIG. 9.11 – Average and standard deviation of the mean December-March total heat loss over NWMS, HL_{DJFM} ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), for each present-day climate simulation (top) and end of the XXIth century simulation (bottom) selected from the PRUDENCE project. REL corresponds to the heat loss of the ARCM ARPEGE-Climate simulations DA9 and DE9 corrected by the relaxation term, used to force the regional model SYMPHONIE (see Section 9.2.1). ENS corresponds to the 240-year ensemble mean formed by the eight present-day climate simulations for the eight ARCM (see Tables 5 and 6).

TAB. 9.5 – List of 1961-1990 simulations used in this study. The eight simulations marked with (*) were used to build the 240-year ensemble mean ENS. ARCM : Regional Climate Model. AOGCM : Atmosphere Ocean Global Climate Model. Res. : spatial resolution

Institute	Run name	ARCM	AOGCM	Res.
CNRM(*)	DA9	ARPEGE	ARPEGE	50 km
UCM(*)	control	PROMES	HadAM3H	50 km
DMI(*)	HC1	HIRHAM	HadAM3H	50 km
DMI	HC2	HIRHAM	HadAM3H	50 km
DMI	HC3	HIRHAM	HadAM3H	50 km
DMI	F25	HIRHAMh	HadAM3H	25 km
DMI	ecctrl	HIRHAM	ECHAM4	50 km
ETH(*)	HCCTL	CHRM	HadAM3H	55 km
GKSS(*)	CTL	CLM	HadAM3H	55 km
HC(*)	adeha	HadRM3P	HadAM3H	50 km
MPI(*)	3003	REMO	HadAM3H	55 km
SMHI(*)	HCCTL	RCAO	HadAM3H	50 km
SMHI	MPICTL	RCAO	ECHAM4	50 km
SMHI	HCCTL22	RCAOh	HadAM3H	22 km

present (1961-1990, 14 simulations) and future (2071-2100, 21 simulations) periods (see Tables 5 and 6). Each of the eight institutes provides a basis simulation for the present and future periods (denoted by * in Tables 5 and 6), and some institutes provide some additional simulations. The DA9 and DE9 simulations are actually the present and future parts of ARCM simulation used to force the ORCM (see Section 9.2.1).

The total heat loss HL is the sum of the net longwave flux radiation LW , the net shortwave radiation SW , the latent heat flux LH and the sensible heat flux SH . Monthly data for LW and SW are directly available on the PRUDENCE project website (prudence.dmi.dk). LH is computed using the monthly evaporation E : $LH = \rho_0 A E$ where $A = 2.47 \cdot 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ is the latent heat of condensation and $\rho_0 = 1020 \text{ kg.m}^{-3}$ is the reference sea water density. Daily wind velocity and air temperature data were extracted to compute the sensible heat flux : $SH = \rho_a C_{pa} C_h V_a (SST - T_a)$ where $\rho_a = 1.2 \text{ kg.m}^{-3}$ is the air density, $C_{pa} = 1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ is the specific heat of air, $C_h = 1.2 \cdot 10^{-3}$ is the Stanton number, V_a is the 10-metre wind velocity, SST is the sea surface temperature and T_a is the 2-metre air temperature. SST values used in the ORCM simulation (see Section 9.2.1) is used for SST . The mean December-March total heat loss over NWMS, HL_{DJFM} , is obtained for each year of each simulation.

The average and standard deviation of HL_{DJFM} are shown for both periods and for the different simulations on Fig. 9.11. REL is not a real simulation but represents the heat loss obtained when adding the relaxation heat flux to the heat flux of the DA9 and DE9 simulations (see Section 9.2.1). This heat loss is actually the one used to force the regional model SYMPHONIE. For both period, the ensemble mean ENS is the 240-year ensemble of the eight basis simulations of each institute (* in Tables 5 and 6). In agreement with the variability of the temperature observed

TAB. 9.6 – List of 2071-2100 simulations used in this study. The eight simulations marked with (*) were used to build the 240-year ensemble mean ENS. ARCM : Regional Climate Model. AOGCM : Atmosphere Ocean Global Climate Model. Res. : spatial resolution. Sc. : IPCC scenario

Institute	Run name	ARCM	AOGCM	Res.	Sc.
CNRM	DE9	ARPEGE	ARPEGE	50 km	A2
CNRM	DC9	ARPEGE	ARPEGE	50 km	B2
CNRM(*)	DE6	ARPEGE	HadAM3H	50 km	A2
CNRM	DE5	ARPEGE	HadAM3H	50 km	B2
UCM(*)	a2	PROMES	HadAM3H	50 km	A2
UCM	b2	PROMES	HadAM3H	50 km	B2
DMI(*)	HS1	HIRHAM	HadAM3H	50 km	A2
DMI	HS2	HIRHAM	HadAM3H	50 km	A2
DMI	HB1	HIRHAM	HadAM3H	50 km	B2
DMI	S25	HIRHAMh	HadAM3H	25 km	A2
DMI	ecscA2	HIRHAM	ECHAM4	50 km	A2
DMI	ecscA2	HIRHAM	ECHAM4	50 km	B2
ETH(*)	HC-A2	CHRM	HadAM3H	55 km	A2
GKSS(*)	SA2	CLM	HadAM3H	55 km	A2
HC(*)	adhfa	HadRM3P	HadAM3H	50 km	A2
MPI(*)	3005	REMO	HadAM3H	55 km	A2
SMHI(*)	HCA2	RCAO	HadAM3H	50 km	A2
SMHI	HCB2	RCAO	HadAM3H	50 km	B2
SMHI	MPIA2	RCAO	ECHAM4	50 km	A2
SMHI	MPIB2	RCAO	ECHAM4	50 km	B2
SMHI	HCA222	RCAOh	HadAM3H	22 km	A2

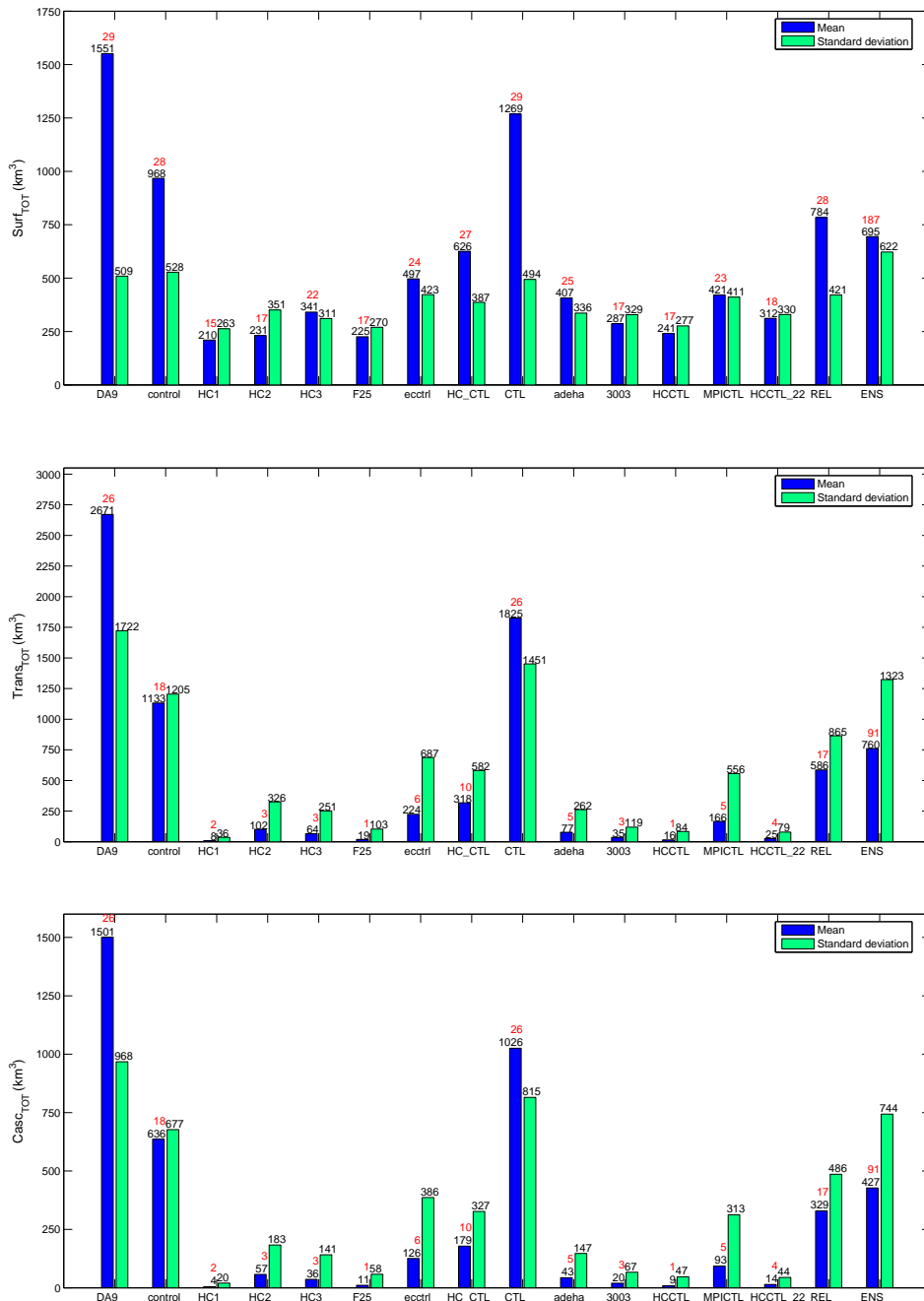


FIG. 9.12 – Average and standard deviation of the DW formed at the surface $Surf_{TOT}$, exported $Trans_{TOT}$, and cascading $Casc_{TOT}$ for each present-day climate simulation selected from the PRUDENCE project, for the REL set and for the mean ensemble ENS (km^3).

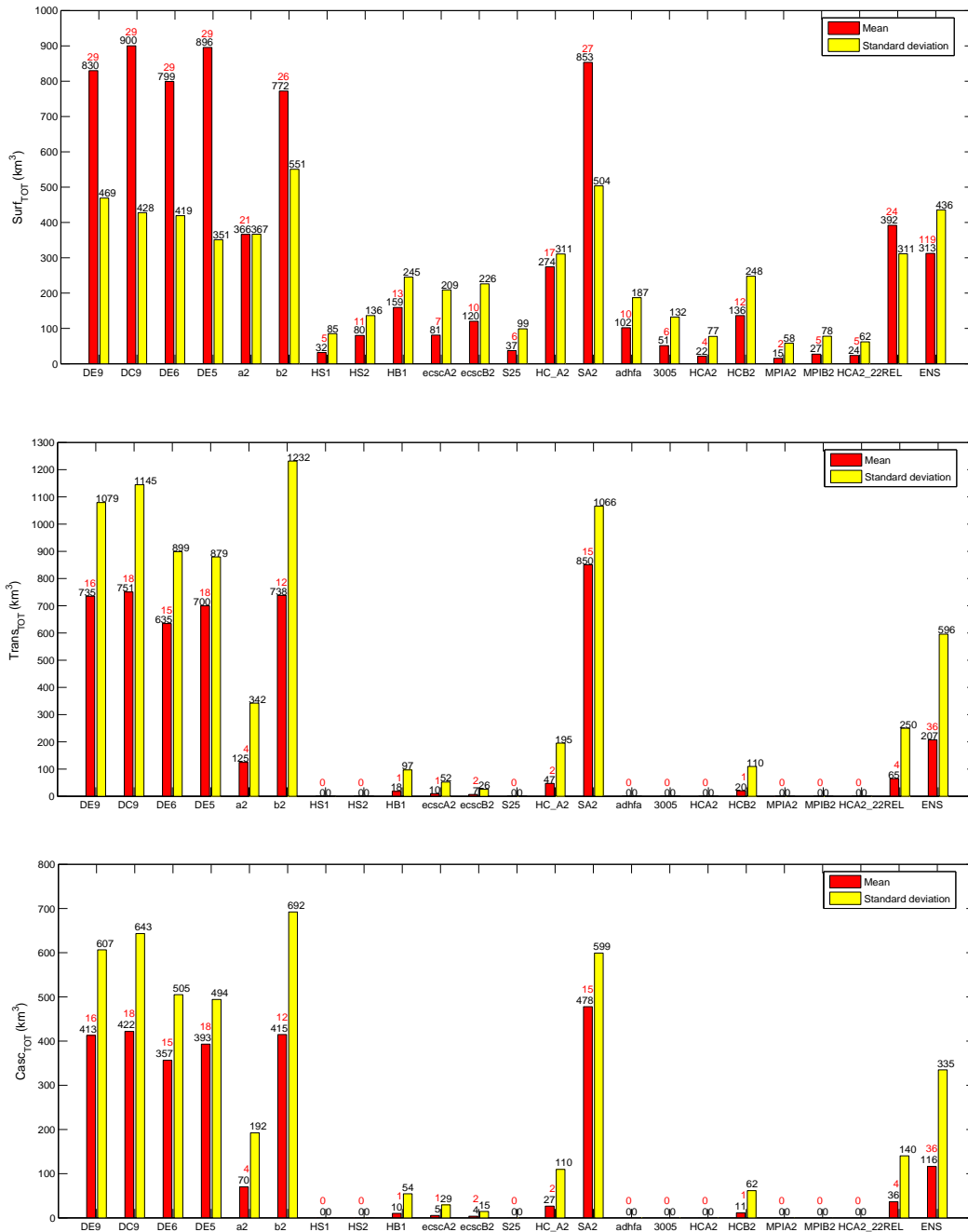


FIG. 9.13 – Average and standard deviation of the DW formed at the surface $Surf_{TOT}$, exported $Trans_{TOT}$, and cascading $Casc_{TOT}$ for each XXIth century simulation selected from the PRUDENCE project, for the REL set and for the mean ensemble ENS (km³).

by *Jacob et al.* [2007], one observes an important variability of the heat loss among the ARCMs, both for the present and future periods, with a 2.3 factor between the weaker and stronger heat losses.

The relationships established in Section 9.5 are used to estimate the quantities of DW formed at the surface, exported and cascading for each year of each simulation. The results for REL actually corresponds to results obtained in Section 9.5. The ORCM presented in Section 9.2.1 was not forced by all the different ARCMs compared here. The stratification is therefore assumed to be given by the simulation performed with the ORCM forced by ARPEGE-Climate : $HL_{strat,p}$ and $HL_{strat,f}$ computed in Section 9.4 are used for every simulations. The average and standard deviation of the resulting quantities for each simulation are presented on Fig. 9.12 and 9.13.

The different uncertainties are summarized and quantified in Table 8. To quantify the uncertainty due to the choice of the ARCM, we compute the standard deviation of the results obtained for the different runs of the ensemble mean. For the other uncertainties, we compute

$$\sqrt{\frac{\sum_{Institutes} \left[\sum_{runs} (value(Institute,run) - \overline{value(Institute)})^2 \right]}{\left(\sum_{Institutes} number\ of\ runs \right) - 1}} \text{ where } \overline{value(Institute)} \text{ is the average value obtained by an institute over different runs aimed at testing a given type of uncertainty.}$$

Impact of the choice of the ARCM

The results show a strong sensitivity to the atmospheric ARCM, with two orders of magnitude between the most productive and least productive model in terms of DW (Fig. 9.12 and 9.13 and Table 8). For each run, and for both periods, the standard deviation is strong, of the same order as the average, showing that the strong interannual variability of the DW formation, export and cascading is reproduced by each model (Fig. 9.12 and 9.13). Considering that the ensemble mean was shown to perform better for the present period than the individual models [*Jacob et al.*, 2007], the results obtained for ENS provide an estimate of the mean annual surface formed (690 km³), exported (760 km³) and cascading (430 km³) DW volume under present-day climate conditions, with standard deviations of the same order, showing the high interannual variability of these processes. These results are close to the results obtained for REL, of respectively 788 km³, 597 km³ and 335 km³, corresponding to differences of +14%, -21% and -22% with the results obtained for ENS. The cascading volume obtained for the ensemble mean is also in the range of the observational data mentioned in Section 9.3.

Table 7 presents the ratio of HL_{DJFM} , $Surf$, $Trans$ and $Casc$ for each simulation of the 2071-2100 period compared with the corresponding simulation of the 1961-1990 period. For the A2 scenario, the change of the heat loss varies between -17% (MPIA2) and +18% (HS2), and is very small (-2%) for the ensemble mean. For this scenario, the formation, export and cascading decrease for all the simulations, with decrease of cascading varying between 63% and 100 %. For the future period, the ensemble mean shows decreases of DW formation, export and cascading by of 65%, 74% and 73%. In Section 9.5, we obtained decreases of 50%, 90% and 89% for REL. Examining the distribution of the quantities obtained with the ensemble mean (Fig.

9.14), surface formation occurs 75% of the years, and export and cascading occurs 65% of the years in the present period. For the future period, these values decrease to 45% and 15%. As explained in Section 9.5, the fact that the mean export is higher than the mean surface formation under present-day climate (Fig. 9.14) is due to the years with the strongest heat losses. This happens also for some years of the future period, but only exceptionally, because of the stronger stratification.

Impact of the natural variability

Three ensemble simulations performed by the DMI using the same model but changing only the initial conditions were available for the present period (HC1, HC2 and HC3), and two for the future period (HS1, HS2). This enables to test the sensitivity of the model results to the climate variability. This does not have a very strong effect neither on the mean heat loss nor on its variability (see Fig. 9.11). The impact of the climate variability on the DW formed, exported and cascading in the present and future periods is negligible compared to the impact of the ARCM (Fig. 9.12 and 9.13 and Table 8).

Impact of the spatial resolution of the ARCM

The DMI and SMHI institutes used higher resolution models (HIRHAMh and RCAOh instead of HIRHAM and RCAO) to perform simulations for the present period (F25 and HCCTL22, to be compared with HC1,2,3 and HCCTL, see Table 5) and for the future period (S25, HCA222, to be compared with HS1,2 and HCA2, see Table 6). For both periods, the model resolution does not have a significant impact, neither on the heat loss nor on the DW quantities, compared to the impact of the ARCM (Fig. 9.12 and 9.13 and Table 8).

Impact of the choice of the AOGCM

Those two institutes also performed simulations with a different bounding AOGCMs (ECHAM4 instead of HadAM3H) for the present period (ecctrl and MPICTL) and for the future period (ecscA2 and MPiA2). For the present period, the impact on the DW quantities is more important than the impact of the resolution or the climate variability (Fig. 9.12 and Table 8) : for both models, the AOGCM change results in an increase of the surface formation by a factor of 2 (for the DMI, the ecctrl run is compared with the mean of the HC1, HC2 and HC3 runs), and of the export and cascading by a factor of 10 for SMHI and 3.5 for DMI. For the future period, this impact is negligible. For both models, the impact of the choice of the AOGCM on the decrease of surface formation, export and cascading is negligible compared to the impact of the ARCM (Table 8).

Impact of the choice of the scenario

The CNRM, UCM, DMI and SMHI institutes performed simulations changing only the scenario from A2 to B2 (DC9, DE5, b2, HB1, ecscB2, HCB2 and MPiB2, to be compared with DE9, DE6, a2, HS1, escA2, HCA2 and MPiA2). The impact of the scenario varies among the simulations (Table 7), and the uncertainty due to the scenario is half the uncertainty due to the choice of the ARCM (Table 8). For DC9,

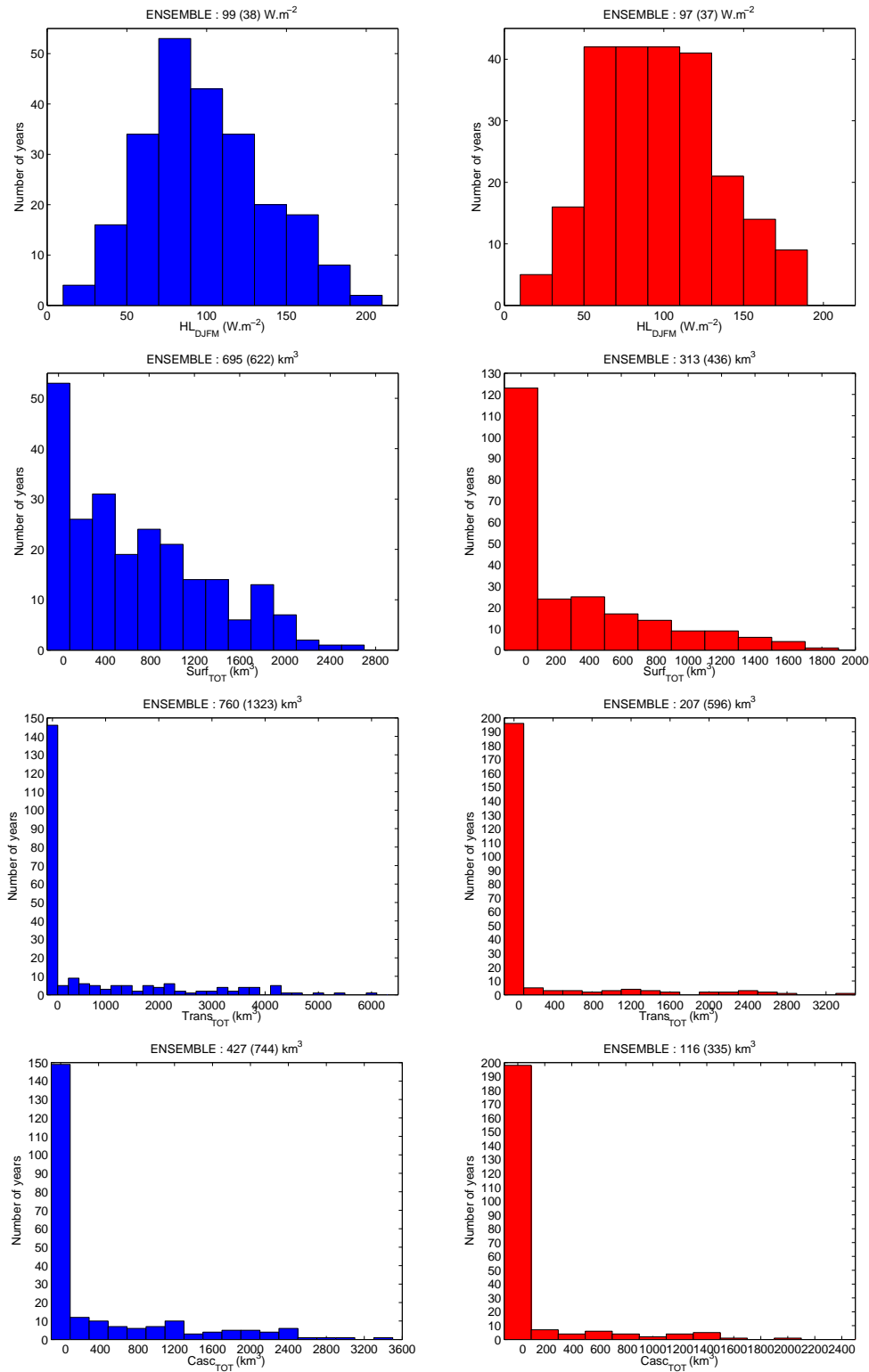


FIG. 9.14 – Distribution of the heat loss HL_{DJFM} ($W.m^{-2}$) and of the DW formed at the surface $Surf_{TOT}$, exported $Trans_{TOT}$, and cascading $Casc_{TOT}$ for the mean ensemble ENS (km^3) under present-day climate conditions (left) and at the end of the XXIth century (right). The average and standard deviation are indicated.

DE5, and MPIB2, the decreases of the heat loss and of SW formation, export and cascading are comparable to the decrease obtained with the A2 scenario (DE9, DE6 and MPIA2). For ecscB2, the heat loss slightly increases (+6%) whereas it slightly decreases in escA2 (-7%) however, surface formation, export and cascading decreases are comparable. For the run b2 the heat loss increases by 15%, whereas it decreases by 8% for a2, and the surface formation, export and cascading decrease for b2 is half that for a2. For HB1 and HCB2, the heat loss increases by more than 30%, surface formation still decreases, but less than in the A2 simulations, and export and cascading even increase compared to the present period.

To summarize, the uncertainty in the modeling of DW formation, export and cascading is mostly due to the choice of the ARCM in the present and future periods and the scenarios in the future period. The model resolution, the choice of the forcing AOGCM and the natural variability of the climate have much weaker impacts, of at least one order of magnitude smaller (Table 8). The strong interannual variability of these processes is reproduced by every model. For the A2 scenario, DW formation, export and cascading decrease in all the simulations by at least 30%, 50% and 50%, and in average, using the ENS mean, cascading is reduced by more than 70% at the end of the 21st century. Globally, results obtained for ENS and for REL are quite similar, with a maximum difference of 20 %. Note that the uncertainty due to the vertical stratification is certainly important, but could not be assessed in the present study because of a lack of ORCM simulations due to the large numerical cost of such ORCM experiments : the ORCM used to force SYMPHONIE was only forced by one ARCM (see Section 9.2.1), and not by the other ARCMs compared in this section.

9.7 Conclusion

A regional oceanic circulation model was used in this study to examine the effects of interannual atmospheric variability and climate change on DW formation over, export from and cascading off the Gulf of Lions shelf. This model was forced at its lateral and surface boundaries by a 140-year basin-scale simulation performed over the whole Mediterranean Sea. Seven years were selected in the present and future periods.

The analysis of the simulations for the selected years of the present period enabled to study the impact of interannual variability. Volumes of DW formed, exported and cascading are strongly related to the average heat loss during the December-March period. The interannual variability is strong for the three quantities, of the same order as the average values. Surface formation occurs every year, however, export and cascading occurs only for years colder than the average. The characteristics of DW formation and export (volumes, current velocity, density contrast, spatial variability) are in agreement with the observations.

For the selected years of the future period, surface formation still occurs, but for an equivalent heat loss, formed volume is smaller than for the present period. There is only one year with non zero export and cascading, with volumes an order of magnitude smaller than volumes obtained for cold years of the present period. The decrease of DW formation and export is not due to a decrease of the winter heat

TAB. 9.7 – Ratios of the winter heat loss HL_{DJFM} , and the yearly surface formation rate $Surf$, export $Trans$ and cascading $Casc$ between the 2071-2100 simulations and the corresponding 1961-2100 simulation.

Run name	HL_{DJFM}	$Surf$	$Trans$	$Casc$	Sc.
DE9 / DA9	0.93	0.54	0.28	0.28	A2
DC9 / DA9	0.95	0.58	0.28	0.28	B2
DE6 / DA9	0.92	0.52	0.24	0.24	A2
DE5 / DA9	0.95	0.58	0.26	0.26	B2
a2 / control	0.92	0.38	0.11	0.11	A2
b2 / control	1.15	0.80	0.65	0.65	B2
HS1 / HC1	1.03	0.15	0.00	0.00	A2
HS2 / HC2	1.18	0.35	0.00	0.00	A2
HB1 / HC1	1.37	0.76	2.25	2.50	B2
S25 / F25	0.89	0.16	0.04	0.04	A2
ecscA2 / ecctrl	0.93	0.24	0.03	0.03	A2
ecscB2 / ecctrl	1.06	0.16	0.00	0.00	B2
HC-A2 / HC-CTL	1.05	0.44	0.15	0.15	A2
SA2 / CTL	1.05	0.67	0.47	0.47	A2
adhfa / adeha	0.92	0.25	0.00	0.00	A2
3005 / 3003	1.00	0.18	0.00	0.00	A2
HCA2 / HCCTL	0.96	0.09	0.00	0.00	A2
HCB2 / HCCTL	1.30	0.56	1.25	1.22	B2
MPIA2 / MPICTL	0.73	0.04	0.00	0.00	A2
MPIB2 / MPICTL	0.79	0.06	0.00	0.00	B2
HCA222 / HCCTL22	0.93	0.08	0.00	0.00	A2
REL / REL	1.15	0.50	0.11	0.11	A2
ENS /ENS	0.98	0.45	0.26	0.27	A2

TAB. 9.8 – Classification of the uncertainties. For the uncertainty due to the choice of the ARCM, standard deviation of the results obtained with the different runs of the ensemble mean. For the other uncertainties,

$$\sqrt{\frac{\sum_{Institutes} \left[\sum_{runs} (value(Institute,run) - \overline{value(Institute)})^2 \right]}{\left(\sum_{Institutes} \text{number of runs} \right) - 1}}$$

with $\overline{value(Institute)}$ the average va-

lue obtained by an institute over different runs aimed at testing a given type of uncertainty. The values obtained for the ensemble mean are also indicated. Unit : km^3

Uncertainty	<i>Surf</i>	<i>Trans</i>	<i>Casc</i>
Present period			
ARCM	512	1016	571
Natural variability	70	47	27
Resolution	30	6	4
AOGCM	138	107	60
Value(ENS)	695	760	427
Future period			
ARCM	340	338	190
Natural variability	34	0	0
Resolution	2	0	0
AOGCM	20	4	2
Scenario	132	178	100
Value(ENS)	313	207	116

loss, which actually slightly increases between the present and future periods, but to the stronger stratification induced by the decrease of the annual buoyancy loss during the 21st century.

Results obtained for the selected years are extrapolated to the whole 30-year present and future periods using linear regression for the surface formation and non-linear regression for the export and cascading. This statistic method enabled to establish a relationship between the volumes and the difference between the winter atmospheric heat loss and the heat loss necessary to increase the shelf water density up to the DW criteria. This latest heat loss is stronger in the future period compared to the present period ($\sim +30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), because of the stronger stratification. For the present period, values of $\sim 800 \text{ km}^3$, $\sim 600 \text{ km}^3$ and $\sim 300 \text{ km}^3$ are obtained for the 30-year average volume of water formed, exported and cascading. These values are reduced by respectively 50%, 90% and 90% by the end of the 21st century.

Under the assumptions used in the present study, DW cascading practically disappears by the end of the 21st century. Such a change would have a tremendous impact on the deep ecosystems functioning, highly dependent on the quantity of nutrients provided by the DW coming from the shelf, and on the local carbon storage into the deep ocean.

Sensitivity tests to the choice of the DW density criteria, the parameters of the regional oceanic model, the water flux, the atmospheric forcing model and the scenario were performed. The uncertainty related to the forcing ARCM is the strongest, with two orders of magnitude between the most and least productive models in terms of DW, due to the high variability of the winter heat loss among the models. Nevertheless, the relative change between the present-day climate conditions and the 21st century does not change a lot among the forcing ARCMs. The scenario has also a strong impact, with differences between A2 and B2 scenarios varying a lot among the models.

Due to technical constraints, it was not possible to perform a 140-year simulation with the regional oceanic model. However, the time-computing costs are weaker and weaker due to technological advances, and it should be possible in the near future to perform 30 one-year simulations for the present period and for the future period. This method would give more precise information about the interannual variability and would enable to quantify more accurately the average annual rates.

It would also be very interesting to force the basin-scale ORCM using different ARCMs and scenarios to evaluate the impact of the stratification on our results. Such simulations should be available in the future thanks to the CIRCE project (<http://www.bo.ingv.it/circeip/>). In the present study, due to a lack of ORCM simulations, the stratification was indeed considered independent on the ARCM. However, one can expect a rather "cold" or "warm" ARCM to produce different stratifications. This could be even more important for the future : the change of stratification induced by the evolution of the atmosphere during the 21st century would most certainly change depending on the ARCM and on the scenario. Note however that other climate change studies performed over the Mediterranean Sea [Thorpe and Bigg, 2000; Bozec, 2006] also predicted a weakening of the Mediterranean thermohaline circulation and a decrease of the surface density by the end of the 21st century, and therefore an increase of the stratification.

In this paper, we propose a downscaling strategy to investigate the regional impacts of short and long terms climate variability, going from global climate models to a

basin ocean circulation model and finally to a high-resolution model. The enhancement of the stratification induced by climate change appears to have a considerable impact on the particular process studied here, i.e. the formation and fate of dense water on the continental shelf. We focused our study on the Gulf of Lions, but this methodology could be used to study the effects of climate variability in other regions where cascading occurs [Ivanov *et al.*, 2004; Durrieu de Madron *et al.*, 2005]. In particular, DW cascading occurring in the Adriatic and the Aegean seas could also be strongly affected by the increase of the stratification in the Mediterranean sea. At a more global scale, the decrease of the stratification induced by the slowing of the Atlantic meridional overturning observed by Bryden *et al.* [2005] could affect the huge quantities of DW cascading in the North Atlantic and Arctic continental shelves. Finally, this downscaling approach could be applied to examine the regional impact of climate change on other regional circulation processes (wind induced circulation, mesoscale processes ...).

Acknowledgments

Data have been provided through the PRUDENCE data archive (*prudence.dmi.dk*), funded by the EU through contract EVK2-CT2001-00132.

Quatrième partie

Modélisation de l'écosystème
planctonique pélagique en
Méditerranée nord-occidentale : cycle
annuel, variabilité interannuelle et
changement climatique

Nous avons vu dans la partie III que le modèle hydrodynamique tridimensionnel SYMPHONIE décrit dans le chapitre 4 est capable de reproduire correctement les caractéristiques de la circulation océanique en Méditerranée nord-occidentale, de l'échelle du bassin (convection profonde, courant Nord, chapitre 7) à la méso-échelle (méandres et tourbillons lors de la convection profonde, *cascading* d'eau dense le long du talus continental, chapitre 9). Ces processus hydrodynamiques jouent un rôle important dans la dynamique de l'écosystème planctonique pélagique (chapitre 3). Il nous paraît donc légitime d'utiliser ce modèle dans le cadre d'une modélisation couplée tridimensionnelle hydrodynamique-biogéochimie.

Les objectifs de cette partie sont l'étude de la variabilité interannuelle et de l'impact du changement climatique sur l'écosystème planctonique pélagique en Méditerranée nord-occidentale. Pour cela, nous avons réalisé plusieurs simulations numériques au moyen du modèle couplé hydrodynamique-biogéochimie décrit dans le chapitre 6. Notons qu'on parle classiquement de couplage, mais qu'il s'agit en réalité d'un forçage de l'hydrodynamique sur la biogéochimie. Il n'est donc pas nécessaire de faire tourner le modèle hydrodynamique lors de ces simulations, qui sont effectuées en mode *offline* : les valeurs des variables hydrodynamiques (vitesse, température, diffusivité, ...) nécessaires pour calculer l'évolution spatiale des variables biogéochimiques sont prescrites par les résultats obtenus lors des simulations hydrodynamiques réalisées auparavant. Ceci permet un gain de temps significatif.

La stratégie adoptée est la même que celle utilisée dans le chapitre 9 pour étudier l'influence de la variabilité interannuelle atmosphérique et du changement climatique sur la formation et le *cascading* d'eau dense sur le plateau du golfe du Lion. Pour cette étude, nous avons réalisé 14 simulations hydrodynamiques (7 pour la période actuelle et 7 pour la fin du XXIème siècle) en utilisant le modèle SYMPHONIE, forcé à la surface et aux frontières latérales par les résultats d'une simulation de grande échelle réalisée sur la période 1960-2100 par *Somot et al.* [2006] (voir le paragraphe 9.2 pour plus de détails). Les mêmes groupes d'années sont utilisés dans le présent chapitre pour étudier l'écosystème planctonique pélagique dans la période actuelle et dans la période future. Les résultats des simulations hydrodynamiques présentées dans le chapitre 9 sont utilisés ici pour forcer le modèle biogéochimique Eco3M-MED (décrit dans le chapitre 5) sur le même domaine tridimensionnel. Ceci permet de réaliser 14 simulations biogéochimiques tridimensionnelles, dont nous présentons les résultats dans les trois chapitres qui suivent. Nous étudierons d'abord le cycle annuel de l'écosystème planctonique pélagique pour une année de référence de la période actuelle, afin de valider cette simulation et de vérifier le réalisme du modèle biogéochimique. Puis nous examinerons l'influence de la variabilité interannuelle atmosphérique et hydrodynamique sur la dynamique de cet écosystème, enfin, nous examinerons la réponse de l'écosystème au changement climatique.

Les conditions initiales

A l'heure actuelle, nous ne disposons pas de données expérimentales ayant une couverture spatio-temporelle suffisante ou de résultats de modélisation biogéochimique de grande échelle pour initialiser les simulations biogéochimiques tridimensionnelles effectuées ici. Nous utilisons donc la méthode suivante : pour chaque période (actuelle et future), une simulation est réalisée pour une année "de référence"

parmi les 7 années. L'année 1967-68 est utilisée pour la période actuelle, et l'année 2074-75 pour la période future. Comme nous l'avons expliqué dans le chapitre 9, les 140 ans de la simulation de grande échelle [Somot *et al.*, 2006] parmi lesquels les deux groupes de 7 années ont été sélectionnées correspondent à la réalité d'un point de vue climatologique, mais pas d'un point de vue chronologique. L'année 1967 correspond uniquement à la 8ème année de cette simulation. Nous avons gardé cette façon d'identifier les années, mais il est important de garder ceci à l'esprit. Pour l'initialisation des variables biogéochimiques de ces deux simulations, on applique de façon homogène sur tout le domaine des profils verticaux obtenus à partir d'observations recueillies au point DYFAMED pour le 20 janvier 2004, disponible sur le site internet du service d'observation Dyfamed (<http://www.obs-vlfr.fr/sodyf/>), au moment où la colonne d'eau est fortement mélangée. Pour chacune des deux années de référence, on effectue donc une simulation à partir du 20 janvier jusqu'à septembre suivant (correspondant à la fin de la simulation hydrodynamique) puis on fait tourner en boucle le modèle biogéochimique, toujours forcé par les résultats obtenus pour la simulation hydrodynamique de l'année en question, plusieurs années de suite (septembre-septembre). Au bout de deux cycles, on observe une stabilisation du modèle, c'est-à-dire que le cycle annuel des variables biogéochimiques se répète de façon quasi identique. Raick *et al.* [2005] obtiennent la même durée de stabilisation pour le modèle qu'ils appliquent en Mer Ligure. On utilise alors les champs obtenus pour les variables biogéochimiques au bout de deux cycles de ces deux simulations pour initialiser les 7 années de chaque groupe correspondant (présent et futur).

Les apports continentaux

Pour les nutriments et la matière organique, les concentrations dans le Rhône sont prescrites tous les mois à partir de données expérimentales mensuelles disponibles sur le site des stations de réseaux de surveillance du bassin Rhône-Méditerranée (<http://www.rdbrmc.com/cartordbrmc/>), le débit étant le même que dans le chapitre 9. Notons que la turbidité due aux particules en suspension à l'embouchure du Rhône n'est pas prise en compte ici.

Chapitre 10

Cycle annuel de l'écosystème planctonique pélagique pendant l'année de référence de la période actuelle

Sommaire

10.1 Evolution saisonnière de l'écosystème planctonique pélagique	192
10.1.1 Les nutriments	192
10.1.2 Le phytoplancton	196
10.1.3 Le zooplancton	201
10.1.4 La matière organique dissoute (MOD) et particulaire (MOP)	202
10.1.5 Les bactéries	204
10.1.6 Conclusion	204
10.2 Les processus biogéochimiques	205
10.2.1 La production primaire	205
10.2.2 L'absorption d'azote	207
10.2.3 Fixation et rejet de dioxyde de carbone	208
10.2.4 Exportation de carbone	209
10.3 Conclusion	212

Ce chapitre est consacré à l'étude de l'évolution saisonnière de l'écosystème calculée par le modèle pour l'année de référence de la période actuelle, l'année 1967-68. La comparaison des résultats obtenus pour l'année de référence avec les observations disponibles nous permettra de valider cette simulation et de vérifier le réalisme du modèle couplé hydrodynamique-biogéochimie. L'évolution des différentes variables biogéochimiques est examinée dans la première partie, puis les principaux processus biogéochimiques sont étudiés dans la deuxième partie.

10.1 Evolution saisonnière de l'écosystème planctonique pélagique

L'évolution des profondeurs moyenne et maximale de la couche de mélange (CMO) sur le domaine et des températures moyennes dans les 200 premiers mètres et dans toute la colonne d'eau est représentée sur la Fig. 10.1. L'évolution des différentes variables biogéochimiques est représentée sur la Fig. 10.2, où la concentration est moyennée sur tout le domaine et dans la couche 0-200m. Nous avons également représenté l'évolution de ces variables en fonction de la profondeur et du temps en trois points du domaine : le point MEDOC au centre de la zone MEDOC ([42°N,5°E] Fig. 10.14), le point DYFAMED ([43°25N,7°52E] Fig. 10.15), et en un point au milieu du plateau du golfe du Lion ([43°N,3°45E] Fig. 10.16). Enfin, des cartes des concentrations en surface ou intégrées sur la verticale des différentes variables biogéochimiques à différentes périodes de l'année permettent d'étudier la variabilité spatiale de l'écosystème (Fig. 10.17 et 10.18 pour les nutriments, 10.19 et 10.20 pour la matière organique, 10.21 et 10.22 pour le phytoplancton et 10.23 et 10.24 pour le plancton hétérotrophe).

10.1.1 Les nutriments

On distingue ici le cas de l'ammonium de celui des trois autres nutriments (nitrate, phosphate et silicate).

Les masses d'eau profondes sont toujours riches en nitrate, phosphate et silicate (Fig. 10.14 et 10.15). Les concentrations de ces trois nutriments dans la couche de surface (0-200 m, Fig. 10.2) correspondent à l'évolution de la stratification. Ces concentrations sont minimales en septembre. De septembre à février, cette couche s'enrichit progressivement en nutriments, en même temps que la couche de mélange s'approfondit (Fig. 10.1). La concentration en nutriments est maximale en février, en même temps que la profondeur de la couche de mélange. Ceci correspond à l'enrichissement en nutriments des couches de surface lors du mélange vertical de la colonne d'eau induit par la convection hivernale. On observe en effet que la zone de concentration maximale coïncide avec la zone de convection (Fig. 10.17), et que la concentration en nutriments est homogène sur la verticale (Fig. 10.14, 10.15 et 10.16). Au point DYFAMED, les concentrations en nitrate, phosphate et silicate atteignent alors respectivement 4-5 mmolN m⁻³, 0.15-0.2 mmolP m⁻³ et 3 mmolSi m⁻³. *Marty et al.* [2002] obtiennent des valeurs semblables à DYFAMED pendant le mélange hivernal (2-3 mmolN m⁻³, 0.15-0.2 mmolP m⁻³ et 3 mmolSi m⁻³). Comme nous le verrons ensuite, le phytoplancton commence à se développer à cette période,

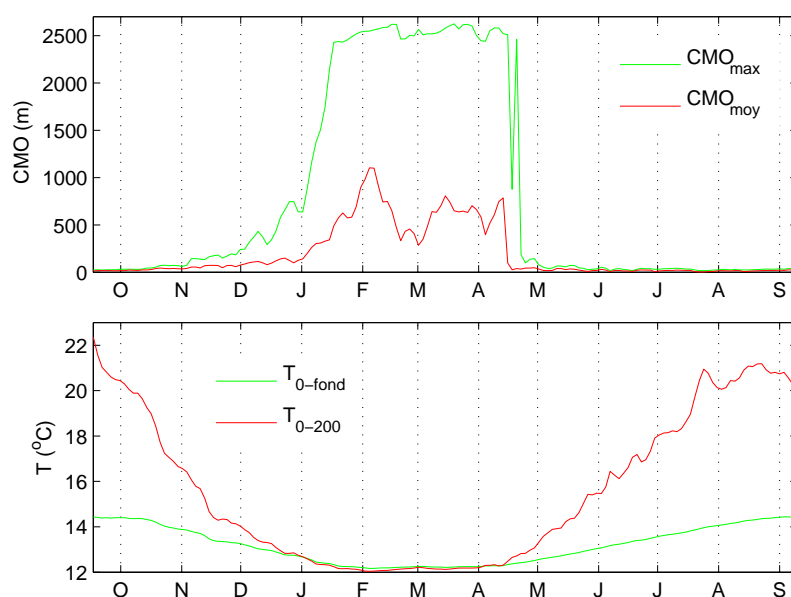


FIG. 10.1 – Evolution temporelle des profondeurs moyenne et maximale de la couche de mélange océanique sur le domaine (haut, m) et des températures moyennes sur tout le domaine (bas, °C) sur les 200 premiers mètres et sur toute la colonne d'eau

ce qui entraîne l'appauvrissement progressif en nutriments dans la couche de surface. Les concentrations diminuent lentement jusqu'à mi-avril, période à laquelle la convection cesse et le développement phytoplanctonique s'intensifie. Cet appauvrissement en sels nutritifs s'accroît alors jusqu'à mi-mai, période du maximum de la biomasse chlorophyllienne (Fig. 10.4). La couche de surface continue ensuite progressivement à s'appauvrir en nutriments jusqu'en septembre. Cette déplétion s'accompagne d'un approfondissement des nutriclines. On passe ainsi d'un régime de mésotrophie pendant le mélange hivernal à un régime d'oligotrophie pendant la période de stratification.

Sur la Fig. 10.3 sont présentés les rapports entre les concentrations en nitrate, phosphate et silicate moyennées dans la couche 0-200 m et sur toute la zone. Dans la suite de ce document, cette approche consistant à effectuer à un instant donné la moyenne spatiale pour obtenir une valeur unique pour toute la zone sera appliquée pour chaque analyse de rapport : rapports de concentration en nutriments, rapports de composition pour le phytoplancton et pour la MOD. Notons qu'une telle approche ne permet pas d'appréhender les variations spatiales, horizontales et verticales, de ces rapports, qui peuvent être importantes. Il pourrait être instructif à plus long terme d'effectuer une régression plutôt qu'une moyenne afin de tenir compte de ces variations. Dans un premier temps cependant, l'approche moyenne permet une appréhension et une analyse globales de ces rapports pour l'ensemble de la zone étudiée.

Le rapport nitrate :phosphate est toujours supérieur à 24 :1, conformément aux gammes de valeurs généralement observées en Méditerranée [Mc Gill, 1969]. Le déficit en phosphate s'accroît en période oligotrophe, de juillet à décembre, indi-

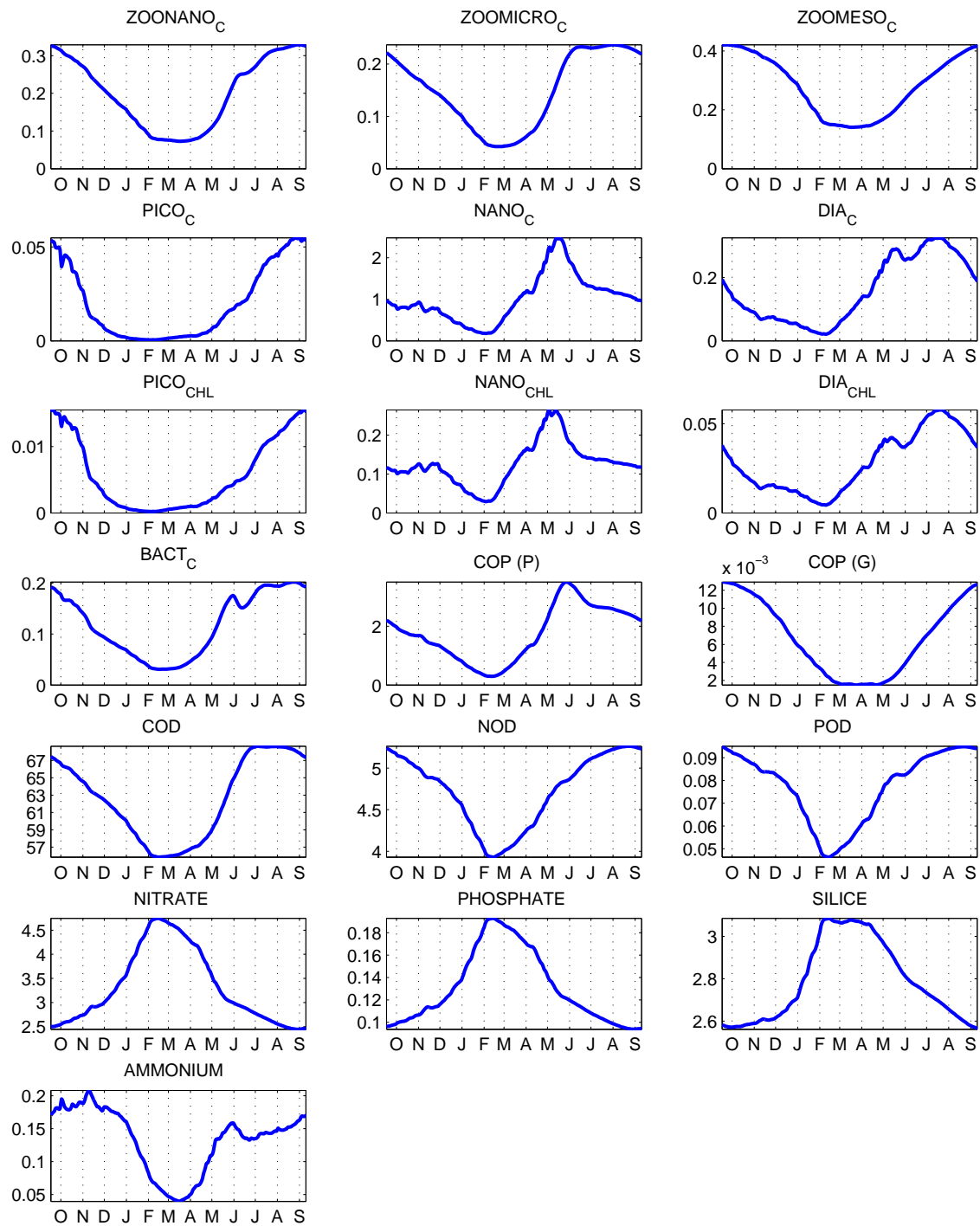


FIG. 10.2 – Evolution saisonnière des différentes variables biogéochimiques : zoo-plancton, phytoplancton, bactéries, matière organique et nutriments. Les indices indiquent l'élément constituant dont on montre la concentration, moyennée sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau, et sur tout le domaine. Les unités sont des $\text{mmol}(\text{C}, \text{N}, \text{P}, \text{Si}) \text{ m}^{-3}$, sauf pour les concentrations en chlorophylle (mgChl m^{-3}). Les concentrations en COD et POD réfractaire, respectivement 50 mmolC/m^3 et 3 mmolN/m^3 [Avril, 2002; Pujo-Pay and Conan, 2003], ont été ajoutées dans cette figure aux concentrations calculées par le modèle, qui ne représente que la matière organique dissoute labile

quant une limitation potentielle de la production primaire par la disponibilité en phosphate durant cette période. Cette limitation par le phosphate en Méditerranée nord-occidentale a été rapportée expérimentalement à plusieurs reprises [*Thingstad and Rassoulzadegan*, 1995, 1999; *Diaz et al.*, 2001; *Marty et al.*, 2002]. Le rapport nitrate :silicate est quant à lui plus proche, de mi-mai à octobre, du rapport 1 :1 observé par Redfield pour l'océan global [*Redfield et al.*, 1963]. Ce rapport augmente sensiblement entre novembre et mi-mai. La disponibilité en silicate est donc minimale pendant cette période et ce nutriment pourrait alors contrôler le développement des diatomées au cours de l'efflorescence printanière, comme cela a été démontré dans l'étude expérimentale de *Leblanc et al.* [2003], au niveau d'un site situé à l'entrée du golfe du Lion.

Le cas de l'ammonium est différent car ce nutriment n'est pas abondant dans les masses d'eau profondes, contrairement aux trois autres nutriments (Fig. 10.14, 10.15 et 10.16). Il provient du Rhône et de l'excrétion par le plancton hétérotrophe (zooplancton et bactéries). Son évolution est pratiquement contraire à celle des autres nutriments, tant d'un point de vue spatial que d'un point de vue temporel : la concentration en ammonium dans la couche de surface est maximale de septembre à décembre, avec un maximum entre 50 et 100 m de profondeur, à proximité du maximum de chlorophylle. En décembre, quand la convection débute, la concentration en ammonium dans la couche de surface se met à diminuer fortement (Fig. 10.2), le mélange vertical entraînant la répartition de l'ammonium initialement présent en surface sur toute la colonne d'eau. Cette forte diminution dure jusqu'à mi-février, période à laquelle la profondeur moyenne de la couche de mélange est maximale (Fig. 10.1). La concentration en ammonium continue à diminuer pour atteindre un minimum absolu mi-mars. D'un point de vue spatial, le minimum de concentration correspond à la zone de convection et au maximum de concentration des autres nutriments (Fig. 10.17). La période de post-efflorescence correspond à une forte activité du mésozooplancton et à la mise en place de la boucle microbienne. On observe alors une forte augmentation de la concentration en ammonium, qui atteint un maximum fin mai, situé en profondeur, autour de 50 m au large et à partir de 30 m sur le plateau. Les maxima de concentration sont alors trouvés sur le plateau et en Mer Ligure. Après une légère diminution jusqu'à fin juillet, la concentration en ammonium augmente ensuite progressivement jusqu'en septembre, en même temps que le plancton hétérotrophe se développe. Cette augmentation est notable en Mer Ligure, entre 50 et 100 m de profondeur, mais beaucoup moins dans la zone MEDOC, où la concentration est nettement plus faible (Fig. 10.14 et 10.15).

Il n'existe pas à notre connaissance d'études expérimentales décrivant une évolution saisonnière complète de l'ammonium dans la région d'étude. Cependant, plusieurs études ponctuelles, menées en particulier dans le golfe du Lion, offrent la possibilité de reconstituer pour partie l'évolution saisonnière des stocks d'ammonium et surtout de vérifier la validité des sorties du modèle. Lors d'une étude en période hivernale (décembre 1989), *Cruzado and Velasquez* [1989] ont mesuré des concentrations de l'ordre de 0.50 mmol m^{-3} sur l'ensemble de la colonne d'eau, valeur proche de celle donnée par le modèle à cette période de l'année (Fig. 10.16). Dans la même zone du plateau, *Woodward* [1995] ont observé en juillet 1993 que les concentrations étaient inférieures à la limite de détection dans toute la colonne d'eau, excepté vers 60-70 m, où il existe un maximum profond de l'ordre de 0.20 mmol m^{-3} . Ce type de distribu-

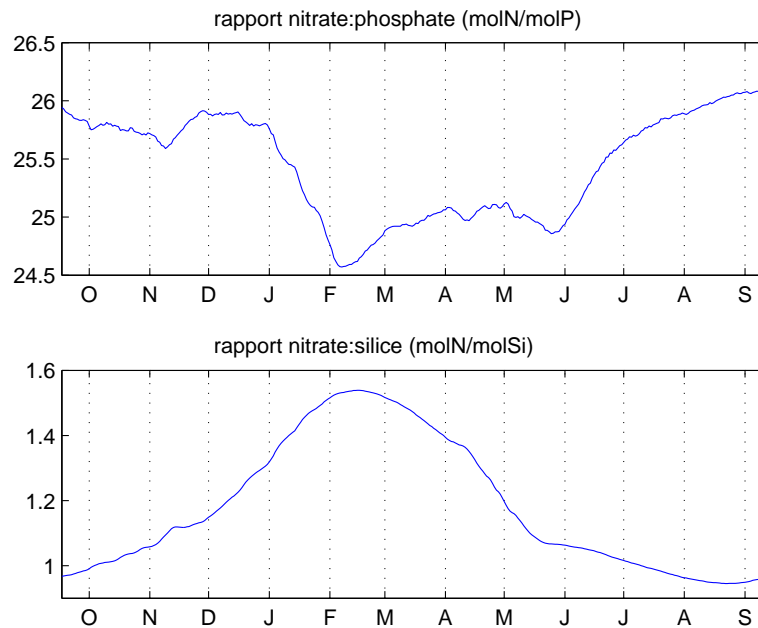


FIG. 10.3 – Evolution saisonnière des rapports entre nitrate et phosphate et nitrate et silicate dans la couche 0-200 m en Méditerranée nord-occidentale, en mol/mol.

tion verticale et l'intensité du maximum sont reproduits de manière satisfaisante par le modèle à cette saison (Fig. 10.16). Enfin, l'étude de *Diaz et al.* [2000], menée en bordure est du plateau du golfe du Lion en période printanière (entre mars et mai), montre des concentrations assez homogènes sur la verticale, de l'ordre de 0.20 mmol m^{-3} , avec ponctuellement des valeurs de 0.30 à 0.50 mmol m^{-3} entre 20 et 60 m de profondeur. Cette distribution verticale pendant la période printanière est aussi reproduite par le modèle (Fig. 10.16). En conclusion, après examen des séries de données disponibles, la dynamique saisonnière de l'ammonium donnée par le modèle paraît très réaliste.

Le Rhône représente également une source importante de nutriments pour la zone du plateau continental tout au long de l'année, comme on peut le voir sur les cartes de nutriments en surface (Fig. 10.17 et 10.18).

10.1.2 Le phytoplancton

Une efflorescence phytoplanctonique de faible intensité et transitoire est observée début novembre, puis la concentration totale en chlorophylle (picophytoplancton + nanophytoplancton + diatomées) dans la couche 0-200 m diminue progressivement jusqu'à mi-février, en raison de l'affaiblissement de l'intensité lumineuse et de l'approfondissement de la couche de mélange (Fig. 10.4). Lors de la période de convection maximale, les forts mouvements verticaux de la colonne d'eau empêchent en effet le phytoplancton de se développer, malgré les fortes concentrations en nutriments. On observe alors au niveau de la zone de convection une zone de très faible concentration en chlorophylle, avec des valeurs en surface inférieures à 0.1 mgChl m^{-3} (Fig. 10.21), en accord avec les observations de *Bosc et al.* [2004]. Puis la quantité de chlorophylle

augmente progressivement en même temps que la température augmente et que la convection s'affaiblit, le phytoplancton se développant d'abord sur le plateau et en mer Ligure où la restratification a lieu plus tôt, puis en zone MEDOC (Fig. 10.14, 10.15, 10.16 et 10.22). On observe un premier maximum local début avril, dû aux fortes concentrations en nutriments sur le plateau, en Mer Ligure et en mer Catalane (Fig. 10.18). Mi-avril, la convection cesse (Fig. 10.1), la restratification commence et la concentration en chlorophylle dans la couche 0-200 m augmente fortement. Le maximum absolu de concentration en chlorophylle est atteint mi-mai, avec des fortes concentrations observées dans la zone de convection hivernale et dans le panache du Rhône (de l'ordre de 1.3 mgChl m^{-3} en surface et $70\text{-}90 \text{ mgChl m}^{-2}$ en intégrant la concentration sur 0-200m, Fig. 10.22, en accord avec les observations de *Marty et al.* [2002] en mer Ligure). La concentration en chlorophylle diminue ensuite, en même temps que la zone euphotique s'appauvrit en nutriments.

Ces évolutions spatiale et saisonnière de la concentration en chlorophylle sont en accord avec les observations satellitales analysées par *Bosc et al.* [2004], qui montrent également une production de chlorophylle plus précoce sur le plateau et en Mer Ligure et des quantités supérieures à 1 mgChl m^{-3} en surface pendant la période du maximum de chlorophylle. Cependant, cette dernière étude met en évidence, sur la période analysée, un maximum de chlorophylle dans la zone MEDOC en avril, alors que nous l'obtenons en mai. La période du maximum obtenue pour notre année d'étude est en revanche en accord avec les observations de *Morel and André* [1991], réalisées une vingtaine d'années avant celles de *Bosc et al.* [2004]. *Bosc et al.* [2004] attribuent ce décalage temporel du maximum de chlorophylle entre leurs observations et celles de *Morel and André* [1991] à l'influence anthropique sur l'écosystème (augmentation de la concentration en nutriments, changement climatique...). De même, la période et l'intensité de l'efflorescence phytoplanctonique observée en automne dans le modèle sont cohérentes avec les observations de *Morel and André* [1991]. Cette efflorescence n'est cependant pas observée par *Bosc et al.* [2004].

L'évolution des concentrations en carbone et en chlorophylle pour les trois types de phytoplancton est représentée sur la Fig. 10.4. Le nanophytoplancton domine la communauté phytoplanctonique tout au long de l'année, représentant plus de 60% de la masse chlorophyllienne totale, et 80% entre novembre et juin. Les diatomées, bien que présentes, sont nettement moins abondantes, représentant entre 10% et 30% de la biomasse chlorophyllienne, et le picophytoplancton est toujours minoritaire, représentant moins de 10% de cette biomasse. Cette domination de la communauté phytoplanctonique par le nanophytoplancton en termes de biomasse chlorophyllienne correspond aux observations de *Marty et al.* [2002] et *Vidussi et al.* [2000]. Cependant, et toujours d'après ces observations, le nanophytoplancton atteindrait en moyenne annuelle 45% de la biomasse chlorophyllienne totale et au maximum 65% au début de l'été. Le modèle surestime donc cette domination. Les mêmes séries de données montrent également que la biomasse chlorophyllienne des diatomées serait particulièrement sous-estimée par le modèle en période d'efflorescence. Elle est effet estimée à un peu plus de 30% de la biomasse totale en mars-avril [*Marty et al.*, 2002], alors que le modèle donne des valeurs d'environ 15% pour cette période. En été, les contributions des diatomées à la biomasse chlorophyllienne totale sont au contraire surestimées (de l'ordre de 10% dans les observations contre

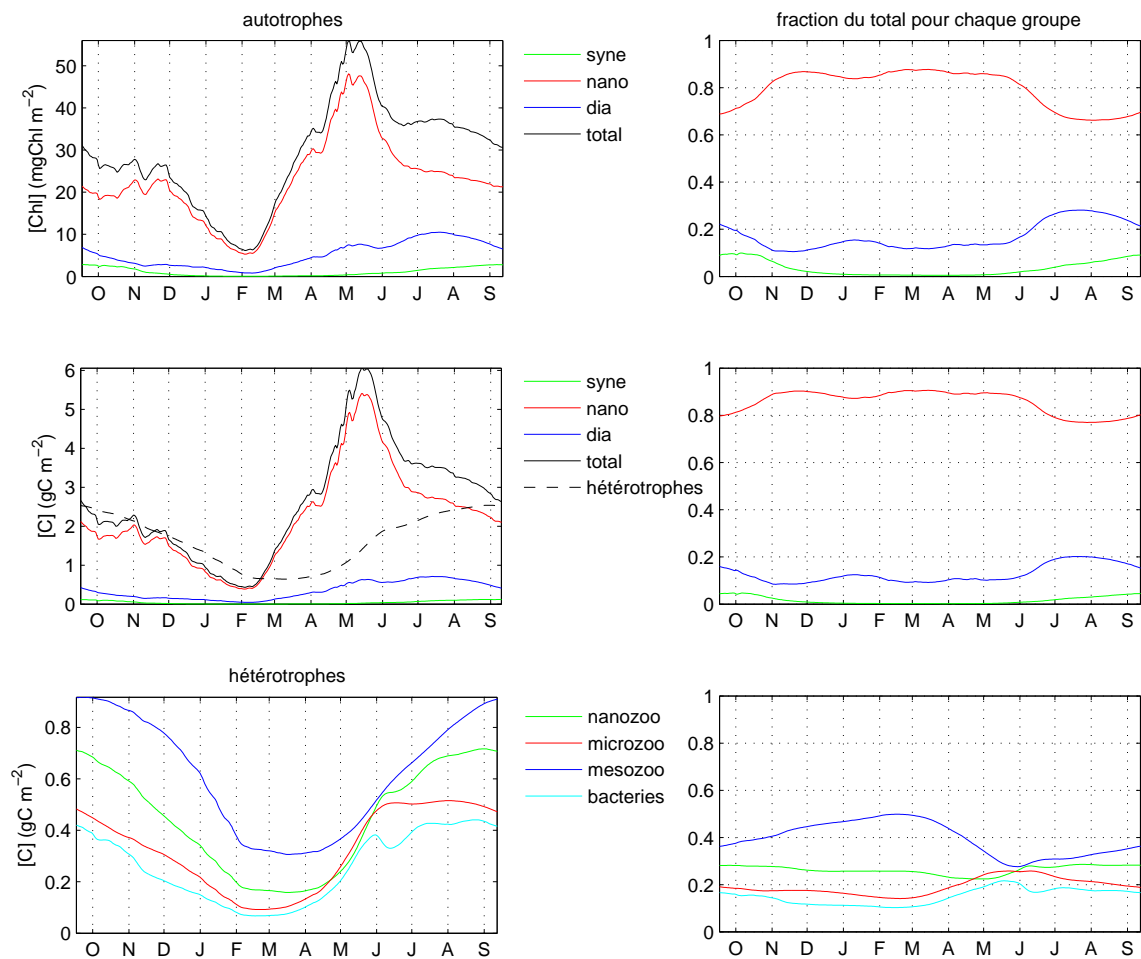


FIG. 10.4 – Evolution saisonnière du plancton autotrophe (concentration en carbone et en chlorophylle) et hétérotrophe (concentration en carbone) dans la couche 0-200 m en Méditerranée nord-occidentale, et contribution de chaque groupe à la biomasse totale phytoplanctonique ou zooplanctonique.

20-25% pour le modèle). Enfin, d'après les résultats du modèle, le picophytoplancton reste minoritaire quelle que soit la période de l'année. Ceci correspond aux observations, cependant le modèle sous-estime la contribution du phytoplancton à la biomasse chlorophyllienne totale, qui ne dépasse par 10% au cours de l'année. En effet, les observations indiquent que sa contribution, minimale en périodes hivernale et printanière, n'est jamais inférieure à 10%, et qu'elle atteint une valeur maximale d'environ 20% en fin de période stratifiée, valeur deux fois plus importante que celle donnée par le modèle à la même période (Fig. 10.4).

Le maximum de chlorophylle observé mi-mai est associé à un maximum de surface de nanophytoplancton et de diatomées (Fig. 10.14, 10.15 et 10.16). Les maxima en chlorophylle et en carbone de ces deux groupes de phytoplancton s'approfondissent ensuite pendant l'été, en suivant la nutricline. On observe alors un maximum de chlorophylle en profondeur, correspondant au maximum de nanophytoplancton, entre 50 et 100 m de profondeur en zone MEDOC, et plutôt entre 40 et 80m au point DY-FAMED, en accord avec la profondeur du maximum de chlorophylle observé à cet endroit en été et en automne par *Marty et al.* [2002]. Le maximum de diatomées est

légèrement plus profond (vers 80 m en août) que celui du nanophytoplancton (autour de 60m). Les diatomées sont adaptées à un éclairage plus faible, ce qui explique qu'on les retrouve en abondance à des profondeurs plus élevées. Leur maximum en profondeur est plus intense que le maximum de printemps en surface, contrairement au nanophytoplancton. Par ailleurs, début mai, on observe une forte concentration de diatomées sur le plateau (Fig 10.22). Ce groupe phytoplanctonique est en effet particulièrement adapté aux conditions trophiques mésotrophes qui règnent sur le plateau, avec d'importantes quantités de nitrate et de phosphate provenant du Rhône.

Le comportement du picophytoplancton est très différent. Sa concentration diminue aussi pendant l'automne, mais ne présente pas de maximum de printemps (Fig. 10.2). Elle augmente progressivement au printemps et en été pour atteindre un maximum en septembre, qui correspond à la période la plus oligotrophe de l'année. Spatialement, les zones de fortes concentrations en picophytoplancton correspondent aux zones de forte concentration en ammonium et aux zones fortement stratifiées, et sont situées en surface (Fig. 10.14, 10.15 et 10.16 et Fig. 10.17, 10.18, 10.21, 10.22).

Cette répartition verticale des différents groupes phytoplanctoniques en été (picophytoplancton en surface, nanophytoplancton au niveau du maximum de chlorophylle et diatomées légèrement sous le maximum de chlorophylle) est en accord avec les observations faites en mer Ligure par *Vidussi et al.* [2000].

L'évolution des rapports entre les différents éléments constituant des trois groupes phytoplanctoniques, moyennés sur la couche 0-200 m et sur tout le domaine, est représentée sur la Fig. 10.5.

Pour les trois groupes, les rapports C :N et C :P sont supérieurs aux rapports minimaux, indiquant que les disponibilités en azote et en phosphore contrôlent le développement phytoplanctonique. Le contrôle par la disponibilité en azote s'accroît pendant la période de l'efflorescence printanière, le rapport C :N présentant un maximum à cette période pour les trois groupes. Pour le picophytoplancton, le contrôle du développement par l'azote semble également plus important entre mai et octobre, pendant la période stratifiée. Le rapport C :P augmente nettement pendant la période stratifiée, de juin à septembre, pour les trois groupes. La limitation du développement phytoplanctonique par le phosphore est donc moins forte de novembre à mi-avril, lorsque les sels nutritifs sont abondants, et plus importante de juin à novembre, pendant la période stratifiée. Pour les diatomées, et dans une moindre mesure pour le nanophytoplancton, le contrôle du développement par la disponibilité en phosphore est maximal lors de la période d'efflorescence. La disponibilité en silicate contrôle également le développement des diatomées, ce contrôle diminuant légèrement pendant la période de l'efflorescence printanière. On observe donc pour les trois groupes une limitation du développement liée à la disponibilité en azote, notamment pendant la période de l'efflorescence, mais aussi à la disponibilité en phosphore, plus particulièrement pendant la période de forte stratification, en accord avec les observations de [*Thingstad and Rassoulzadegan, 1995, 1999; Diaz et al., 2001; Marty et al., 2002*].

Pour les diatomées et le nanophytoplancton, le rapport C :Chl est minimal en janvier (respectivement 65 et 80 mgC mgChl⁻¹) et maximal pendant l'efflorescence printanière (respectivement 90 mgC mgChl⁻¹ et 125 mgC mgChl⁻¹). Puis, pour ces deux groupes, le rapport C :Chl diminue pendant l'été. L'évolution saisonnière de ce

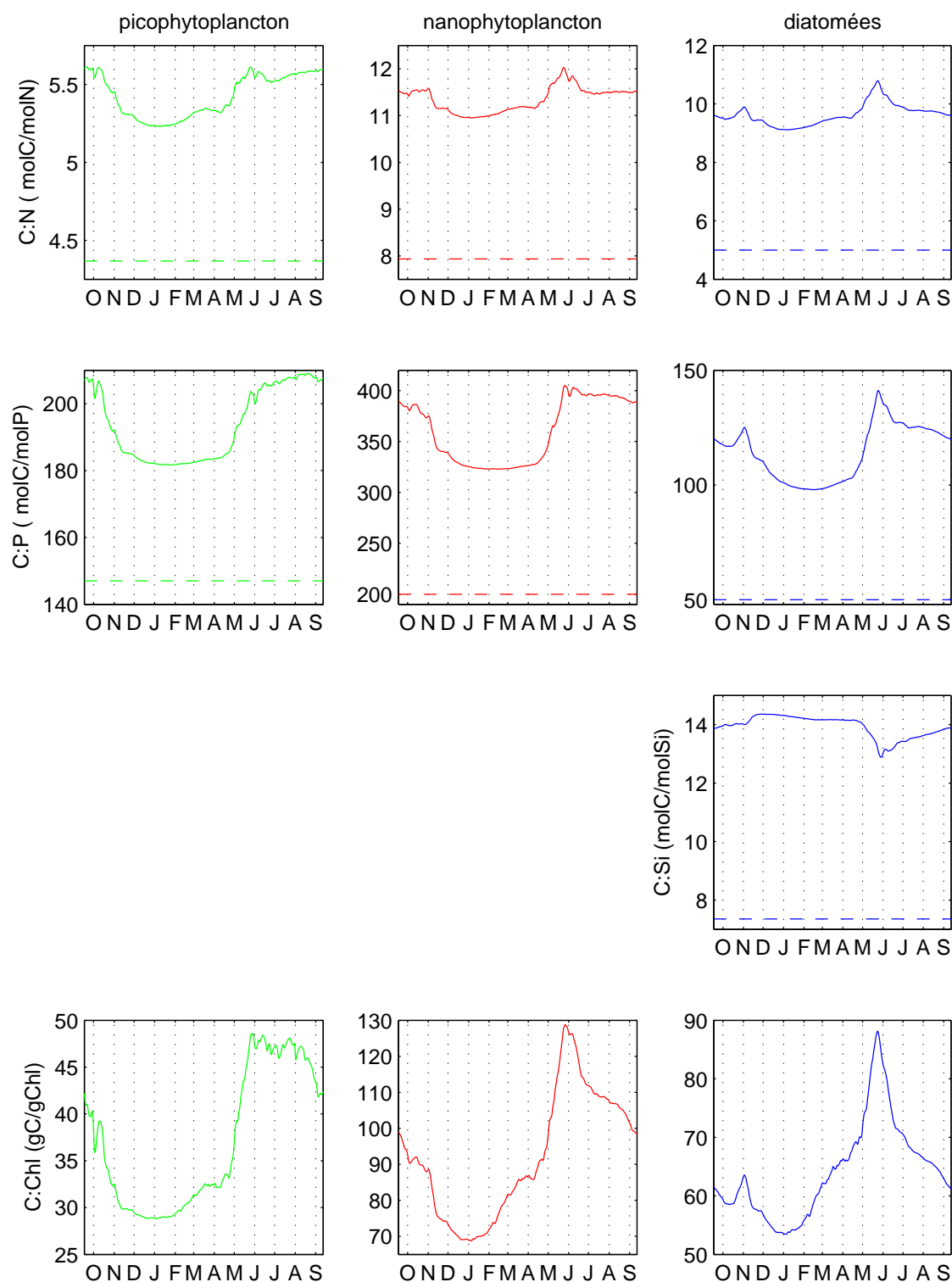


FIG. 10.5 – Evolution saisonnière des rapports moyens dans la couche 0-200 m et sur tout le domaine entre les différents constituants pour les trois groupes de phytoplancton. En pointillés sont indiqués les rapports minimaux pour chaque élément et chaque groupe phytoplanctonique.

rapport s'explique par le processus de photoacclimatation. Pendant l'efflorescence printanière, les diatomées et le nanophytoplancton se développent près de la surface, alors qu'en été, les abondances maximales en chlorophylle sont observées en profondeur, où l'éclairement est moins important. Le rapport C :Chl augmentant avec l'éclairement [Cullen, 1990], l'approfondissement progressif du maximum de chlorophylle explique donc la diminution du rapport C :Chl pour ces deux groupes phytoplanctoniques en période estivale. Les valeurs obtenues sont en accord avec les valeurs données par *Llewellyn and Gibb* [2000] pour les diatomées (50 - 100 mgC mgChl⁻¹) et obtenues par *Faugeras et al.* [2003] et *Faugeras et al.* [2004] à DYFAMED (40-150 mgC mgChl⁻¹). Le rapport C :Chl obtenu pour le picophytoplancton varie entre 30 et 48 mgC mgChl⁻¹, et ne suit pas tout-à-fait la même évolution temporelle. Le rapport C :Chl est minimal entre novembre et avril et augmente en mai, comme pour les deux autres groupes (Fig. 10.2), en revanche, il reste maximal de juin à août. Ceci s'explique par le fait que le maximum de picophytoplancton ne s'approfondit pas mais reste à la surface, où l'éclairement est maximal.

10.1.3 Le zooplancton

Les trois groupes de zooplancton suivent globalement une évolution saisonnière analogue (Fig. 10.2) : la concentration en carbone du zooplancton diminue de septembre à février, en raison des faibles concentrations en proies (phytoplancton, MOP) et du mélange vertical convectif. Les concentrations minimales sont obtenues dans la zone de convection (Fig. 10.23). La concentration augmente à partir de mi-avril quand la colonne d'eau se stabilise et que la quantité et la diversité des proies sont suffisantes. Cette augmentation a lieu plus tôt en mer Ligure, sur le plateau du golfe du Lion et en mer Catalane (Fig. 10.24), le développement du phytoplancton ayant également débuté plus tôt dans ces zones. La biomasse de mésozooplancton domine celle du nanozooplancton et du microzooplancton (Fig. 10.4), sauf en mai, où les biomasses des trois groupes sont équivalentes.

On observe un maximum de nanozooplancton en surface entre fin-mai et début-juin, à la suite de l'efflorescence phytoplanctonique (Fig. 10.14, 10.15 et 10.16). Le maximum absolu de nanozooplancton, consommateur de bactéries et de picophytoplancton (Tab. 5.1), est atteint en surface entre fin-août et début-septembre, à la suite des maxima d'abondance de ces deux groupes planctoniques. La concentration en carbone du nanozooplancton en surface varie entre 0.05 et 0.8 mmolC m⁻³ pendant l'année (Fig. 10.4 et 10.14, 10.15 et 10.16). *Tanaka and Rassoulzadegan* [2002] observent à DYFAMED des valeurs variant entre 0.03 et 0.6 mmolC m⁻³, les valeurs maximales étant toujours obtenues en surface, durant le mois d'août. L'évolution du nanozooplancton représentée par le modèle est donc cohérente avec les observations disponibles.

Pour le microzooplancton, qui consomme de préférence du nanozooplancton, du nanophytoplancton et dans une moindre mesure des diatomées, le maximum de biomasse est atteint entre juillet et août. Sa concentration diminue ensuite, en raison de la diminution des biomasses de diatomées et de nanophytoplancton et d'une prédation accrue par le mésozooplancton. D'un point de vue spatial, la distribution verticale du microzooplancton correspond à celle des diatomées et du nanophytoplancton, avec un maximum de biomasse en surface fin-mai/début-juin, suivant l'ef-

florescence printanière, et un maximum en profondeur par la suite, vers 50 m (Fig. 10.14, 10.15 et 10.16). La biomasse du microzooplancton varie pendant l'année entre 0.05 et 0.7 mmolC m⁻³. Ces valeurs sont aussi en accord avec celles de *Tanaka and Rassoulzadegan* [2002], qui obtiennent des valeurs minimale et maximale de 0.003 et 1.7 mmolC m⁻³. Ces auteurs observent également un maximum d'abondance vers 50 m de profondeur en août.

Le maximum d'abondance du mésozooplancton, qui consomme préférentiellement des diatomées et du microzooplancton, est atteint vers mi-septembre (Fig. 10.2). La concentration en mésozooplancton est alors forte en surface, avec cependant un maximum vers 50m correspondant à une forte disponibilité en microzooplancton (Fig. 10.14, 10.15 et 10.16). La biomasse du mésozooplancton varie entre 0.1 et 0.8 mmolC m⁻³, et en moyenne dans la couche 0-200 m entre 0.1 et 0.4 mmolC m⁻³. *Gaudy and Champalbert* [1998] obtiennent pour le mésozooplancton des valeurs moyennées sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau variant entre 0.05 et 0.3 mmolC m⁻³ au large de Marseille, avec des valeurs maximales au printemps et en été. Le modèle reproduit donc correctement l'évolution saisonnière du mésozooplancton.

10.1.4 La matière organique dissoute (MOD) et particulaire (MOP)

Dans le modèle, la MOD provient du *messy feeding*, de l'exsudation du phytoplancton, de la reminéralisation de la MOP et de la mortalité des bactéries, et est consommée par les bactéries. Maximale en septembre et en surface (Fig. 10.14, 10.15 et 10.16), la concentration en MOD dans la couche 0-200 m diminue progressivement jusqu'à mi-février, le mélange convectif hivernal provoquant sa dispersion sur toute la colonne d'eau (Fig. 10.2). En tenant compte de la MOD réfractaire (respectivement 50 mmolC/m³ et 3 mmolN/m³ pour le carbone organique dissous (COD) et l'azote organique dissous (NOD), *Avril* [2002] et *Pujo-Pay and Conan* [2003]), les concentrations minimales en zone MEDOC et au point DYFAMED valent alors respectivement 55-65 mmolC m⁻³, 3-4 mmolN m⁻³ et 0-0.05 mmolP m⁻³ pour le COD, le NOD et le phosphore organique dissous (POD). Ces valeurs sont en accord avec les observations de *Copin-Montégut and Avril* [1993], *Avril* [2002] et *Pujo-Pay and Conan* [2003] (autour de 50-60 mmolC m⁻³ pour le COD et 3.5 mmolN m⁻³ pour le NOD).

Ces concentrations augmentent ensuite progressivement jusqu'à mi-avril, puis plus fortement jusqu'à début juillet. Cette augmentation correspond à l'intensification de l'activité du réseau trophique planctonique et à la stratification de la colonne d'eau qui limite les échanges verticaux et permet l'accumulation de MOD en surface. La concentration dans la couche 0-200 m atteint un maximum en juillet pour le COD et plutôt en septembre pour le POD et le NOD (Fig. 10.2).

D'un point de vue spatial, la concentration en MOD est toujours maximale sur le plateau (Fig. 10.19, 10.20), et dans la couche de surface (0-100 m, Fig. 10.14, 10.15 et 10.16). On observe un approfondissement du maximum de MOD, qui se situe en septembre autour de 30-40 m de profondeur pour le COD et de 50 m pour le NOD et le POD. Cet approfondissement a été observé en mer Ligure par *Avril* [2002] et *Pujo-Pay and Conan* [2003]. Les valeurs maximales atteintes sur le plateau par le COD, le NOD et le POD (respectivement 160 mmolC/m³, 8 mmolN/m³ et 0.18 mmolP/m³)

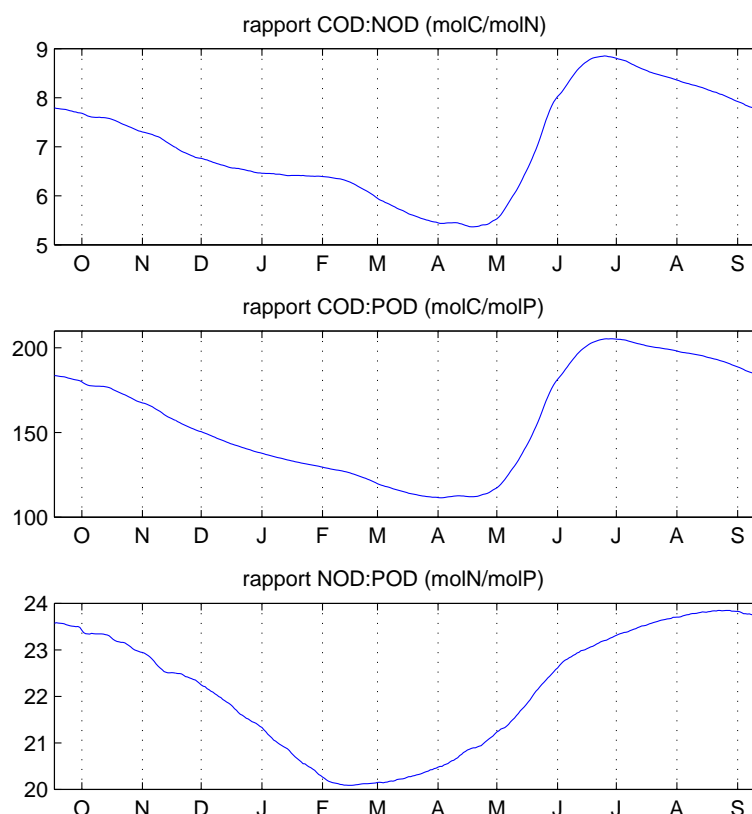


FIG. 10.6 – Evolution saisonnière des rapports moyens entre COD, NOD et POD dans la couche 0-200 m en Méditerranée nord-occidentale, en mol/mol.

sont supérieures à celles atteintes au large, en zone MEDOC et en mer Ligure (100 mmolC/m^3 , 7 mmolN/m^3 et 0.15 mmolP/m^3). En mer Ligure, *Copin-Montégut and Avril* [1993], *Avril* [2002] et *Pujo-Pay and Conan* [2003] obtiennent des valeurs estivales maximales de $90\text{-}100 \text{ mmolC m}^{-3}$ pour le COD et 6 mmolN m^{-3} pour le NOD.

Les grandes particules de MOP sont produites uniquement par la mortalité du mésozooplancton et coulent rapidement. Elles présentent des abondances maximales en profondeur pendant les périodes et dans les zones où ce type de zooplancton est présent en grande quantité (Fig. 10.2, Fig. 10.14, 10.15 et 10.16, Fig. 10.19, 10.20, 10.23, 10.24). Les petites particules de MOP produites par la mortalité des différents groupes planctoniques présentent un maximum fin mai, à la fin de l'efflorescence phytoplanctonique (Fig. 10.2). On observe ensuite un maximum profond de petites particules, qui correspond au maximum de chlorophylle du nanophytoplancton et des diatomées (Fig. 10.14, 10.15 et 10.16). La répartition spatiale des petites particules suit celle de ces deux groupes de phytoplancton, avec un décalage temporel d'environ un mois (Fig. 10.19, 10.20).

10.1.5 Les bactéries

Les évolutions saisonnière et spatiale de la biomasse bactérienne correspondent à celles de la MOD : maximale en septembre, cette biomasse diminue jusqu'en mars, puis augmente en même temps que la concentration en MOD (Fig. 10.2). Un maximum local est atteint début juin, après l'efflorescence printanière, et la biomasse bactérienne est maximale entre juillet et septembre, en période de forte stratification. D'un point de vue spatial, on observe également les fortes biomasses bactériennes dans les zones de forte concentration en MOD (Fig. 10.14, 10.16, 10.15, Fig. 10.19, 10.20, 10.23 et 10.24). Les valeurs de la biomasse carbonée en bactéries varient au cours de l'année entre 0.03 et 1.2 mmolC m⁻³ (Fig. 10.2, 10.14, 10.15 et 10.16). *Tanaka and Rassoulzadegan* [2002] observent à DYFAMED des concentrations variant entre 0.1 et 2.6 mmolC m⁻³ dans la couche 5-110 m, avec un maximum de biomasse en mai. L'évolution des bactéries donnée par le modèle semble donc assez réaliste.

L'évolution des rapports entre les concentrations en COD, NOD et POD est représentée sur la Fig. 10.6. Le rapport COD :NOD est toujours supérieur à 5, et donc au ratio C :N des bactéries (4.3). De plus, le rapport NOD :POD est toujours supérieur au ratio N :P des bactéries (10.55), surtout en période stratifiée (juin-novembre). La disponibilité en phosphore est donc susceptible de limiter la croissance bactérienne plus que celle en azote. En effet, lors de la simulation, les bactéries ne consomment jamais d'ammonium, mais en excrètent (Fig 10.7). La disponibilité en azote ne contrôle donc pas la croissance des bactéries, qui jouent uniquement un rôle de reminéralisateur vis-à-vis de l'azote. Elles excrètent également du phosphate, jouant le rôle de reminéralisateur vis-à-vis du phosphore. Cependant, au cours de l'année, 44% du phosphore absorbé sous forme organique dissoute (POD) est rejeté sous forme inorganique (phosphate), contre 75% pour l'azote. De plus, entre mi-mai et septembre, les bactéries absorbent aussi, très faiblement, du phosphate (Fig 10.7). D'après ces résultats, c'est donc la disponibilité en phosphore qui contrôle la croissance des bactéries en période estivale, et non celle en azote.

La faible disponibilité du phosphore en période stratifiée contrôle donc le développement du phytoplancton et la croissance bactérienne dans le modèle et induit une compétition entre ces groupes pour l'absorption de cet élément. Cette caractéristique de fonctionnement de l'écosystème donnée par le modèle a été démontrée expérimentalement par *Thingstad et al.* [1998] et *Tanaka et al.* [2003].

10.1.6 Conclusion

Le modèle couplé hydrodynamique-biogéochimie développé pour ce travail dans sa version 3D représente de façon réaliste les évolutions saisonnières et spatiales de l'écosystème planctonique pélagique et des principaux nutriments associés. Outre ces résultats encourageants sur les évolutions temporelles et spatiales, le modèle couplé est capable de reproduire une des singularités biogéochimiques de la Méditerranée, à savoir le rôle du phosphore dans le contrôle du développement planctonique. Enfin, le modèle permet d'évaluer les contributions respectives du plancton autotrophe et du plancton hétérotrophe au cours de l'année. De septembre à février, les contributions du phytoplancton et du plancton hétérotrophe à la biomasse planctonique sont comparables (Fig. 10.4). En revanche le plancton autotrophe est largement majoritaire le reste de l'année, en particulier pendant la période de l'efflorescence printanière, de

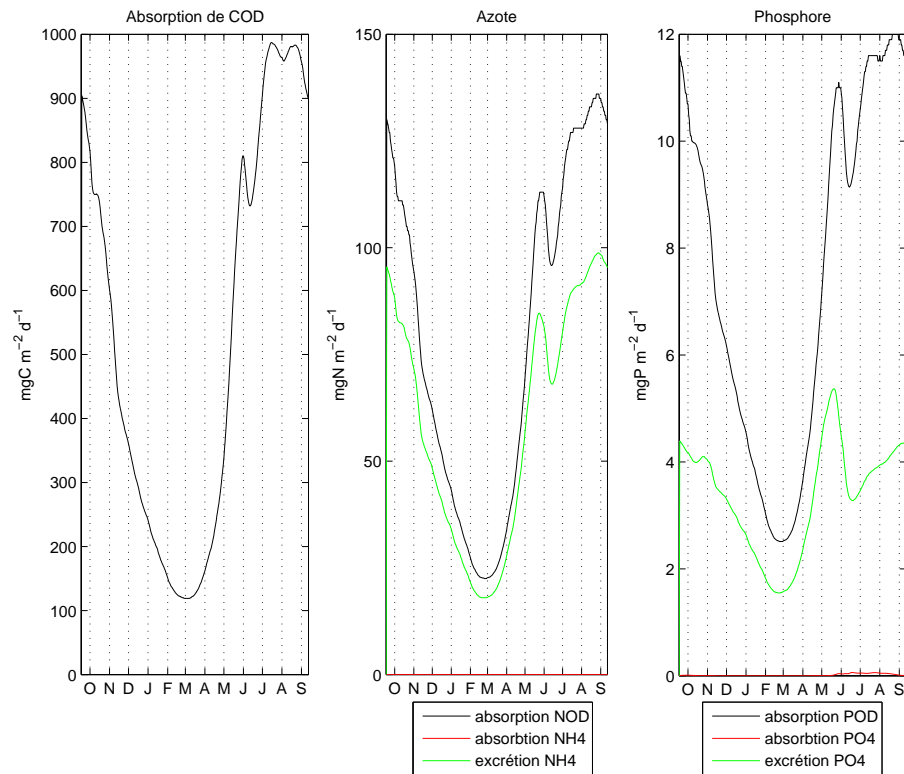


FIG. 10.7 – Evolution saisonnière de l'absorption et de l'excrétion bactériennes en Méditerranée nord-occidentale : absorption de COD, absorption de NOD, absorption et excrétion de nitrate, absorption de POD, absorption et excrétion de phosphate

mars à juin. Le phytoplancton représente 61% de la biomasse carbonée planctonique totale en moyenne sur l'année. Notons enfin que si, qualitativement, le modèle reproduit correctement la composition du phytoplancton, les valeurs des contributions de chaque groupe à la biomasse chlorophyllienne totale ne correspondent pas toujours aux observations.

10.2 Les processus biogéochimiques

L'analyse de la dynamique de chaque variable biogéochimique nous a permis de montrer que notre modèle reproduit les évolutions saisonnières et spatiales de ces variables. Dans cette partie, nous nous intéressons plus particulièrement aux principaux processus biogéochimiques, afin de comprendre plus précisément le fonctionnement de l'écosystème.

10.2.1 La production primaire

La production primaire correspond à la fixation de CO₂ dissous par le phytoplancton lors du processus de photosynthèse et suit logiquement la même évolution saisonnière et spatiale que la biomasse phytoplanctonique, avec un minimum de production en février, localisé au niveau de la zone de convection, et un maximum mi-mai au moment de l'efflorescence (Fig. 10.8, 10.25 et 10.26). Les valeurs obtenues pour la production primaire brute (PPB), variant entre 0.1 et 1.5 gC m⁻² jour⁻¹

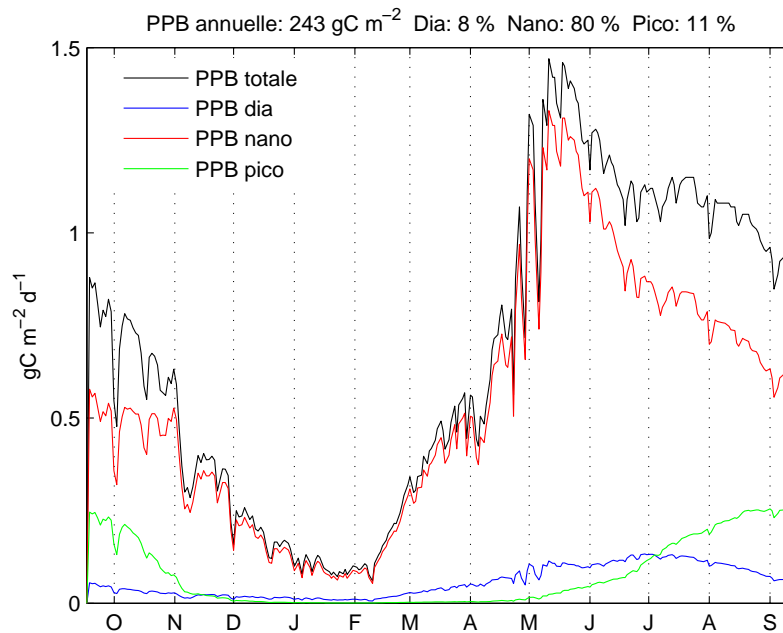


FIG. 10.8 – Evolution saisonnière de la production primaire en Méditerranée nord-occidentale. Production primaire brute journalière PPB (noir), PPB des diatomées (bleu), du nanophytoplancton (rouge) et du picophytoplancton (vert). Unité : gC m⁻² jour⁻¹.

en moyenne sur tout le domaine, sont en accord avec celle observées par *Marty and Chiavérini* [2002] (0.1-1.8 gC m⁻² jour⁻¹). On peut tout de même noter une légère surestimation de la PPB estivale, qui diminuerait de 1 à 0.5 gC m⁻²jour⁻¹ entre juin et septembre d'après les observations *Marty and Chiavérini* [2002], alors que nous obtenons pour toute cette période des valeurs autour de 1 gC m⁻²jour⁻¹ (Fig. 10.8). Une grande partie de la PPB estivale étant attribuable au nanophytoplancton (Fig. 10.8), cette surestimation pourrait s'expliquer par la sur-représentation de ce groupe phytoplanctonique évoquée dans le paragraphe 10.1.2.

Nous obtenons un bilan annuel de PPB de 243 gC m⁻² an⁻¹. A partir d'observations réalisées mensuellement, *Marty and Chiavérini* [2002] obtiennent à DYFAMED des bilans annuels de PPB variant entre 86 et 232 gC m⁻² an⁻¹. En termes de bilan annuel de production primaire nette (PPN = PPB - exsudation de COD - respiration du phytoplancton) le modèle donne une valeur de 107 gC m⁻² an⁻¹. *Bosc et al.* [2004] obtiennent grâce à l'imagerie satellitale une gamme de valeurs de bilans annuels de PPN variant entre 180 et 204 gC m⁻² an⁻¹ pour le golfe du Lion et entre 145 et 165 gC m⁻² an⁻¹ pour le bassin algéro-provençal. Les estimations fournies par le modèle sont donc nettement inférieures aux estimations récente de *Bosc et al.* [2004]. Cependant, elles sont totalement dans la gamme des valeurs avancées par d'autres auteurs. Ainsi, à l'issue d'une revue sur la production primaire dans le golfe du Lion, *Lefèvre et al.* [1997] proposent un bilan annuel de PPN variant entre 78 et 142 gC m⁻² an⁻¹. *Morel and André* [1991], grâce là-encore à l'imagerie satellitale, donnent une valeur de 106 gC m⁻² an⁻¹ pour la Méditerranée nord-occidentale. La production primaire est principalement due à la contribution du nanophytoplancton (80% de la PPB), dominant tout au long de l'année (Fig. 10.8). La contribution

du picophytoplancton augmente cependant fortement en été, en raison de son développement important pendant la période stratifiée, et représente 11% du bilan annuel de PPB, légèrement supérieure à celle des diatomées (9%). Cette contribution des diatomées au bilan annuel de PPB est beaucoup plus faible que celle fournie par l'étude expérimentale de *Leblanc et al.* [2003] (24-36%).

10.2.2 L'absorption d'azote

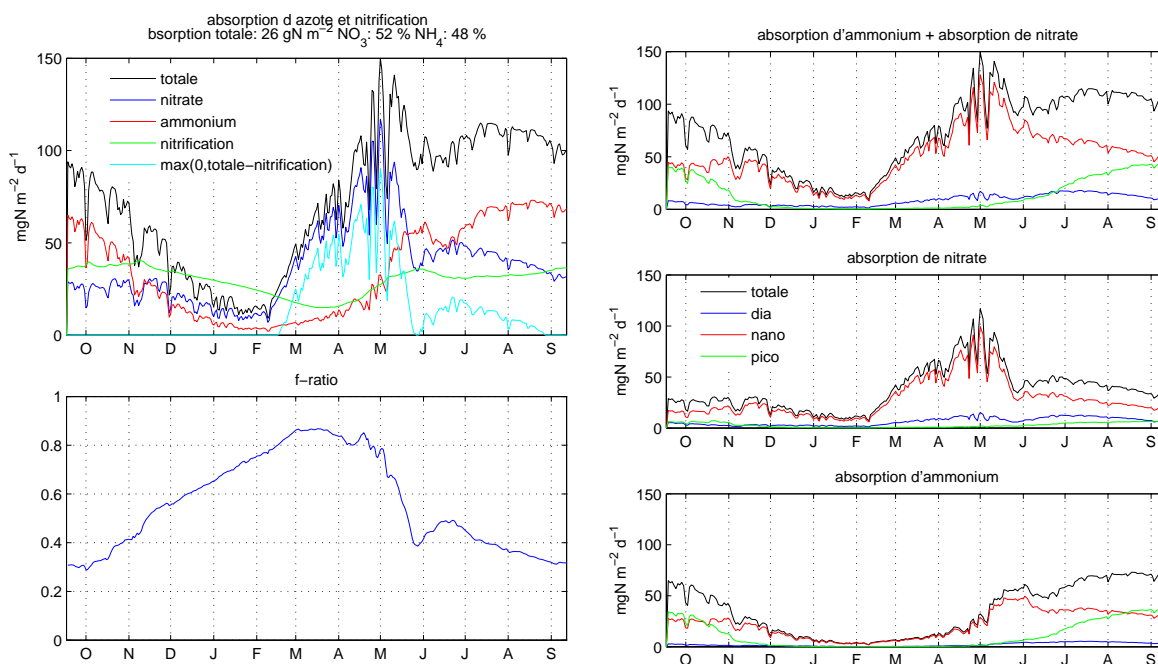


FIG. 10.9 – Evolution saisonnière de l'absorption d'azote en Méditerranée nord-occidentale. Gauche-haut : absorption totale d'azote, absorption de nitrate, absorption d'ammonium, nitrification (unité : $\text{mgN m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$). Gauche-bas : f -ratio. Droite : Contribution des différents groupes phytoplanctoniques à l'absorption d'azote, de nitrate et d'ammonium

La production primaire fondée sur l'utilisation de nutriments exogènes à la zone euphotique correspond à la production nouvelle, alors que la production primaire soutenue par les nutriments recyclés au sein de la zone euphotique correspond à la production régénérée. L'analyse de l'absorption d'azote par le phytoplancton permet de distinguer la production nouvelle, correspondant à l'absorption de nitrate, et la production régénérée, correspondant à celle d'ammonium [*Dugdale and Goering, 1967*]. L'absorption de nitrate et celle d'ammonium sont représentées sur la Fig. 10.9, ainsi que le f -ratio, égal au rapport entre l'absorption de nitrate et l'absorption totale d'azote [*Eppley and Peterson, 1979*]. Pendant le maximum printanier de production primaire, entre mi-février et mi-mai, la production primaire est majoritairement nouvelle, correspondant à la forte disponibilité en nutriments apportés dans la zone euphotique lors de la convection. Spatialement, ce maximum de production nouvelle est localisé au même endroit que le maximum de la biomasse chlorophyllienne (Fig. 10.26). En période stratifiée, lorsque la zone euphotique est appauvrie en nitrate, la production devient majoritairement régénérée, c'est-à-dire soutenue par l'absorption

d'ammonium du nanophytoplancton et du picophytoplancton. Cette production régénérée a lieu surtout dans les régions où la colonne d'eau est fortement stratifiée, c'est-à-dire hors de la zone de convection profonde (Fig. 10.25 et 10.26). On passe ainsi d'un régime de mésotrophie au printemps à un régime d'oligotrophie en été et en automne. Cette transition est clairement visible dans l'évolution saisonnière du *f-ratio* (le rapport entre l'absorption de nitrate et l'absorption totale d'azote), supérieur à 0.5 entre décembre et mai et inférieur le reste de l'année. La moyenne annuelle du *f-ratio* est de 52%. Cependant, une partie du nitrate provient de la nitrification de l'ammonium, et ne peut donc être considéré comme exogène. Si on enlève à l'absorption de nitrate la quantité de nitrate produite par nitrification à partir de l'ammonium (Fig. 10.9), la production nouvelle reste supérieure à la production régénérée lors de l'efflorescence printanière. En revanche, à l'échelle annuelle, la contribution de la production nouvelle tombe alors à 33%. Cette valeur représente une borne inférieure de la contribution de la production nouvelle, rien n'indiquant que tout le nitrate produit par nitrification soit absorbé par le phytoplancton. Ce résultat suggère cependant que la production primaire est davantage soutenue par la production régénérée que par la production nouvelle en Méditerranée nord-occidentale.

10.2.3 Fixation et rejet de dioxyde de carbone

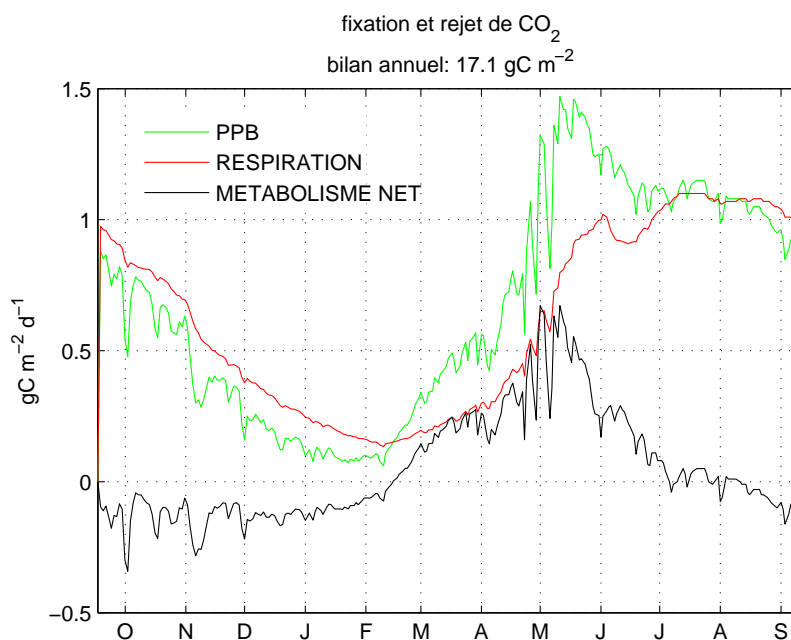


FIG. 10.10 – Evolution saisonnière de la fixation et du rejet de CO_2 dissous par l'écosystème pélagique planctonique en Méditerranée nord-occidentale. Haut : production primaire brute journalière PPB (vert), rejet journalier de CO_2 par la respiration des autotrophes et des hétérotrophes (rouge), métabolisme net (noir). Unité : $\text{gC m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$.

La production primaire brute (PPB) correspond à la fixation de CO_2 alors que la respiration cumulée (hétérotrophe et autotrophe) correspond au rejet de CO_2

dissous. La différence entre PPB et respiration, i.e. le métabolisme net [Smith and Hollibaugh, 1993] encore appelé production communautaire nette [Williams, 1993], correspond au bilan net d'absorption ou de rejet de CO₂ dissous pour le système étudié. Les évolutions de la PPB, de la respiration et du métabolisme net sont représentées sur la Fig. 10.10.

Entre février et juillet, l'écosystème est largement dominé par le plancton autotrophe (Fig. 10.4), et la production primaire excède la respiration. Pendant cette période, l'écosystème pélagique planctonique a donc un rôle de puits pour le CO₂ dissous, puits localisé principalement dans la région de forte production primaire (Fig. 10.25 et 10.26). Au contraire, d'août à février, le métabolisme net est négatif, l'écosystème est donc une source de CO₂ dissous. A l'échelle annuelle, la respiration bactérienne représente 73% de la respiration totale, et la respiration du nanophytoplancton 16%. Les contributions des autres groupes planctoniques représentent toutes moins de 5%. Les zones et les périodes de forte respiration coïncident par conséquent avec les zones et les périodes de forte biomasse bactérienne (Fig. 10.23, 10.24, 10.25 et 10.26).

En termes de bilan annuel, la fixation de CO₂ est légèrement supérieure à la respiration ($\sim 17 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$), l'écosystème pélagique planctonique constitue donc globalement une zone "puits" pour le CO₂ dissous. Rappelons que le modèle ne représente pas la "pompe chimique", c'est-à-dire la séquestration du carbone par le mécanisme de dissolution du dioxyde de carbone atmosphérique dans l'océan, et l'évolution du CO₂ dissous due aux processus chimiques. Les résultats obtenus ici ne permettent donc pas de conclure quant à un éventuel rôle source/puits de la Méditerranée nord-occidentale vis-à-vis du CO₂ atmosphérique.

10.2.4 Exportation de carbone

L'exportation verticale de carbone organique vers le fond est estimée en calculant le flux net de carbone par sédimentation, advection et diffusion à travers l'isobathe 200 m. Le calcul de l'exportation de carbone organique particulaire (COP) prend en compte les détritiques, le phytoplancton, le zooplancton et les bactéries. Les taux d'exportation du COP et du COD sont représentés sur la Fig. 10.11. Il apparaît clairement que l'exportation de carbone organique est essentiellement liée à la convection hivernale. La quantité totale de carbone organique exporté pendant l'année de référence, égale à 32.5 gC m^{-2} , représente 13% du bilan annuel de PPB (équivalent au *e-ratio* au sens de Murray *et al.* [1989]). Cette valeur de 13% se situe dans la gamme des valeurs mesurées pour les zones côtières de moyennes latitudes [Buesseler, 1998]. Plus précisément, une estimation faite par Diaz [2000] à l'entrée est du golfe du Lion sur la base d'un suivi mensuel (site SOFI) donne une gamme de *e-ratios* variant entre 2 et 25% suivant la période de l'année.

On peut remarquer que la valeur du *e-ratio* obtenue ici est très différente de la valeur du *f-ratio* obtenue précédemment (52%, cf. paragraphe 10.2.2). D'après la définition du *f-ratio*, cet écart peut amener à questionnement mais la nature du système étudié permet d'avancer quelques hypothèses pour expliquer cette différence. On peut penser que la valeur du *f-ratio* est entachée d'une grande incertitude. Premièrement, lorsqu'on considère le processus de nitrification en raison duquel une certaine quantité de nitrate provient de l'ammonium, et est donc une source de nutriment régénéré plutôt que nouveau, la contribution de la production nouvelle à la production primaire passe à 33% (paragraphe 10.2.2) et se rapproche donc de

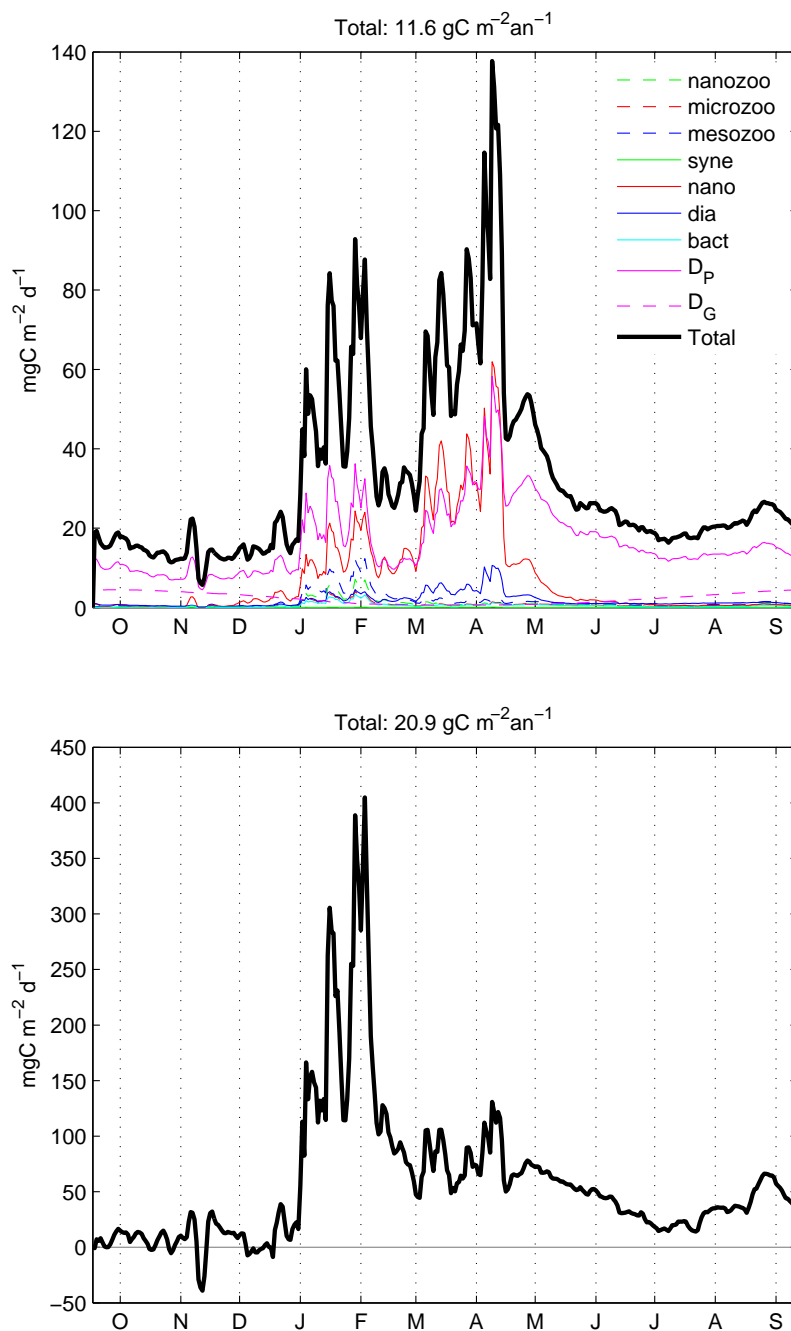


FIG. 10.11 – Evolution saisonnière de l'exportation vers le fond du carbone organique particulaire et dissous en Méditerranée nord-occidentale. Haut : exportation du COP (zooplancton, phytoplancton, bactéries et détritux). Bas : exportation de COD. Unité : mgC m⁻² jour⁻¹

la valeur du *e-ratio*. Deuxièmement, en raison des apports fluviaux et des apports aux frontières latérales, la notion de nutriments endogènes et exogènes est fragile. En effet, l'ammonium provenant du Rhône ou des frontières du domaine doit être considéré comme une source d'azote exogène et donc être décompté en production nouvelle et non régénérée comme cela a été fait classiquement dans ce travail. Ainsi, les Fig. 10.17 et 10.18 montrent qu'il existe un fort apport d'ammonium en provenance du Rhône et des frontières latérales (Corse et Mer Catalane), qui induit à ces endroits une forte absorption d'ammonium (Fig 10.25 et 10.26). Ces considérations soulignent le problème des conditions aux limites : même si nous avons fait tourner le modèle pendant plusieurs années avant d'analyser les simulations, les conditions initiales, fondées sur le même profil vertical appliqué sur tout le domaine, ne sont pas réalistes. Par ailleurs, la solution adoptée afin de prescrire les conditions aux limites latérales, fondée sur l'utilisation du modèle 1D aux points de la frontière (cf paragraphe 6.3.3), ne permet pas de tenir compte de l'oligotrophie du courant Nord. La mise en place de simulations 3D couplées à l'échelle de bassin et l'utilisation de données climatologiques permettrait d'aller vers plus de réalisme à ce niveau.

Le nanophytoplancton et les petites particules représentent la majorité du COP exporté vers le fond (respectivement 24% et 52% de la quantité totale de COP exporté pendant l'année). Ces deux compartiments de l'écosystème représentent en effet la majeure partie de la masse de COP (Fig. 10.2). On observe deux périodes de forte exportation (début janvier - début février et début mars - mi avril) pour le COP, correspondant aux deux périodes de convection hivernale intense (Fig. 10.1). Le second maximum est plus intense car les concentrations de nanophytoplancton et de petites particules sont plus importantes en mars-avril, lorsque l'efflorescence printanière a débuté, qu'en janvier-février, quand les biomasses planctoniques sont minimales. La quantité totale de COP exporté sous l'isobathe 200 m pendant l'année de référence vaut 11.6 gC m^{-2} . Au point DYFAMED, l'exportation annuelle de carbone particulaire observée varie entre 4 et $7 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$ [Marty et al., 1994; Miquel et al., 1992]. La valeur obtenue ici est légèrement plus importante, probablement en raison de la plus forte intensité de la convection hivernale dans la zone MEDOC qu'en mer Ligure. Par ailleurs, l'exportation de COP due à la sédimentation sur le plateau continental, calculée à partir de la sédimentation de COP dans les zones de profondeur inférieure à 200 m, représente 16% de l'exportation totale de COP sur tout le domaine, égale à $2.3 \cdot 10^6 \text{ tC an}^{-1}$: la majeure partie de l'exportation de COP vers le fond a donc lieu au large, et pendant la convection hivernale. En revanche, par unité de surface, les valeurs du flux par sédimentation sur le plateau et du flux par sédimentation, advection et diffusion au large sont équivalentes. En effet, le flux vertical de COP sur le plateau est égal $11.8 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$, et le flux vertical de COP au large à $11.5 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$.

Pour le COD, on observe deux périodes d'exportation pendant la convection hivernale (Fig. 10.11). Au point DYFAMED, Avril [2002] observe également que la plus grande partie de l'exportation de COD a lieu pendant la convection hivernale. La concentration en COD est plus faible pendant la seconde période que pendant la première, en raison justement de l'exportation qui a eu lieu pendant le premier maximum. L'exportation pendant la seconde période de forte convection est par conséquent beaucoup moins importante. La quantité totale de COD exportée ver-

ticalement sous l'isobathe 200 m pendant l'année de référence est égale à 20.9 gC m^{-2} , représentant 64% de la quantité totale de carbone organique exporté pendant l'année. Les valeurs observées à DYFAMED par *Copin-Montégut and Avril* [1993] et *Avril* [2002] varient entre 13 et $22 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$. La valeur obtenue ici pour la Méditerranée nord-occidentale est dans la partie supérieure de cette gamme, ce qui s'explique encore probablement par la plus forte intensité de la convection en zone MEDOC qu'en Mer Ligure.

La différence entre la valeur du métabolisme net et celle de l'exportation totale de carbone organique sous l'isobathe 200 m, respectivement égales à $17.1 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$ et $32.5 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$, correspond à l'apport de matière organique aux frontières latérales du domaine, dont l'évolution est montrée sur la Fig. 10.12, et aux apports du Rhône : entre 0 et 200 m, l'apport annuel net de carbone organique aux frontières latérales et par le Rhône équivaut à $15.4 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$. Par ailleurs, on obtient un flux latéral net de carbone organique aux frontières entre 200 m et le fond équivalent à $-25.2 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$: 78% de la matière exportée verticalement sous l'isobathe 200 m est ensuite transportée latéralement hors de la zone. Ces différents flux de carbone sont récapitulés schématiquement sur la Fig. 10.13. Le COD représente 92% de ce transport latéral net vers l'extérieur de la zone, alors qu'il représente 64% de l'exportation verticale sous l'isobathe 200m et 87% de l'apport latéral aux frontières entre 0 et 200 m. Cela signifie que la majeure partie de la matière organique particulaire exportée sous l'isobathe 200 m, provenant de la production primaire dans le domaine et des apports latéraux et fluviaux, est transformée en COD avant d'être transportée hors de la zone. Finalement, le transport de carbone organique sous forme dissoute constitue la majeure partie des flux verticaux et horizontaux de carbone organique en Méditerranée nord-occidentale.

10.3 Conclusion

Pour l'année de référence de la période actuelle, notre modèle couplé hydrodynamique - biogéochimie reproduit correctement les évolutions saisonnière et spatiale et les principales caractéristiques de l'écosystème planctonique pélagique en Méditerranée nord-occidentale. Ces résultats ont notamment mis en évidence le contrôle du développement phytoplanctonique et de la croissance bactérienne par le phosphore pendant la période stratifiée, observée expérimentalement à plusieurs reprises. L'évolution de la production primaire brute donnée par le modèle est en accord avec les observations. Cette production primaire est principalement soutenue par l'utilisation des nutriments exogènes (production nouvelle) lors de l'efflorescence printanière, et par l'utilisation des nutriments régénérés dans la zone stratifiée (production régénérée) pendant le reste de l'année. La boucle microbienne est très active pendant l'été, et les bactéries, particulièrement abondantes à cette période, sont responsables des 3/4 de la respiration annuelle totale. Le métabolisme net montre que l'écosystème pélagique de Méditerranée nord-occidentale constitue une zone "puits" pour le CO_2 dissous à l'échelle annuelle.

Le modèle couplé reproduit correctement les évolutions saisonnières des différents groupes phytoplanctoniques. Cependant, en ce qui concerne la contribution de

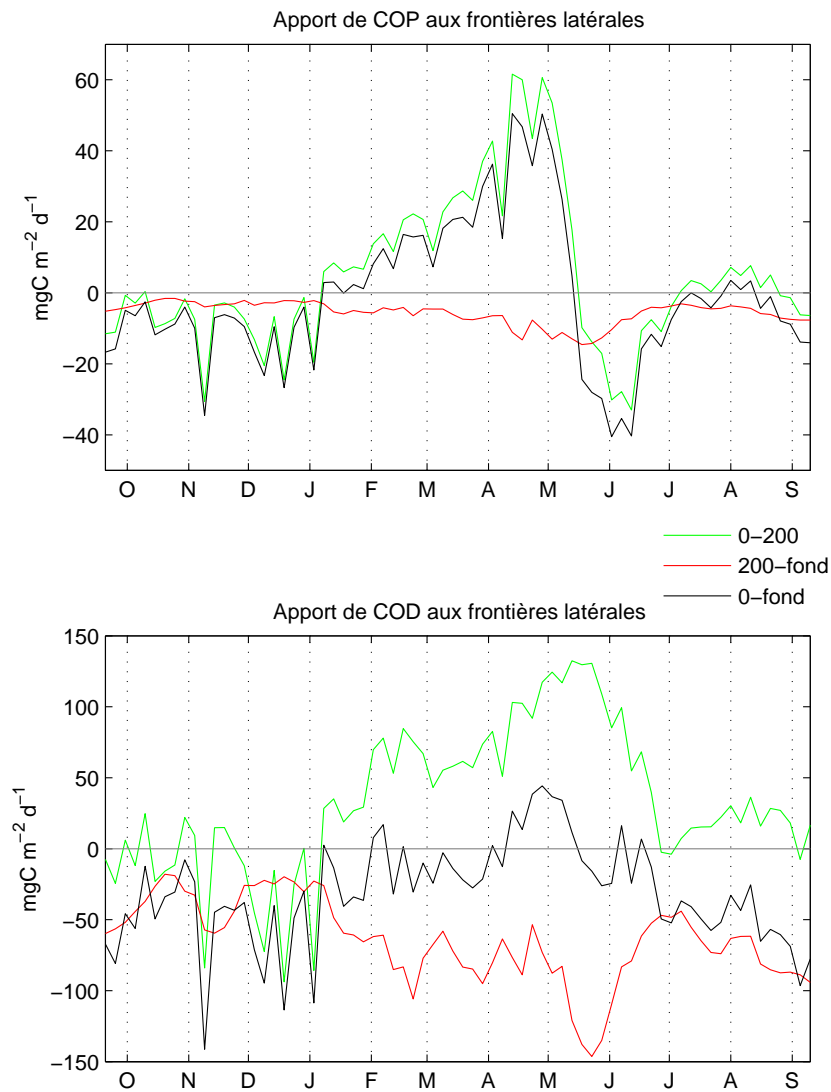


FIG. 10.12 – Evolution saisonnière des apports nets de carbone organique particulaire et dissous aux frontières en Méditerranée nord-occidentale. Haut : apport de COP (zooplancton, phytoplancton, bactéries et détritux). Bas : apport de COD. Unité : $\text{mgC m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$. Un apport net négatif correspond à une exportation de matière organique vers l'extérieur du domaine modélisé.

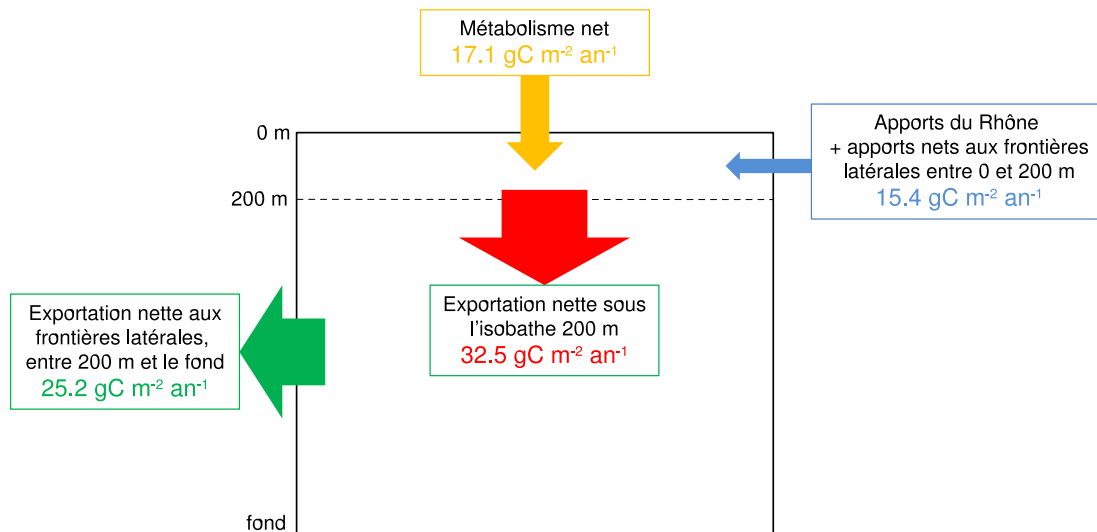


FIG. 10.13 – Représentation schématique des flux de carbone organique en Méditerranée hord-occidentale

chacun des groupes à la biomasse chlorophyllienne totale, il existe des différences par rapport aux observations. Ainsi, le nanophytoplancton est sensiblement surestimé par rapport aux autres groupes, en particulier vis-à-vis du picophytoplancton en période estivale, ce qui pourrait mener à une surestimation de la PPB à cette période. On peut noter également une sous-estimation de la représentation des diatomées au moment de l'efflorescence phytoplanctonique. Ces défauts montrent qu'afin d'aller vers plus de réalisme, il est de nécessaire de calibrer plus finement le modèle biogéochimique et de réaliser des tests de sensibilités aux différents paramètres.

L'exportation de carbone organique vers l'océan profond, représentant 13% de la PPB, est due majoritairement à l'exportation de carbone organique sous forme dissoute, et a lieu principalement lors de la période de convection hivernale. Une grande partie du carbone organique exporté vers le fond est ensuite exportée hors de la zone, pendant et suivant la convection hivernale. Cette exportation latérale de matière en profondeur est cohérente avec les résultats obtenus dans le chapitre 7, qui mettaient en évidence et quantifiaient l'exportation profonde de l'eau dense aux frontières du domaine. La zone de convection profonde en Méditerranée occidentale étant incluse dans notre domaine d'étude, on peut considérer que la quantité de carbone organique qui y est piégée, puis en partie exportée latéralement, est séquestrée en profondeur pour au moins une centaine d'années (le temps de séjour des masses d'eau profonde en Méditerranée, *Lacombe et al.* [1981]). La Méditerranée nord-occidentale est aussi la zone la plus productive du bassin ouest (Fig. 3.1). La quantité de carbone séquestrée dans notre zone d'étude, égale au total à 6.6 MtC an^{-1} , donne donc un ordre de grandeur de la capacité de séquestration du carbone par le bassin ouest-méditerranéen.

Pour avoir une idée beaucoup plus précise de la quantité de carbone organique réellement séquestrée dans les sédiments et donc retirée définitivement à l'échelle géolo-

gique du compartiment atmosphérique, il faut certainement, dans un système comme celui étudié ici, utiliser d'autres outils que la simple évaluation du *e-ratio* modélisé. Nous avons déjà souligné le problème du réalisme des conditions initiales et aux limites latérales. Il faudrait par ailleurs estimer le flux de sédimentation organique à toute proximité du sédiment et mettre en place un couplage avec un modèle sédimentaire de diagenèse précoce. Une partie du carbone organique déposé est en effet reminéralisé sous forme de CO_2 et retourne à la colonne d'eau. Cette réflexion met en évidence l'intérêt grandissant d'établir un couplage numérique benthopélagique pour la Méditerranée nord-occidentale. De telles améliorations permettrait de réaliser un bilan exhaustif plus précis des flux de carbone et d'azote aux différentes interface du système.

La dynamique de l'écosystème planctonique pélagique étant reproduite correctement pour l'année de référence, il nous paraît donc légitime d'appliquer le modèle à d'autres années, afin d'étudier la variabilité interannuelle de cet écosystème, puis de l'utiliser pour examiner la réponse de l'écosystème au changement climatique.

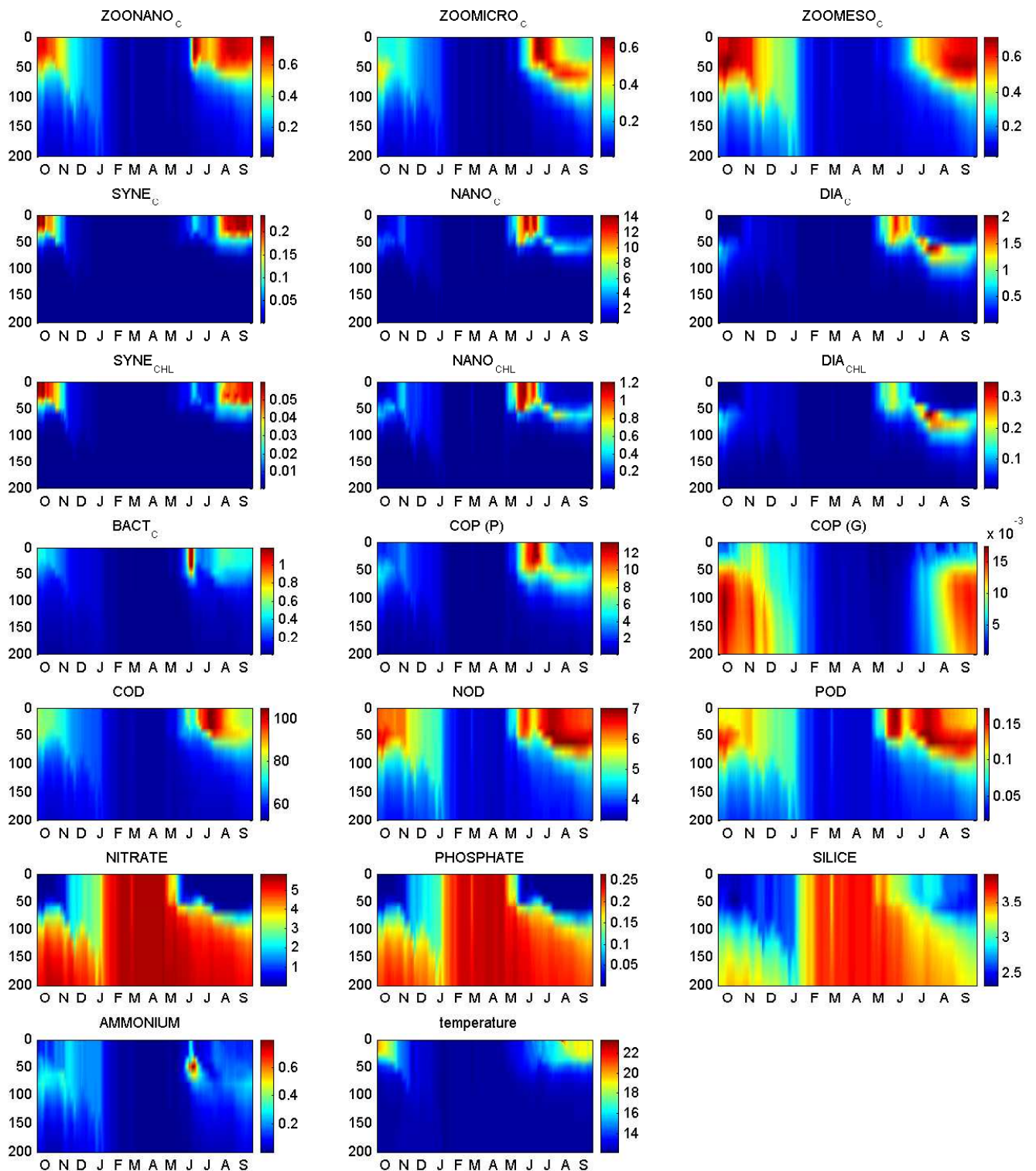


FIG. 10.14 – Evolutions temporelle des différentes variables biogéochimiques et de la température au point MEDOC (42°N,5°E) en fonction de la profondeur. Les unités sont des mmol(C,N,P ou Si) m⁻³, sauf pour les concentrations en chlorophylle (mg Chl m⁻³) et pour la température (°C). Les concentrations en COD et POD réfractaire, respectivement 50 mmolC/m³ et 3 mmolN/m³ [Avril, 2002; Pujol-Pay and Conan, 2003], ont été ajoutées aux concentrations calculées par le modèle, qui ne représente que la matière organique dissoute labile

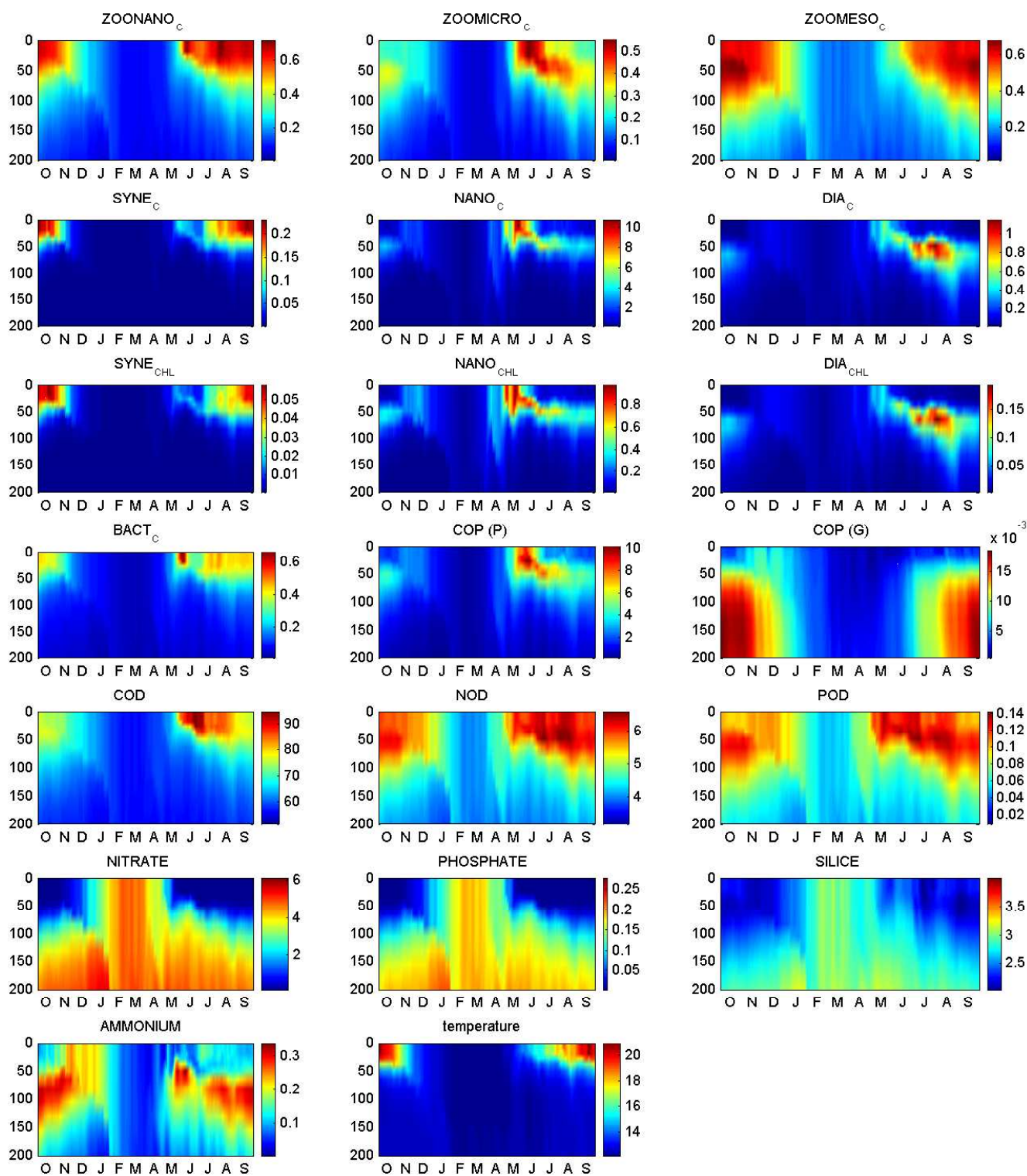


FIG. 10.15 – Idem Fig. 10.14 pour le point DYFAMED (43°25'N, 7°52'E)

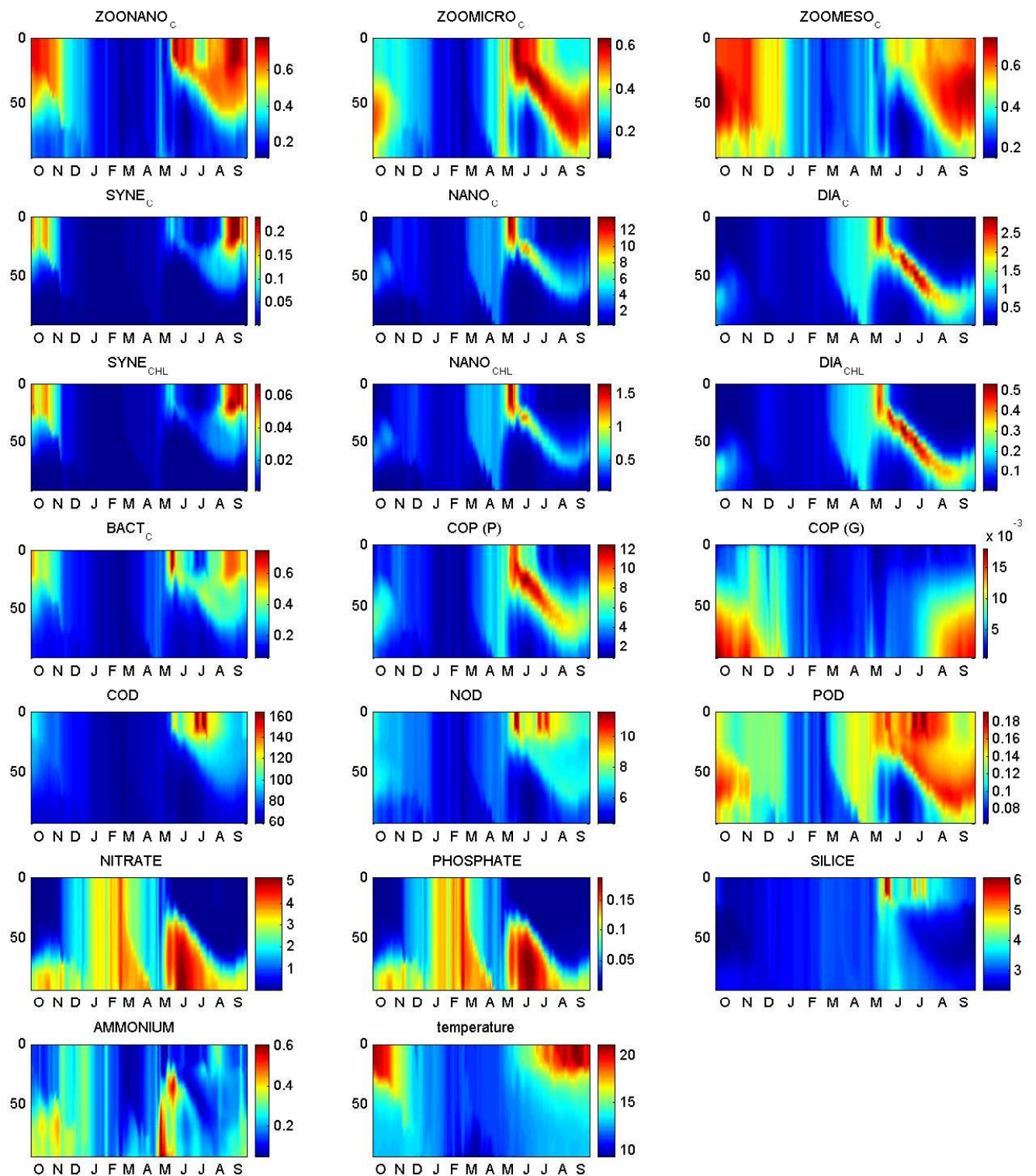


FIG. 10.16 – Idem Fig. 10.14 pour un point au milieu du plateau du golfe du Lion (43°N, 3°45'E)

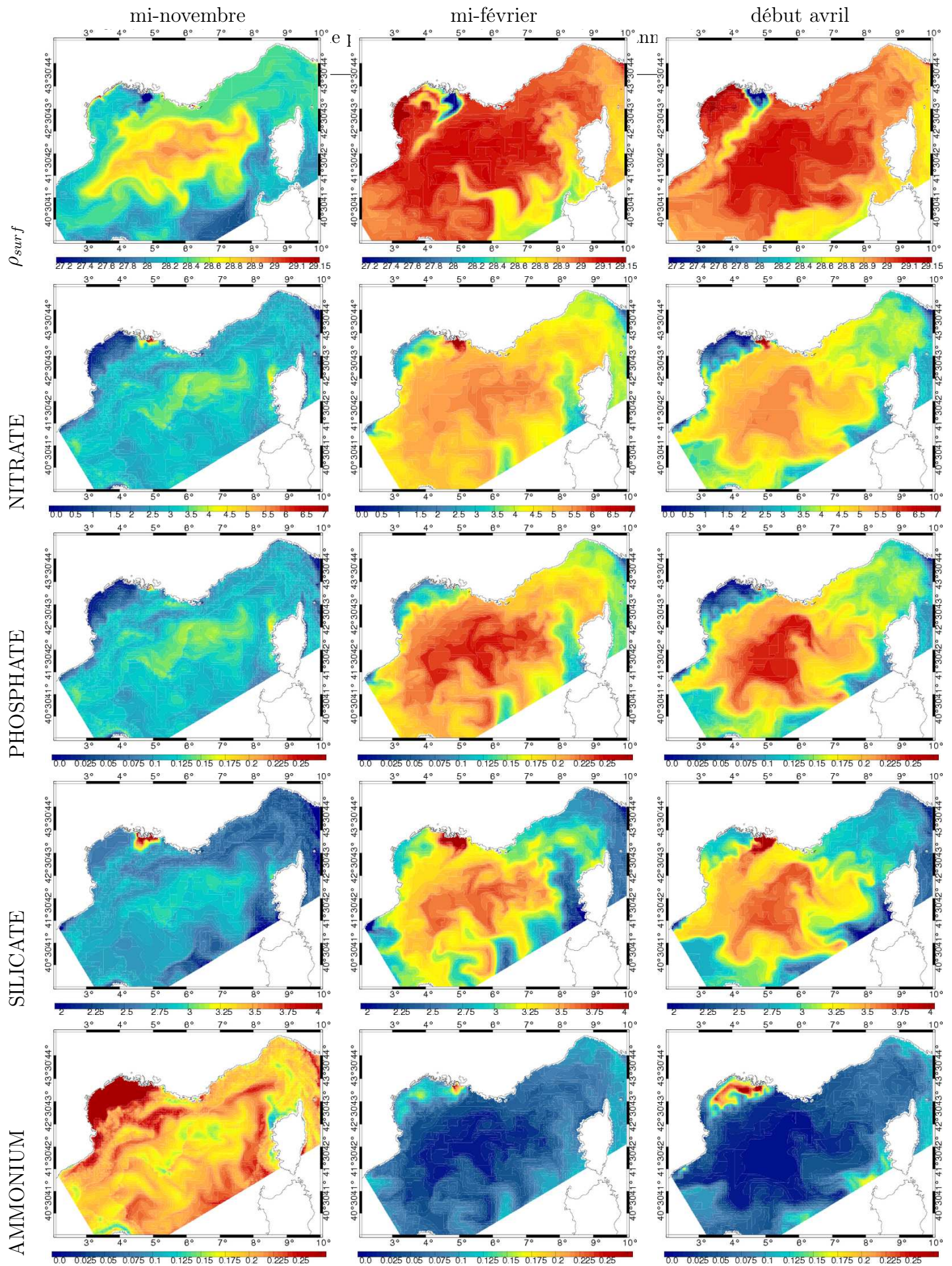


FIG. 10.17 – Distribution spatiale de la densité et des nutriments mi-novembre, mi-février et début avril : densité de surface (kg m^{-3}), concentration de surface en nitrate, phosphate et silicate (mmol m^{-3}) et concentration en ammonium intégrée sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau (mmol m^{-2})

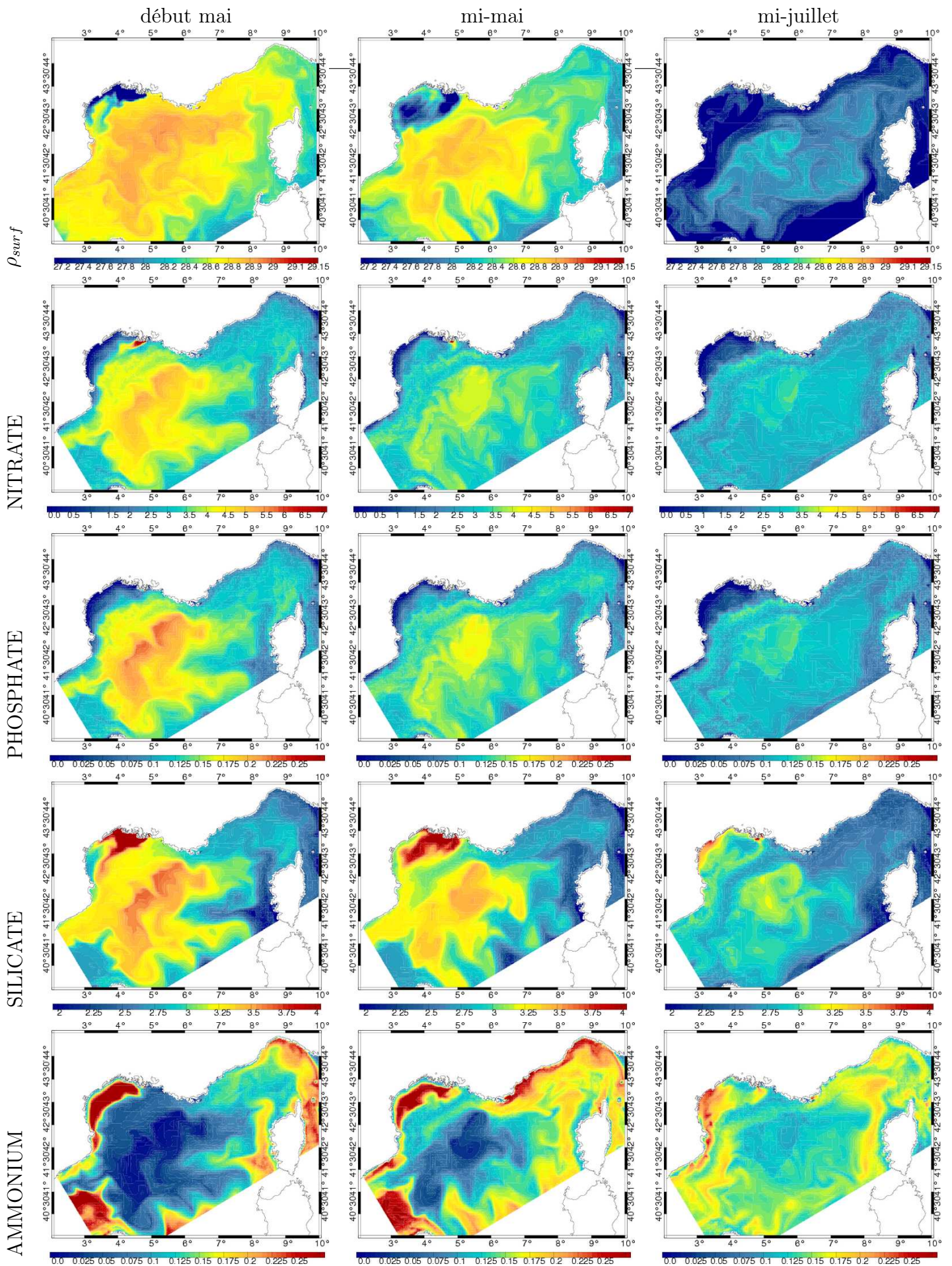


FIG. 10.18 – Distribution spatiale des nutriments début mai, mi-mai et mi-juliet : idem Fig. 10.17

Cycle annuel de l'écosystème planctonique pélagique pendant l'année de référence de la période actuelle

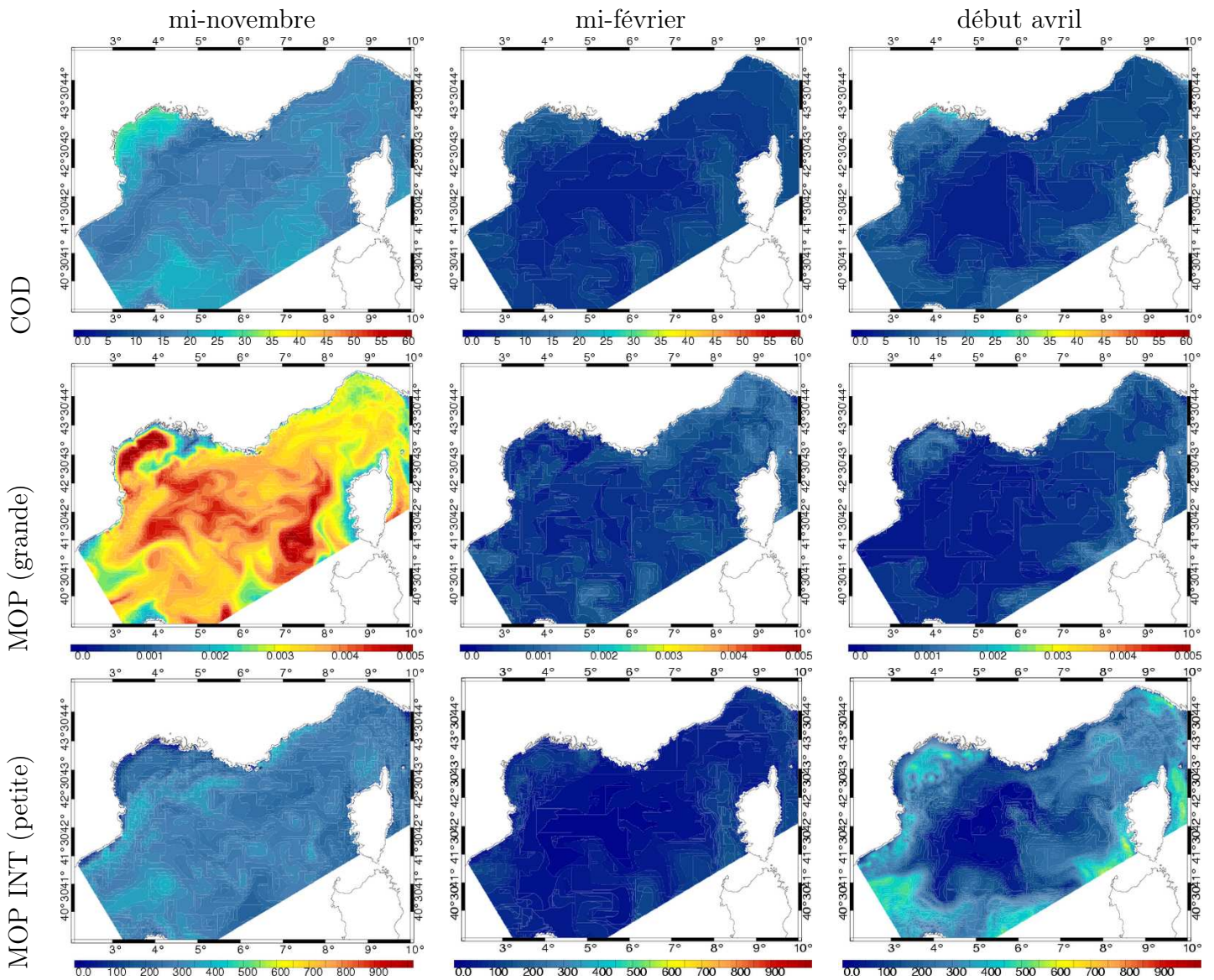


FIG. 10.19 – Distribution spatiale de la matière organique mi-novembre, mi-février et début avril : concentrations de surface en carbone pour la MOD (mmolC m^{-3}) et les grandes particules et concentration en carbone intégrée sur les 200 premiers mètres pour les petites particules (mmolC m^{-2})

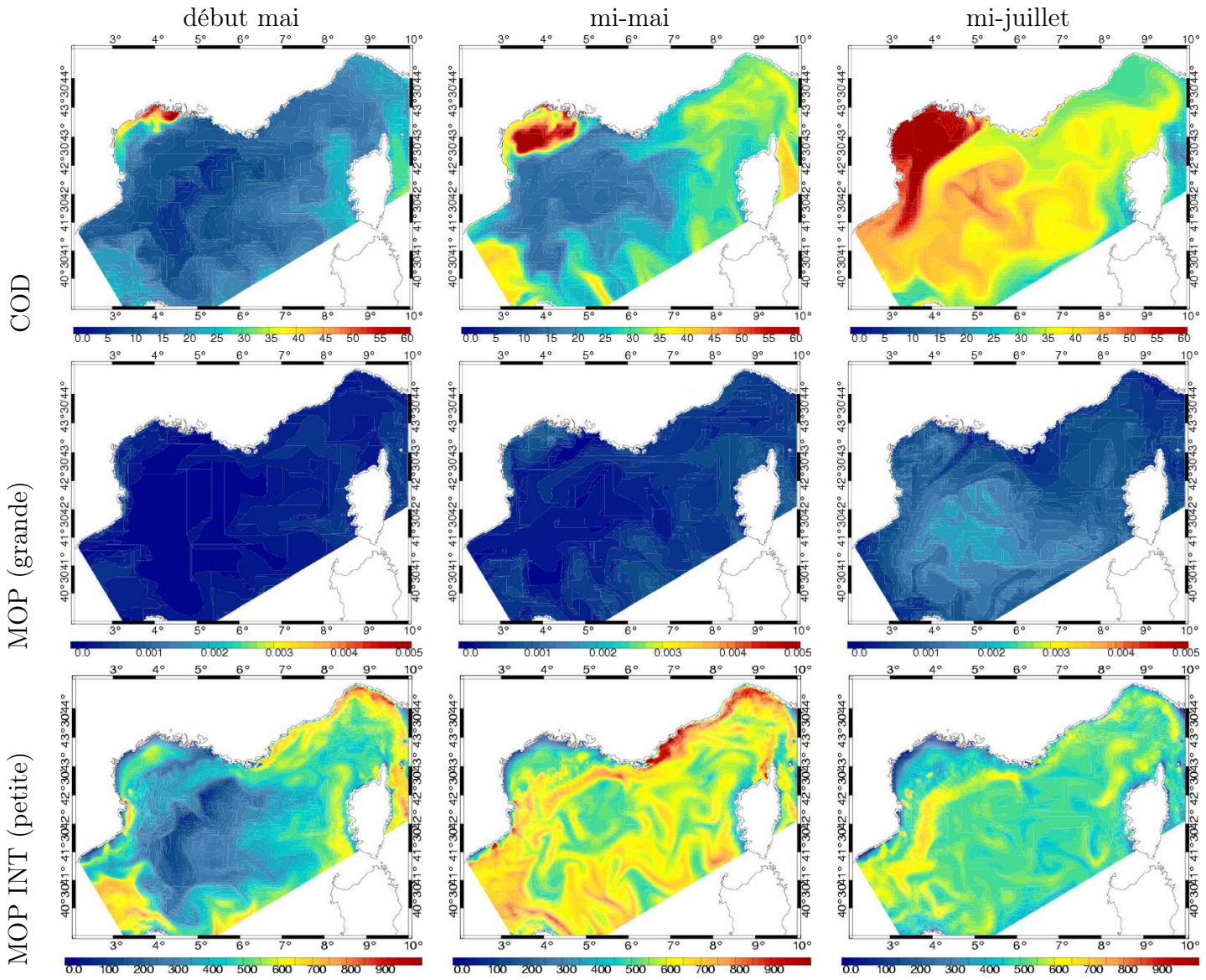


FIG. 10.20 – Distribution spatiale de la matière organique début mai, mi-mai et mi-juillet : idem Fig. 10.19

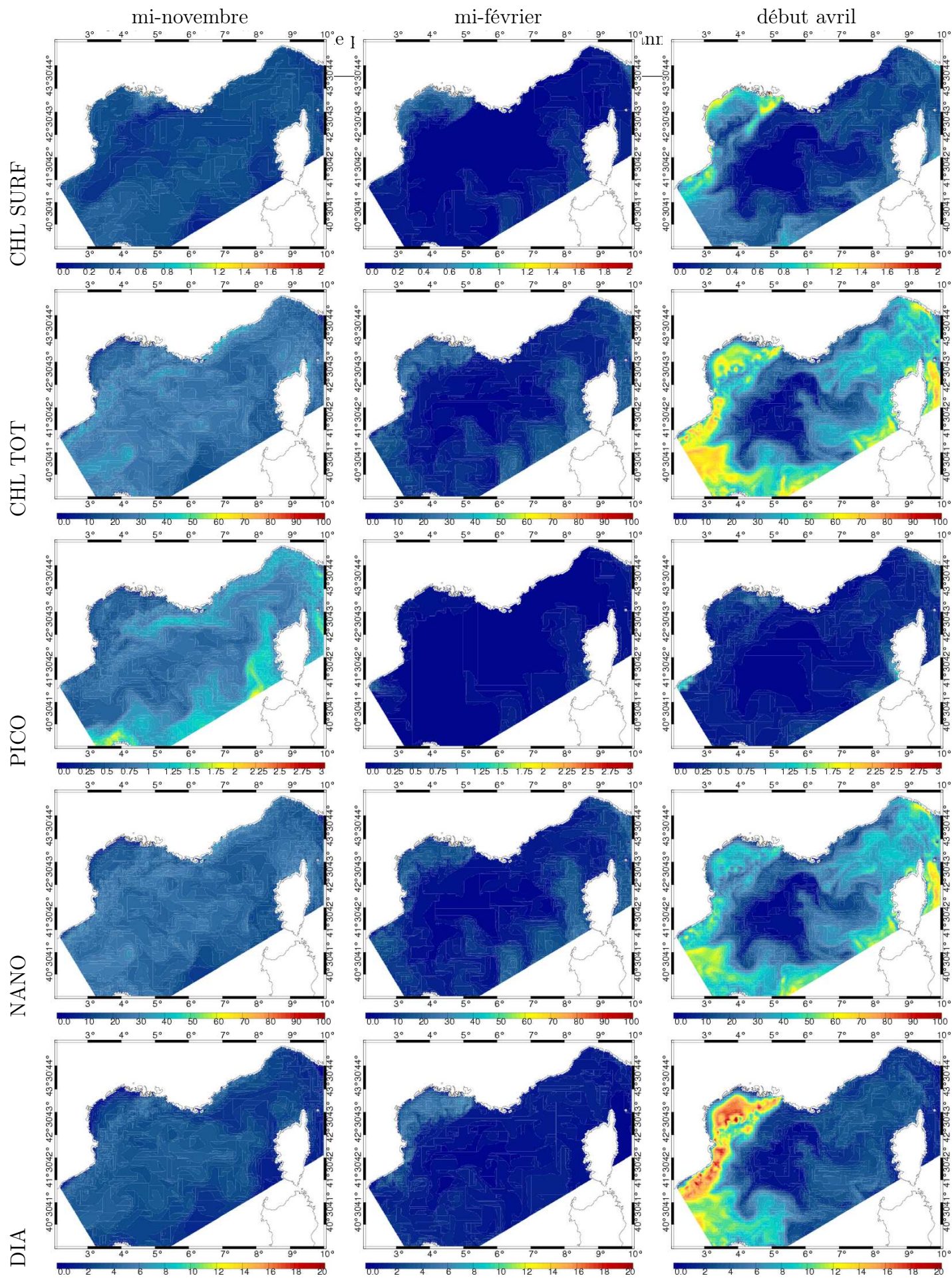


FIG. 10.21 – Distribution spatiale du phytoplancton mi-novembre, mi-février et début avril : concentrations de surface en chlorophylle totale (mgChl m^{-3}) et concentration intégrée sur les 200 premiers mètres pour la chlorophylle totale, le picophytoplancton, le nanophytoplancton et les diatomées (mgChl m^{-2})

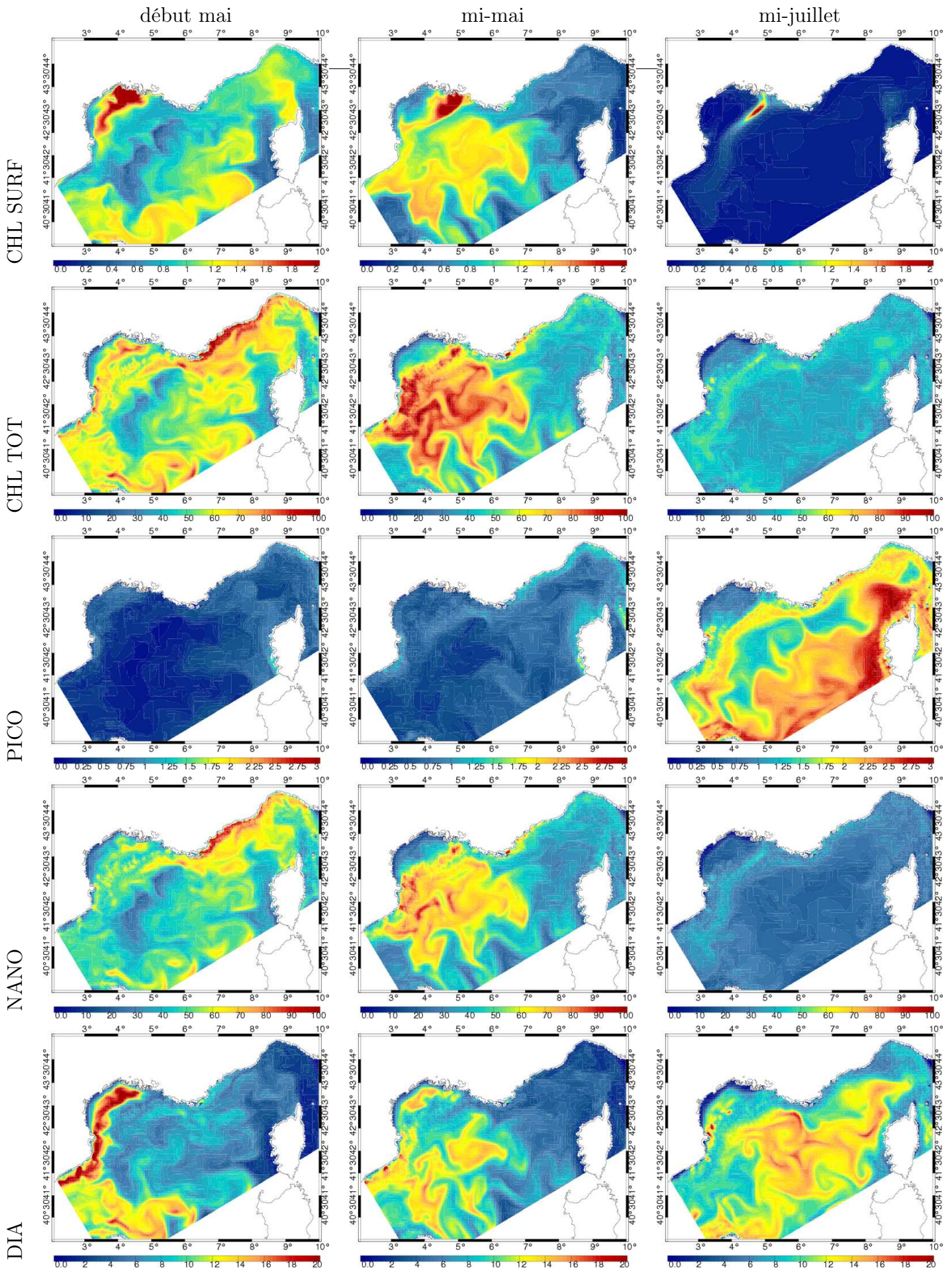


FIG. 10.22 – Distribution spatiale du phytoplancton début mai, mi-mai et mi-juliet : idem Fig. 10.21

Cycle annuel de l'écosystème planctonique pélagique pendant l'année de référence de la période actuelle

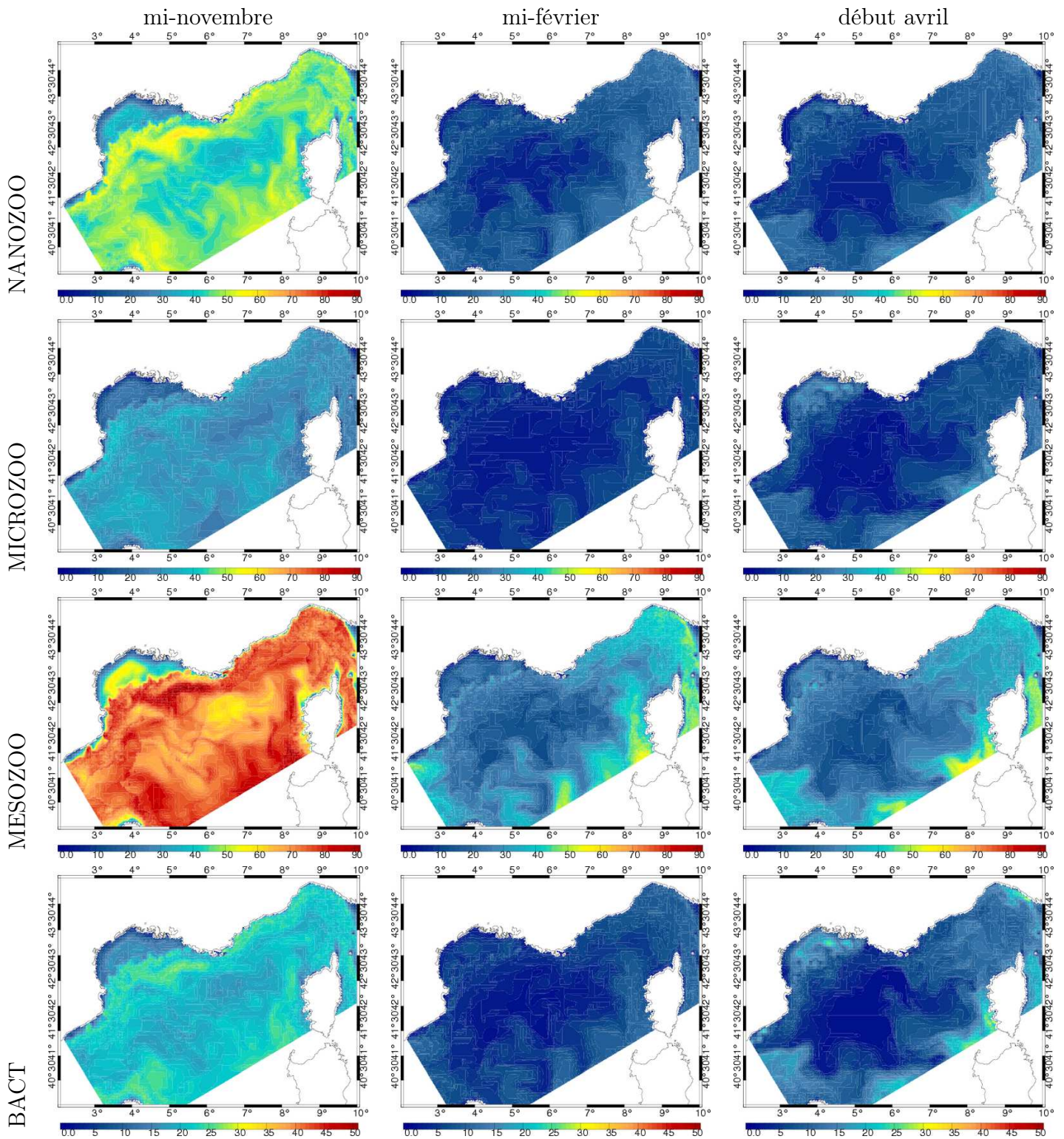


FIG. 10.23 – Distribution spatiale du zooplancton et des bactéries mi-novembre, mi-février et début avril : concentration en carbone intégrée sur les 200 premiers mètres pour le nanozooplankton, le microzooplankton, le mésozooplankton, et les bactéries (mmolC m⁻²)

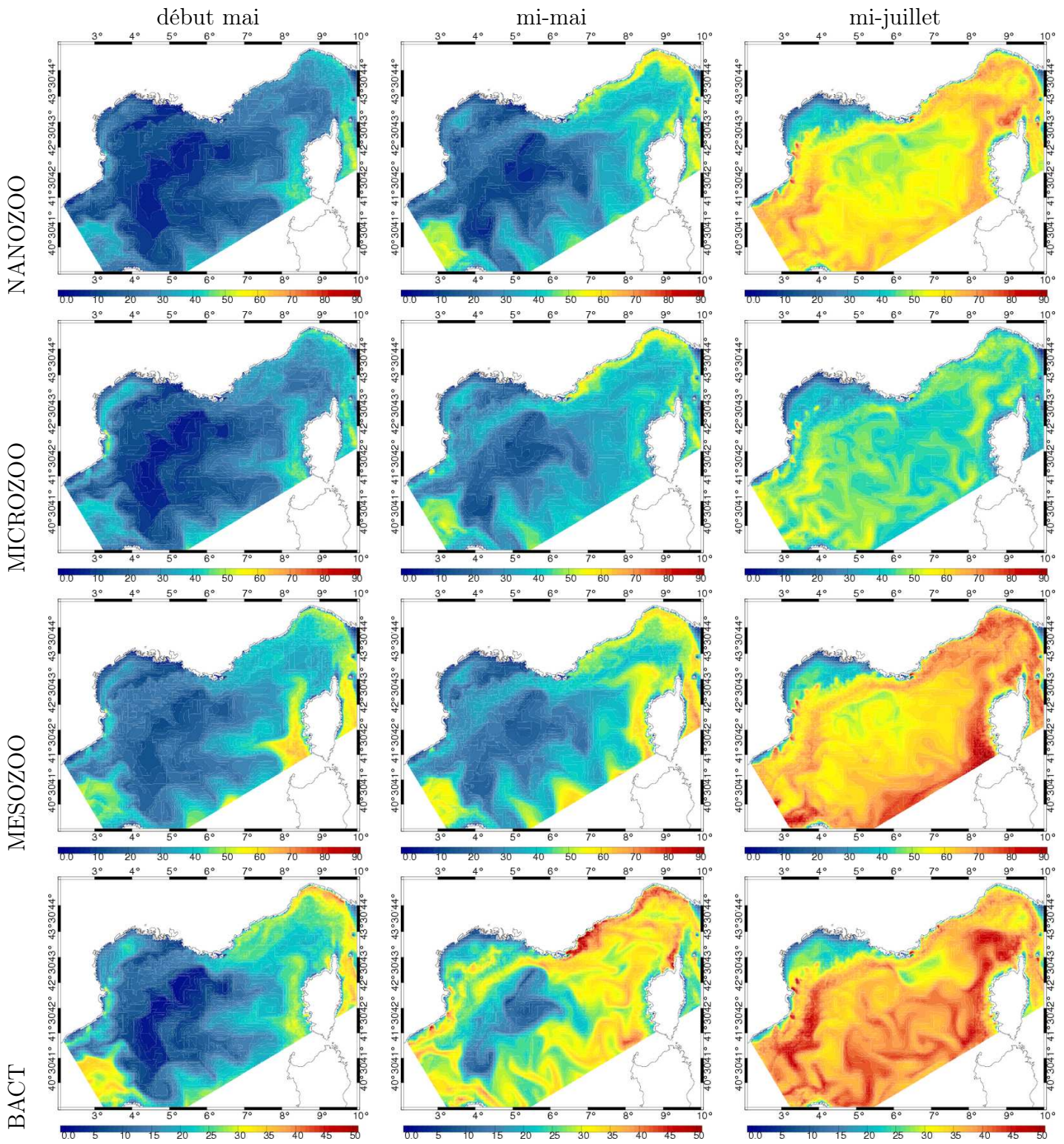


FIG. 10.24 – Distribution spatiale du zooplancton et des bactéries début mai, mi-mai et mi-juillet : idem Fig. 10.23

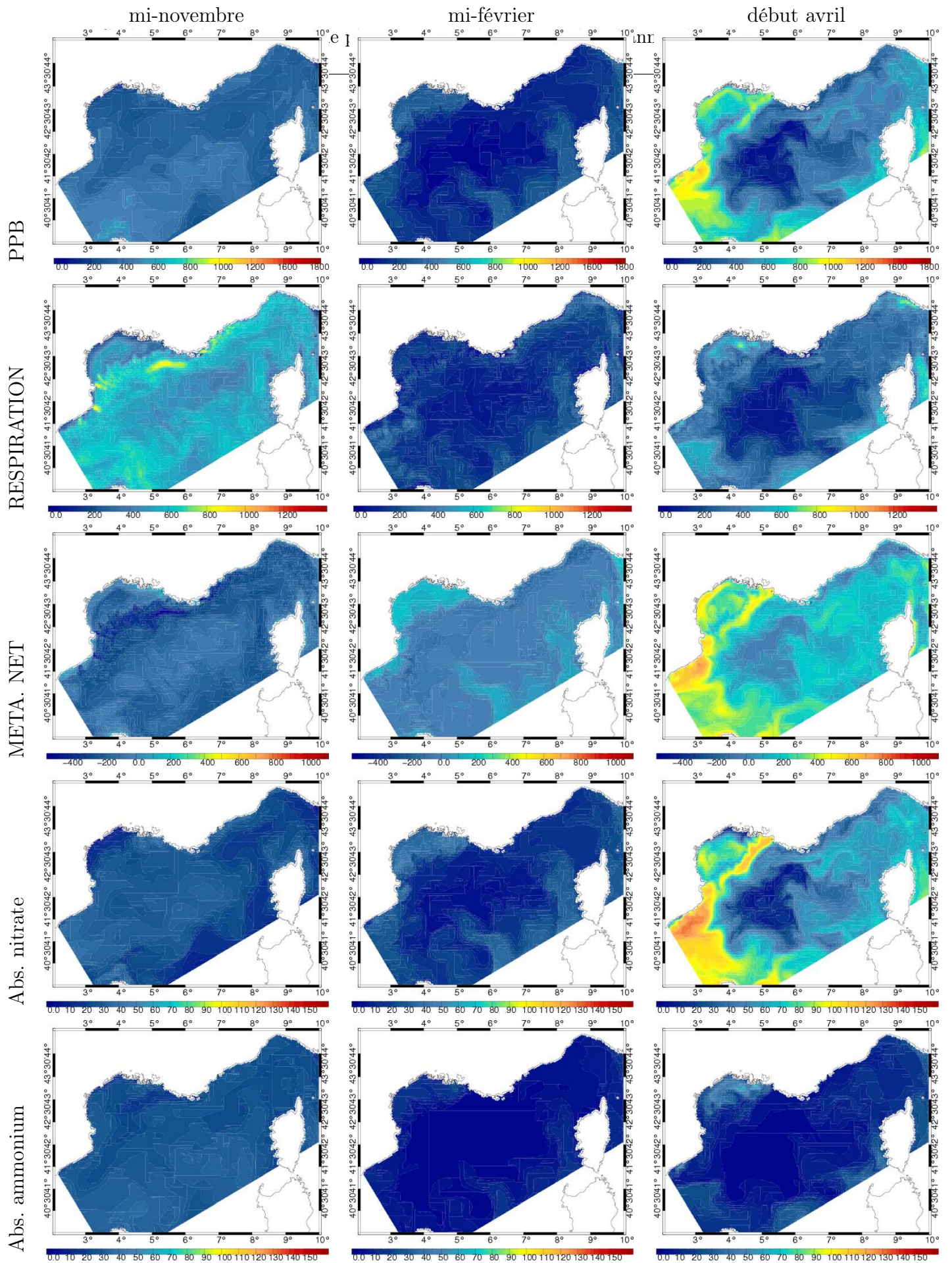


FIG. 10.25 – Distribution spatiale des processus biogéochimiques mi-novembre, mi-février et début avril : production primaire brute ($\text{mgC m}^{-2}\text{jour}^{-1}$), respiration ($\text{mgC m}^{-2}\text{jour}^{-1}$), métabolisme net ($\text{mgC m}^{-2}\text{jour}^{-1}$), absorption de nitrate ($\text{mgN m}^{-2}\text{jour}^{-1}$), absorption d'ammonium ($\text{mgN m}^{-2}\text{jour}^{-1}$)

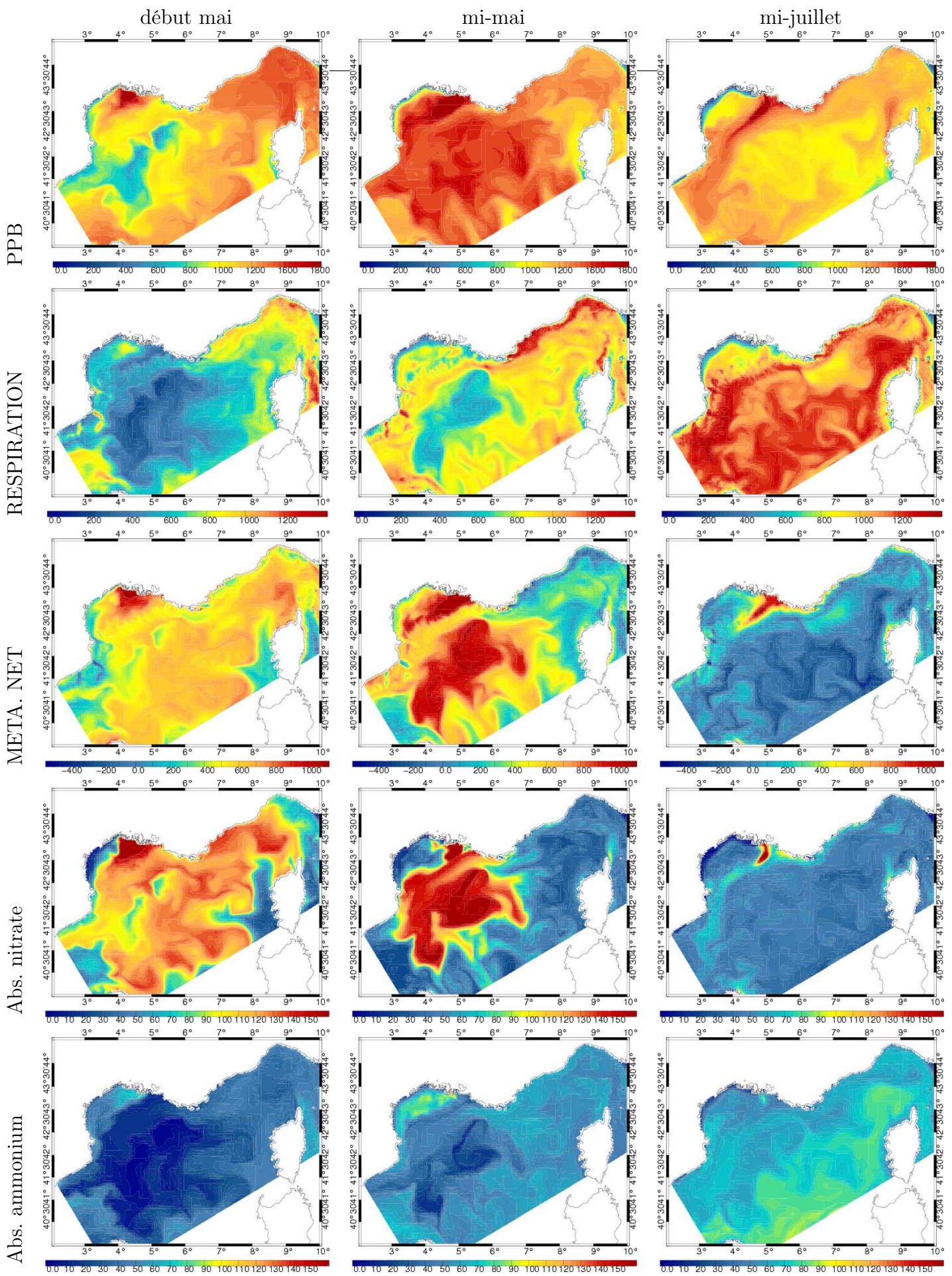


FIG. 10.26 – Distribution spatiale des processus biogéochimiques début mai, mi-mai et mi-juliet : idem Fig. 10.25

Chapitre 11

Influence de la variabilité interannuelle atmosphérique et océanique sur l'écosystème planctonique pélagique pour la période actuelle

Sommaire

11.1 Les caractéristiques hydrodynamiques	232
11.2 Variabilité interannuelle de l'écosystème planctonique pélagique	232
11.2.1 La disponibilité en nutriments	235
11.2.2 Le phytoplancton	236
11.2.3 La matière organique	239
11.2.4 Le zooplancton et les bactéries	240
11.3 Variabilité interannuelle des processus biogéochimiques	241
11.3.1 La production primaire brute (PPB)	241
11.3.2 L'absorption d'azote	246
11.3.3 La fixation et le rejet de CO ₂	246
11.3.4 L'exportation de carbone organique vers le fond	247
11.4 Conclusion	247

Nous avons vu dans le chapitre 10 que le modèle tridimensionnel hydrodynamique-biogéochimie utilisé dans cette étude reproduit correctement les évolutions saisonnière et spatiale de l'écosystème pélagique planctonique en Méditerranée nord-occidentale pour une année de référence. Dans cette partie, nous comparons les résultats obtenus pour les 7 années de la période actuelle afin d'étudier l'influence de la variabilité interannuelle atmosphérique et océanique sur cet écosystème.

Les 7 valeurs annuelles moyennes ainsi que la moyenne et l'écart type pour la profondeur moyenne de la couche de mélange océanique (CMO), la température moyenne des 200 premiers mètres sur le domaine, la taille maximale de la zone enrichie en nitrate, définie comme la zone où la concentration en nitrate à la surface dépasse 4 mmol m^{-3} , et la biomasse des différents groupes planctoniques sont présentés dans le Tab. 11.1. La variabilité des principaux processus biogéochimiques est présentée dans le Tab. 11.2. Enfin, les évolutions saisonnières de la profondeur moyenne de la CMO en Méditerranée nord-occidentale, de la taille de la zone enrichie en nitrate ainsi que des principaux processus biogéochimiques sont présentées sur les Fig. 11.5 et 11.6.

11.1 Les caractéristiques hydrodynamiques

D'une année à l'autre, on observe une importante variabilité de la profondeur moyenne de la couche de mélange océanique (52%, Tab. 11.2 et Fig. 11.5), indicatrice de la variabilité interannuelle de l'intensité de la convection océanique hivernale. La convection est intense lors de l'année 1976, très intense lors des années 1967, 1970 et 1975, et nettement plus faible pendant les années 1971, 1972 et 1978. La durée de cette convection varie également d'une année à l'autre : en 1975, la période de forte convection finit début mars, alors qu'en 1967 la convection dépasse 750 m jusqu'à mi-avril. La température moyenne des 200 premiers mètres de la colonne d'eau, moyennée sur tout le domaine, varie entre 15.3°C et 16.2°C . Sa variabilité est liée à la variabilité de la profondeur moyenne de la CMO (facteur de corrélation de -0.85), les années plutôt froides correspondant à des années de fort mélange hivernal. La valeur moyenne annuelle de la profondeur de la CMO ne correspond pas physiquement à la profondeur atteinte par la CMO, mais est un indice, choisi ici plutôt que la valeur annuelle maximale car il donne une idée à la fois de l'intensité et de la durée de la convection.

11.2 Variabilité interannuelle de l'écosystème planctonique pélagique

Nous examinons ici la variabilité interannuelle des principaux constituants de l'écosystème. Les évolutions saisonnières des principales variables biogéochimiques sont représentées sur la Fig. 11.1. Les couleurs rouge, magenta et jaune correspondent respectivement aux années 1971, 1972 et 1978, années plus chaudes que la moyenne et pendant lesquelles la convection hivernale est faible. Les couleurs cyan, bleu et noir sont attribuées respectivement aux années 1967, 1970 et 1975, années de convection intense, et le vert correspond à l'année 1976.

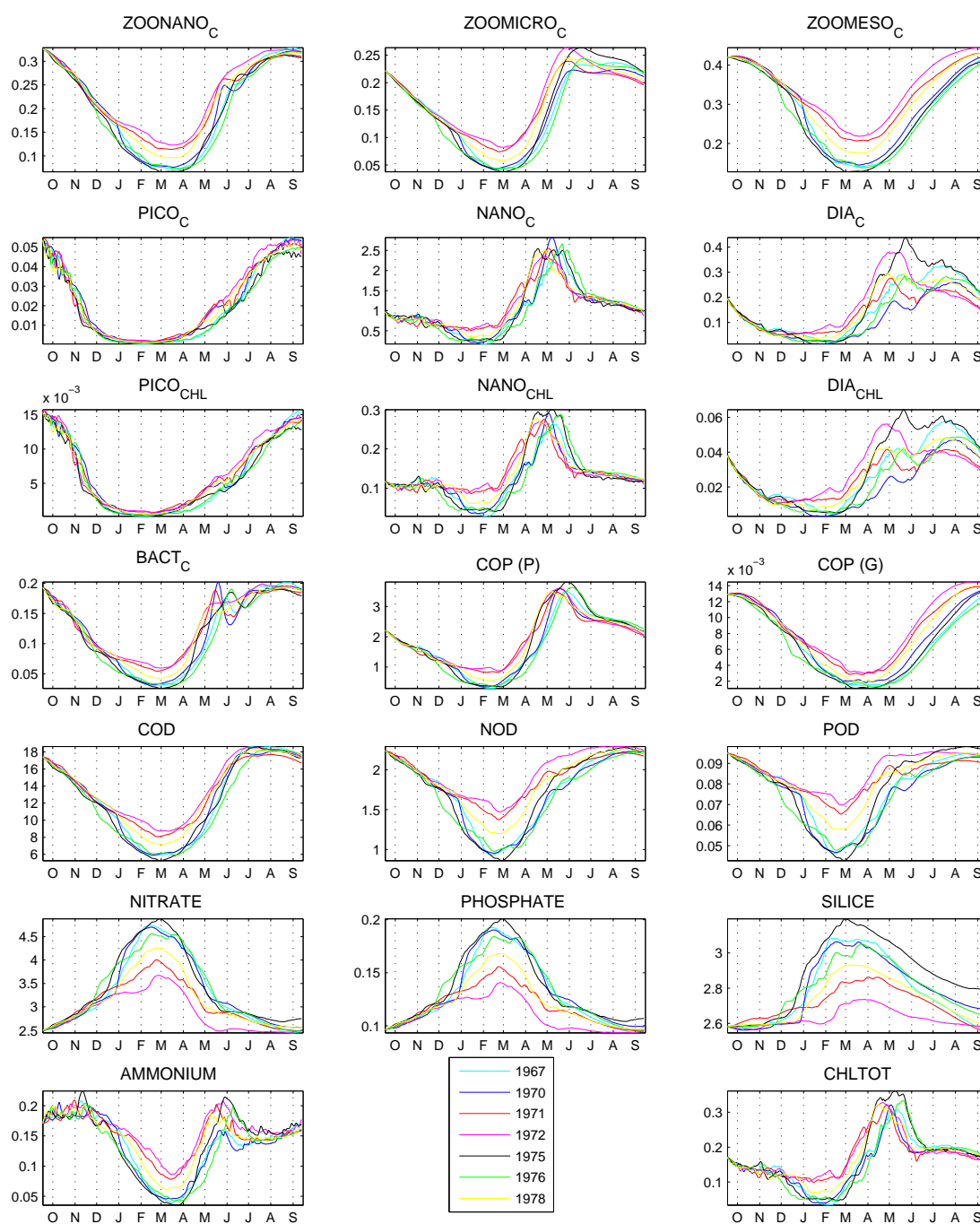


FIG. 11.1 – Evolutions saisonnières des différentes variables biogéochimiques en Méditerranée nord-occidentale pour les 7 années de la période actuelle : zooplancton, phytoplancton, bactéries, matière organique et nutriments. Les indices indiquent l'élément constituant dont on montre la concentration, moyennée sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau, et sur tout le domaine. Les unités sont des $\text{mmol (C,N,P, Si) m}^{-3}$, sauf pour les concentrations en chlorophylle (mgChl m^{-3})

Variable	Unité	Résultats du modèle							Variabilité		
		1967	1970	1971	1972	1975	1976	1978	Moy.	σ (%)	gamme
T_{moy}	°C	15.7	15.9	16.2	16.2	15.3	15.7	16.1	15.9	2	15.3 - 16.2
CMO_{moy}	m	193	195	59	52	191	153	70	130	52	52 - 195
$SURF_{NO_3}$	$10^3 km^2$	164	158	84	57	169	154	123	130	34	57 - 169
CHL_{tot}	mgChl m^{-2}	29.0	27.5	30.9	31.8	30.5	28.1	30.6	29.8	5	27.5 - 31.8
CHL_{dia}	mgChl m^{-2}	5.2	3.9	4.7	5.4	5.7	4.4	5.0	4.9	13	3.9 - 5.7
CHL_{nano}	mgChl m^{-2}	22.8	22.4	25.1	25.2	23.7	22.7	24.5	23.8	5	22.4 - 25.2
CHL_{pico}	mgChl m^{-2}	1.1	1.1	1.1	1.2	1.0	1.0	1.1	1.1	7	1.0 - 1.2
$\%CHL_{dia}$	% de CHL_{tot}	17.8	14.2	15.2	17.1	18.8	15.6	16.3	16.4	1.6	14.2 - 18.8
$\%CHL_{nano}$	% de CHL_{tot}	78.6	81.7	81.1	79.2	77.9	80.8	80.0	79.9	1.6	77.9 - 81.7
$\%CHL_{pico}$	% de CHL_{tot}	3.6	4.1	3.7	3.7	3.3	3.6	3.6	3.7	0.3	3.3 - 4.1
ZOO_{meso}	gC m^{-2}	0.62	0.63	0.71	0.75	0.60	0.60	0.68	0.66	9	0.60 - 0.75
ZOO_{micro}	gC m^{-2}	0.33	0.32	0.35	0.37	0.34	0.31	0.35	0.34	6	0.31 - 0.37
ZOO_{nano}	gC m^{-2}	0.44	0.45	0.48	0.50	0.43	0.42	0.48	0.46	7	0.42 - 0.50
$\%ZOO_{meso}$	% de ZOO	44.5	45.1	46.0	46.0	43.9	44.7	45.4	45.1	0.9	43.9 - 46.0
$\%ZOO_{micro}$	% de ZOO	23.6	22.9	22.9	22.9	24.7	23.4	23.1	23.4	0.7	22.9 - 24.7
$\%ZOO_{nano}$	% de ZOO	31.9	31.9	31.2	31.1	31.4	31.9	31.5	31.6	0.3	31.1 - 31.9
$BIOM_{tot}$	gC m^{-2}	4.25	4.21	4.61	4.75	4.39	4.15	4.55	4.42	5.1	4.15 - 4.75
ZOO	gC m^{-2}	1.39	1.40	1.55	1.62	1.37	1.33	1.51	1.45	7	1.33 - 1.62
BACT	gC m^{-2}	0.26	0.26	0.28	0.29	0.26	0.25	0.27	0.27	6	0.25 - 0.29
PHYTO	gC m^{-2}	2.60	2.55	2.79	2.84	2.77	2.57	2.77	2.70	4	2.55 - 2.84
$\%ZOO$	% de $BIOM_{tot}$	32.6	33.3	33.5	34.1	31.1	32.1	33.2	32.9	1.0	31.1 - 34.1
$\%BACT$	% de $BIOM_{tot}$	6.1	6.2	6.0	6.1	5.8	6.0	6.0	6.0	0.1	5.8 - 6.2
$\%PHYTO$	% de $BIOM_{tot}$	61.3	60.5	60.4	59.8	63.1	61.9	60.8	61.1	1.2	59.8 - 63.1
D_P	gC m^{-2}	3.83	3.81	4.11	4.25	4.04	3.72	4.10	3.98	5	3.72 - 4.25
D_G	gC m^{-2}	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	13	0.01 - 0.02
COD	gC m^{-2}	27.6	27.6	29.2	30.4	27.0	26.3	29.1	28.2	5	26.3 - 30.4

TAB. 11.1 – Variabilité interannuelle des caractéristiques hydrodynamiques et des variables biogéochimiques pendant la période actuelle. Valeur pour chaque année, moyenne, variabilité (rapport entre l'écart-type et la moyenne (exprimé en %)) pour les valeurs absolues, écart-type pour les contributions) et gamme de valeurs obtenues pour les 7 années pour : la température moyenne sur les 200 premiers mètres du domaine (T_{moy}), la profondeur moyenne de la couche de mélange océanique (CMO_{moy}), la taille maximale de la zone enrichie en nitrate ($SURF_{NO_3}$), la biomasse chlorophyllienne dans les 200 premiers mètres du domaine (CHL_{tot}), les biomasses chlorophylliennes de chaque groupe de phytoplancton (CHL_{dia} , CHL_{nano} et CHL_{pico}) et leur contribution à la biomasse chlorophyllienne totale ($\%CHL_{dia}$, $\%CHL_{nano}$ et $\%CHL_{pico}$), les biomasses carbonées de chaque groupe de zooplancton (ZOO_{meso} , ZOO_{micro} et ZOO_{nano}) et leur contribution à la biomasse carbonée zooplanctonique totale ($\%ZOO_{meso}$, $\%ZOO_{micro}$, $\%ZOO_{nano}$), la biomasse carbonée totale ($BIOM_{tot}$), la biomasse carbonée zooplanctonique totale (ZOO) et sa contribution à la biomasse totale ($\%ZOO$), la biomasse carbonée bactérienne (BACT) et sa contribution à la biomasse totale ($\%BACT$), la biomasse carbonée du phytoplancton (PHYTO) et sa contribution à la biomasse totale ($\%PHYTO$), la masse des particules de grande et de petite tailles (D_P et D_G) et la quantité de COD.

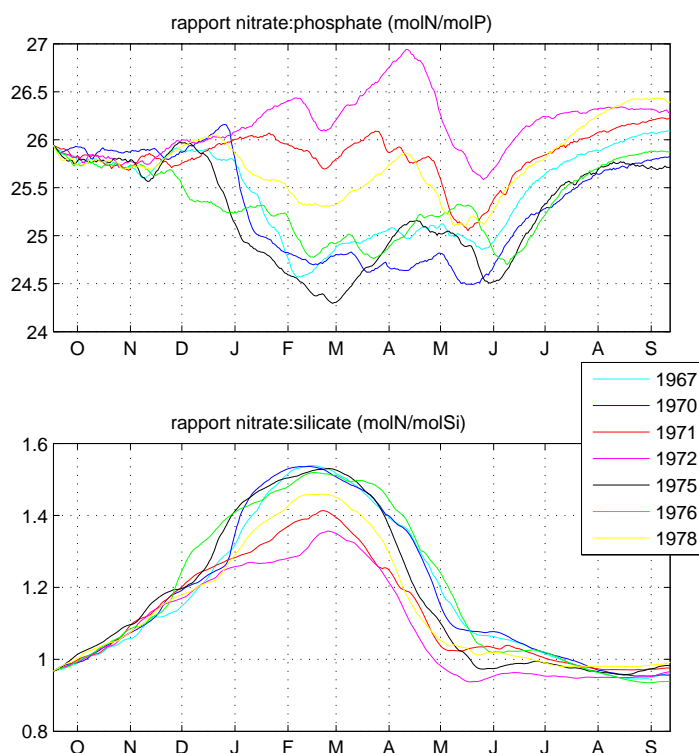


FIG. 11.2 – Evolutions saisonnières des rapports moyens nitrate :phosphate et nitrate :silicate dans la couche 0-200m sur tout le domaine pour les 7 années de la période actuelle. Unité : mol/mol.

11.2.1 La disponibilité en nutriments

L'évolution saisonnière des nutriments est globalement similaire pour toutes les années, avec une augmentation de la concentration en nitrate, phosphate et silicate et une diminution de la concentration en ammonium en hiver, dues à la convection hivernale. Les concentrations en nutriments présentent néanmoins une variabilité interannuelle importante pendant certaines périodes.

Jusqu'à fin novembre, l'évolution des concentrations moyennes en nitrate, phosphate et silicate dans la couche 0-200m est très semblable pour toutes les années (Fig. 11.1). A partir du mois de décembre, lorsque le mélange hivernal débute, la variabilité de ces concentrations moyennes augmente, et est maximale jusqu'à fin avril. On a vu dans le chapitre 10 que l'enrichissement de la zone euphotique en nutriments est lié à la convection hivernale qui, en favorisant l'homogénéisation de la colonne d'eau selon la verticale, permet la remontée vers la surface de l'eau riche en nutriments. Par conséquent, c'est en hiver que la variabilité des concentrations moyennes en nutriments dans la zone euphotique est la plus importante (Fig. 11.1). Cette variabilité diminue ensuite pendant l'été, surtout pour le nitrate et le phosphate. La variabilité de la concentration en silicate reste assez importante en été, en raison sans doute de la faible activité des diatomées, qui ne suffit pas à appauvrir complètement la couche de surface en silicate après l'efflorescence printanière. La taille maximale de la zone enrichie en nutriments est largement corrélée à l'intensité de la convection hivernale,

avec un coefficient de corrélation de 0.92, et une variabilité interannuelle de 34% (Tab. 11.1) : l'extension horizontale de la zone enrichie en nutriments est d'autant plus importante que la convection est intense. La disponibilité en nutriments présente donc une forte variabilité, largement liée à la variabilité de l'intensité de la convection hivernale.

Pour l'ammonium, comme nous l'avons expliqué dans le chapitre 10, l'évolution saisonnière de la concentration est contraire à celle observée pour les autres nutriments, avec des concentrations minimales pendant la convection hivernale pour toutes les années. En revanche, la variabilité de cette concentration suit la même évolution que celle des autres nutriments : maximale pendant la période de convection hivernale, et liée à la variabilité de l'intensité de la convection, cette variabilité diminue progressivement pendant l'été, en raison de la consommation de l'ammonium par le phytoplancton et les bactéries.

Les rapports entre les concentrations en nitrate, phosphate et silicate sont représentés sur la Fig. 11.2. La variabilité de ces rapports est importante pendant la période de convection hivernale. Le rapport nitrate :phosphate est toujours supérieur à 24, et ce d'autant plus que la convection hivernale est faible. On peut donc s'attendre à ce que la production primaire soit d'autant plus contrôlée par la disponibilité en phosphore que la convection hivernale est faible. Au contraire, lors des années de faible convection, la disponibilité du silicate par rapport au nitrate augmente, ce qui pourrait paradoxalement favoriser, ou du moins soutenir, le développement des diatomées.

11.2.2 Le phytoplancton

La variabilité interannuelle de la biomasse chlorophyllienne moyenne dans les 200 premiers mètres est faible (5%, Tab. 11.1), de même que la variabilité de la biomasse carbonée du phytoplancton (4%). La contribution du phytoplancton dans la biomasse totale est toujours dominante, variant peu, entre 60% et 63%. La biomasse chlorophyllienne moyenne pendant l'année ne dépend pas uniquement de l'intensité de la convection ou de la température. En effet, cette biomasse est inférieure à la moyenne pour les années "froides" 1967, 1970, et 1976, pendant lesquelles la convection est intense, et supérieure à la moyenne les années "chaudes" 1971, 1972 et 1978, pendant lesquelles la convection est faible (Fig. 11.5). Mais elle est également supérieure à la moyenne l'année 1975, pendant laquelle la convection est très intense mais d'assez courte durée, et la température moyenne minimale. Le développement phytoplanctonique paraît donc dépendre non seulement de l'intensité de la convection hivernale et de la température moyenne de la zone euphotique, mais aussi de la durée de la convection hivernale.

Pour les sept années étudiées, les trois groupes de phytoplancton suivent chacun une évolution similaire à celle décrite dans le chapitre 10. On peut tout de même observer des différences selon les années, notamment en ce qui concerne les valeurs maximales et minimales des concentrations et les périodes des maxima de chlorophylle.

La variabilité de la biomasse chlorophyllienne du picophytoplancton est faible tout au long de l'année (Fig. 11.1), avec cependant une variabilité légèrement plus forte d'avril à août, durant la période de développement de ce type de phytoplancton. La

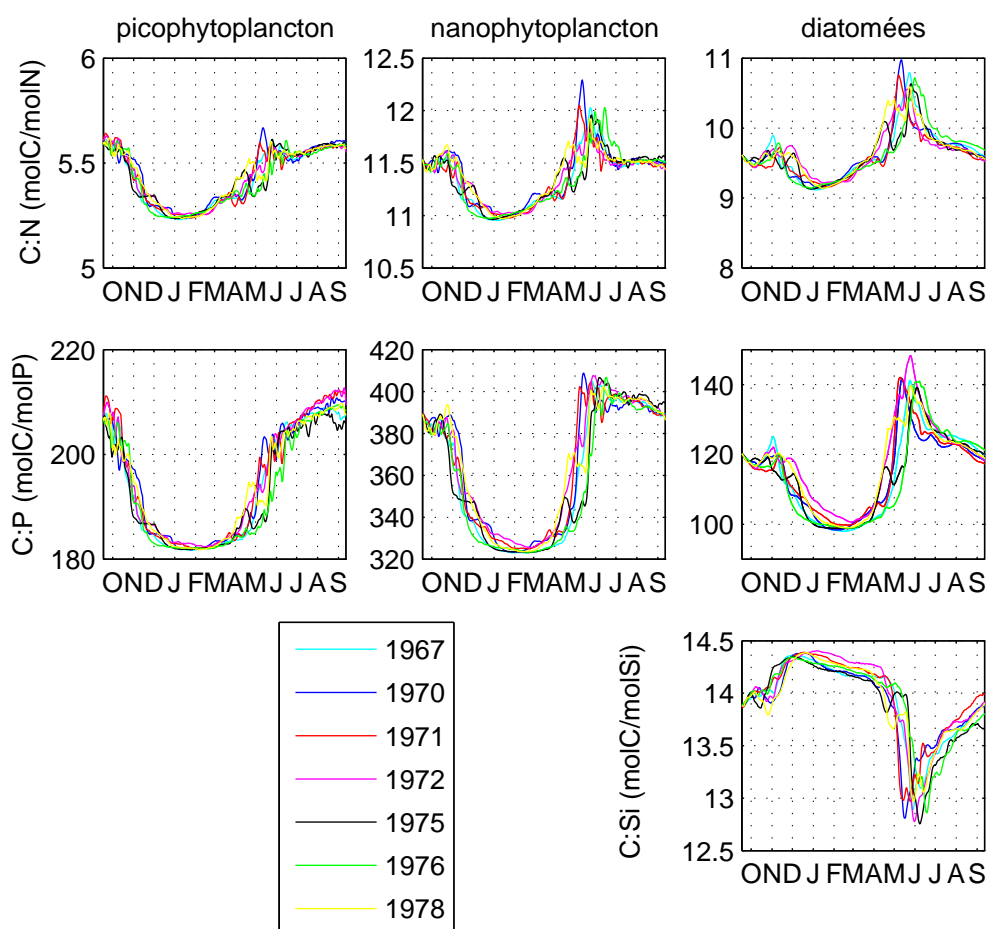


FIG. 11.3 – Evolution saisonnière des rapports moyens de constitution interne C :N, C :P et C :Si dans la couche 0-200m sur tout le domaine pour les trois groupes de phytoplancton et les 7 années de la période actuelle

contribution du picophytoplancton à la biomasse phytoplanctonique varie peu et est toujours largement minoritaire (3% en moyenne). On peut cependant noter que la biomasse du picophytoplancton ainsi que sa contribution sont plus élevées les années pendant lesquelles la convection hivernale est faible et la température annuelle de la zone euphotique plus élevée que la moyenne. Ceci s'explique par le fait que le picophytoplancton se développe surtout pendant les périodes de forte stratification. La contribution du nanophytoplancton dans la biomasse chlorophyllienne est toujours majoritaire (80%) et varie très peu ($\pm 2\%$), de même que sa biomasse absolue ($\pm 5\%$, Tab. 11.1). Au cours de l'année, la variabilité de la concentration en nanophytoplancton dans les 200 premiers mètres est négligeable entre juillet et décembre, et plus élevée de janvier à juin, pendant les périodes de convection hivernale puis d'efflorescence printanière (Fig. 11.1). La diminution de cette concentration en janvier est moins importante pendant les années de faible convection hivernale, avec un facteur 10 entre les concentrations minimales (1970) et maximales (1971 et 1972). Le début de l'efflorescence varie ensuite d'une année à l'autre, et dépend de la durée de la convection hivernale. Ainsi, en 1970, la convection intense s'arrête environ un mois plus tôt qu'en 1971 et le maximum de chlorophylle pour le nanophytoplancton

se produit un mois plus tôt. En revanche, si la période du maximum de concentration varie entre mi-avril et mi-mai, la valeur de ce maximum varie peu d'une année à l'autre (Fig. 11.1).

Les diatomées sont le groupe phytoplanctonique qui présente la plus grande variabilité : la variabilité interannuelle de leur biomasse chlorophyllienne annuelle est de 13%. La variabilité de leur contribution à la biomasse totale, en moyenne égale à 16.4%, est de 2%. Négligeable de septembre à décembre (Fig. 11.1), la variabilité interannuelle de la concentration en chlorophylle des diatomées augmente pendant la période de convection hivernale, entre janvier et mars, cette concentration diminuant plus fortement lors des années de forte convection. Puis cette variabilité devient maximale entre fin mars et mi-juin, c'est à dire au moment de l'efflorescence printanière. Les diatomées mettent d'autant plus de temps à se développer que la convection hivernale est longue. Ainsi, le maximum absolu de la concentration en chlorophylle des diatomées est obtenu pour l'année 1975, pendant laquelle la convection hivernale est à la fois intense et de courte durée. En revanche, en 1970, la convection est intense mais dure un mois de plus, ce qui empêche les diatomées de se développer autant qu'en 1975. La valeur du maximum printanier de concentration des diatomées varie du simple au double, avec des valeurs moyennes autour de 0.06 mgChl m⁻³ en 1972 et 1975, de 0.04 mgChl m⁻³ en 1967, 1971, 1976 et 1978, et de 0.025 mgChl m⁻³ en 1970. A partir du moins de juillet, l'écart entre les années diminue peu à peu, et les concentrations semblent alors davantage liée à l'intensité de la convection hivernale, la concentration pour les années 1967, 1970 et 1976 dépassant celle des années 1971 et 1972 : les années pendant lesquelles la convection est intense et dure longtemps, le maximum estival de diatomées est plus fort que le maximum printanier, ce qui n'est pas le cas pour les années de faible convection. Les résultats du modèle semblent donc indiquer que si l'intensité de la convection hivernale détermine la disponibilité en nutriments dans la zone euphotique pendant le reste de l'année et influence la durée pendant laquelle les diatomées peuvent se développer, la durée de la convection joue aussi un rôle dans la période et l'intensité du maximum des diatomées.

On dispose de très peu d'observations concernant la variabilité interannuelle de l'écosystème planctonique pélagique en Méditerranée nord-occidentale. *Bosc et al.* [2004] ont étudié la variabilité saisonnière et interannuelle de la biomasse phytoplanctonique et de la production primaire en Méditerranée à partir de 4 années d'observations satellitales. Ils ont observé que la variabilité interannuelle de la biomasse chlorophyllienne était particulièrement prononcée au printemps et au début de l'hiver, atteignant 60%. Au point DYFAMED, sur une période de 9 ans, *Marty et al.* [2002] observent également une très forte variabilité de la concentration en chlorophylle entre janvier et juin. Dans notre étude, la variabilité de la concentration journalière en chlorophylle du nanophytoplancton, qui représente 80% de la chlorophylle totale, est minimale entre juillet et décembre, et peut varier d'un facteur 10 en hiver et 2 au printemps (Fig. 11.1). Nos résultats concernant la variabilité de la concentration en chlorophylle semblent donc cohérents avec les quelques séries d'observations disponibles.

L'évolution des rapports entre les concentrations en carbone, azote, phosphore et silicium pour les différents groupes phytoplanctoniques est représentée sur la Fig.

11.3. La variabilité interannuelle de ces rapports est très faible, et leur évolution est très semblable d'une année à l'autre. Les conclusions que nous avons établies dans la partie 10 concernant le contrôle de la production primaire par l'azote, le phosphore et le silicium peuvent donc être étendues à toutes les années étudiées. Le contrôle de la production primaire par la disponibilité en phosphore, en particulier pendant la période de stratification semble notamment être un point commun à toutes les années de la période actuelle. Enfin, la variabilité interannuelle de la circulation océanique ne semble pas influencer significativement l'intensité de ces contrôles.

11.2.3 La matière organique

L'évolution saisonnière des particules de petite et de grande taille est analogue à celle décrite dans le chapitre 10, avec une diminution en hiver due à la convection hivernale suivie d'une augmentation liée à l'augmentation de la biomasse planctonique (Fig. 11.1). La masse des particules de petite taille est toujours nettement supérieure, de deux ordres de grandeur, à celle des particules de grande taille (Tab. 11.1).

Pour les particules de grande taille, la variabilité interannuelle augmente à partir du mois de décembre (Fig. 11.1). Elle semble liée à la fois à l'intensité de la convection hivernale, qui détermine la valeur minimale de la concentration des grandes particules, mais aussi à la variabilité de la concentration du mésozooplancton, dont la mortalité constitue l'unique source de particules de grande taille dans le modèle. La variabilité de la concentration des petites particules entre décembre et avril semble également liée à l'intensité de la convection hivernale. Puis, à partir du mois d'avril, elle semble plutôt liée à la variabilité de la biomasse du nanophytoplancton, groupe phytoplanctonique majoritaire dont la mortalité produit des particules de petite taille. Elle diminue donc nettement à partir du mois de juillet, suivant la diminution de la variabilité de la concentration du nanophytoplancton.

La variabilité interannuelle de la masse moyenne annuelle de grandes particules est de 13% (Tab. 11.1). La variabilité interannuelle de la masse annuelle moyenne de petites particules est faible (5%), ce qui s'explique par la faible variabilité de la biomasse du nanophytoplancton. Les petites particules représentant pratiquement 100% de la masse totale des particules, cette masse présente elle aussi une faible variabilité interannuelle.

Le COD suit une évolution similaire d'une année à l'autre (Fig. 11.1), et la variabilité interannuelle de la concentration totale de COD est faible (5%, Tab. 11.1). Elle est essentiellement liée à la variabilité observée pendant la convection hivernale, la concentration étant d'autant plus faible que la convection est forte. La variabilité diminue nettement à partir du mois de juillet : le COD provient de la reminéralisation des particules, composées principalement des particules de petite taille, dont la variabilité interannuelle diminue nettement au cours de l'été. Le NOD et le POD suivent pratiquement la même évolution, avec cependant une variabilité induite par la convection hivernale plus importante pour la période actuelle. Le COD représente la majeure partie (69%, Tab. 11.1) de la quantité de carbone organique présent dans la zone euphotique.

L'évolution des rapports entre les concentrations en COD, NOD et POD est représentée sur la Fig. 11.4. Ces rapports suivent une évolution similaire pour chaque

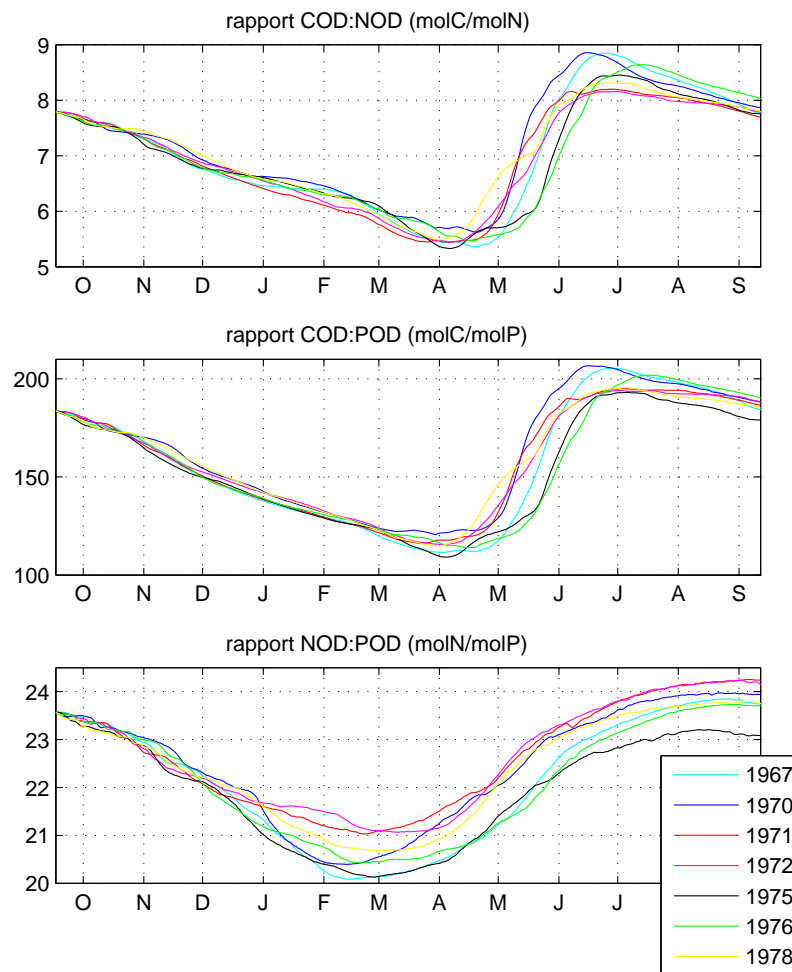


FIG. 11.4 – Evolutions saisonnières des rapports moyens entre COD, NOD et POD dans la couche 0-200m sur tout le domaine pour les 7 années de la période actuelle

année. Le rapport COD :NOD est toujours supérieur au ratio de composition interne C :N des bactéries (4.3), et le rapport NOD :POD est toujours supérieur au ratio N :P des bactéries (10.55). Ceci suggère que la disponibilité en phosphore contrôle donc la croissance des bactéries, notamment en période stratifiée, quelle que soit l'année. Ce contrôle pourrait être légèrement accru lors des années où la température est supérieure ou égale à la moyenne (1970, 1971, 1972 et 1978), puisque le rapport NOD :POD est plus élevé à partir de janvier ces années-la.

11.2.4 Le zooplancton et les bactéries

L'évolution saisonnière des biomasses du zooplancton et des bactéries est similaire d'une année à l'autre (Fig. 11.1). Pour chacun de ces groupes, la variabilité est maximale pendant la période de convection hivernale, la biomasse diminuant moins les années de faible convection hivernale. Puis cette variabilité diminue peu à peu, et les différences entre les années sont alors nettement moins marquées au mois de septembre. Pour le mésozooplancton, la variabilité interannuelle semble liée à la convection hivernale tout au long de l'année, avec une biomasse d'autant plus faible

que la convection hivernale est intense. En revanche, l'évolution de la variabilité pour le microzooplancton, le nanozooplancton et les bactéries est plus complexe : jusqu'au début du mois de mai, cette variabilité est liée à la variabilité de la convection, comme pour le mésozooplancton. Ce n'est plus le cas ensuite, et cette variabilité est donc probablement liée à d'autres paramètres, notamment à la disponibilité en proies.

Les bactéries n'absorbent jamais d'ammonium, et en excrètent tout au long de l'année, elles jouent donc en permanence un rôle de reminéralisateur vis-à-vis de l'azote. Pour toutes les années, elles absorbent du phosphate pendant la période stratifiée, de fin avril à fin octobre. Ceci confirme l'hypothèse faite lors de l'examen des rapports de composition de la MOD concernant le rôle du phosphore, qui contrôle systématiquement la croissance bactérienne en période stratifiée. La comparaison des quantités de carbone, d'azote et de phosphore absorbées et rejetées par les bactéries, très peu variables, ne permet pas d'établir de lien clair entre la variabilité de la circulation océanique et celle, très faible, de ce contrôle.

Globalement, la variabilité de la valeur annuelle moyenne de la biomasse du plancton hétérotrophe est faible (7 % pour le zooplancton, 6% pour les bactéries, Tab. 11.1), de même que la variabilité de la contribution de chaque groupe de zooplancton à la biomasse totale de zooplancton (moins de 1%). On remarque cependant que la biomasse totale de zooplancton et des bactéries est légèrement plus élevée lors des années chaudes. Le mésozooplancton est le groupe qui présente la plus forte variabilité, avec un écart-type de la biomasse annuelle de 9%.

11.3 Variabilité interannuelle des processus biogéochimiques

La variabilité des différents composants de l'écosystème ayant été examinée, nous nous intéressons maintenant à la variabilité des principaux processus biogéochimiques.

11.3.1 La production primaire brute (PPB)

Le cycle saisonnier de la PPB est similaire d'une année à l'autre, avec une diminution de la PPB en automne due à la diminution de l'éclairement, à la faible disponibilité des nutriments dans la couche de surface, ainsi qu'à la diminution de la température (Fig. 11.5). Le minimum est atteint chaque année en janvier, et la PPB commence à augmenter entre fin janvier et mi-février. Selon les années, le maximum local de PPB atteint entre fin-mars et début-avril est plus ou moins marqué. Il est particulièrement marqué en 1975, une année pendant laquelle la convection hivernale est intense mais s'arrête assez tôt (début mars), et très peu marqué en 1972, l'année pendant laquelle la convection est la moins intense. Le maximum absolu de PPB est atteint entre fin avril (1978) et fin mai (1976). La PPB diminue ensuite jusqu'au mois de juin, reste à peu près stable jusqu'au mois d'août et se met ensuite à diminuer.

On observe une très faible variabilité du bilan annuel de PPB (3%, Tab. 11.2), qui varie entre 243 et 258 gC m⁻²an⁻¹. Cette variabilité est essentiellement liée

Variable	Unité	Résultats du modèle							Variabilité		
		1967	1970	1971	1972	1975	1976	1978	Moy.	σ (%)	gamme
T_{moy}	°C	15.7	15.9	16.2	16.2	15.3	15.7	16.1	15.9	2	15.3 - 16.2
CMO_{moy}	m	193	195	59	52	191	153	70	130	52	52 - 195
$SURF_{NO_3}$	$10^3 km^2$	164	158	84	57	169	154	123	130	34	57 - 169
PPB_{tot}	$gC m^{-2} an^{-1}$	243	244	253	258	246	236	255	248	3	236 - 258
PPN_{tot}	$gC m^{-2} an^{-1}$	107	106	114	115	112	107	115	111	4	106 - 115
PPB_{max}	$gC m^{-2} jour^{-1}$	1.47	1.50	1.34	1.27	1.47	1.48	1.34	1.41	7	1.27 - 1.50
PPB_{JFM}	$gC m^{-2}$	21.7	23.0	34.8	33.3	22.7	19.2	28.0	26.1	23	19.2 - 34.8
PPB_{AMJ}	$gC m^{-2}$	96.3	95.6	96.5	101.1	104.0	94.6	101.4	98.5	4	94.6 - 104.0
PPB_{JAS}	$gC m^{-2}$	88.0	87.1	84.4	85.2	84.3	89.4	87.0	86.5	2	84.3 - 89.4
PPB_{OND}	$gC m^{-2}$	36.5	37.7	36.9	38.0	34.5	33.1	38.5	36.5	5	33.1 - 38.5
PPB_{dia}	$gC m^{-2} an^{-1}$	20.6	14.9	17.3	20.7	22.9	17.9	19.6	19.1	14	14.9 - 22.9
PPB_{nano}	$gC m^{-2} an^{-1}$	195	199	205	206	199	194	208	201	3	194 - 208
PPB_{pico}	$gC m^{-2} an^{-1}$	27.3	29.2	30.5	31.3	23.8	24.9	27.8	27.8	10	23.8 - 31.3
$\%PPB_{dia}$	% de PPB_{tot}	8.5	6.1	6.9	8.0	9.3	7.6	7.7	7.7	1	6.1 - 9.3
$\%PPB_{nano}$	% de PPB_{tot}	80.1	82.0	81.1	79.7	81.0	81.9	81.3	81.0	1	79.7 - 82.0
$\%PPB_{pico}$	% de PPB_{tot}	11.2	12.0	12.0	12.2	9.7	10.5	10.9	11.2	1	9.7 - 12.2
$RESP_{tot}$	$gC m^{-2} an^{-1}$	226	230	238	247	224	219	240	232	4	219 - 247
META	$gC m^{-2} an^{-1}$	17.2	13.3	14.4	11.1	21.7	17.2	15.0	15.7	22	11.1 - 21.7
$EXP_{C,tot}$	$gC m^{-2} an^{-1}$	32.5	37.7	17.3	15.6	19.5	34.6	19.2	25.2	37	15.6 - 37.7
EXP_{COP}	$gC m^{-2} an^{-1}$	11.6	13.5	8.9	7.0	9.3	13.3	8.5	10.3	24	7.0 - 13.5
EXP_{COD}	$gC m^{-2} an^{-1}$	20.9	24.2	8.4	8.6	10.1	21.3	10.7	14.9	46	8.4 - 24.2
$\%EXP_{COD}$	% de $EXP_{C,tot}$	64.3	64.3	48.6	55.4	52.1	61.6	55.8	57.4	6	48.6 - 64.3
$e-ratio$	% de PPB_{tot}	13.4	15.5	6.8	6.0	7.9	14.7	7.5	10.3	4	6.0 - 10.0
ABS_N	$gN m^{-2} an^{-1}$	26.3	25.9	28.2	28.7	27.1	25.7	27.6	27.1	4	25.7 - 28.7
$f-ratio$	% de ABS_N	51.7	49.5	49.2	47.6	52.7	53.9	49.7	50.6	4	47.6 - 53.9
NITRIF	$gN m^{-2} an^{-1}$	10.8	10.8	11.3	11.7	10.7	11.2	11.3	11.1	3	10.7 - 11.7

TAB. 11.2 – Variabilité interannuelle des caractéristiques hydrodynamiques et des processus biogéochimiques pendant la période actuelle. Valeur pour chaque année, moyenne, variabilité (rapport entre l'écart-type et la moyenne (exprimé en %) pour les valeurs absolues, écart-type pour les contributions), et gamme de valeurs obtenues pour les 7 années pour : la température moyenne sur les 200 premiers mètres (T_{moy}), la profondeur moyenne de la couche de mélange océanique (CMO_{moy}), la taille de la zone enrichie en nitrate ($SURF_{NO_3}$), la PPB totale (PPB_{tot}), la PPN totale (PPN_{tot}), le maximum de PPB (PPB_{max}), les PPB saisonnières (janvier-mars PPB_{JFM} , avril-juin PPB_{AMJ} , juillet-septembre PPB_{JAS} et octobre-décembre PPB_{OND}), la contribution absolue et relative de chaque groupe phytoplanctonique à la PPB (PPB_{dia} , PPB_{nano} , PPB_{pico} et $\%PPB_{dia}$, $\%PPB_{nano}$, $\%PPB_{pico}$), le rejet total de CO_2 dissous ($RESP_{tot}$), le métabolisme net (META), l'exportation de carbone organique sous l'isobathe 200 m ($EXP_{C,tot}$), l'exportation de COP sous l'isobathe 200 m (EXP_{COP}), l'exportation de COD sous l'isobathe 200 m (EXP_{COD}), la contribution de l'exportation de COD à l'exportation totale de carbone organique ($\%EXP_{COD}$), $e-ratio$ annuel, l'absorption d'azote (ABS_N), le $f-ratio$ annuel et le bilan annuel de nitrification (NITRIF)

à la variabilité de la production primaire pendant la période de mélange hivernal (janvier-mars), égale à 23%. On obtient en effet un coefficient de corrélation de 0.90 entre le bilan annuel de PPB et la PPB en hiver. La variabilité de la PPB pendant le reste de l'année est nettement plus faible. Cette forte variabilité de la PPB en hiver est liée à la variabilité de l'intensité de la convection hivernale : le coefficient de corrélation entre la PPB en hiver et la profondeur de la CMO vaut -0.84. Les hivers où la CMO est moins profonde correspondent à des hivers pendant lesquels l'intensité de la convection est faible, la température de l'eau dans la zone euphotique est plus élevée, et la zone euphotique est plus stable. Malgré la plus faible disponibilité en nutriments, ces éléments favorisent le développement hivernal du phytoplancton. La plus grande stabilité limite également l'entraînement du phytoplancton vers les couches profondes.

Les observations concernant la variabilité interannuelle de la production primaire en Méditerranée nord-occidentale sont rares. *Bosc et al.* [2004] observent que la variabilité de la production primaire est plus faible que celle de la biomasse phytoplanctonique, notamment pendant la période de forte variabilité de cette biomasse, en hiver et au printemps. En hiver, alors que nous avons observé dans nos résultats une très forte variabilité de cette biomasse, pouvant atteindre 90%, la variabilité de la production primaire est nettement plus réduite (23%). Nous obtenons pour le bilan annuel de PPB des valeurs variant entre 236 et 258 $\text{gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$. *Marty and Chiavérini* [2002] obtiennent de bilans annuels de PPB variant entre 86 et 232 $\text{gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$, donc une variabilité nettement plus forte. Ces valeurs sont cependant calculées à partir d'observations réalisées mensuellement, et il est permis de se demander si une telle résolution temporelle est suffisante, étant donnée la forte variabilité journalière de la PPB. Pour le golfe du Lion, *Bosc et al.* [2004] obtiennent une gamme de bilans annuels de PPN variant entre 180 et 204 $\text{gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$. La gamme des valeurs correspondantes données par le modèle (Tab. 11.2) pour les 7 années de la période actuelle s'étend de 106 à 115 $\text{gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$. Ceci représente un écart de 9 $\text{gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$, inférieur à l'écart de 24 $\text{gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$ observé par *Bosc et al.* [2004], mais cependant dans le même ordre de grandeur par rapport aux valeurs absolues de PPN (8% contre 12%). D'après la classification établie par *Nixon* [1995], la limite entre les régimes de mésotrophie et d'oligotrophie correspond à une PPN d'environ 100 $\text{gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$. La zone étudiée ici correspond donc à un système mésotrophe, à la limite de l'oligotrophie.

La variabilité interannuelle du maximum de PPB est légèrement plus importante que celle de la PPB annuelle, mais reste cependant faible (6%, Tab. 11.2). Le maximum de PPB est largement corrélé à la profondeur moyenne de la CMO (coefficient de corrélation : 0.95), donc à l'intensité de la convection hivernale. La période de ce maximum est liée à l'intensité et la période de fin de la convection hivernale (Fig. 11.5). En 1976, année de forte convection hivernale, la profondeur moyenne de la CMO devient inférieure à 200 m début mai, alors qu'en 1978, année de faible convection, elle devient inférieure à 200 m à partir de fin février. Par conséquent, le maximum de PPB a lieu un mois plus tôt (fin avril) mais est moins intense en 1978 qu'en 1976. La valeur du maximum est donc liée à l'intensité de la convection hivernale, donc à la disponibilité en nutriments, alors que sa période d'occurrence dépend plutôt du moment auquel la convection s'arrête.

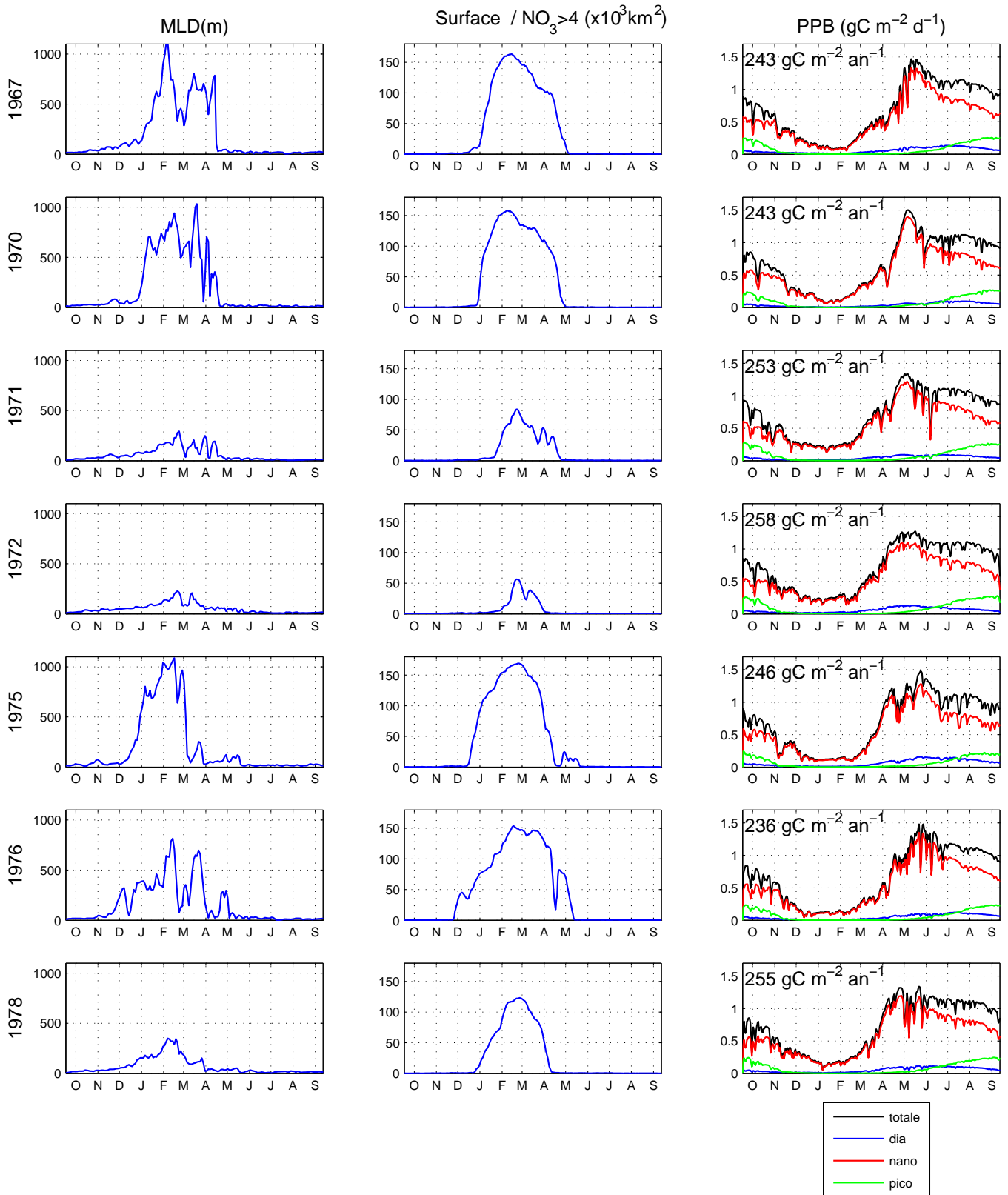


FIG. 11.5 – Variabilité interannuelle des processus : évolutions saisonnières de la profondeur moyenne de la CMO, de la surface de la zone enrichie en nitrate et de la production primaire brute.

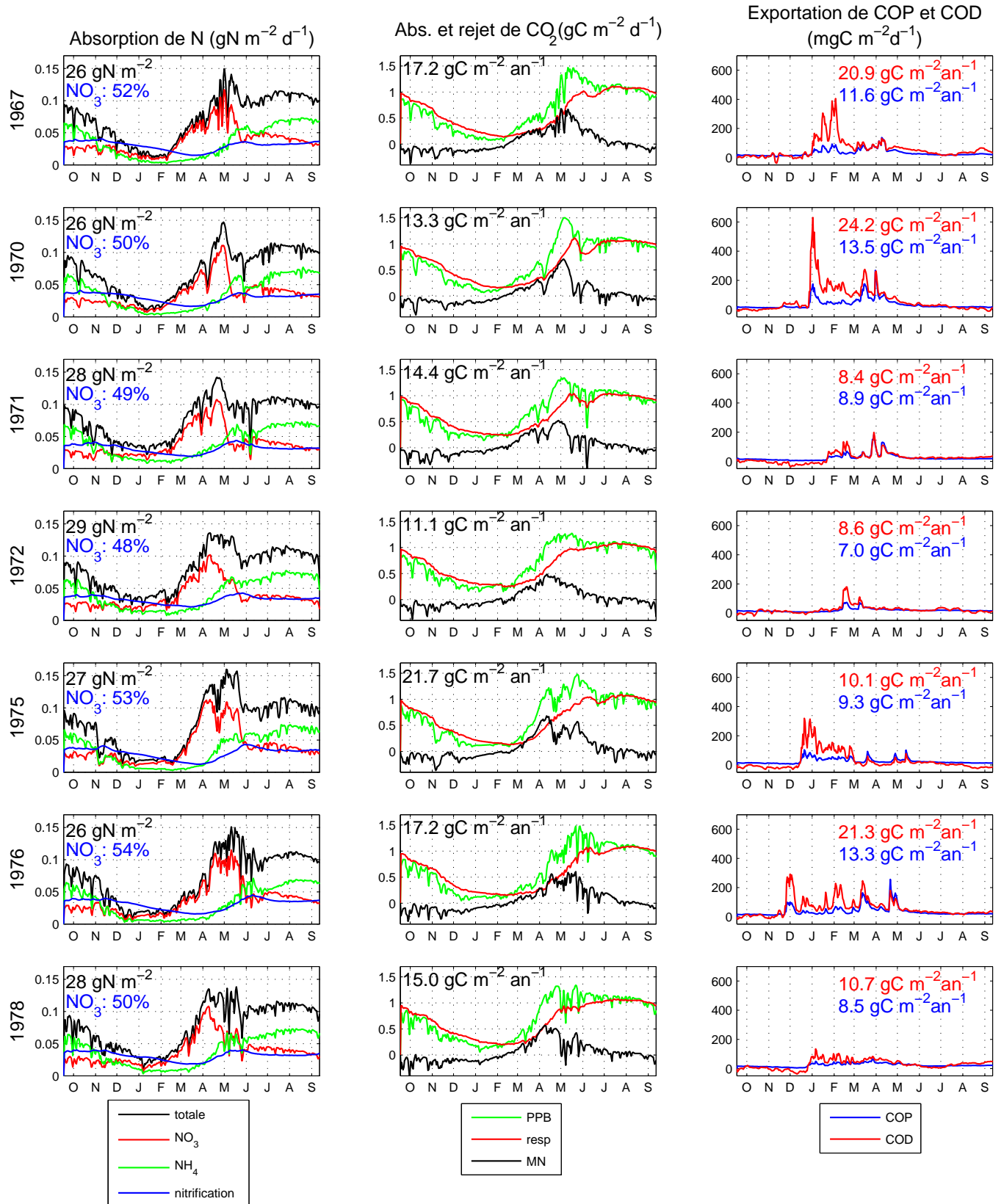


FIG. 11.6 – Variabilité interannuelle des processus (suite) : évolutions saisonnières de l'absorption d'azote, de l'absorption et du rejet de CO_2 dissous ainsi que du métabolisme net (MN) et de l'exportation de carbone organique vers le fond.

La contribution des différents groupes phytoplanctoniques à la PPB varie peu d'une année à l'autre, correspondant à la faible variabilité de la composition du phytoplancton observée précédemment. La contribution du nanophytoplancton, égale en moyenne à $81\% \pm 1\%$ de la PPB, est largement majoritaire. La contribution du picophytoplancton varie entre 10 et 12 % et les diatomées contribuent à 6-9 % de la PPB.

11.3.2 L'absorption d'azote

L'absorption d'azote suit une évolution analogue d'une année à l'autre, suivant l'évolution de la PPB (Fig. 11.6). Le bilan annuel de l'absorption d'azote ($27.1 \text{ gN m}^{-2}\text{an}^{-1}$ en moyenne, Tab. 11.2) est lié directement au bilan annuel de PPB, avec un coefficient de corrélation égal à 0.94. Pour toutes les années, l'absorption de nitrate est majoritaire pendant la période de convection hivernale et pendant l'efflorescence printanière, de décembre à fin juin, en raison de la forte disponibilité en nutriments transportés depuis les couches profondes de l'océan par la convection. Au contraire, l'absorption d'ammonium est prépondérante de juillet à décembre, pendant la période de forte stratification et de plus faible disponibilité en nutriments exogènes. La contribution de l'absorption de nitrate au bilan annuel de l'absorption totale d'azote (le *f-ratio*) est supérieure à 50% les années 1967, 1975 et 1976, et inférieure les autres années. Elle est faiblement corrélée à la profondeur moyenne de la CMO (coefficient de corrélation de 0.61), et semble liée plutôt à la température moyenne, avec un coefficient de corrélation de -0.83 : la production régénérée est d'autant plus forte que la température de l'eau est élevée. La biomasse bactérienne est aussi plus élevée les années chaudes, ainsi que l'excrétion bactérienne d'ammonium, ce qui explique en partie cela. La variabilité interannuelle des contributions de la production nouvelle et de la production régénérée est cependant très faible, avec une part de la production nouvelle variant entre 48% et 54%. Il est donc difficile de déterminer clairement si la production primaire est soutenue majoritairement par la production nouvelle plutôt que la production régénérée. Cela correspond à la répartition de la PPB pendant l'année : la PPB de janvier à juin, période pendant laquelle l'absorption de nitrate est plus importante que l'absorption d'ammonium, est en moyenne égale à $125 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$. La PPB de juillet à décembre, qui correspond à la période de forte stratification et pendant laquelle l'absorption d'ammonium est supérieure à celle du nitrate, est égale à $123 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$. Ceci confirme que la production primaire dans cette région est soutenue approximativement à parts égales par la production nouvelle et par la production régénérée, ce qui est caractéristique d'un régime océanique mésotrophe [Minas and Codispoti, 1993]. Néanmoins, si on tient compte de la nitrification, qui présente une faible variabilité interannuelle (Tab. 11.2), la production primaire en Méditerranée nord-occidentale serait nettement plus soutenue par la production régénérée que par la production nouvelle pour toutes les années de la période actuelle.

11.3.3 La fixation et le rejet de CO_2

De même que pour la PPB, la variabilité interannuelle du rejet de CO_2 dû à la respiration est très faible (4%, Tab. 11.2). Le bilan annuel de rejet de CO_2 est fortement corrélé au bilan annuel de la PPB (+0.96). En revanche, la variabilité

interannuelle du métabolisme net annuel, correspondant au bilan net absorption - respiration de CO_2 , de l'ordre de $15.7 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$, est plus importante (22%, Tab. 11.2). D'après nos résultats, l'écosystème pélagique planctonique de Méditerranée nord-occidentale constitue donc toujours un puits pour le CO_2 dissous, en accord avec les conclusions de *Sempéré et al.* [2000]. La profondeur moyenne de la CMO ne semble pas déterminer la valeur du métabolisme net, le coefficient de corrélation étant égal à 0.63. La température moyenne de la zone euphotique semble nettement plus déterminante, avec un coefficient de corrélation de -0.92 entre température moyenne et métabolisme net. Le métabolisme net est donc d'autant plus faible que la température moyenne de la zone euphotique est élevée. Nous avons vu lors de l'étude de l'année de référence que la respiration était principalement due aux bactéries, qui sont plus abondantes que la moyenne lors des années plutôt chaudes, ce qui explique le puits de CO_2 dissous plus faible pour ces années.

11.3.4 L'exportation de carbone organique vers le fond

On observe une forte variabilité interannuelle de l'exportation verticale de carbone organique dissous et particulaire (COP) vers le fond (Fig. 11.6). L'exportation de carbone organique particulaire prend en compte le zooplancton, le phytoplancton, les particules organiques et les bactéries. Lors de l'étude de l'année de référence, nous avons montré que la majorité de l'exportation de carbone organique, dissous comme particulaire, avait lieu lors de la convection hivernale. C'est encore le cas pour les autres années de la période actuelle. Ceci explique la forte variabilité de cette exportation. La quantité totale de carbone organique varie en effet d'un facteur 2, soit entre 16 et $19 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$ en 1971, 1972 et 1978 (années pendant lesquelles l'intensité de la convection est faible), et entre 33 et $38 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$ en 1967, 1970 et 1976 (années au cours desquelles la convection est intense). L'année 1975 est un cas particulier : la convection hivernale est intense, cependant l'exportation de carbone organique est de l'ordre de celle obtenue pendant les années de faible convection. Ceci pourrait s'expliquer par la durée de l'épisode de convection, qui s'arrête début mars, au moins un mois plus tôt cette année-là que les autres années de forte convection. A cette période, les quantités de phytoplancton, zooplancton, bactéries, détritiques et COD n'ont pas encore commencé à augmenter. Malgré la forte exportation de COD qui a lieu entre décembre et février, la quantité totale de carbone organique exporté est donc nettement plus faible en 1975 que pour les autres années de forte convection. L'exportation de carbone organique représente entre 13% et 15% du bilan annuel de PPB pendant les années de forte exportation, alors qu'elle varie entre 6% et 8% les années de faible exportation (Tab. 11.2).

L'exportation de COD présente une variabilité interannuelle plus importante que celle de COP (46% contre 24%, Tab. 11.2). L'exportation de COD représente plus de la moitié de l'exportation totale (57% en moyenne sur les 7 années), sauf pour l'année 1971 où elle représente un peu moins de 50% de cette exportation. Cette contribution est d'autant plus forte les années de forte exportation.

11.4 Conclusion

Dans cette partie, nous avons étudié l'influence de la variabilité interannuelle atmosphérique et océanique sur la dynamique de l'écosystème planctonique pélagique

en Méditerranée nord-occidentale. Pour cela, nous avons comparé les résultats d'un modèle tridimensionnel hydrodynamique-biogéochimie obtenus pour 7 années représentatives du climat actuel.

L'influence de la variabilité interannuelle océanique, en particulier de la durée et de l'intensité de la convection hivernale et de la température moyenne, sur l'écosystème planctonique pélagique a été étudiée dans la première partie de ce chapitre. L'intensité de la convection hivernale a une influence majeure sur la disponibilité en nutriments le reste de l'année. Cette disponibilité présente par conséquent une forte variabilité interannuelle. L'influence de la variabilité océanique sur l'évolution de la matière organique et des différents groupes planctoniques, autotrophes et hétérotrophes, est plus ou moins importante suivant les périodes de l'année. La variabilité des concentrations du plancton et de la matière organique est plus marquée pendant les périodes de convection hivernale et d'efflorescence printanière. Cependant, les bilans annuels présentent globalement une variabilité interannuelle assez faible comparée à la variabilité de la disponibilité en nutriments. Le plancton autotrophe représente en moyenne 61% de la biomasse totale, cette contribution variant très peu. La limitation du développement phytoplanctonique et de la croissance bactérienne par la disponibilité en phosphore, en particulier pendant la période stratifiée, est observée pour chaque année et est donc une spécificité marquée de l'écosystème planctonique pélagique en Méditerranée nord-occidentale.

Dans la seconde partie, nous avons étudié la variabilité des processus biogéochimiques. Les bilans annuels de PPB, d'absorption d'azote et de respiration sont corrélés positivement à la température moyenne de la zone euphotique, et présentent une variabilité interannuelle très faible. La variabilité du maximum de PPB et de sa période d'occurrence dépendent de l'intensité et de la durée de la convection hivernale. Le métabolisme net est corrélé négativement à la température moyenne, et montre une variabilité plus importante. La variabilité de l'exportation de carbone organique vers le fond, liée à l'intensité et la durée de la convection hivernale, est également plus importante. Enfin, le *f-ratio*, la biomasse bactérienne et la biomasse du picophytoplancton sont légèrement plus élevés les années chaudes, lorsque la disponibilité en nutriments provenant des couches profondes de l'océan est plus faible, indiquant une plus forte activité de la boucle microbienne pendant ces années.

De façon générale, on observe une faible variabilité interannuelle du fonctionnement de l'écosystème. Ceci peut paraître surprenant par rapport aux idées que l'on pourrait en avoir (on aurait par exemple pu s'attendre à observer un maximum de chlorophylle nettement plus marqué lors des années fortement convectives). Il est cependant difficile de conclure plus définitivement sur ce point, en raison du peu d'observations disponibles réalisées pendant un laps de temps suffisant. Ceci souligne en tous les cas la nécessité de mettre en place des systèmes d'observation à long terme, mais aussi de valider et de calibrer plus précisément le modèle biogéochimique à partir de simulations d'années réelles.

Chapitre 12

Influence du changement climatique sur l'écosystème planctonique pélagique

Sommaire

12.1	Les caractéristiques hydrodynamiques	250
12.2	Influence du changement climatique sur l'évolution de l'écosystème planctonique pélagique	250
12.2.1	La disponibilité en nutriments	250
12.2.2	Le phytoplancton	254
12.2.3	La matière organique dissoute et particulaire	259
12.2.4	Le plancton hétérotrophe	260
12.3	Influence du changement climatique sur les processus biogéochimiques	261
12.3.1	La production primaire brute	261
12.3.2	L'absorption d'azote	264
12.3.3	La fixation et le rejet de CO ₂	264
12.3.4	L'exportation de matière organique	265
12.3.5	Conclusion	267

La réponse de l'écosystème planctonique pélagique à la variabilité atmosphérique interannuelle pour le climat actuel a été étudiée dans le chapitre 11. La réponse de cet écosystème à l'évolution du climat en Méditerranée nord-occidentale entre la période actuelle et la fin du XXIème siècle est examinée dans ce chapitre, en comparant les résultats obtenus pour les 7 années de la période future avec ceux obtenus pour les 7 années de la période actuelle. Nous examinons ici l'influence du changement climatique sur l'évolution saisonnière de l'écosystème, puis sur les processus biogéochimiques.

Le Tab. 12.1 présente les résultats obtenus pour les années de la période future concernant les caractéristiques annuelles de l'écosystème, ainsi que les variations de ces caractéristiques par rapport à la période actuelle.

12.1 Les caractéristiques hydrodynamiques

L'influence du changement climatique sur les processus de la circulation en Méditerranée nord-occidentale a déjà été étudiée à l'échelle du bassin, notamment en ce qui concerne la convection profonde, lors de l'étude de *Somot et al.* [2006], au moyen de simulations numériques qui ont servi à forcer notre modèle hydrodynamique aux frontières latérales et à la surface. Les changements induits sur les processus de méso-échelle comme le "cascading" d'eau dense ont été examinés dans le chapitre 9. Nous ne reviendrons donc pas en détails sur ces changements dans le présent chapitre.

Notons cependant que la diminution de l'intensité de la convection profonde, déjà observée par *Somot et al.* [2006], est clairement visible sur la Fig. 12.1. La profondeur moyenne de la CMO sur le domaine ne dépasse pas 450 m en hiver dans la période future, alors qu'elle atteignait 1100 m certaines années de la période actuelle. La profondeur moyenne annuelle de la CMO diminue en moyenne de 52% entre la période actuelle et la fin du XXIème siècle (Tab. 12.1). Par ailleurs, la température moyenne de la couche 0-200m augmente considérablement, de 2 à 2.5°C en hiver et de 5 à 10°C en été (Fig. 12.1). La température moyenne annuelle augmente en moyenne de 3.4°C entre la période actuelle et la fin du XXIème siècle (Tab. 12.1).

12.2 Influence du changement climatique sur l'évolution de l'écosystème planctonique pélagique

L'influence du changement climatique sur les principaux constituants de l'écosystème est étudiée dans cette partie. L'évolution temporelle des principales variables biogéochimiques pour les 7 années de la période future est représentée sur la Fig. 12.2, où sont également indiquées les gammes de valeurs obtenues pour la période actuelle.

12.2.1 La disponibilité en nutriments

En raison de la diminution de l'intensité de la convection océanique hivernale, l'augmentation entre décembre et mai des concentrations en nitrate, phosphate et silicate dans la zone euphotique est moins importante pour les années de la période future par rapport à celles de la période actuelle (Fig. 12.2). Par conséquent, la

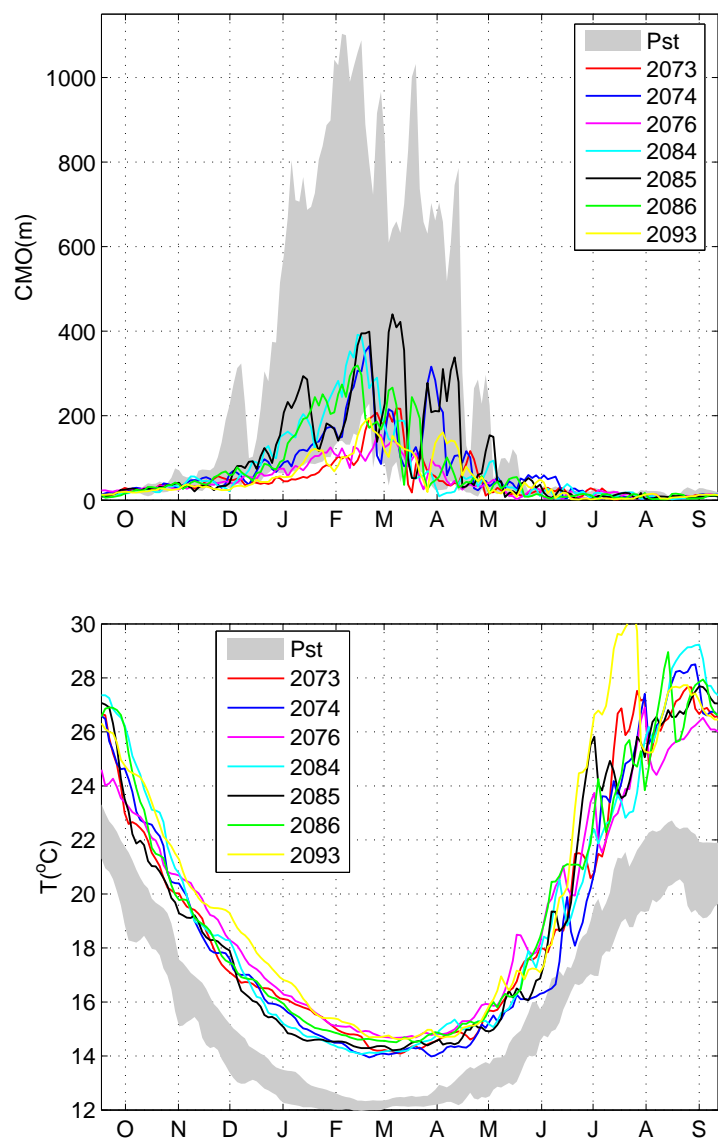


FIG. 12.1 – Evolutions saisonnières de la profondeur moyenne de la couche de mélange océanique (CMO, m) et de la température moyenne de la couche 0-200 m (T , °C) sur tout le domaine pour chaque année de la période future. Les gammes de valeurs obtenues pour les 7 années de la période actuelle sont indiquées en gris.

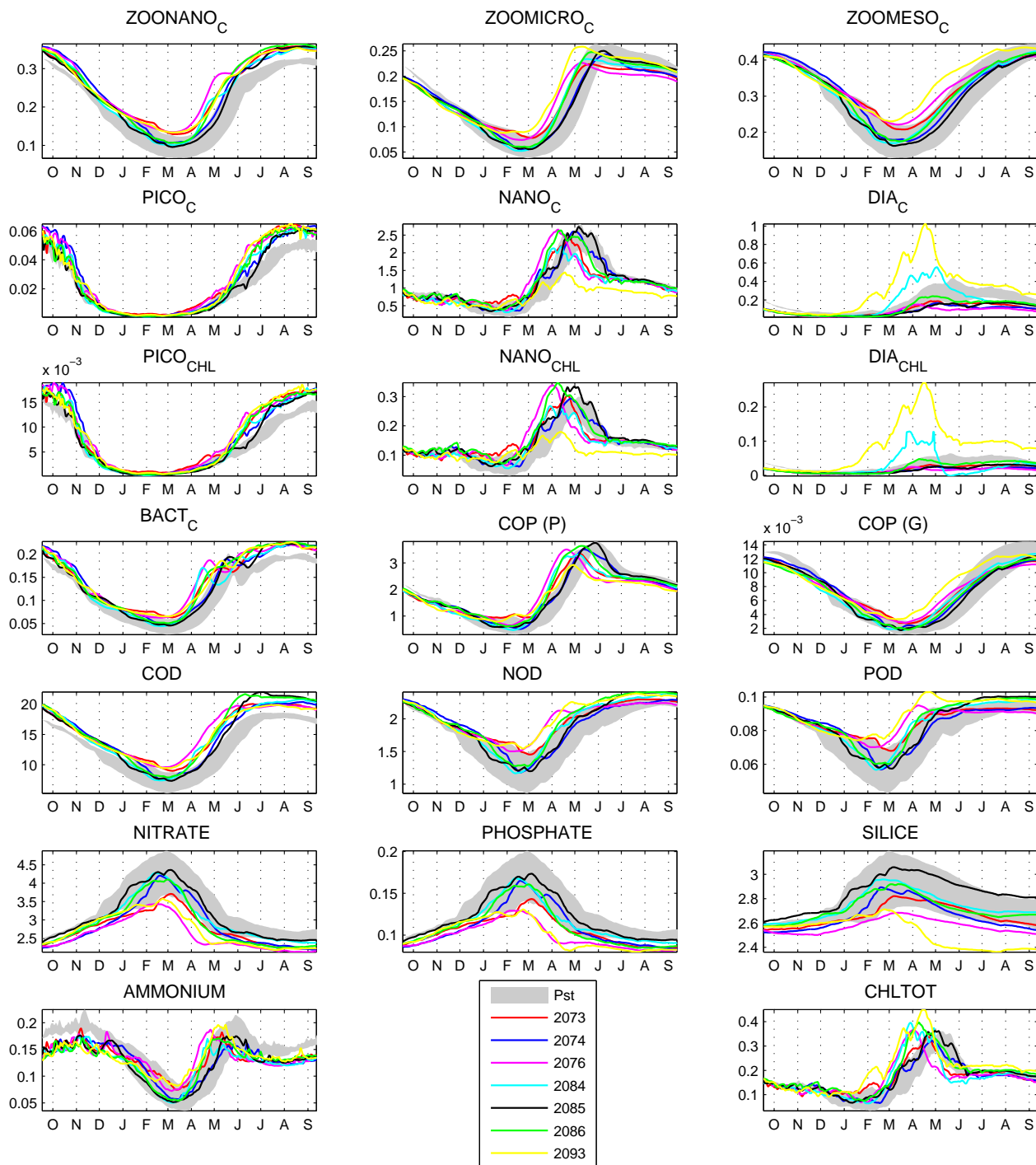


FIG. 12.2 – Evolutions saisonnières des différentes variables biogéochimiques en Méditerranée nord-occidentale pour les 7 années de la période future : zooplancton, phytoplancton, bactéries, matière organique, nutriments et chlorophylle totale. Les indices indiquent l'élément constituant dont on montre la concentration, moyennée sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau, et sur tout le domaine. Les unités sont des mmol (C,N,P, Si) m⁻³, sauf pour les concentrations en chlorophylle (mgChl m⁻³). Les gammes de valeurs obtenues pour les 7 années de la période actuelle sont indiquées en gris.

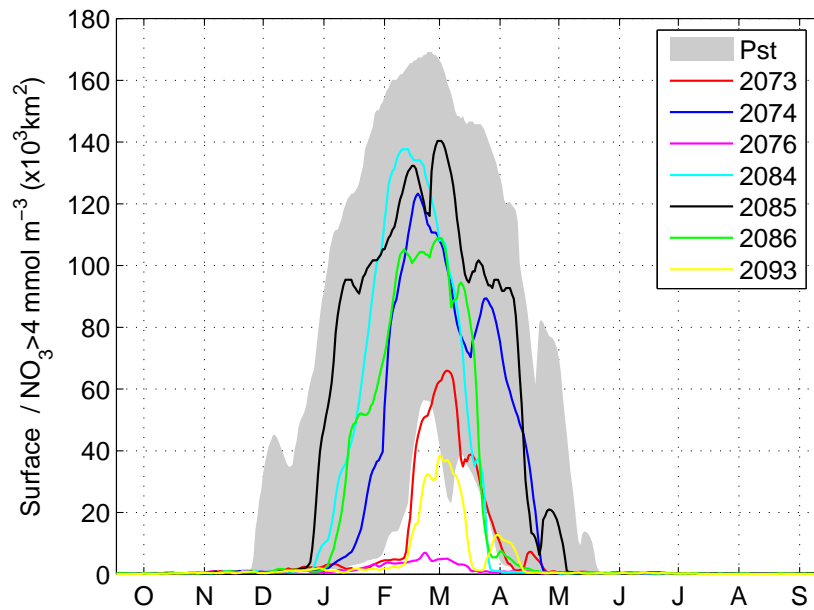


FIG. 12.3 – Evolution saisonnière de la surface de la zone enrichie en nitrate, définie par une concentration en nitrate à la surface supérieure à 4 mmol m^{-3} , pour chaque année de la période future. La gamme de valeurs obtenues pour les 7 années de la période actuelle est indiquée en gris.

surface maximale de la zone enrichie en nutriments, définie précédemment comme la région où la concentration de nitrate dépasse 4 mmol m^{-3} en surface, diminue sensiblement (Fig. 12.3), en moyenne de 32%, entre la période actuelle et la fin du XXI^{ème} siècle.

La diminution de la concentration en ammonium dans la zone euphotique pendant la période de convection hivernale est très légèrement plus faible pour les années de la période future (Fig. 12.2), résultant aussi de l'affaiblissement de la convection. Par ailleurs, pour les années futures, cette concentration est plus faible en période stratifiée, de juin à décembre, ce qui suggère une diminution de la production d'ammonium et/ou une augmentation de sa consommation.

La Fig. 12.4 présente les évolutions des rapports moyens en nitrate, phosphate et silicate dans la zone euphotique. Le rapport nitrate :phosphate augmente en moyenne pour les années de la période future, notamment pour l'année 2093, suggérant une intensification du contrôle de la production primaire par le phosphore à la fin du XXI^{ème} siècle. Au contraire, le rapport nitrate :silicate est légèrement plus faible pour les années futures, et ce tout au long de l'année, indiquant une diminution potentielle du contrôle du développement des diatomées par la disponibilité en silicium entre la période actuelle et la fin du XXI^{ème} siècle. Pour les années "chaudes" de la période actuelle, les rapports nitrate :phosphate et nitrate :silicate étaient respectivement plus et moins élevés que la moyenne, cette évolution des rapports de concentration en nutriments entre les périodes actuelle et future est donc cohérente avec les tendances observées pour la période actuelle. Il est important de noter ici que le modèle ne prend pas en compte l'évolution des concentrations en nutriments qui pourrait résulter des activités humaines. *Béthoux et al.* [2002b] a par exemple

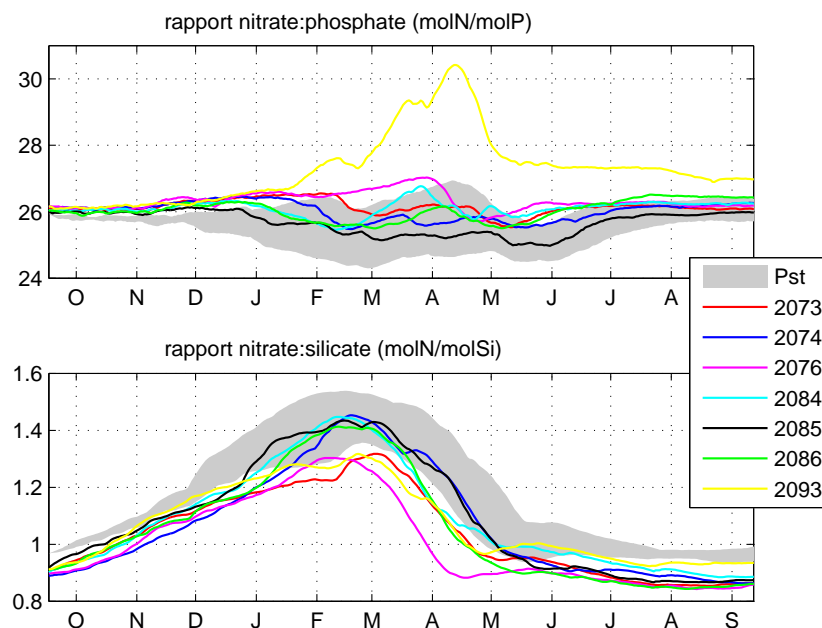


FIG. 12.4 – Evolutions saisonnières des rapports moyens nitrate :phosphate et nitrate :silicate dans la couche 0-200m et sur tout le domaine pour les 7 années de la période future (mol/mol). Les gammes de valeurs obtenues pour les 7 années de la période actuelle sont indiquées en gris.

observé en Méditerranée nord-occidentale une augmentation des concentrations en nitrate et en phosphate, dont une partie serait due à l'augmentation, d'origine anthropique, des apports atmosphériques et terrestres.

12.2.2 Le phytoplancton

La biomasse chlorophyllienne totale augmente en moyenne de 8% entre la période actuelle et la fin du XXIème siècle (Tab. 12.1). Cette biomasse augmente surtout pendant la période de convection hivernale, entre décembre et mars, en raison de l'affaiblissement de la convection profonde et de l'augmentation de la température (Fig.12.2), et pendant la période d'efflorescence printanière, entre mars et mai, notamment pour le nanophytoplancton. De plus, l'efflorescence printanière débute plus tôt pour les années de la période future, la période du maximum de chlorophylle variant entre fin mars et fin avril, alors qu'elle variait entre mi-avril et mi-mai dans la période actuelle. La comparaison des études de *Bosc et al.* [2004] et *Morel and André* [1991], espacées des 20 ans, a déjà mis en évidence ce démarrage plus précoce de l'efflorescence, qui pourrait s'expliquer à la fois par l'affaiblissement de la convection profonde et par l'augmentation de la température de la zone euphotique. En période stratifiée, les valeurs de la biomasse chlorophyllienne totale sont comparables pour les deux périodes (Fig.12.2).

La contribution de chaque groupe phytoplanctonique à la biomasse chlorophyllienne varie très peu entre la période actuelle et la fin du XXIème siècle (Tab. 12.1). L'augmentation de la biomasse du nanophytoplancton, en hiver et pendant

la période d'efflorescence (Fig.12.2), est responsable de 78% de l'augmentation de la biomasse chlorophyllienne totale. La biomasse du picophytoplancton augmente de 27%, avec des concentrations en chlorophylle plus élevées dans la période future entre juin et octobre, en période stratifiée. La préférence de groupe phytoplanctonique pour l'ammonium par rapport au nitrate explique la diminution de la quantité d'ammonium dans la zone euphotique à cette période. Nous verrons dans la suite que l'excrétion bactérienne d'ammonium augmente pendant cette période, à l'origine du développement accru du picophytoplancton. Malgré cette forte augmentation relative, la contribution du picophytoplancton à la biomasse phytoplanctonique totale reste largement minoritaire. En moyenne sur les 7 années, la biomasse des diatomées varie peu entre les périodes actuelle et future (4%). Les diatomées sont cependant le groupe qui présente la plus forte variabilité : leur biomasse diminue pour 5 années de la période future, en particulier entre avril et mai. En revanche, on observe pour les deux années restantes des maxima de diatomées très importants pendant la période d'efflorescence printanière. Cette forte augmentation se fait aux dépens du nanophytoplancton, la variabilité interannuelle de la biomasse totale reste par conséquent faible dans la période future.

Contrairement à la biomasse chlorophyllienne, la biomasse carbonée du phytoplancton diminue légèrement (-3%) entre les périodes actuelle et future. On observe par conséquent une diminution du rapport moyen (C :Chl), qui passe de 91 gC gChl⁻¹ à 82 gC gChl⁻¹. Cette diminution peut s'expliquer par l'affaiblissement de la disponibilité en nutriments dans la zone euphotique, qui entraîne un approfondissement des nutriclines et conduit le phytoplancton à se développer à des profondeurs plus élevées. La limitation accrue du développement phytoplanctonique par la disponibilité en nutriments provoque une augmentation de l'exsudation annuelle de COD (en moyenne + 35% entre les périodes actuelle et future) plus importante que l'augmentation de la PPB annuelle (+19%) : une part plus élevée du CO₂ fixé par le phytoplancton est donc rejetée sous forme de COD. Ceci contribue également à la diminution du rapport C :Chl.

La contribution de la biomasse carbonée phytoplanctonique à la biomasse carbonée totale (phytoplancton + zooplancton + bactéries) diminue de 3% entre les périodes actuelle et future, mais reste toujours majoritaire (58%, Tab. 12.1).

Variable	Unité	Résultats du modèle							Variabilité			Evolution
		2073	2074	2076	2084	2085	2086	2093	Moy.	σ (%)	gamme	
T_{moy}	°C	19.2	19.0	19.3	19.3	19.1	19.4	20.1	19.3	2	19.0 - 20.1	3.4 (+21%)
CMO_{moy}	m	46	71	45	71	93	69	48	63	28	45 - 93	-67 (-52%)
$SURF_{NO_3}$	$10^3 km^2$	66	123	7	138	140	109	38	89	59	7 - 140	-41 (-32%)
CHL_{tot}	mgChl m^{-2}	30.8	29.8	30.5	30.7	31.8	34.0	36.8	32.1	8	29.8 - 36.8	2.3 (+7.7%)
CHL_{dia}	mgChl m^{-2}	3.1	2.7	2.4	4.9	3.0	4.1	15.6	5.1	92	2.4 - 15.6	0.2 (+4.1%)
CHL_{nano}	mgChl m^{-2}	26.3	25.8	26.6	24.5	27.6	28.5	19.8	25.6	11	19.8 - 28.5	1.8 (+7.6%)
CHL_{pico}	mgChl m^{-2}	1.4	1.4	1.5	1.3	1.2	1.4	1.4	1.4	6	1.2 - 1.5	0.1 (+27%)
$\%CHL_{dia}$	% de CHL_{tot}	10.0	8.9	7.9	16.1	9.5	12.2	42.3	15.3	12.2	7.9 - 42.3	(-1.1%)
$\%CHL_{nano}$	% de CHL_{tot}	85.4	86.3	87.2	79.6	86.7	83.8	53.7	80.4	12.0	53.7 - 87.2	+0.5%
$\%CHL_{pico}$	% de CHL_{tot}	4.6	4.7	4.8	4.3	3.8	4.0	3.9	4.3	0.4	3.8 - 4.8	+0.6%
ZOO_{meso}	gC m^{-2}	0.71	0.68	0.72	0.67	0.65	0.68	0.75	0.70	5	0.65 - 0.75	0.04 (+6.1%)
ZOO_{micro}	gC m^{-2}	0.34	0.33	0.34	0.34	0.34	0.35	0.38	0.35	4	0.33 - 0.38	0.01 (+2.9%)
ZOO_{nano}	gC m^{-2}	0.55	0.53	0.57	0.52	0.51	0.54	0.55	0.54	3	0.51 - 0.57	0.08 (+17%)
$\%ZOO_{meso}$	% de ZOO	44.3	44.1	44.3	43.9	43.6	43.5	44.9	44.1	0.5	43.5 - 44.9	-1.0%
$\%ZOO_{micro}$	% de ZOO	21.5	21.6	21.1	22.1	22.4	22.1	22.5	21.9	0.5	21.1 - 22.5	-1.5%
$\%ZOO_{nano}$	% de ZOO	34.2	34.3	34.6	34.1	34.0	34.4	32.6	34.0	0.7	32.6 - 34.6	2.5%
$BIOM_{tot}$	gC m^{-2}	4.52	4.46	4.58	4.47	4.52	4.68	4.46	4.53	2	4.46 - 4.68	0.11 (+2.5%)
ZOO	gC m^{-2}	1.60	1.55	1.63	1.53	1.50	1.57	1.67	1.58	4	1.50 - 1.67	0.13 (+9.0%)
BACT	gC m^{-2}	0.32	0.31	0.33	0.31	0.30	0.32	0.32	0.31	3	0.30 - 0.33	0.04 (+15%)
PHYTO	gC m^{-2}	2.60	2.60	2.62	2.63	2.72	2.79	2.46	2.63	4	2.46 - 2.79	-0.07 (-2.6%)
$\%ZOO$	% de $BIOM_{tot}$	35.4	34.7	35.7	34.3	33.1	33.5	37.6	34.9	1.5	33.1 - 37.6	+2.0%
$\%BACT$	% de $BIOM_{tot}$	7.0	6.9	7.1	6.9	6.6	6.8	7.2	6.9	0.2	6.6 - 7.2	+0.9%
$\%PHYTO$	% de $BIOM_{tot}$	57.6	58.3	57.2	58.8	60.3	59.7	55.3	58.2	1.7	55.3 - 60.3	-2.9%
D_P	gC m^{-2}	4.00	3.95	4.04	3.95	4.04	4.17	3.76	3.99	3	3.76 - 4.17	0.01 (+0.3%)
D_G	gC m^{-2}	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	6	0.02 - 0.02	0.00 (+0.0%)
COD	gC m^{-2}	33.3	32.5	34.1	32.7	32.4	33.8	33.2	33.1	2	32.4 - 34.1	4.9 (+17%)

TAB. 12.1 – Variabilité interannuelle des caractéristiques hydrodynamiques et des variables biogéochimiques pendant la période future. Valeur pour chaque année, moyenne, variabilité (rapport entre l'écart-type et la moyenne (exprimé en %) pour les valeurs absolues, écart-type pour les contributions) et gamme de valeurs obtenues pour les 7 années pour : la température moyenne sur les 200 premiers mètres du domaine (T_{moy}), la profondeur moyenne de la couche de mélange océanique (CMO_{moy}), la taille maximale de la zone enrichie en nitrate ($SURF_{NO_3}$), la biomasse chlorophyllienne dans les 200 premiers mètres du domaine (CHL_{tot}), les biomasses chlorophylliennes de chaque groupe de phytoplancton (CHL_{dia} , CHL_{nano} et CHL_{pico}) et leur contribution à la biomasse chlorophyllienne totale ($\%CHL_{dia}$, $\%CHL_{nano}$ et $\%CHL_{pico}$), les biomasses carbonées de chaque groupe de zooplancton (ZOO_{meso} , ZOO_{micro} et ZOO_{nano}) et leur contribution à la biomasse carbonée zooplanctonique totale ($\%ZOO_{meso}$, $\%ZOO_{micro}$, $\%ZOO_{nano}$), la biomasse carbonée totale ($BIOM_{tot}$), la biomasse carbonée zooplanctonique totale (ZOO) et sa contribution à la biomasse totale ($\%ZOO$), la biomasse carbonée bactérienne (BACT) et sa contribution à la biomasse totale ($\%BACT$), la biomasse carbonée du phytoplancton (PHYTO) et sa contribution à la biomasse totale ($\%PHYTO$), la masse des particules de grande et petite tailles (D_P et D_G) et la quantité de COD. La dernière colonne correspond à la différence entre les valeurs moyennes du présent et celles du futur, le changement relatif (en %) étant indiqué en italiques.

L'ensemble de ces résultats montre que les différences entre périodes actuelle et future sont les plus marquées pour les biomasses des petites et moyennes classes de taille de plancton (ici nano- et surtout picophytoplancton mais également nanozooplancton, paragraphe 12.2.4 et Tab. 12.1). En revanche, les variations sont beaucoup plus faibles pour les diatomées. Ces résultats adossés à une légère diminution de la contribution des autotrophes à la biomasse carbonée totale en faveur du zooplancton (Tab. 12.1) permettent d'avancer l'hypothèse d'un contrôle accru (de type *top-down*) des grandes espèces de zooplancton sur le développement des diatomées, en particulier en hiver et au printemps. Ces évolutions dans les dynamiques trophiques entre les groupes de plancton prévus par le modèle sont très cohérentes avec de récentes études expérimentales menées en mésocosmes [Keller *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 2007] qui examinent les effets de l'augmentation de la température sur les écosystèmes côtiers tempérés. Ces études montrent que l'augmentation de température induit une perte de synchronicité entre les apports en proies et la demande des prédateurs, en particulier en hiver et au printemps. Le développement du zooplancton est alors stimulé par l'augmentation de température à ces saisons et permet de "rattraper" le développement du phytoplancton.

Les rapports moyens de constitution pour les trois groupes phytoplanctoniques sont présentés sur la Fig. 12.5.

Le rapport C :N augmente en moyenne sur les 7 années pour le nanophytoplancton et surtout pour le picophytoplancton pendant la période stratifiée, entre juin et novembre, suggérant un renforcement du contrôle de leur développement par disponibilité en azote. Ce rapport commence à augmenter plus tôt, à partir du mois de mars, pour les années de la période future, en raison du démarrage plus précoce de l'efflorescence printanière. Par ailleurs, le rapport C :P augmente légèrement pour les trois groupes, et plus nettement en période stratifiée pour le picophytoplancton et dans une moindre mesure pour les diatomées, indiquant une intensification du contrôle du développement phytoplanctonique par la disponibilité en phosphore entre la période actuelle et la fin du XXIème siècle. Enfin, le rapport C :Si diminue au contraire légèrement pour les diatomées, en particulier pendant la période d'efflorescence printanière puis entre juin et octobre, en période stratifiée, le contrôle du développement des diatomées par la disponibilité en silicium s'affaiblirait donc entre les périodes actuelle et future.

L'année 2093 représente un cas particulier pour les diatomées, avec un contrôle par les disponibilités en azote et en silicium apparemment plus faibles et un contrôle par la disponibilité en phosphore accru. Les rapports nitrate :phosphate et nitrate :silicate sont respectivement nettement plus et légèrement moins élevés que la moyenne pendant la période d'efflorescence printanière pour cette année (Fig.12.4). Si on considère les rapports de constitution fournis dans le Tab. 5.1, on obtient des valeurs variant entre 0.25 et 40 pour les rapports N :P des diatomées, et entre 1.44 et 63 pour le nanophytoplancton. La plus faible disponibilité en phosphate et la plus forte disponibilité en silicate par rapport au nitrate favoriseraient donc les diatomées aux dépens du nanophytoplancton, expliquant le maximum exceptionnel de diatomées, ainsi que les valeurs respectivement moins, plus et moins élevées observées pour leurs rapports de constitution C :N, C :P et C :Si cette année-là.

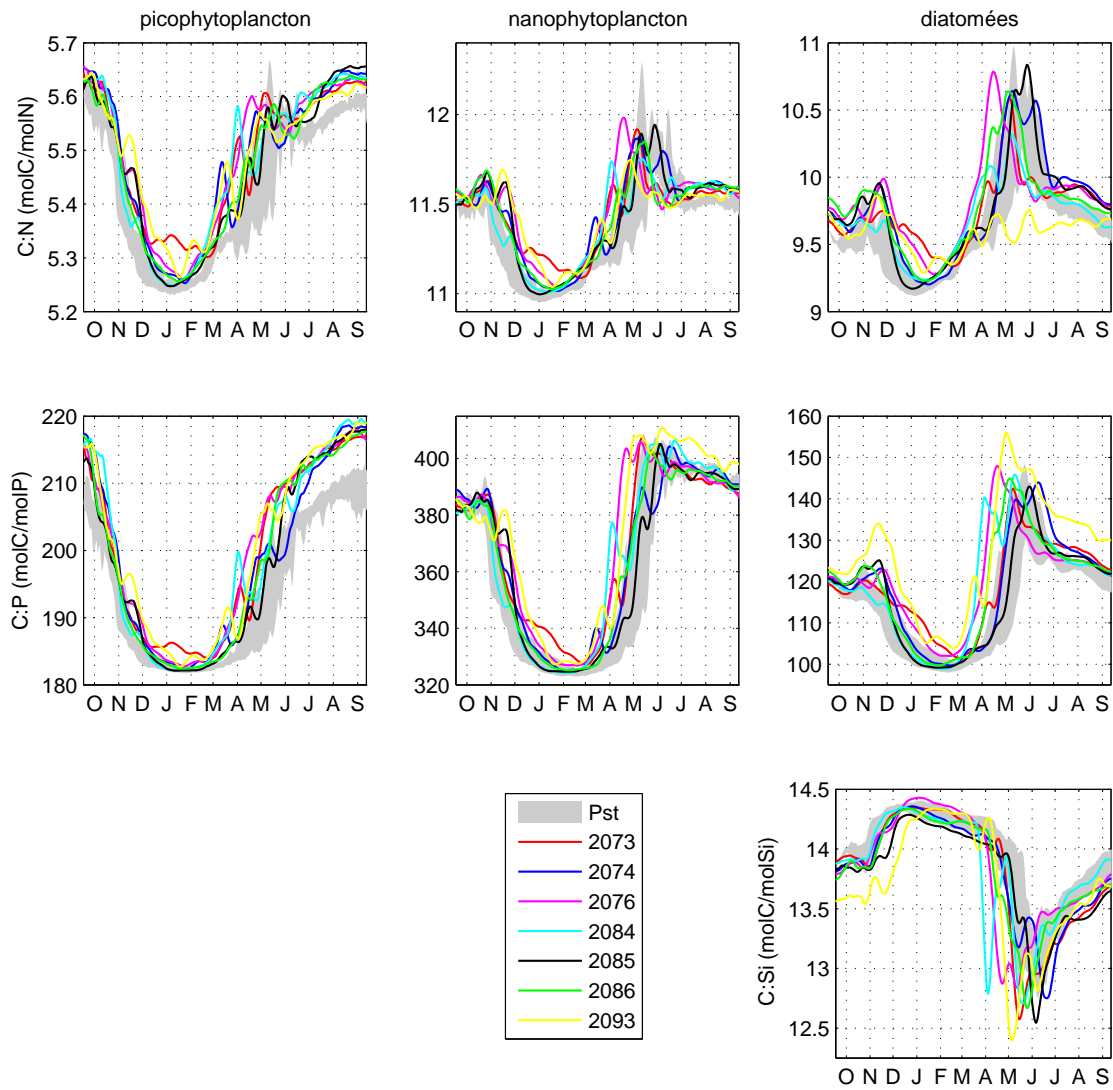


FIG. 12.5 – Evolutions saisonnières des rapports moyens de constitution interne C :N, C :P et C :Si dans la couche 0-200m et sur tout le domaine pour les trois groupes de phytoplancton et les 7 années de la période future. Les gammes de valeurs obtenues pour les 7 années de la période actuelle sont indiquées en gris.

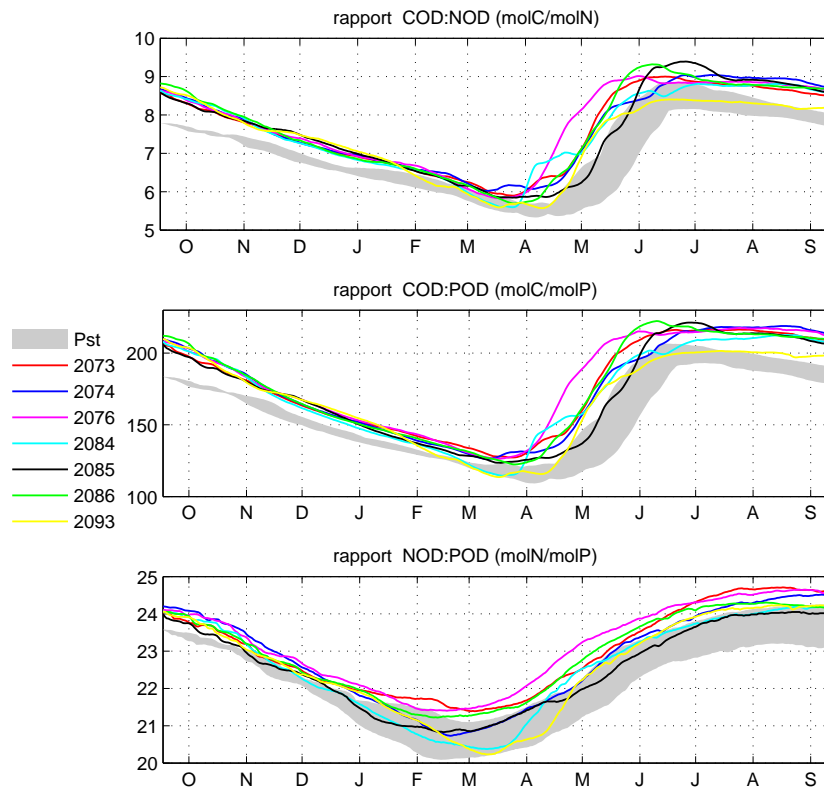


FIG. 12.6 – Evolutions saisonnières des rapports moyens entre COD, NOD et POD dans la couche 0-200m et sur tout le domaine pour les 7 années de la période future. Les gammes de valeurs obtenues pour les 7 années de la période actuelle sont indiquées en gris.

12.2.3 La matière organique dissoute et particulaire

Les quantités de particules organiques de petite et grande tailles dans la zone euphotique varient extrêmement peu entre les périodes actuelle et future, avec une très légère augmentation de la quantité de particules de petite taille (moins de 0.3%, Tab. 12.1), liée à l'augmentation de la biomasse carbonée totale (+3%) et à l'affaiblissement de la convection océanique. L'évolution des particules de grande taille, provenant de la mortalité du mésozooplancton, suit l'évolution de ce groupe planctonique (Fig. 12.2). Les valeurs observées pendant l'année varient dans la même gamme que celles observées pour la période actuelle, tant pour les petites que pour les grandes particules. En particulier, la contribution des particules de petite taille à la matière organique particulaire totale reste largement majoritaire (99.5 %, Tab. 12.1)

Les concentrations de matière organique dissoute dans la zone euphotique augmentent entre les années des périodes actuelle et future (+17% pour la concentration en COD, Tab. 12.1). Ceci s'explique en partie par leur moindre diminution en hiver lors de la convection hivernale (Fig.12.2), plus faible lors des années futures, et par l'augmentation de l'exsudation de matière organique dissoute par le phytoplancton.

Par ailleurs, la concentration en COD augmente nettement pendant la période stratifiée, à partir de juin. Au contraire, pour le NOD et le POD, les valeurs obtenues à cette période rejoignent progressivement la gamme de valeurs obtenues lors de la période actuelle. La plus forte exsudation phytoplanctonique de COD que de NOD et de POD, résultant de la limitation en nutriments, pourrait expliquer en partie ces évolutions différentes du COD, du NOD et du POD à la fin de l'année. Comme pour la période actuelle, le COD représente le principal "stock" de carbone organique marin, représentant 79% de la masse organique totale (phytoplancton + zooplancton + bactéries + COD + particules) dans cette zone.

Les rapports entre les concentrations en COD, NOD et POD sont présentés sur la Fig. 12.6. Les rapports COD :NOD et COD :POD sont plus élevés dans la période future que dans la période actuelle pendant la majeure partie de l'année, suggérant un accroissement du contrôle de la croissance bactérienne par l'azote et le phosphore. Le rapport NOD :POD est lui aussi plus élevé, indiquant que pour nos simulations, le contrôle de la croissance bactérienne par la disponibilité en phosphore serait prépondérant sur celui de l'azote, comme pour la période actuelle, et augmenterait entre la période actuelle et la fin du XXIème siècle.

12.2.4 Le plancton hétérotrophe

La biomasse carbonée du zooplancton augmente entre les périodes actuelle et future (+9%). 61% de cette augmentation est due à l'augmentation de la biomasse du nanozooplancton (+17%), elle-même attribuable en partie à l'augmentation de la biomasse des bactéries, qu'il consomme (Tab. 5.1). L'augmentation de la biomasse du mésozooplancton (+6%) représente 31% de l'augmentation totale. Les variations des contributions de chaque groupe à la biomasse zooplanctonique totale varient peu entre la période actuelle et future (moins de 3% de variation, Tab. 12.1). Par ailleurs, la variabilité interannuelle de la biomasse de chaque groupe reste faible dans la période future.

La biomasse carbonée des bactéries augmente de 15% entre les périodes actuelle et future, en conséquence de l'augmentation de la disponibilité en matière organique dissoute. La variabilité interannuelle de la biomasse bactérienne reste faible dans la période future. De même que lors de la période actuelle, les bactéries n'absorbent jamais d'ammonium mais en excrètent, elles jouent donc toujours un rôle de reminéralisateur vis-à-vis de l'azote. La fraction de NOD absorbé par les bactéries et rejetée sous forme d'ammonium passe de 76% à 74% entre les deux périodes, alors que la fraction de POD absorbé et rejeté sous forme de phosphate passe de 45% à 40%. De plus, les bactéries continuent à absorber du phosphate entre mi-avril et mi-octobre. Cette absorption augmente de 163%, alors que celle de POD augmente de 14%. Ces résultats mettent en évidence l'intensification du contrôle de la croissance bactérienne par les disponibilités en phosphore et en azote d'ici la fin du XXIème siècle, avec une prépondérance accrue du contrôle par le phosphore par rapport à l'azote.

Entre les périodes actuelle et future, les contributions du zooplancton et des bactéries à la biomasse carbonée totale augmentent en moyenne de 2 et 1 % respec-

tivement.

12.3 Influence du changement climatique sur les processus biogéochimiques

Nous nous intéressons dans cette partie à l'influence du changement climatique sur quelques processus biogéochimiques primordiaux pour la compréhension de l'écosystème de Méditerranée nord-occidentale. Le Tab. 12.2 présente la variabilité interannuelle dans la période future de ces processus biogéochimiques et les variations moyennes par rapport à la période actuelle.

12.3.1 La production primaire brute

L'évolution saisonnière de la PPB pour les 7 années de la période future est présentée sur la Fig. 12.7. Cette évolution suit l'évolution de la biomasse phytoplanctonique décrite précédemment, notamment en ce qui concerne le maximum printanier de PPB, plus précoce en moyenne que pendant la période actuelle. Entre janvier et septembre, la PPB pour les années futures est moyenne supérieure à celle obtenue pour la période actuelle, avec des augmentations absolues similaires pour les trois saisons (hiver, printemps et été, Tab. 12.2). Cependant, en valeurs relatives, la PPB hivernale (janvier-mars) augmente nettement plus (54%, Tab. 12.2), en raison principalement du démarrage plus précoce du développement phytoplanctonique. Le maximum de PPB augmente aussi très légèrement (+6%), et présente une variabilité interannuelle équivalente à celle observée pour la période actuelle (7%). La PPB augmente également au printemps et en été, en raison de la forte augmentation de la température à cette période d'ici la fin du XXIème siècle.

Globalement, malgré la diminution de la disponibilité en nutriments induite par l'affaiblissement de la convection océanique, le bilan annuel de PPB totale augmente en moyenne de $48 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$, soit 19%, entre les périodes actuelle et future. Sa variabilité interannuelle reste limitée (3%). Le terme de dépendance à la température dans l'équation de la PPB est de la forme $Q_{ppb} 10^{\left(\frac{T-T_1}{T_2}\right)}$, avec $Q_{ppb} = 2.0$, $T_1 = 20^\circ\text{C}$ et $T_2 = 10^\circ\text{C}$ (cf section 5.1.1). En considérant une augmentation de 3.4°C de la température annuelle dans la couche 0-200 m, on obtiendrait en théorie une augmentation de 27% de la PPB. La différence entre cette valeur et l'augmentation effective de 19% pourrait s'expliquer par la diminution de la disponibilité en nutriments entre les périodes actuelle et future. Ce résultat confirme donc l'hypothèse selon laquelle l'augmentation de la PPB est attribuable à l'augmentation de la température de la zone euphotique, et met en évidence un renforcement du contrôle de la production primaire par la disponibilité en nutriments d'ici la fin du XXIème siècle.

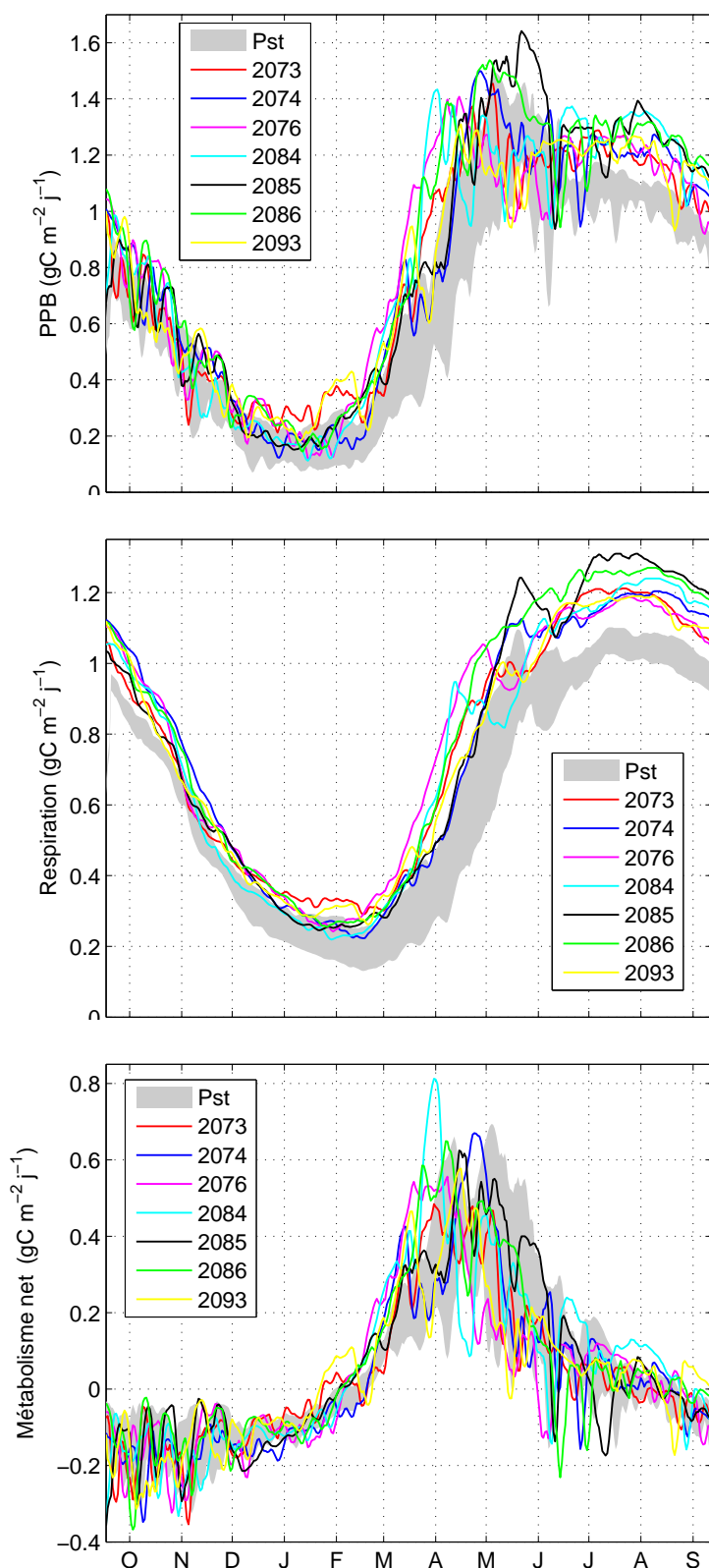


FIG. 12.7 – Evolutions saisonnières de la production primaire brute PPB, de la respiration, et du métabolisme net (PPB - respiration) moyennés sur tout le domaine, pour les 7 années de la période future ($\text{gC m}^{-2} \text{jour}^{-1}$). Les gammes de valeurs obtenues pour les 7 années de la période actuelle sont indiquées en gris.

Variable	Unité	Résultats du modèle							Variabilité			Evolution
		2073	2074	2076	2084	2085	2086	2093	Moy.	σ (%)	gamme	
T_{moy}	°C	19.2	19.0	19.3	19.3	19.1	19.4	20.1	19.3	2	19.0 - 20.1	3.4 (+21%)
CMO_{moy}	m	46	71	45	71	93	69	48	63	28	45 - 93	-67 (-52%)
$SURF_{NO_3}$	$10^3 km^2$	66	123	7	138	140	109	38	89	59	7 - 140	-41 (-32%)
PPB_{tot}	$gC m^{-2} an^{-1}$	288	288	297	296	300	313	288	296	3	288 - 313	48 (+19%)
PPN_{tot}	$gC m^{-2} an^{-1}$	118	121	121	119	127	131	115	122	4	115 - 131	11 (+10%)
PPB_{max}	$gC m^{-2} jour^{-1}$	1.50	1.53	1.43	1.45	1.67	1.58	1.34	1.50	7	1.34 - 1.67	0.1 (+6.4%)
PPB_{JFM}	$gC m^{-2}$	41.6	33.8	46.1	41.8	36.0	41.0	41.1	40.2	10	33.8 - 46.1	14.1 (+54%)
PPB_{AMJ}	$gC m^{-2}$	109.2	110.4	107.8	110.6	119.5	120.2	106.3	112.0	5	106.3 - 120.2	13.5 (+14%)
PPB_{JAS}	$gC m^{-2}$	97.4	101.3	99.7	105.1	104.5	107.5	101.1	102.4	3	97.4 - 107.5	15.9 (+18%)
PPB_{OND}	$gC m^{-2}$	39.7	42.2	43.2	38.3	40.3	44.2	39.5	41.1	5	38.3 - 44.2	4.6 (+12%)
PPB_{dia}	$gC m^{-2} an^{-1}$	13.3	11.6	10.0	28.1	13.1	17.3	63.9	22.5	86	10.0 - 63.9	3.4 (+18%)
PPB_{nano}	$gC m^{-2} an^{-1}$	228.2	230.0	238.6	221.4	245.9	250.1	174.2	226.9	11	174.2 - 250.1	25.9 (+13%)
PPB_{pico}	$gC m^{-2} an^{-1}$	46.4	46.1	48.2	46.2	41.4	45.6	50.0	46.3	6	41.4 - 50.0	18.5 (+67%)
$\%PPB_{dia}$	% de PPB_{tot}	4.6	4.0	3.4	9.5	4.4	5.5	22.2	7.7	7	3.4 - 22.2	0%
$\%PPB_{nano}$	% de PPB_{tot}	79.3	79.9	80.4	74.9	81.9	79.9	60.5	76.7	7	60.5 - 81.9	-4.4%
$\%PPB_{pico}$	% de PPB_{tot}	16.1	16.0	16.2	15.6	13.8	14.6	17.3	15.7	1	13.8 - 17.3	+4.4%
$RESP_{tot}$	$gC m^{-2} an^{-1}$	275	275	282	274	280	291	273	279	2	273 - 291	47 (20%)
META	$gC m^{-2} an^{-1}$	12.7	12.5	14.4	22.0	20.0	21.9	15.6	17.0	25	12.5 - 22.0	1.3 (+8.3%)
$EXP_{C,tot}$	$gC m^{-2} an^{-1}$	7.7	38.2	18.5	19.8	39.7	28.0	17.3	24.2	48	7.7 - 39.7	-1.0 (-3.9%)
EXP_{COP}	$gC m^{-2} an^{-1}$	7.1	12.5	6.5	8.6	14.5	10.6	7.6	9.6	31	6.5 - 14.5	-0.7 (-6.8%)
EXP_{COD}	$gC m^{-2} an^{-1}$	0.7	25.7	12.0	11.3	25.2	17.4	9.7	14.6	61	0.7 - 25.7	-0.3 (-2.0%)
$\%EXP_{COD}$	% de $EXP_{C,tot}$	8.6	67.3	64.7	56.8	63.5	62.3	55.8	54.2	21	8.6 - 67.3	-3.2%
$e-ratio$	% de PPB_{tot}	2.7	13.3	6.2	6.7	13.2	8.9	6.0	8.2	4	2.7 - 9.0	-2.0%
ABS_N	$gN m^{-2} an^{-1}$	29.7	29.4	29.7	30.3	30.6	32.0	31.8	30.5	3	29.4 - 32.0	3.4 (+13%)
$f-ratio$	% de ABS_N	47.8	49.2	47.1	50.2	52.4	51.7	49.9	49.8	4	47.1 - 52.4	-0.8%
NITRIF	$gN m^{-2} an^{-1}$	11.9	12.1	12.1	11.8	12.6	12.7	12.2	12.2	3	11.8 - 12.7	1.0 (+9.0%)

TAB. 12.2 – Variabilité interannuelle et évolution des caractéristiques hydrodynamiques et des processus biogéochimiques pour la période future. Valeur pour chaque année et moyenne, variabilité (rapport entre l'écart-type et la moyenne (exprimé en %) pour les valeurs absolues, écart-type pour les contributions) et gamme de valeurs obtenues pour les 7 années pour : la température moyenne sur les 200 premiers mètres (T_{moy}), la profondeur moyenne de la couche de mélange océanique (CMO_{moy}), la taille de la zone enrichie en nitrate ($SURF_{NO_3}$), la PPB totale (PPB_{tot}), la PPN totale (PPN_{tot}), le maximum de PPB (PPB_{max}), les PPB saisonnières (janvier-mars PPB_{JFM} , avril-juin PPB_{AMJ} , juillet-septembre PPB_{JAS} et octobre-décembre PPB_{OND}), la contribution absolue et relative de chaque groupe phytoplanctonique à la PPB (PPB_{dia} , PPB_{nano} , PPB_{pico} et $\%PPB_{dia}$, $\%PPB_{nano}$, $\%PPB_{pico}$), le rejet total de CO_2 dissous ($RESP_{tot}$), le métabolisme net (META), l'exportation de carbone organique sous l'isobathe 200 m ($EXP_{C,tot}$), l'exportation de COP sous l'isobathe 200 m (EXP_{COP}), l'exportation de COD sous l'isobathe 200 m (EXP_{COD}), la contribution de l'exportation de COD à l'exportation totale de carbone organique ($\%EXP_{COD}$), le $e-ratio$ annuel, l'absorption d'azote (ABS_N), le $f-ratio$ annuel et le bilan annuel de nitrification (NITRIF). La dernière colonne correspond à la différence entre les valeurs moyennes du présent et celle du futur, le changement relatif (en %) étant indiqué en italiques.

La PPB augmente pour chaque groupe de phytoplancton (Tab. 12.2). On observe cependant une augmentation relative de la PPB du picophytoplancton particulièrement importante (+67%, Tab. 12.2), qui explique l'augmentation sensible de la biomasse de ce groupe observée précédemment (Tab. 12.1). La contribution des diatomées à la PPB reste stable par rapport à la période actuelle, mais présente une très forte variabilité interannuelle (86%). En revanche, en valeurs relatives, la contribution du picophytoplancton à la PPB augmente légèrement (+4%), celle du nanophytoplancton diminuant de façon équivalente, et leur variabilité interannuelle est nettement plus faible (respectivement 6 et 11%).

12.3.2 L'absorption d'azote

Le bilan annuel de l'absorption d'azote augmente entre la période actuelle et la période future (+13%, Tab. 12.2). L'évolution du rapport entre l'absorption de nitrate et l'absorption totale d'azote, le *f-ratio*, est montrée sur la Fig. 12.8. A partir du mois de décembre, le *f-ratio* est en moyenne plus faible pour les années futures que pour la période actuelle, avec une diminution nette entre décembre et février. En moyenne, l'absorption de nitrate représente 49.8% de l'absorption totale d'azote, soit une diminution de 0.8% par rapport à la période actuelle (Tab. 12.2). De plus, le bilan annuel de nitrification augmente également entre les deux période (+9%, Tab. 12.2). L'écosystème semble donc s'orienter vers une production davantage régénérée. Ce résultat est cohérent avec l'augmentation du développement du picophytoplancton résultant de l'augmentation de l'excrétion d'ammonium par les bactéries.

12.3.3 La fixation et le rejet de CO₂

Nous avons vu que le bilan de PPB augmente entre la période actuelle et la fin du XXIème siècle. Par ailleurs, le bilan de la respiration augmente également, en particulier en période stratifiée (Fig. 12.7). Le bilan annuel de respiration totale augmente en moyenne de 47 gC m⁻²an⁻¹, soit de 20%, entre les périodes actuelle et future (Tab. 12.2). Cette valeur d'augmentation de la respiration est très cohérente avec les résultats d'une étude très récente [Vasquez-Dominguez *et al.*, 2007] qui montre que, pour un réchauffement des eaux de 2.5°C, le taux de respiration de la communauté planctonique augmente d'environ 23% dans un système côtier de Méditerranée nord-occidentale.

L'augmentation de la respiration est pratiquement égale à celle de la PPB (+48 gC m⁻²an⁻¹), et est due essentiellement à l'augmentation de la respiration bactérienne (+41 gC m⁻²an⁻¹, soit 87% de l'augmentation totale). A l'échelle annuelle, la contribution de la respiration bactérienne à la représentation totale représente 75% dans la période future, contre 73% dans la période actuelle.

Malgré l'augmentation de la PPB et en raison de l'intensification de l'activité bactérienne, le métabolisme net évolue très peu entre les périodes actuelle et future : l'écosystème est un puits de CO₂ dissous de 17 gC m⁻²an⁻¹ dans la période future, contre 16 gC m⁻²an⁻¹ dans la période actuelle. D'après ces résultats, l'écosystème pélagique de Méditerranée nord-occidentale représenterait donc une zone "puits" pour le CO₂ dissous, tant à la fin du XXIème siècle que dans la période actuelle.

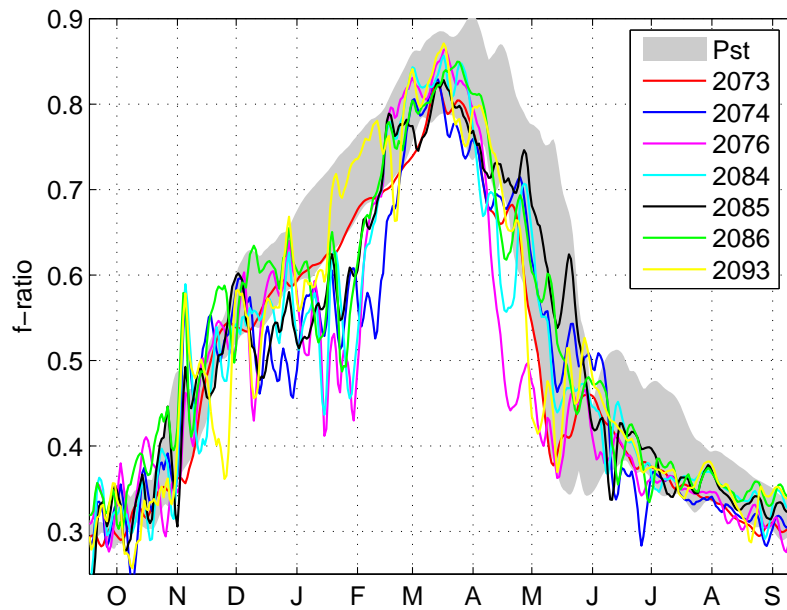


FIG. 12.8 – Evolution saisonnière du f -ratio moyenné sur tout le domaine, pour les 7 années de la période future ($\text{gC m}^{-2}\text{jour}^{-1}$). La gamme de valeurs obtenues pour les 7 années de la période actuelle est indiquée en gris.

12.3.4 L'exportation de matière organique

Malgré l'affaiblissement de la convection hivernale, le bilan de l'exportation de carbone organique vers les profondeurs diminue très faiblement entre les périodes actuelle et future ($-1 \text{ gC m}^{-2}\text{an}^{-1}$, soit -4% , Tab. 12.2). Cette diminution peut sembler faible mais elle est parfaitement en accord avec les résultats d'une simulation couplée à l'échelle globale [Bopp *et al.*, 2001] qui prévoit, pour les latitudes moyennes, une diminution de l'ordre de 5% de l'exportation de matière organique vers les profondeurs.

L'évolution saisonnière de l'exportation de carbone organique particulaire (détritus + phytoplancton + zooplancton + bactéries) et dissous (Fig. 12.9) ne présente pas de différences notables entre les deux périodes. La plus grande partie de l'exportation a lieu entre janvier et juin pour les deux périodes. Le bilan annuel de l'exportation de COP diminue en moyenne de 7% , et celle du COD de 2% . L'augmentation de la biomasse carbonée et de la quantité de COD compensent donc l'affaiblissement de la convection océanique. La plus faible diminution pour le COD s'explique par la plus forte augmentation de la quantité totale de COD ($+17\%$ soit $+4.9 \text{ gC m}^{-2}$ en moyenne annuelle) par rapport à celle du COP ($+1\%$, soit $+0.12 \text{ gC m}^{-2}$ en moyenne annuelle). La variabilité interannuelle de ces exportations augmente entre la période actuelle et future, notamment en ce qui concerne le COD.

Etant donné que le bilan annuel de PPB augmente entre les périodes actuelle et future, la part de la PPB exportée vers le fond diminue légèrement, passant de 10% à 8% entre la période actuelle et la fin du XXIème siècle.

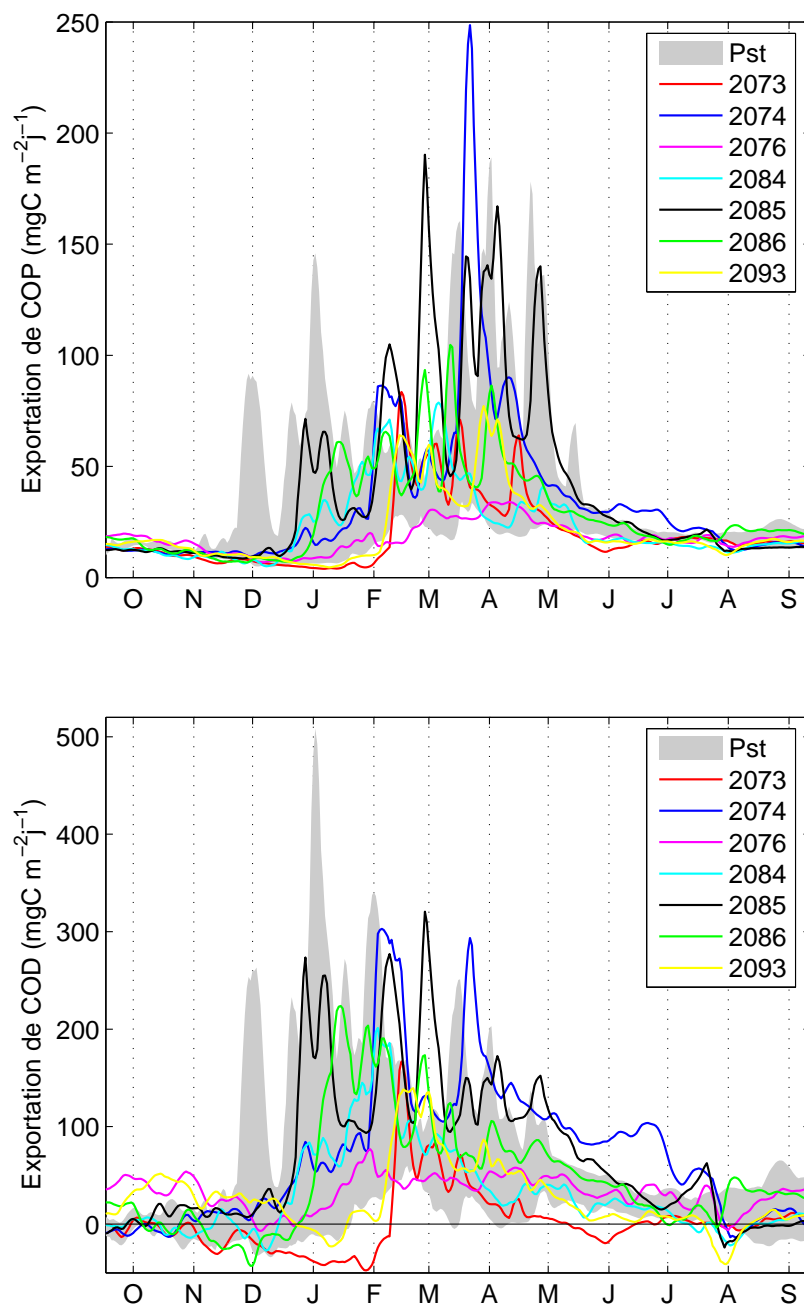


FIG. 12.9 – Evolutions saisonnières des exportations de matière organique particulaire et dissoute moyennées sur tout le domaine, pour les 7 années de la période future. Les gammes de valeurs obtenues pour les 7 années de la période actuelle sont indiquées en gris

12.3.5 Conclusion

La comparaison des résultats obtenus lors des 7 années des périodes actuelle et future nous a permis d'évaluer l'influence du changement climatique sur l'évolution saisonnière et la composition de l'écosystème planctonique pélagique en Méditerranée nord-occidentale, sous les hypothèses du scénario A2.

La disponibilité en nutriments diminue entre la période actuelle et la fin du XXIème siècle, en raison de l'affaiblissement de la convection océanique profonde. Paradoxalement, la biomasse chlorophyllienne augmente, en raison de l'augmentation de la production primaire liée à la hausse de la température dans la zone euphotique. Le contrôle de la production primaire par les disponibilités en azote et surtout en phosphore s'intensifie, alors que le contrôle par la disponibilité en silicium semble diminuer. En conséquence de la plus faible disponibilité en nutriments, l'exsudation phytoplanctonique de COD augmente, et la biomasse carbonée phytoplanctonique diminue (-3%). Cette augmentation de la concentration en COD favorise la croissance bactérienne, contrôlée davantage que dans la période actuelle, comme le développement phytoplanctonique, par les disponibilités en azote mais surtout en phosphore. L'excrétion bactérienne d'ammonium augmente, favorisant le développement estival du picophytoplancton. Par conséquent, la part de la production primaire liée à la production régénérée augmente. La hausse du rejet de CO₂ dissous dû à la respiration, résultant en grande partie de la hausse de la respiration bactérienne, compense presque exactement l'augmentation de la PPB : la quantité nette de CO₂ fixée au cours du cycle annuel par le système n'augmente que très légèrement. Enfin, l'exportation de carbone organique vers les couches profondes de la Méditerranée nord-occidentale diminue peu, l'affaiblissement de la convection océanique étant compensé par l'augmentation des quantités de carbone organique dissous et particulaire. Nos résultats montrent en effet une légère augmentation de la biomasse carbonée totale, avec une contribution accrue du plancton hétérotrophe.

Il est intéressant de constater que le modèle couplé prévoit certaines évolutions dans les dynamiques trophiques de la communauté planctonique qui sont prévues dans le cadre du changement climatique, et en particulier l'effet d'un contrôle accru des diatomées par la prédation du mésozooplancton en période hivernale et printanière.

Rappelons que l'évolution des concentrations en nutriments sur les 100 prochaines années, liée à celle des apports terrestres et atmosphériques, n'a pas été prise en compte dans cette étude. De plus, ce travail s'appuie sur une simulation de grande échelle, réalisée avec un modèle océanique et un modèle atmosphérique particuliers, sous les hypothèses d'un scénario de changement climatique particulier. Notons tout de même que d'autres études [Thorpe and Bigg, 2000; Bozec, 2006] prévoient également un affaiblissement de la convection et une augmentation de la température au cours du XXIème siècle. Si l'intensité de la réponse du modèle biogéochimique peut varier en fonction des modèles atmosphériques, on peut tout de même s'attendre à ce que cette réponse aille dans le même sens que celle obtenue ici.

Enfin, les incertitudes liées au modèle biogéochimique sont également à prendre

en compte. En effet, lors de l'étude de l'année de référence, nous avons montré que ce modèle présentait certains points faibles. De plus, les formulations et les paramétrisations des processus ne permettent pas au modèle de représenter tous les changements qui pourraient intervenir dans l'écosystème en réponse à l'évolution du climat : adaptation des espèces à l'augmentation de la température, apparition de nouvelles espèces, etc. Il est en outre nécessaire de pouvoir s'assurer que le modèle est adapté aux différents régimes trophiques que l'écosystème peut rencontrer. Ces résultats constituent donc une première étape de l'étude de la réponse de l'écosystème planctonique pélagique au changement climatique, cependant, un travail approfondi de validation et de calibration du modèle est encore nécessaire.

Chapitre 13

Conclusions et perspectives

Le premier objectif du travail présenté dans ce manuscrit était de mieux comprendre la formation et la propagation des masses d'eau en Méditerranée nord-occidentale. Ce travail s'est appuyé pour cela sur la modélisation hydrodynamique, et a bénéficié de la collaboration avec les modélisateurs de l'équipe ARPEGE-Climat de Météo-France.

Le second objectif était d'examiner l'influence de cette circulation sur le fonctionnement de l'écosystème planctonique pélagique. La collaboration avec les modélisateurs du Laboratoire d'Océanographie et de Biogéochimie et du Centre d'Ecologie Estuarienne et Marine du NIOO (Institut Néerlandais d'Ecologie) a permis de mettre au point un outil de modélisation couplée hydrodynamique-biogéochimie, grâce auquel nous avons pu mener cette étude. Celle-ci a été réalisée au cours de la dernière partie de cette thèse, et nous en avons présenté ici les premiers résultats.

Nous résumons dans ce chapitre final les conclusions majeures de ce travail, et détaillons ensuite les perspectives qu'il offre.

13.1 Conclusions

13.1.1 La formation et le devenir des masses d'eau en Méditerranée nord-occidentale

La convection profonde au large

La première étape de notre étude a consisté à étudier le processus de convection profonde pour l'année réelle 1986-87.

La comparaison entre les résultats obtenus au moyen de deux modèles de résolution spatiale différente (OPAMED8 et SYMPHONIE) et la confrontation avec les données disponibles a permis de vérifier la pertinence de l'utilisation d'un modèle de méso-échelle pour l'étude de la convection profonde. En effet, si les deux modèles représentent de façon similaire la convection à l'échelle globale, le modèle SYMPHONIE à 3km de résolution permet une meilleure représentation des processus de méso-échelle. Or ces processus ont une influence importante sur la structure de la colonne d'eau pendant et après la convection profonde, en raison de leur rôle dans la formation, le mélange et les transports horizontaux et verticaux des différentes masses d'eau. Le modèle SYMPHONIE a été ensuite utilisé pour examiner les effets

de la convection profonde sur la circulation en Méditerranée nord-occidentale. Les contributions respectives du courant Nord et des instabilités baroclines à l'exportation de l'eau dense hors de la zone de convection ont été estimées respectivement à $2/3$ et $1/3$. Enfin, les deux modèles surestiment la taille de la zone de convection, qui est également décalée vers le sud-ouest par rapport à la zone réellement observée. L'hypothèse a été émise que ce défaut était lié à la résolution spatiale trop faible du forçage atmosphérique.

Cette hypothèse a été confirmée par les résultats de deux simulations supplémentaires, réalisées en utilisant le modèle SYMPHONIE forcé à la surface par des champs atmosphériques de résolutions différentes. Cette étude a montré l'importance de la résolution spatiale du forçage atmosphérique dans la modélisation de la convection profonde. La haute résolution permet en effet de mieux reproduire les extrêmes atmosphériques, spatiaux et temporels, qui influent sur l'approfondissement de la couche de mélange. Ceci a permis de souligner l'intérêt des méthodes de *downscaling* appliquées aux champs atmosphériques de faible résolution dans le cadre de la modélisation océanique.

Ces travaux sur la convection profonde, ainsi que ceux déjà effectués par *Somot* [2005] ont par ailleurs confirmé que le modèle OPAMED8 permet de représenter correctement la convection à l'échelle globale, et est donc tout-à-fait adapté à des études à long-terme de ce processus. L'influence de la variabilité interannuelle atmosphérique et les effets du changement climatique sur le processus de convection profonde en Méditerranée nord-occidentale n'ont donc pas été abordés dans cette thèse.

La formation d'eau dense sur le plateau du golfe du Lion

Après avoir étudié la formation et le devenir des masses d'eau dense au large, nous nous sommes intéressés à l'eau dense formée sur le plateau continental. La dépendance de la formation d'eau dense aux conditions atmosphériques lui impose une forte variabilité temporelle, et suggérait une influence notable du changement climatique sur ce processus. Notre attention s'est donc portée sur les effets de la variabilité interannuelle atmosphérique et du changement climatique sur la formation et le devenir de ces masses d'eau. Pour cela, les résultats de deux séries de simulations annuelles, réalisées l'une pour la période actuelle et l'autre pour la fin du XXIème siècle, ont été analysés et comparés. Une part de l'eau dense formée sur le plateau est éliminée par le mélange avec les eaux plus légères avant de pouvoir atteindre le large. L'eau dense restante est exportée du plateau au niveau de son extrémité sud-ouest, où une partie plonge vers les zones profondes en cascasant le long des canyons tandis que l'autre continue de suivre la côte en sub-surface. La comparaison avec les observations disponibles indique que le modèle reproduit correctement les caractéristiques de ces processus. Nos résultats montrent que dans la période actuelle, la forte variabilité interannuelle des quantités respectives d'eau dense formée sur le plateau, exportée vers le large et cascasant le long des canyons est largement corrélée à la variabilité de la perte de chaleur atmosphérique en hiver. A la fin du XXIème siècle, on observe encore cette corrélation entre variabilité atmosphérique et variabilité de la formation et de l'exportation d'eau dense. Cependant, le renforcement de la stratification, induit par la diminution de la perte de chaleur annuelle au cours du XXIème siècle, provoque une diminution importante des volumes d'eau

dense formée (-50%), exportée (-90%) et cascading vers le fond (-90%). Une étude de sensibilité a montré que ces résultats dépendaient du modèle atmosphérique utilisé, ainsi que du scénario de changement climatique considéré. Cependant, sous les hypothèses du scénario A2, tous les modèles atmosphériques vont dans le sens d'une diminution notable de la formation et de l'exportation d'eau dense au niveau du plateau du golfe du Lion d'ici la fin du XXIème siècle.

13.1.2 Influence de la circulation sur les écosystèmes pélagiques planctoniques

En raison de la présence de convection profonde d'une part et d'apports d'eau douce importants d'autre part, la Méditerranée nord-occidentale est, aussi bien au large que dans la zone côtière, la région la plus productive de la Méditerranée pour les écosystèmes marins (comparable à l'Adriatique). Notre objectif ici était de comprendre et décrire le fonctionnement de ce système complexe enchaînant forçage météorologique, mouvements océaniques verticaux et horizontaux et premiers échelons trophiques. Les études présentées dans les chapitres 7, 8 et 9 montrent que le modèle SYMPHONIE reproduit correctement les caractéristiques de la circulation océanique en Méditerranée nord-occidentale, depuis les courants permanents jusqu'à la méso-échelle, et qu'il est donc pertinent de l'utiliser lors d'une démarche de modélisation couplée hydrodynamique - biogéochimie. Nous avons donc utilisé SYMPHONIE, couplé au modèle Eco3M-MED, afin d'étudier la variabilité interannuelle de l'écosystème planctonique pélagique et sa réponse au changement climatique.

Etude d'une année de référence

La validation de notre modèle couplé était un pré-requis indispensable. L'étude du cycle saisonnier de l'écosystème donné par le modèle pour une année de référence, et la comparaison avec les données disponibles, nous ont permis de démontrer le réalisme du modèle, et d'en soulever les points faibles. A ce titre, nous avons en particulier relevé une certaine surestimation de la domination du nanophytoplancton par rapport aux autres groupes phytoplanctoniques, qui induirait une légère surestimation de la PPB estivale. Le modèle permet cependant de retrouver une des caractéristiques majeures du fonctionnement de l'écosystème planctonique méditerranéen : le rôle de la faible disponibilité en phosphore dans le contrôle du développement phytoplanctonique et de la croissance bactérienne en période estivale. Par ailleurs, nos résultats vérifient que l'efflorescence phytoplanctonique printanière s'appuie majoritairement sur l'utilisation de nutriments exogènes à la zone euphotique (production nouvelle), et que le reste de l'année (période stratifiée) l'écosystème planctonique est caractérisé par un régime trophique de régénération soutenu par la forte activité de la boucle microbienne. Enfin, la quantification des flux de carbone à travers les différentes frontières de la zone d'étude suggère que la Méditerranée nord-occidentale serait une zone de séquestration en profondeur du carbone provenant de l'atmosphère, du Rhône et des autres régions du bassin.

Influence de la variabilité interannuelle atmosphérique sur l'écosystème planctonique pélagique

Ces conclusions concernant le fonctionnement de l'écosystème pour une année de référence ont été généralisées à toute la période actuelle lors de l'étude de la réponse de cet écosystème à la variabilité interannuelle atmosphérique. Nos résultats montrent que la disponibilité en nutriments est fortement dépendante de l'intensité de la convection hivernale, et présente par conséquent une forte variabilité, qui induit d'importants changements dans l'évolution des différents groupes planctoniques au moment de la convection hivernale et de l'efflorescence printanière. Les bilans annuels des biomasses planctoniques présentent en revanche une variabilité interannuelle très faible, qui s'accompagne d'une faible variabilité des bilans annuels de production primaire, de production nouvelle, de production régénérée, et de respiration. Cette variabilité semble davantage liée à la variabilité de la température de la zone euphotique qu'à celle de la disponibilité en nutriments. Le bilan annuel d'exportation de carbone est, parmi les processus étudiés, celui qui présente la plus grande variabilité interannuelle, fortement liée à la variabilité de la convection hivernale. Le métabolisme net de l'écosystème de Méditerranée nord-occidentale montre aussi une certaine variabilité, liée à la température de la zone euphotique, mais dans la zone étudiée, l'écosystème pélagique planctonique reste systématiquement un puits de carbone inorganique dissous. Rappelons que la pompe "chimique", c'est-à-dire la séquestration du carbone par le mécanisme de dissolution du dioxyde de carbone atmosphérique dans l'océan et l'évolution du CO₂ dissous due aux processus chimiques, n'est pas représentée dans le modèle. Les résultats obtenus ici ne permettent donc pas de conclure ici quant à un éventuel rôle source/puits de la Méditerranée nord-occidentale vis-à-vis du CO₂ atmosphérique.

Influence du changement climatique sur l'écosystème planctonique pélagique

La comparaison des résultats obtenus pour la période actuelle et pour la fin du XXI^{ème} siècle a permis de réaliser une première étude de l'influence du changement climatique sur l'écosystème planctonique pélagique en Méditerranée nord-occidentale. Un certain nombre des résultats du modèle corroborent les résultats d'études expérimentales traitant de l'influence de l'augmentation des températures sur les écosystèmes pélagiques, ainsi que ceux de modélisations couplées à l'échelle globale. Ainsi malgré la diminution de la disponibilité en nutriments résultant de l'affaiblissement de la convection océanique, la production primaire brute augmente entre la période actuelle et la fin du XXI^{ème} siècle, en raison du réchauffement de la zone euphotique. L'intensification du contrôle du développement phytoplanctonique par la ressource nutritive, i.e. de type *bottom-up* (azote et surtout phosphore), favorise l'exsudation phytoplanctonique de carbone organique dissous et donc, indirectement, la croissance bactérienne. La nitrification s'intensifie également. Par conséquent, la contribution de la production régénérée à la production primaire augmente. Les sorties du modèle suggèrent aussi un contrôle accru (de type *top-down*) des biomasses de diatomées par le zooplancton de grande taille en périodes hivernale et printanière. Par ailleurs, l'augmentation de la respiration bactérienne compense presque exactement celle de la production primaire brute, et les valeurs du métabolisme net ne changent donc que très peu entre la période actuelle et la

fin du XXIème siècle. Enfin, la fraction de la production primaire exportée en profondeur diminue légèrement, l'affaiblissement de la convection profonde, responsable de la majeure partie de cette exportation, étant compensé par l'augmentation des biomasses planctoniques et de la quantité de carbone organique dissous.

13.2 Perspectives

Les perspectives offertes par ce travail sont nombreuses.

13.2.1 Améliorer le réalisme des modèles

Tout d'abord, même si les résultats obtenus sont encourageants pour le modèle hydrodynamique comme pour le modèle biogéochimique, il est nécessaire d'améliorer encore le réalisme de la modélisation des fonctionnements hydrodynamique et biogéochimique du bassin nord-occidental.

Les apports fluviaux

La variabilité mensuelle des apports du Rhône en eau douce, matière organique et sels nutritifs a été prise en compte. D'après les travaux de *W. Ludwig* (voir Fig. 13.1), les apports en nutriments présentent une forte variabilité interannuelle. De plus, les travaux de *Ulses* [2005] ont montré que les crues du Rhône avaient un effet important sur la formation des masses d'eau sur le plateau, et sur le transport de la matière particulaire. Il serait donc intéressant d'examiner l'influence des variabilités haute fréquence à interannuelle sur la formation et le devenir des masses d'eau dense et sur le fonctionnement de l'écosystème. Par ailleurs, si l'évolution des débits mensuels des fleuves au cours du XXIème siècle est représentée dans le modèle, nous n'avons pas fait varier les concentrations en nutriments et en matière organique dans le Rhône entre la période actuelle et la période future. En fonction des orientations de la société en réponse au changement climatique et en matière de réglementation des rejets industriels et agricoles, ces concentrations pourraient varier considérablement au cours du siècle. La collaboration avec des chercheurs en hydrologie et en sciences sociales aiderait à obtenir des informations sur ces variations. Certaines tendances dans l'équilibre des rejets de nutriments par le Rhône se dessinent déjà depuis plusieurs décennies, avec une diminution significative des apports en phosphate et en silicate par rapport aux rejets azotés [*Moutin et al.*, 1998]. Si ces tendances se confirment, voire s'accroissent au cours du XXIème siècle, les déficits en phosphate et silicate pourraient encore s'aggraver. L'augmentation des ratios nitrate :phosphate et nitrate :silicate pourrait donc être beaucoup plus élevée que celle prévue par les sorties du modèles. Ces déséquilibres dans la ressource nutritive auraient probablement des conséquences sur la structuration temporelle et spécifique de la communauté planctonique, conséquences qui, là encore, n'ont pas pu être explorées par le modèle.

Les apports atmosphériques

Les apports atmosphériques présentent une forte variabilité temporelle et sont très difficiles à quantifier. Ils ont donc été ignorés dans ce premier travail de mo-

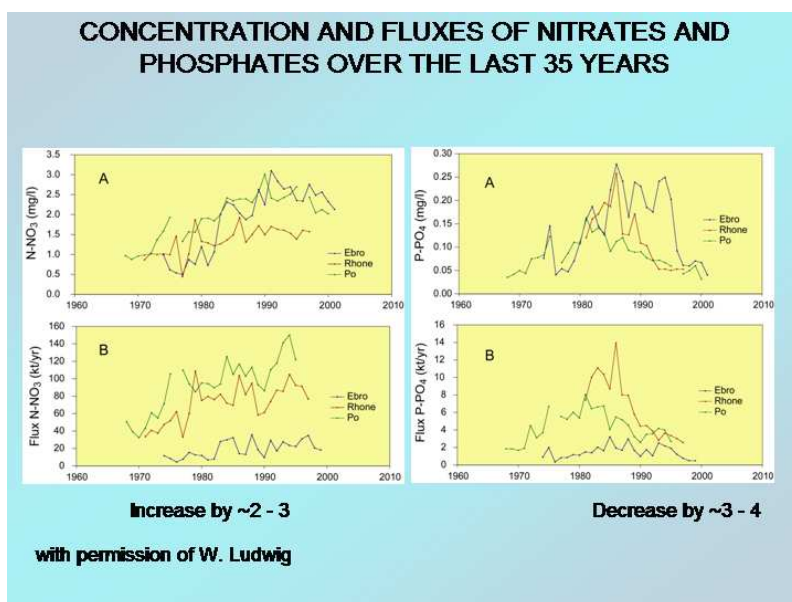


FIG. 13.1 – Evolution annuelle des concentrations en nitrate et en phosphate dans le Rhône, l'Ebre et le Pô entre 1968 et 2001. Communication personnelle de *W. Ludwig*

délisation couplée. Or ils peuvent influencer la production primaire en provoquant de brefs épisodes d'efflorescence, en particulier en période stratifiée [Dulac *et al.*, 1996]. Prendre en compte ces apports, ainsi que leur variabilité spatio-temporelle et leur évolution temporelle à long-terme, permettrait d'examiner leurs effets sur la production primaire. Les prendre en considération de manière rigoureuse pourrait se faire via un couplage avec un modèle de chimie-transport atmosphérique.

Les conditions initiales et aux limites pour le modèle biogéochimique

Face au manque de données de résolution temporelle et spatiale suffisante, ou de résultats de modèles couplés de grande échelle, des solutions ont été élaborées pour les conditions initiales et aux limites latérales du modèle biogéochimique. Ces solutions ont cependant leurs limites. Un travail important de synthèse reste à faire à partir des données historiques pour part regroupées dans la base de données Medatlas [MEDAR/MEDATLAS Group, 2002]. De même, le fait d'utiliser les mêmes conditions initiales pour les années de référence des périodes actuelle et future n'est certainement pas réaliste. La mise au point d'un modèle couplé de grande échelle constitue l'un des objectifs du projet européen SESAME. Un tel modèle pourrait être utilisé pour réaliser des simulations longues (~100 ans) et fournir au modèle couplé régional utilisé ici des conditions initiales et aux limites de long terme plus réalistes.

Tests de sensibilité aux paramètres des modèles

Des études de sensibilité aux paramètres des modèles permettraient de mieux apprécier les incertitudes de nos résultats. Dans le modèle hydrodynamique, les conclusions des travaux de Madec *et al.* [1991b] soulignent la nécessité de tester la sensibilité de nos résultats à la paramétrisation de la diffusion horizontale. Les incertitudes sur les résultats du module biogéochimique sont certainement beaucoup plus

importantes, ce modèle reposant en effet sur des formulations mathématiques qui nécessitent l'emploi de nombreux paramètres. Malgré des résultats encourageants, il apparaît nécessaire d'améliorer encore le réalisme du code biogéochimique afin de pouvoir assurer et préciser les résultats obtenus. En effet, notre étude a permis de soulever certains points faibles du modèle (sur-représentation de certains groupes planctoniques, surestimation de la PPB estivale...). Il est donc indispensable de mener des études de sensibilité plus fines, et éventuellement de tester d'autres paramétrisations. Pour cela, il est crucial de mener un travail approfondi de validation et de calibration à partir de la modélisation d'années réelles, en utilisant les observations disponibles aux différents endroits du domaine (services d'observation DYFAMED en mer Ligure, SOMLIT à Banyuls, Marseille et Villefranche-sur-Mer, campagnes MOOGLI sur le plateau du golfe du Lion, données satellitales). L'assimilation de données dans les modèles biogéochimiques est une voie nouvellement explorée (voir par exemple *Raick-Blum* [2005]), qui pourrait également permettre d'améliorer ces paramétrisations.

Améliorer la représentation des communautés planctoniques par l'ajout ou la modification de certaines paramétrisations

Le modèle biogéochimique utilisé pour ce travail représente trois groupes de phytoplancton, trois groupes de zooplancton, et la boucle microbienne. Cela représente une avancée notable dans la représentation numérique de l'écosystème pélagique de Méditerranée nord-occidentale. Cependant, chaque type de plancton a des caractéristiques fixes (optimum en température, constantes des cinétiques d'absorption et de prédation, préférences par rapport aux proies disponibles, etc...). Un tel modèle ne peut donc pas reproduire a-priori l'évolution sur le très long terme de la structure des communautés planctoniques en réponse aux variations climatiques. Pour améliorer ce point, il faut certainement travailler autour de la prise en compte des deux paramètres (température et CO₂) qui vont subir la plus forte augmentation d'ici la fin du siècle et qui sont susceptibles d'influencer assez rapidement et très profondément la structure des communautés planctoniques [*IPCC*, 2007].

L'augmentation de température prévue provoquera certainement, sur des périodes plus ou moins longues au cours de l'année, la disparition d'espèces planctoniques actuellement proches de leur optimum et le renforcement d'espèces actuellement éloignées de leur optimum. Les fonctions de contrôle par la température utilisées dans ce travail pour les groupes phytoplanctoniques et zooplanctoniques sont classiquement du type Arrhénius Q₁₀, et ne peuvent donc pas représenter les effets de variation de la température décrits ci-dessus. Il y a donc un travail à faire sur la formulation du contrôle par la température des processus biogéochimiques dans les modèles. L'autre paramètre important est le taux de CO₂, dont la concentration devrait augmenter de manière importante dans les eaux marines d'ici la fin du siècle. La variation de concentration en CO₂ aura très probablement des effets à plusieurs niveaux. L'augmentation de CO₂ pourrait influencer la structuration de la communauté phytoplanctonique en favorisant ou non l'activité photosynthétique et le taux de croissance de certains types de phytoplancton (voir par exemple *Burkhardt et al.* [2001]). Elle pourrait également provoquer une modification de la stoechiométrie élémentaire de la matière organique produite par photosynthèse (changements notables dans les ratios de constitutions C :N :P, *Fu et al.* [2007]; diminution de la

calcification, *Feely et al.* [2004]). Ces processus n'ont pas pu être considérés dans ce travail. Il serait pour cela nécessaire d'introduire dans le modèle couplé des modules d'alcalinité et d'absorption spécifique de carbone inorganique par les autotrophes, comme cela a été fait par exemple dans *Raick-Blum* [2005].

Pour tester l'effet de ces nouvelles paramétrisations, il sera là-encore nécessaire de calibrer et de valider le modèle biogéochimique de façon approfondie.

Le besoin d'observations à long-terme

Afin d'améliorer la validité des sorties des modèles, il est indispensable de disposer de davantage de systèmes d'observation pérennes. A l'inverse, les résultats des modèles peuvent aider à la mise en place de nouvelles campagnes d'observations. La modélisation, qui permet la continuité spatiale et temporelle mais qui n'est qu'une représentation simplifiée de la réalité, et l'observation, qui permet d'accéder à cette réalité mais qui ne peut être que locale ou ponctuelle, sont des outils complémentaires. La compréhension des nombreux processus qui interviennent dans le fonctionnement du système Méditerranéen nécessite donc d'établir une synergie entre les communautés de modélisateurs et d'expérimentateurs.

Nous avons par exemple montré que la majorité de l'eau dense formée sur le plateau était exportée au niveau du canyon de Cap Creus et en sub-surface vers la mer Catalane. A la lumière de ces résultats, et en raison de la forte variabilité temporelle des échanges entre les zones côtières et hauturières, il serait très instructif d'instrumenter de façon durable l'extrémité sud du plateau et le canyon de Cap Creus. Ceci permettrait de suivre à la fois la quantité d'eau exportée mais également sa composition en matière inorganique, organique, et en polluants tels que les métaux susceptibles d'altérer les écosystèmes.

En ce qui concerne les écosystèmes pélagiques, peu d'observations à long-terme sont disponibles, à l'exception des données précieuses fournies par les services d'observation DYFAMED et SOMLIT, et par les données satellitales, qui ne permettent pas d'appréhender la complexité de l'écosystème. Il est nécessaire de pouvoir comparer les résultats du modèle avec des observations pérennes dans d'autres zones. On peut ainsi se réjouir du développement de nouveaux sites de mesures comme le point 90m et le point MOLA du service d'observation de l'Observatoire de Banyuls. Pour la modélisation, il serait également souhaitable d'avoir, associées à ces séries temporelles, des informations plus détaillées sur les communautés planctoniques ainsi que des mesures à haute fréquence au moins pour certains paramètres.

Couplage avec des modèles diagénétiques, d'écosystèmes benthiques et de transport sédimentaire

Les travaux de *Ulses* [2005] ont consisté pour partie à inclure dans SYMPHONIE un module de transport sédimentaire. Un couplage entre le modèle pélagique, le modèle hydro-sédimentaire et un modèle d'écosystème et de biogéochimie benthique permettrait de prendre en compte, en particulier dans le domaine côtier, les transferts de matière inorganique et organique entre l'écosystème pélagique, l'écosystème benthique et le sédiment, en tenant compte des événements extrêmes qui ont des effets majeurs sur le remaniement sédimentaire à l'échelle de l'ensemble du plateau [*Ulses*, 2005] et sur la structuration des écosystèmes benthiques.

Prise en compte de la rétroaction de l'océan sur l'atmosphère

Pour ce travail, nous avons travaillé en " flux forcés ", sans prendre en compte la rétroaction de l'océan sur l'atmosphère. Or cette rétroaction peut être importante [Giordani and Caniaux, 2001; Somot, 2005; Lebeaupin et al., 2006], en particulier au moment de la convection profonde. Sur le plateau, en zone peu profonde, la réponse rapide de la température de surface au passage des masses d'air continental modifie également les flux air/mer ce qui, dans les conditions de vent de terre en hiver, produit un refroidissement et une humidification de la masse d'air différents de ceux produits par le modèle atmosphérique forçant, et conduit finalement à une répartition différente des flux de chaleur et de quantité de mouvement. Le passage aux formulations " bulk ", qui permettent de représenter localement cette rétroaction dans la simulation océanique, serait une première étape vers plus de réalisme. Ces formulations ont déjà été développées et validées dans SYMPHONIE, mais n'ont pas été utilisées dans nos simulations, afin d'assurer la cohérence entre les flux de chaleurs prescrits dans le modèle qui fournit les conditions aux frontières latérales et ceux prescrits dans SYMPHONIE. La mise au point du couplage entre SYMPHONIE et un modèle atmosphérique de haute résolution permettrait de représenter pleinement ces rétroactions.

13.2.2 Etude d'autres processus

Le modèle peut également être utilisé pour approfondir l'étude des processus déjà abordés ainsi que pour étudier d'autres processus.

Etudes d'autres années réelles pour la convection profonde

En ce qui concerne la convection profonde, nous avons étudié une année pendant laquelle la convection au large était particulièrement intense. Il serait très instructif d'étudier des années où la convection est moins forte, voire inexistante, afin d'examiner par exemple la variabilité de la propagation des masses d'eau. Le forçage de SYMPHONIE par d'autres types modèles de grande-échelle (modèles couplés par exemple) permettrait par ailleurs d'examiner la dépendance des résultats à ces modèles. Enfin, l'étude d'années réelles plus récentes pourrait nous permettre conjointement avec la modélisation d'essayer de tirer partie des données altimétriques pour caractériser la zone de convection, sur la base du travail mené par Bouffard et al. [2007], et d'étudier ainsi plus précisément le fonctionnement et le rôle des structures de méso-échelle.

La variabilité interannuelle et le changement climatique

Notre étude des effets de la variabilité interannuelle et du changement climatique repose sur une série de simulations effectuées à partir d'un modèle atmosphérique et d'un modèle océanique particuliers. Réaliser d'autres simulations, hydrodynamiques et biogéochimiques, à partir d'autres modèles de grande échelle, qui ne produiraient pas forcément la même stratification de la colonne d'eau, permettrait d'évaluer précisément la dépendance de nos résultats à ces modèles. Par ailleurs, il paraît également nécessaire d'effectuer des simulations longues de plusieurs années, par opposition aux séries de simulations annuelles effectuées dans ce travail. En effet, il est possible que

la succession d'années du même type sur le plan de l'intensité de la convection profonde puisse avoir un rôle important dans la formation des différentes masses d'eau, mais aussi dans la structuration des communautés planctoniques sur le long terme. Ce type de simulations permettrait également d'examiner l'influence des conditions initiales, qui sont, pour la biogéochimie, identiques dans nos simulations.

Quantification des échanges de matière organique entre le plateau et le large

Les quantités d'eau dense impliquées dans le processus de *cascading* sont de un à deux ordres inférieures à celles impliquées dans le processus de convection profonde. Cependant, le plateau est une zone de forte productivité, et le réceptacle des apports de matière organique et particulaire en provenance du Rhône. Dans la continuité des études menées par exemple par *Lapouyade and Durrieu de Madron* [2001], il serait très intéressant d'étudier la contribution du *cascading* au transfert de matière vers le large.

Les échelons trophiques supérieurs

Le phytoplancton et le zooplancton sont les premiers éléments d'un réseau trophique pélagique très diversifié. La variabilité de l'écosystème planctonique pélagique est donc susceptible d'avoir des répercussions sur les échelons trophiques supérieurs (poissons, cétacés...) et sur les activités de pêche. Dans ces échelons supérieurs, les organismes susceptibles de s'affranchir des contraintes des courants (le necton) peuvent être étudiés grâce à des modèles lagrangiens (*F. Carlotti, communication personnelle*), auxquels le modèle couplé utilisé pour cette thèse pourrait fournir des champs spatio-temporels forçants de différents types de plancton pélagique.

Table des figures

2.1	Topographie de la Méditerranée occidentale	20
2.2	La Méditerranée occidentale : circulation des principales masses d'eau	23
2.3	Circulation et conditions de la convection en Méditerranée nord-occidentale	25
2.4	Carte morpho-bathymétrique du golfe du Lion	28
3.1	La productivité phytoplanctonique en Méditerranée	33
3.2	Image SeaWIFS de concentration de surface en chlorophylle	34
3.3	Les poussières sahariennes en Méditerranée	35
4.1	Grille du modèle SYMPHONIE	49
4.2	Bathymétrie de la zone modélisée	52
5.1	Interactions entre les différents groupes fonctionnels dans le modèle Eco3M-MED	58
7.1	Bathymetry of the EPOM (left) and EROM (right) domains	93
7.2	Evolution of the atmospheric fluxes averaged over the LION area between 1 December and 30 April 1987	95
7.3	Evolution of the temperature and salinity averaged over the EROM domain over the whole depth and over the 0-150 m, 150-600 m, 600 m-bottom water layers between 15 September 1986 and 15 September 1987	98
7.4	TS diagrams for the observations and the EROM and EPOM models before, during and after the convection event	99
7.5	Evolution of the LION zone average characteristics between 1 Decem- ber 1987 and 1 April 1987	101
7.6	Convection zone on 20 February	103
7.7	Convection surface in the MEDOC area	104
7.8	Sea surface density	105
7.9	Density and current at 1, 1000 and 2000m depth on 15 April 1987 in EROM	106
7.10	Spectra of the kinetic energy over the LION area for December 1986 and January to March 1987	110
7.11	Evolution of the DW between 1 December 1986 and 30 April 1987	112
7.12	Activation of the NWMS circulation by the deep convection	115
7.13	Integrated net DW transport across the MEDOC boundaries since 1 December	118
7.14	Vertical structure of the incoming, outgoing and net DW fluxes across the MEDOC boundaries since 1 December	119

7.15	Evolution of the light water between 13 January and 30 April 1987 in the CONV area	122
8.1	Atmospheric and oceanic characteristics during the 1986-87 winter for LRAF and LRAF	137
9.1	Selection of representative years in the present (left) and future (right) periods. Top : winter heat flux averaged over the NWMS in the ARCM simulation, $Q_{DJF} = -HL_{DJF}$. The black line corresponds to the winter heat loss averaged over the whole period. Bottom : distribution of Q_{DJF} in the ARCM simulation. Value of Q_{DJF} for each selected year is marked by an asterisk and the corresponding year name.	150
9.2	Bathymetry of the modeled domain (unit : m). The blue box in the small frame shows the boundaries of the area covered by the regional oceanic model SYMPHONIE. The red box correspond to the zoomed area for which the bathymetry is shown. The colored (black, red ...) line in the large frame represents the shelf-deep sea (SDS) boundary, with the colors corresponding to the portions detailed in Section 9.3.3 (black : Southwestern end, red : Cap Creus canyon, yellow : Lacaze-Duthiers canyon, grey : Northeastern end).	152
9.3	Density (kg.m^{-3}) along the Cap Creus canyon during cascading events. Left : in the present period (C2, $\rho_{bottom} = 29.075 \text{ kg.m}^{-3}$, $\rho_{crit} = 29.105 \text{ kg.m}^{-3}$). Right : in the future period (C2, $\rho_{bottom} = 28.701 \text{ kg.m}^{-3}$, $\rho_{crit} = 29.001 \text{ kg.m}^{-3}$).	153
9.4	Evolution of water over the Gulf of Lions shelf during the selected years of the present period. (a) Heat flux, $Q = -HL$, averaged over the NWMS (W.m^{-2}). (b) DW surface formation (blue) and net transport (black) across the shelf-slope boundary (Unit=Sv). DW import is negligible and net transport is actually equal to the export, import and export were therefore not plotted for the sake of clarity. (c) Cumulated volumes of DW formed at the surface (<i>Surf</i> , blue), stored (<i>V</i> , green), transported (<i>Trans</i> , black) and mixed (<i>Mix</i> , red) (Unit= km^3). A positive, resp. negative, value for <i>Surf</i> , <i>Trans</i> and <i>Mix</i> corresponds to production, resp. consumption. (d) Bottom down-slope current (Unit= m.s^{-1}) and (e) bottom density (Unit= kg.m^{-3}) at the intersection of the SDS boundary and the Cap Creus canyon.	156
9.5	Cascading event on 25th February of year C2 of the present period ($\rho_{crit} = 29.105 \text{ kg.m}^{-3}$). Bottom density (kg.m^{-3} , map) and current (m.s^{-1} , arrows). White lines : topography. Black line : SDS boundary.	158
9.6	Export of DW across the SDS boundary during the present and future periods. (a) : export of water through each portion of the SDS boundary (see Fig. 9.2). For each year, the fraction of water exported through each part of the shelf-slope boundary is indicated in black, and the associated depth is indicated in red. (b) : Integrated export as a function of depth	159
9.7	Evolution of water over the Gulf of Lions shelf during the selected years of the future period. (a),(b),(c) : as for Fig. 9.4	161

9.8 **Dense water formed at the surface ($Surf_{TOT}$, km^3) vs. heat loss between December and January (HL_{DJFM} , $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).** Blue crosses, resp. red circles : selected years of the present, resp. future period. 164

9.9 **DW formed, exported and cascading for the present (blue) and future (red) periods.** (a) : Total DW volume formed at the surface during a given year, $Surf_{TOT}$, as a function of the difference between the mean heat loss during the formation period for this given year and the mean heat loss corresponding to the stratification, $HL_{DJFM} - HL_{strat}$. (b) and (c) : same for exported water $Trans_{TOT}$ and cascading water $Casc_{TOT}$. + and o : selected years for the present and future periods. • : results obtained for each year of the present and future period using the obtained regression. Black line : linear regression analysis. 166

9.10 **DW formed, exported and cascading for each year of the present (blue, o) and future (red, +) periods.** 167

9.11 **Average and standard deviation of the mean December-March total heat loss over NWMS, HL_{DJFM} ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$),** for each present-day climate simulation (top) and end of the XXIth century simulation (bottom) selected from the PRUDENCE project. REL corresponds to the heat loss of the ARCM ARPEGE-Climate simulations DA9 and DE9 corrected by the relaxation term, used to force the regional model SYMPHONIE (see Section 9.2.1). ENS corresponds to the 240-year ensemble mean formed by the eight present-day climate simulations for the eight ARCM (see Tables 5 and 6). 173

9.12 **Average and standard deviation of the DW formed at the surface $Surf_{TOT}$, exported $Trans_{TOT}$, and cascading $Casc_{TOT}$ for each present-day climate simulation selected from the PRUDENCE project, for the REL set and for the mean ensemble ENS (km^3).** 176

9.13 **Average and standard deviation of the DW formed at the surface $Surf_{TOT}$, exported $Trans_{TOT}$, and cascading $Casc_{TOT}$ for each XXIth century simulation selected from the PRUDENCE project, for the REL set and for the mean ensemble ENS (km^3).** 177

9.14 **Distribution of the heat loss HL_{DJFM} ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) and of the DW formed at the surface $Surf_{TOT}$, exported $Trans_{TOT}$, and cascading $Casc_{TOT}$ for the mean ensemble ENS (km^3) under present-day climate conditions (left) and at the end of the XXIth century (right). The average and standard deviation are indicated.** 180

10.1 **Evolution temporelle des profondeurs moyenne et maximale de la couche de mélange océanique et des températures moyennes sur les 200 premiers mètres et sur toute la colonne d'eau, sur tout le domaine** 193

10.2 **Evolution saisonnière des différentes variables biogéochimiques** 194

10.3 **Evolution saisonnière des rapports entre nitrate et phosphate et nitrate et silicate** 196

10.4 **Evolution saisonnière du plancton autotrophe et hétérotrophe** 198

10.5 **Evolution saisonnière des rapports entre les différents constituants pour les trois groupes de phytoplancton** 200

TABLE DES FIGURES

10.6	Evolution saisonnière des rapports entre COD, NOD et POD	203
10.7	Evolution saisonnière de l'absorption et de l'excrétion bactériennes . .	205
10.8	Evolution saisonnière de la production primaire en Méditerranée nord-occidentale	206
10.9	Evolution saisonnière de l'absorption d'azote en Méditerranée nord-occidentale	207
10.10	Evolution saisonnière de la fixation et du rejet de CO ₂ dissous par l'écosystème pélagique planctonique en Méditerranée nord-occidentale	208
10.11	Evolution saisonnière de l'exportation vers le fond du carbone organique particulaire et dissous en Méditerranée nord-occidentale	210
10.12	Evolution saisonnière des apports nets de carbone organique particulaire et dissous aux frontières en Méditerranée nord-occidentale	213
10.13	Représentation schématique des flux de carbone organique en Méditerranée nord-occidentale	214
10.14	Evolutions temporelle des différentes variables biogéochimiques au point MEDOC en fonction de la profondeur	217
10.15	Idem Fig. 10.14 pour le point DYFAMED (43°25N,7°52E)	218
10.16	Idem Fig. 10.14 pour un point au milieu du plateau du golfe du Lion (43°N,3°45E)	219
10.17	Distribution spatiale de la densité et des nutriments mi-novembre, mi-février et début avril	220
10.18	Distribution spatiale des nutriments début mai, mi-mai et mi-juillet .	221
10.19	Distribution spatiale de la matière organique mi-novembre, mi-février et début avril	222
10.20	Distribution spatiale de la matière organique début mai, mi-mai et mi-juillet	223
10.21	Distribution spatiale du phytoplancton mi-novembre, mi-février et début avril	224
10.22	Distribution spatiale du phytoplancton début mai, mi-mai et mi-juillet	225
10.23	Distribution spatiale du zooplancton et des bactéries mi-novembre, mi-février et début avril	226
10.24	Distribution spatiale du zooplancton et des bactéries début mai, mi-mai et mi-juillet	227
10.25	Distribution spatiale des processus biogéochimiques mi-novembre, mi-février et début avril	228
10.26	Distribution spatiale des processus biogéochimiques début mai, mi-mai et mi-juillet	229
11.1	Evolutions saisonnières des différentes variables biogéochimiques pour les 7 années de la période actuelle	233
11.2	Evolutions saisonnières des rapports moyens nitrate :phosphate et nitrate :silicate dans la couche 0-200m sur tout le domaine pour les 7 années de la période actuelle	235
11.3	Evolution saisonnière des rapports moyens de constitution interne C :N, C :P et C :Si dans la couche 0-200m sur tout le domaine pour les trois groupes de phytoplancton et les 7 années de la période actuelle	237

11.4	Evolutions saisonnières des rapports moyens entre COD, NOD et POD dans la couche 0-200m sur tout le domaine pour les 7 années de la période actuelle	240
11.5	Variabilité interannuelle des processus : évolutions saisonnières de la profondeur moyenne de la CMO, de la surface de la zone enrichie en nitrate et de la production primaire brute.	244
11.6	Variabilité interannuelle des processus (suite) : évolutions saisonnières de l'absorption d'azote, de l'absorption et du rejet de CO ₂ dissous ainsi que du métabolisme net (MN) et de l'exportation de carbone organique vers le fond.	245
12.1	Evolutions saisonnières de la profondeur moyenne de la couche de mélange océanique et de la température moyenne de la couche 0-200 m sur tout le domaine pour chaque année de la période future	251
12.2	Evolutions saisonnières des différentes variables biogéochimiques pour les 7 années de la période future	252
12.3	Evolution saisonnière de la surface de la zone enrichie en nitrate pour chaque année de la période future	253
12.4	Evolutions saisonnières des rapports moyens nitrate :phosphate et nitrate :silicate dans la couche 0-200m et sur tout le domaine pour les 7 années de la période future	254
12.5	Evolutions saisonnières des rapports moyens de constitution interne C :N, C :P et C :Si dans la couche 0-200m et sur tout le domaine pour les trois groupes de phytoplancton et les 7 années de la période future	258
12.6	Evolutions saisonnières des rapports moyens entre COD, NOD et POD dans la couche 0-200m et sur tout le domaine pour les 7 années de la période future	259
12.7	Evolutions saisonnières de la production primaire brute PPB, de la respiration, et du bilan net moyennés sur tout le domaine pour les 7 années de la période future	262
12.8	Evolution saisonnière du <i>f-ratio</i> moyenné sur tout le domaine, pour les 7 années de la période future	265
12.9	Evolutions saisonnières des exportations de matière organique particulaire et dissoute moyennées sur tout le domaine, pour les 7 années de la période future	266
13.1	Evolution annuelle des concentrations en nitrate et en phosphate dans le Rhône, l'Ebre et le Pô entre 1968 et 2001. Communication personnelle de <i>W. Ludwig</i>	274

Liste des tableaux

4.1	Paramètres du modèle de circulation océanique	53
5.1	Paramètres du modèle biogéochimique	74
7.1	Characteristics of eddies observed on 15 April 1987	108
7.2	Absolute value and proportion of DW exported across the EAST and WEST boundaries and contribution of the boundary current and mesoscale structures between 01/12/1986 and 30/04/1987, 01/05 and 15/09/1987 and 01/12/1986 and 15/09/1987	117
7.3	Light water volume variation, and consumption or formation due to mixing, surface fluxes and advection during the violent mixing phase, the bottom convection phase and the restratification phase	122
8.1	HRAF values (mean, 90th percentile, maximum and time correlation with the LRAF time series) computed for the LION area from the daily values of the December-April period for the net heat loss, net water loss, buoyancy loss and wind stress norm	133
9.1	Density of water over the shelf during the DW formation period (20/12 - 01/04) for each selected year of the present and future periods, average ($\bar{\rho}$) and standard deviation (σ_{ρ}). Dense water criteria ρ_{crit} , temporal maximum of the water density averaged over the shelf, $\rho_{GDL,max}$, and temporal maximum of the mean density of light water surrounding the DW (corresponding to $\rho < \rho_{crit}$), $\rho_{LW,max}$. Unit : kg.m^{-3}	154
9.2	Mean and standard deviation (bracket) over the selected years of the present period of the relative difference between the total volume of DW formed at the surface (<i>Surf</i>), exported (<i>Trans</i>), and cascading (<i>Casc</i>) obtained for different values of $\Delta\rho$ and the volume obtained for $\Delta\rho = 0.03 \text{ kg.m}^{-3}$, $\frac{ value_{year,\Delta\rho} - value_{year,0.03} }{value_{year,0.03}}$. Values for cascading are computed using results for years with significant cascading, i.e. C1, C2, C3.	169
9.3	Mean and standard deviation (bracket) over the selected years of the present period of the relative difference between the total volume of DW formed at the surface (<i>Surf</i>), exported (<i>Trans</i>), and cascading (<i>Casc</i>) obtained during years of the present period and year C2, $\frac{ value_{year,\Delta\rho} - value_{C2,\Delta\rho} }{value_{C2,\Delta\rho}}$, for different values of $\Delta\rho$	169

9.4 Mean and standard deviation (bracket) over the selected years of the future period of the relative difference between the total volume of DW formed at the surface (*Surf*), exported (*Trans*), and cascading (*Casc*) obtained during years of the future period and year C2 of the present period, $\frac{|value_{year,\Delta\rho} - value_{C2,\Delta\rho}|}{value_{C2,\Delta\rho}}$, for different values of $\Delta\rho$ 170

9.5 List of 1961-1990 simulations used in this study. The eight simulations marked with (*) were used to build the 240-year ensemble mean ENS. ARCM : Regional Climate Model. AOGCM : Atmosphere Ocean Global Climate Model. Res. : spatial resolution 174

9.6 List of 2071-2100 simulations used in this study. The eight simulations marked with (*) were used to build the 240-year ensemble mean ENS. ARCM : Regional Climate Model. AOGCM : Atmosphere Ocean Global Climate Model. Res. : spatial resolution. Sc. : IPCC scenario . . . 175

9.7 Ratios of the winter heat loss HL_{DJFM} , and the yearly surface formation rate *Surf*, export *Trans* and cascading *Casc* between the 2071-2100 simulations and the corresponding 1961-2100 simulation. . 182

9.8 Classification of the uncertainties. For the uncertainty due to the choice of the ARCM, standard deviation of the results obtained with the different runs of the ensemble mean. For the other uncertainties,

$$\sqrt{\frac{\sum_{Institutes} \left[\sum_{runs} (value(Institute,run) - \overline{value(Institute)})^2 \right]}{\left(\sum_{Institutes} number\ of\ runs \right) - 1}} \text{ with } \overline{value(Institute)}$$

the average value obtained by an institute over different runs aimed at testing a given type of uncertainty. The values obtained for the ensemble mean are also indicated. Unit : km³ 183

11.1 Variabilité interannuelle des caractéristiques hydrodynamiques et des variables biogéochimiques pendant la période actuelle 234

11.2 Variabilité interannuelle des caractéristiques hydrodynamiques et des processus biogéochimiques pendant la période actuelle 242

12.1 Variabilité interannuelle des caractéristiques hydrodynamiques et des variables biogéochimiques pendant la période future 256

12.2 Variabilité interannuelle et évolution des caractéristiques hydrodynamiques et des processus biogéochimiques pour la période futur 263

Bibliographie

- Allen, J., P. Somerfield, and J. Siddorn, Primary and bacterial production in the Mediterranean Sea : a modelling study, *J. Mar. Syst.*, 33-34, 473–495, 2002.
- Andersen, V., and L. Prieur, One-month study in the open NW Mediterranean Sea (DYNAPROC experiment, May 1995). Overview of the hydrobiogeochemical structured and effects of wind events, *Deep-Sea Res., Part I*, 47, 397–422, 2000.
- Andersen, V., A. Gubanova, P. Nival, and T. Ruellet, Zooplankton community during the transition from spring bloom to oligotrophy in the open NW Mediterranean and effects of wind events. 2 - Vertical distributions and migrations, *J. Plankton Res.*, 23 (1), 243–261, 2001a.
- Andersen, V., P. Nival, P. Caparroy, and A. Gubanova, Zooplankton community during the transition from spring bloom to oligotrophy in the open NW Mediterranean and effects of wind events. 1 - Abundance and specific composition, *J. Plankton Res.*, 23(1), 227–242, 2001b.
- Anderson, T., Modelling the influence of food N :C ratio, and respirtation on growth and nitrogen excretion in marine zooplankton and bacteria, *Journal of Plankton Research*, 14(12), 1645–1671, 1992.
- Anderson, T., and H. Ducklow, Microbial loop carbon cycling in ocean environments studied using a simple steady-state model, *Aquatic Microbial Ecology*, 26, 37–49, 2001.
- Anderson, T. R., and P. Pondaven, Non-redfield carbon and nitrogen cycling in the Sargasso Sea : pelagic imbalances and export flux, *Deep-Sea Res., Part I*, 50, 573–591, 2003.
- Andrich, P., A multitasked ocean general circulation model, *Tech. rep.*, LODYC, Université Paris 6, FRANCE, 1998.
- Arakawa, A., *Design of UCLA general circulation model*, University of California, 1972.
- Arakawa, A., and M. J. Suarez, Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates, *Monthly Weather Review*, 111, 34–45, 1983.
- Artale, V., D. Iudicone, R. Santoleri, V. Rupolo, S. Marullo, and F. D’Ortenzio, Role of surface fluxes in ocean general circulation models using satellite sea surface temperature : Validation of and sensitivity to the forcing frequency of the Mediterranean thermohaline circulation, *J. Geophys. Res.*, 107 (C8), doi : 10.1029/2000JC000452, 2002.

- Asselin, R., Frequency filter for time integration, *Mon. Wea. Rev.*, *100*, 487–490, 1972.
- Auclair, F., S. Casitas, and P. Marsaleix, Application of an inverse method to coastal modelling, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *17*, 1368–1391, doi : 10.1175/1520-0426(2000)017<1368 :AOAIMT>2.0.CO ;2, 2000a.
- Auclair, F., P. Marsaleix, and C. Estournel, Sigma coordinate pressure gradient errors : evaluation and reduction by inverse gradient method, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *17*, 1348–1367, doi :10.1175/1520-0426(2000)017<1348 :SCPGEE>2.0.CO ;2, 2000b.
- Auclair, F., P. Marsaleix, and P. D. Mey, Space-time structure and dynamics of the forecast error in a coastal circulation model of the Gulf of Lions, *Dyn. Atm. Oceans*, *36*, 309–346, doi :10.1016/S0377-0265(02)00068-4, 2003.
- Auclair, F., C. Estournel, P. Marsaleix, and I. Pairaud, On coastal ocean embedded modeling, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, doi :10.1029/2006GL026099, 2006.
- Aumont, O., E. Maier-Reimer, S. Blain, and P. Monfray., An ecosystem model of the global ocean including Fe, Si, P colimitations, *Global Biogeochemical Cycles*, *17*(2), 1060, 2003.
- Avril, B., DOC dynamics in the Northwestern Mediterranean Sea (DyFaMed site), *Deep-Sea Res., Part II*, *49*, 2163–2182, 2002.
- Babin, M., A. M. H. Claustre, A. Bricaud, Z. Kolber, and P. Falkowski, Nitrogen- and irradiance-dependent variations of the maximum quantum yield of carbon fixation in eutrophic, mesotrophic and oligotrophic marine systems, *Deep-Sea Research*, *43*(8), 1241–1272, 1996.
- Baklouti, M., F. Diaz, C. Pinazo, V. Faure, and B. Quéquiner, Investigation of mechanistic formulations depicting phytoplankton dynamics for models of marine pelagic ecosystems and description of a new model, *Prog. Oceanogr.*, *71*, 1–33, 2006.
- Barnier, B., M. Crépon, and C. Le Provost, Horizontal ocean circulation forced by deep-water formation. part II : A quasi-geostrophic simulation, *J. Phys. Oceanogr.*, *19*, 1794–1808, 1989.
- Barnier, B., L. Siefridt, and P. Marchesiello, Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three year climatology of ECMWF analyses, *J. Mar. Syst.*, *6*(4), 363–380, 1995.
- Beckers, J., La Méditerranée occidentale : de la modélisation mathématique à la simulation numérique, Ph.D. thesis, Université de Liège, Belgium, 1995.
- Béranger, K., L. Mortier, G. Gasparini, L. Gervasio, M. Astraldi, and M. Crépon, The dynamic of the Sicily Strait : A comprehensive study from observations and models, *Deep-Sea Res., Part II*, *51*(4-5), 411–440, 2004.

- Béranger, K., L. Mortier, and M. Crépon, Seasonal variability of transports through the Gibraltar, Sicily and Corsica Straits from a high resolution Mediterranean model, *Prog. Oceanogr.*, 66(2-4), 341–364, doi :10.1016/j.pocean.2004.07.013, 2005.
- Bergamasco, A., T. Oguz, and P. Malanotte-Rizzoli, Modeling dense water mass formation and winter circulation in the northern and central Adriatic Sea, *J. Mar. Syst.*, 20, 279–300, 1999.
- Berné, S., D. Carré, B. Loubrieu, J. Mazé, L. Morvan, and A. Normand, Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion, *Tech. rep.*, IFREMER, 1/250 000, ISBN 2-84433-140-8, 2002.
- Bernard, C., and F. Rassoulzadegan, Bacteria or microflagellates as a major food source for marine ciliates : possible implications for the microzooplankton, *Marine Ecology Progress Series*, 64, 147–155, 1990.
- Bertilsson, S., O. Berglund, D. Karl, and S. Chisholm, Elemental composition of marine prochlorococcus and synechococcus : implications for the ecological stoichiometry of the Sea, *Limnology and Oceanography*, 48(5), 1721–1731, 2003.
- Béthoux, J., Le phosphore et l'azote en Méditerranée, bilans et fertilité potentielle, *Marine Chemistry*, 10, 141–158, 1981.
- Béthoux, J.-P., Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters, *Oceanologica Acta*, 2, 157–163, 1979.
- Béthoux, J.-P., and L. Prieur, Hydrologie et circulation en Méditerranée nord-occidentale, *Pétrole et techniques*, 299, 25–34, 1983.
- Béthoux, J.-P., B. Gentili, J. Raunet, and D. Tailliez, Warming trend in the western Mediterranean deep water, *Nature*, 347, 660 – 662, doi :10.1038/347660a0, 1990.
- Béthoux, J.-P., B. Gentili, and D. Tailliez, Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to greenhouse effect, *Geophys. Res. Lett.*, 25(7), 1023–1026, 1998.
- Béthoux, J.-P., B. Gentili, P. Morin, E. Nicolas, C. Pierre, and D. Ruiz-Pino, The Mediterranean Sea : a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the North Atlantic, *Prog. Oceanogr.*, 44, 131–146, 1999.
- Béthoux, J.-P., X. Durrieu de Madron, F. Nyffeler, and D. Tailliez, Deep water in the western Mediterranean : peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences, *J. Mar. Syst.*, 33-34, 117–131, 2002a.
- Béthoux, J.-P., P. Morin, and D. Ruiz-Pino, Temporal trends in nutrient ratios : chemical evidence of Mediterranean ecosystem changes driven by human activity, *Deep-Sea Res., Part II*, 49, 2007–2016, 2002b.
- Bianchi, C., and C. Morri, Southern species in the Ligurian Sea (northern Mediterranean) : new records and a review, *Boll Ist Mus Biol Univ Genova*, 1994.

- Blanke, B., and P. Delecluse, Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 1363–1388, 1993.
- Blayo, E., and L. Debreu, Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristic variables, *Ocean Modelling*, *9*, 231–252, 2005.
- Blumberg, A. F., and G. Mellor, A description of a three dimensional coastal circulation model, in *Three Dimensional Coastal Ocean Model*, edited by N. Heap, 1987.
- Bopp, L., P. Monfray, O. Aumont, J.-L. Dufresne, H. L. Treut, G. Madec, L. Terray, and J. Orr, Potential impact of climate change on marine export production, *Global Biogeochemical Cycles*, *15*(1), 81–99, 2001.
- Bosc, E., A. Bricaud, and D. Antoine, Seasonal and interannual variability in algal biomass and primary production in the Mediterranean Sea, as derived from 4 years of SeaWifs observations, *Global Biogeochemical Cycles*, *18*(GB1005), 2004.
- Bouffard, J., S. Vignudelli, M. Herrmann, F. Lyard, P. Marsaleix, Y. Ménard, and P. Cipollini, Comparison of ocean dynamics with a regional circulation model and improved altimetry in the northwestern mediterranean, *Terr., Atm. and Oc. Sciences*, accepted, 2007.
- Bougeault, P., and P. Lacarrère, Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model, *Mon. Wea. Rev.*, *117*, 1872–1890, 1989.
- Bozec, A., La circulation thermohaline de la Mer Méditerranée sous des climats présent et futur, Ph.D. thesis, Université Paris 6, Paris, France, 2006.
- Bozec, A., P. Bouruet-Aubertot, K. Béranger, and M. Crépon, Mediterranean oceanic response under interannual high resolution atmospheric forcing : a focus on the aegean sea, *J. Geophys. Res.*, *111*(C11013), doi :10.1029/2005JC003427, 2006.
- Bratbak, G., M. Heldal, T. F. Thingstad, B. Riemann, and . H. Haslund, Incorporation of viruses into the budget of microbial C-transfer. A first approach, *Marine Ecology Progress Series*, *83*, 273–280, 1992.
- Bricaud, A., H. Claustre, J. Ras, and K. Oubelkeir, Natural variability of phytoplankton absorption in oceanic waters : influence of the size structure of algal populations, *J. Geophys. Res.*, *109*, doi :10.1029/2004JC002419, 2004.
- Bryden, H., J. Candela, and T. Kinder, Exchange through the strait of gibraltar, *Prog. Oceanogr.*, *33*, 201–248, 1994.
- Bryden, H. L., H. R. Longworth, and S. A. Cunningham¹, Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25 N, *Nature*, *438*, 655–657, doi : 10.1038/nature04385, 2005.
- Buesseler, K., The decoupling of production and particulate export in the surface ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, *12*(2), 297–310, 1998.

- Burkhardt, S., F. Amoroso, U. Riebesell, and D. Sultmeyer, CO₂ and HCO₃ uptake in marine diatoms acclimated to different CO₂ concentrations, *Limnology Oceanography*, *46(6)*, 1378–1391, 2001.
- Calmanti, S., V. Artale, and A. Sutera, North Atlantic MOC variability and the Mediterranean outflow : a box-model study, *TELLUS*, *58A*, 416–423, 2006.
- Canals, M., P. Puig, X. Durrieu de Madron, S. Heussner, A. Palanques, and J. Fabres, Flushing submarine canyons, *Nature*, *444*, 354–357, 2007.
- Caperon, J., and J. Meyer, Nitrogen-limited growth of marine phytoplankton -II. Uptake kinetics and their role in nutrient limited growth of phytoplankton, *Deep-Sea Res.*, *19*, 619–632, 1972.
- Castellari, S., N. Pinardi, and K. Leaman, Simulation of the water mass formation processes in the Mediterranean Sea : influence of the time frequency of the atmospheric forcing, *J. Geophys. Res.*, *105(C10)*, 24,157–24,181, doi : 10.1029/2000JC900055, 2000.
- Caya, D., and S. Biner, Internal variability of rcm simulations over an annual cycle, *Clim. Dyn.*, *22(1)*, 33–46, 2004.
- Cerrano, C., et al., A catastrophic mass-mortality episode. of gorgonians and other organisms in the Ligurian Sea (NW Mediterranean), summer 1999, *Ecological Letters*, *3*, 284–293, 2000.
- Chifflet, M., V. Andersen, L. Prieur, and I. Dekeyser, One-dimensional model of short-term dynamics of the pelagic ecosystem in the NW Mediterranean Sea : effects of wind events, *J. Mar. Syst.*, *30*, 89–114, 2001.
- Christensen, J., T. Carter, and F. Giorgi, Prudence employs new methods to assess European climate change, *EOS T. Am. Geophys. Un.*, *83*, 147, 2002.
- Claustre, H., M. Babin, D. Merien, J. Ras, L. Prieur, and S. Dallot, Toward a taxon-specific parameterization of bio-optical models of primary production : A case study in the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *110*, C07S12, 2005.
- Conan, P., and C. Millot, Variability of the Northern Current off Marseilles, Western Mediterranean Sea, from february to june 1992, *Oceanologica Acta*, *18(2)*, 193–205, 1995.
- Copin-Montégut, G., and B. Avril, Vertical distribution and temporal variation of dissolved organic carbon in the north-western Mediterranean Sea, *Deep-Sea Res., Part I*, *40(10)*, 1963–1972, 1993.
- Crépon, M., M. Boukthir, B. Barnier, and F. Aikman III, Horizontal ocean circulation forced by deep-water formation. Part I : An analytical study, *J. Phys. Oceanogr.*, *19*, 1781–1792, 1989.
- Crise, A., G. Crispi, and E. Mauri, A seasonal three-dimensional study of the nitrogen cycle in the Mediterranean Sea, Part I. Model implementation and numerical results, *J. Mar. Syst.*, *18*, 287–312, 1998.

- Crispi, G., A. Crise, and C. Solidoro, Coupled Mediterranean ecomodel of the phosphorus and nitrogen cycles, *J. Mar. Syst.*, 33-34, 497–521, 2002.
- Cruzado, A., and Z. Velasquez, Nutrient distributions in the Gulf of Lions, winter 1989, *Water Poll. Res.*, 13, 67–78, 1989.
- Cullen, J., On models of growth and photosynthesis in phytoplankton, *Deep-Sea Res.*, 37(4), 667–683, 1990.
- Davidson, K., and W. Gurney, An investigation of non-steady-state algal growth. II. Mathematical modelling of -co-nutrient-limited algal growth, *Journal of phytoplankton Research*, 21(5), 839–855, 1999.
- Demirov, E. K., and N. Pinardi, On the relationship between the water mass pathways and eddy variability in the western mediterranean sea, *J. Geophys. Res.*, 112(C02024), doi :10.1029/2005JC003174, 2007.
- Déqué, M., and J. Piedelievre, High-resolution climate simulation over Europe, *Clim. Dyn.*, 11, 321–339, 1995.
- Déqué, M., P. Marquet, and R. Jones, Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model, *Clim. Dyn.*, 14, 173–189, 1998.
- Déqué, M., et al., An intercomparison of regional climate simulations for Europe : assessing uncertainties in model projections, *Clim. Change*, 81, 53–70, 2007.
- Diaz, F., Evolution saisonnière de la production primaire et des processus d’assimilation-régénération de l’azote dans le golfe du Lion. Estimation d’un bilan de carbone. Approches in situ et modélisation., Ph.D. thesis, Université de la Méditerranée, 2000.
- Diaz, F., P. Raimbault, and P. Conan, Small-scale study of primary productivity during spring in a Mediterranean coastal area (Gulf of Lions), *Continental Shelf Research*, 20, 975–996, 2000.
- Diaz, F., P. Raimbault, B. Boudjellal, N. Garcia, and T. Moutin, Early spring phosphorus limitation of primary productivity in a NW Mediterranean coastal zone (Gulf of Lions), *E. Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 211, 51–62, 2001.
- Drillet, Y., R. Bourdallé-Badie, L. Siefridt, and C. Le Provost, The MEDDIES in the Mercator North Atlantic and Mediterranean sea eddy-resolving model, *J. Geophys. Res.*, 110(C03016), doi :10.1029/2003JC002170, in press, 2005.
- Dufau-Julliand, C., P. Marsaleix, A. Petrenko, and I. Dekeyser, Three-dimensional modeling of the Gulf of Lion’s hydrodynamics (northwest Mediterranean) during January 1999 (MOOGLI3 Experiment) and late winter 1999 : Western Mediterranean intermediate Water’s (WIW’s) formation and its cascading over the shelf break, *J. Geophys. Res.*, 109, doi :10.1029/2003JC002019, 2004.
- Dugdale, R., and J. Goering, Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity, *Limnology and Oceanography*, 12(2), 196–206, 1967.

- Dugdale, R., and F. Wilkerson, Nutrient sources and primary production in the eastern Mediterranean, *Oceanologica Acta*, 9(SP), 179–184, 1988.
- Dulac, F., C. Moulin, C. Lambert, F. Guillard, J. Poitou, W. Guelle, C. Quétel, X. Schneider, and U. Ezat, *Quantitative remote sensing of African dust transport to the Mediterranean*, pp. 25–49, Kluwer, 1996.
- Durrieu de Madron, X., V. Zervakis, A. Theocharis, and D. Georgopoulos, Comments on "Cascades of dense water around the world ocean", *Prog. Oceanogr.*, 64, 83–90, 2005.
- Echevin, M., M. Crépon, and L. Mortier, Simulation and analysis of the mesoscale circulation in the northwestern Mediterranean Sea, *Annales Geophysicae*, 21, 281–297, 2003.
- Eppley, R., and B. Peterson, Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean, *Nature*, 282, 677–680, 1979.
- Estournel, C., V. Kondrachoff, P. Marsaleix, and R. Vehil, The plume of the Rhône : numerical simulation and remote sensing, *Continental Shelf Research*, 17, 899–924, doi :10.1016/S0278-4343(96)00064-7, 1997.
- Estournel, C., P. Broche, P. Marsaleix, J. Devenon, F. Auclair, and R. Vehil, The Rhone river plume in unsteady conditions : numerical and experimental results, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53, 25–38, doi :10.1006/ecss.2000.0685, 2001.
- Estournel, C., X. Durrieu de Madron, P. Marsaleix, F. Auclair, C. Julliand, and R. Vehil, Observation and modelisation of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lions under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment), *J. Geophys. Res.*, 108(C3), doi :10.1029/2001JC000825, 2003.
- Estournel, C., V. Zervakis, P. Marsaleix, A. Papadopoulos, F. Auclair, L. Perivoliotis, and E. Tragou, Dense water formation and cascading in the Gulf of Thermaikos (North Aegean) from observations and modelling, *Continental Shelf Research*, 25, 2366–2386, doi :10.1016/j.csr.2005.08.014, 2005.
- Evans, G., and J. Parslow, A model of annual plankton cycles, *Biological Oceanography*, 3, 327–347, 1985.
- Fasham, M., H. Ducklow, and J. MacKelvie, A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer, *J. Mar. Res.*, 48, 591–639, 1990.
- Fasham, M., K. Flynn, P. Pondaven, T. Anderson, and P. Boyd, Development of a robust marine ecosystem model to predict the role of iron in biogeochemical cycles : A comparison of results for iron-replete and iron-limited areas, and the SOIREE iron-enrichment experiment, *Deep-Sea Res.*, 53, 2006.
- Faugeras, B., M. Lévy, L. Mémerly, J. Verron, J. Blum, and I. Charpentier, Can biogeochemical fluxes be recovered from nitrate and chlorophyll data? A case study assimilating data in the Northwestern Mediterranean Sea at the JGOFS-DYFAMED station, *J. Mar. Syst.*, 40-41, 99–125, 2003.

- Faugeras, B., O. Bernard, A. Sciandra, and M. Levy, A mechanistic modelling and data assimilation approach to estimate the carbon/chlorophyll and carbon/nitrogen ratios in a coupled hydrodynamical-biological model, *Nonlinear Processes in Geophysics*, *111*, 515–533, 2004.
- Feely, R., C. Sabine, K. Lee, W. Berelson, J. Kleypas, V. Fabry, and F. Millero, Impact of anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ system in the oceans, *Science*, *305* (5682), 362–366, doi :10.1126/science.1097329, 2004.
- Flather, R. A., A tidal model of the northwest European continental shelf, *Mecmo. Soc. Roy. Sci. Liege*, *6(10)*, 141–164, 1976.
- Fu, F., M. Warner, Y. Zhang, Y. Feng, and D. Hutchins, Effects of increased temperature and CO₂ on photosynthesis, growth, and elemental ratios in marine *Synechococcus* and *Prochlorococcus* (Cyanobacteria), *Journal of Phycology*, *43* (3), 485–496, 2007.
- Gascard, J.-C., Mediterranean deep water formation, baroclinic eddies and ocean eddies, *Oceanologica Acta*, *1(3)*, 315–330, 1978.
- Gascard, J.-C., and R. A. Clarke, The formation of Labrador Sea water. Part II : mesoscale and smaller-scale processes, *J. Phys. Oceanogr.*, *13*, 1779–1797, 1983.
- Gaspar, P., Y. Gregoris, and J. Lefevre, A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing : tests at station Papa and long-term upper ocean study site, *J. Geophys. Res.*, *95*, 16,179–16,193, 1990.
- Gatti, J., A. Petrenko, J. Devenon, Y. Leredde, and C. Ulses, The Rhone river dilution zone present in the northeastern shelf of the Gulf of Lion in December 2003, *Continental Shelf Research*, *26*, 1794–1805, doi : dx.doi.org/10.1016/j.csr.2006.05.012, 2006.
- Gaudin, M., S. Berné, J.-M. Jouanneau, A. Palanques, P. Puig, T. Mulder, P. Ciraac, M. Rabineau, and P. Imbert, Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), *Marine Geology*, *234*, 111–128, 2006.
- Gaudy, R., and G. Champalbert, Space and time variations in zooplankton distribution south off Marseilles, *Oceanologica Acta*, *21(6)*, 793–802, 1998.
- Geider, R., H. MacIntyre, and T. Kana, A dynamic regulatory model of phytoplanktonic acclimation to light, nutrients and temperature, *Limnology and Oceanography*, *43(4)*, 679–694, 1998.
- Geider, R. J., and J. LaRoche, Redfield revisited : variability of C :N :P in marine microalgae and its biochemical base, *European Journal of Phycology*, *37*, 1–17, 2002.
- Gentleman, W., A. Leising, B. Frost, S. Strom, and J. Murray, Functional responses for zooplankton feeding on multiple resources : a review of assumptions and biological dynamics, *Deep sea research*, *50*, 2847–2875, 2003.

- Gibelin, A.-L., and M. Déqué, Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model, *Clim. Dyn.*, *20*, 327–339, 2003.
- Gill, A. E., *Atmosphere-Ocean Dynamics*, academic press ed., New York, 1982.
- Giordani, H., and G. Caniaux, Sensitivity of cyclogenesis to sea surface temperature in the Northwestern Atlantic, *Mon. Wea. Rev.*, *129*(6), 1273–1295, 2001.
- Giorgi, F., Climate change hot-spots, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, 2006.
- Goldman, J. C., D. A. Caron, and M. R. Dennett, Regulation of gross growth efficiency and ammonium regeneration in bacteria by substrate C :N ratio, *Limnology and Oceanography*, *32*(6), 1239–1252, 1987.
- Gorbunov, M., Z. Kolber, and P. Falkowski, Measuring photosynthesis parameters in individual algal cells by fast repetition rate fluorometry, *Photosynthesis Research*, *62*, 141–153, 1999.
- Guarracino, M., B. Barnier, P. Marsaleix, X. Durrieu de Madron, A. Monaco, K. Escoubeyrou, and J. Marty, Transfer of particulate matter from the northwestern mediterranean continental margin : Variability and controlling factors, *J. Mar. Res.*, *64*, 195–220, doi :10.1357/002224006777606498, 2006.
- Guerzoni, S., et al., The role of atmospheric deposition in the biogeochemistry of the Mediterranean Sea, *Prog. Oceanogr.*, *44*(1), 147–190, 1999.
- Guldborg, A., E. Kaas, M. Déqué, S. Yang, and S. Vester Thorsen, Reduction of systematic errors by empirical model correction : impact on seasonal prediction skill, *Tellus*, *57A*, 575–588, 2005.
- Harrison, W., L. R. Harris, and B. D. Irvin, The kinetics of nitrogen utilization in the oceanic mixed layer : Nitrate and ammonium interactions at nanomolar concentrations, *Limnology and Oceanography*, *41*(1), 16–32, 1996.
- Heggelund, Y., F. Vikebo, J. Berntsen, and G. Furnes, Hydrostatic and non-hydrostatic studies of gravitational adjustment over a slope, *Continental Shelf Research*, *24*, 2133–2148, 2004.
- Heldal, M., D. Scanlan, S. Norland, F. Thingstad, and N. Mann, Elemental composition of single cells of various strains of marine Prochlorococcus and Synechococcus using X-ray microanalysis, *Limnology and Oceanography*, *48*(5), 1732–1743, 2003.
- Hermann, A. J., and W. B. Owens, Modelling the geostrophic adjustment and spreading of waters formed by deep convection, in *Deep convection and deep water formation in the oceans*, edited by P. C. Chu and J.-C. Gascard, pp. 283–308, Elsevier, 1991.
- Herrmann, M., and S. Somot, Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the Mediterranean Sea, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(L04607), doi :10.1029/2007GL032442, 2008.

- Herrmann, M., C. Estournel, M. Déqué, P. Marsaleix, F. Sevault, and S. Somot, Dense water formation in the gulf of lions shelf : impact of atmospheric interannual variability and climate change, *Continental Shelf Research*, doi :10.1016/j.csr.2008.03.003, 2008a.
- Herrmann, M., S. Somot, F. Sevault, C. Estournel, and M. Déqué, Modeling the deep convection in the Northwestern Mediterranean sea using an eddy-permitting and an eddy-resolving model : case study of winter 1986-87, *J. Geophys. Res.*, doi :10.1029/2006jJC003991, 2008b.
- Heussner, S., X. Durrieu de Madron, A. Calafat, M. Canals, J. Carbonne, N. Desault, and G. Saragoni, Spatial and temporal variability of downward particle fluxes on a continental slope : Lessons from an 8-yr experiment in the Gulf of Lions (NW Mediterranean), *Marine Geology*, 234, 63–92, 2006.
- Hewitt, C., and D. J. Griggs, Ensembles-based predictions of climate changes and their impacts, *EOS T. Am. Geophys. Un.*, 85(52), 566, 2004.
- Huthnance, J. M., Circulation, exchange and water masses at the ocean margin : the role of physical processes at the shelf edge, *Prog. Oceanogr.*, 35(4), 353–431, 1995.
- IPCC, *Climate change 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the third assessment report of the IPCC*, houghton, ding, griggs, noguer, van der linder, dai, maskell, johnson ed., 881 pp., Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 2001.
- IPCC, *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon, S. and D. Qin and M. Manning and Z. Chen and M. Marquis and K.B. Averyt and M. Tignor and H.L. Miller ed., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Ivanov, V. V., G. I. Shapiro, J. M. Huthnance, D. L. Aleynik, and P. N. Golovin, Cascades of dense water around the world ocean, *Prog. Oceanogr.*, 60, 47–98, 2004.
- Jacob, D., et al., An inter-comparison of regional models for europe : model performance in present-day climate, *Climatic Change*, 81, 31–52, 2007.
- Jones, H., and J. Marshall, Convection with rotation in a neutral ocean : a study of open-ocean convection, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1009–1039, 1993.
- Jones, H., and J. Marshall, Restratification after deep convection, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 2276–2287, 1997.
- Joos, F., G.-K. Plattner, T. Stocker, O. Marchal, and A. Schmittner, Global warming and marine carbon cycle feedbacks on future atmospheric CO₂, *Science*, 284, 464–467, 1999.
- Jorgensen, S., S. Nielsen, and L. Jorgensen, *Handbook of ecological parameters and ecotoxicology*, Amsterdam, 1991.

- Josey, S., Changes in the heat and freshwater forcing of the eastern mediterranean and their influence on deep water formation, *J. Geophys. Res.*, 108(C7), 1–18, doi :10.1029/2003JC001778, 2003.
- Kalnay, E., et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471, 1996.
- Katsman, C. A., M. A. Spall, and R. S. Pickart, Boundary current eddies and their role in the restratification in the Labrador Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1967–1983, 2004.
- Keller, A., C. Oviatt, H. Walker, and D. Hawk, Predicted impacts of elevated temperature on the magnitude of the winter-spring phytoplankton bloom in temperate coastal waters : a mesocosm study, *Limnology Oceanography*, 44, 344–356, 1999.
- Kiorboe, T., Turbulence, phytoplankton cell size, and the structure of pelagic food webs, *Advances in Marine Biology*, 29, 1–72, 1993.
- Kiorboe, T., F. Mohlenberg, and K. Hamburger, Bioenergetics of the planktonic copepod *Acartia tonsa* : relation between feeding, egg production and respiration, and composition of specific dynamic action, *Marine Ecology Progress Series*, 26, 85–97, 1985.
- Kushmaro, A., E. Rosenberg, M. Fine, Y. B. Haim, and Y. Loya, Effect of temperature on bleaching of the coral *Oculina patagonica* by *Vibrio* AK-1, *Marine Ecology Progress Series*, 171, 131–137, 1998.
- Lacombe, H., and P. Tchernia, Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée, in *The Mediterranean Sea*, edited by D. J. Stanley, pp. 25–36, Dowden Hutchinsonand Ross, Strousberg, 1972.
- Lacombe, H., J. C. Gascard, J. Gonella, and J. P. Béthoux, Response of the Mediterranean to the water and energy fluxes across its surface, on seasonal and interannual scales., *Oceanologica Acta*, 4(2), 247–255, 1981.
- Lacroix, G., and M. Grégoire, Revisited ecosystem model (MODECOGeL) of the Ligurian Sea : seasonal and interannual variability due to atmospheric forcing, *J. Mar. Syst.*, 37, 229–258, 2002.
- Lacroix, G., and P. Nival, Influence of meteorological variability on primary production dynamics in the Ligurian Sea (NW Mediterranean Sea) with a 1D hydrodynamic/ biological model, *J. Mar. Syst.*, 16(23-50), 1998.
- Laney, S., R. Letelier, and M. Abbott, Parameterizing the natural fluorescence kinetics of *thalassiosira weissflogii*, *Limnology Oceanography*, 50(5), 1499–1510, 2005.
- Lapouyade, A., and X. Durrieu de Madron, Seasonal variability of the advective transport of particulate matter and organic carbon in the Gulf of Lion (NW Mediterranean), *Oceanologica Acta*, 24(3), 295–312, 2001.
- Lascazatos, A., and K. Nittis, A high-resolution three-dimensional numerical study of intermediate water formation in the Levantine Sea, *J. Geophys. Res.*, 103(C9), 18,497–18,512, doi :10.1029/98JC01196, 1998.

- Le Quéré, C., et al., Ecosystem dynamics based on plankton functional types for global ocean biogeochemistry models, *Global Changes Biology*, 11, 2016–2040, 2005.
- Leaman, K. D., The formation of western Mediterranean deep water, in *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea, Coastal and Estuarine Studies*, vol. 46, edited by P. L. Violette, Amer. Geophys. Union, 1994.
- Leaman, K. D., and F. Schott, Hydrographic structure of the convection regime in the Gulf of Lions : winter 1987, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 575–597, 1991.
- Lebeaupin, C., V. Ducrocq, and H. Giordani, Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts, *J. Geophys. Res.*, 111(D12110), doi :10.1029/2005JD006541, 2006.
- Leblanc, K., B. Quéguiner, N. Garcia, P. Rimmelin, and P. Raimbault, Silicon cycle in the NW Mediterranean Sea : seasonal study of a coastal oligotrophic site, *Oceanologica Acta*, 26, 339–355, 2003.
- Lee, J.-Y., P. Tett, K. Jones, S. Jones, P. Luyten, C. Smith, and K. Wild-Allen, The PROWQM physical-biological model with benthic-pelagic coupling applied to the northern North Sea, *Journal of Sea Research*, 48, 287–331, 2002.
- Lefèvre, D., H. Minas, M. Minas, C. Robinson, P. L. Williams, and E. Woodward, Review of gross community production, primary production, net community production and dark community respiration in the Gulf of Lions, *Deep-Sea Res.*, 44(3-4), 801–832, 1997.
- Lefèvre, N., A. Taylor, F. Gilbert, and R. Geider, Modeling carbon to nitrogen and carbon to chlorophyll a ratios in the ocean at low latitudes : Evaluation of the role of physiological plasticity, *Limnology and Oceanography*, 48(5), 1796–1807, 2003.
- Legendre, L., Hydrodynamic control of marine phytoplankton : the paradox of stability, in *Ecohydrodynamics : Proceedings of the 12th International Liège Colloquium on Ocean Hydrodynamics, Elsevier Oceanography Series*, vol. 32, edited by J. Nihoul, pp. 191–207, 1981.
- Legg, S., and J. Marshall, A heton model of the spreading phase of open-ocean deep convection, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1010–1056, 1993.
- Legg, S., and J. Marshall, The influence of the ambient flow on the spreading of convected water masses, *J. Mar. Res.*, 56, 107–139, 1998.
- Li, L., A. Bozec, S. Somot, K. Béranger, P. Bouruet-Aubertot, F. Sevault, and M. Crépon, Chap. 7 : Regional atmospheric, marine processes and climate modelling, in *Mediterranean Climate Variability*, edited by P. Lionello, P. Malanotte, and R. Boscolo, Elsevier B.V., 2006.
- Lilly, J. M., P. B. Rhines, F. Schott, K. Lavender, J. Lazier, U. Send, and E. d’Asaro, Observations of the Labrador Sea eddy field, *Prog. Oceanogr.*, 59, 75–176, 2003.
- Llewellyn, C. A., and S. W. Gibb, Intra-class variability in the carbon, pigment and biomineral content of prymnesiophytes and diatoms, *Marine Ecology Progress Series*, 193, 33–44, 2000.

- Lourenço, S., E. Barbarino, U. L. Marquez, and E. Aidar, Distribution of intracellular nitrogen in marine microalgae : Basis for the calculation of specific nitrogen-to-protein conversion factors, *Journal of Phycology*, *34*, 798–811, 1998.
- Lévy, M., L. Mémery, and J. André, Simulation of primary production and export fluxes in the Northwestern Mediterranean Sea, *J. Mar. Res.*, *56*(1), 197–238, 1998a.
- Lévy, M., L. Mémery, and G. Madec, The onset of a bloom after deep winter convection in the northwestern Mediterranean sea : mesoscale process study with a primitive equation model, *J. Mar. Syst.*, *16*(1-2), 7–21, doi :10.1016/S0924-7963(97)00097-3, 1998b.
- Lévy, M., L. Mémery, and G. Madec, The onset of the spring bloom in the MEDOC area : mesoscale spatial variability, *Deep-Sea Res., Part I*, *46*, 1137–1160, 1999a.
- Lévy, M., M. Visbeck, and N. Naik, Sensitivity of primary production to different eddy parametrizations : a case study of the spring bloom development in the northwestern Mediterranean Sea, *J. Mar. Res.*, *57*, 427–448, 1999b.
- Lévy, M., L. Mémery, and G. Madec, Combined effects of mesoscale processes and atmospheric high-frequency variability on the spring bloom in the MEDOC area, *Deep-Sea Res., Part I*, *47*(1), 27–53, 2000.
- Lévy, M., P. Klein, and A.-M. Treguier, Impact of sub-mesoscale physics on production and subduction of phytoplankton in an oligotrophic regime, *J. Mar. Res.*, *59*, 535–565, 2001.
- Macdonald, A., J. Candela, and H. Bryden, An estimate of the net heat transport through the Strait of Gibraltar, in *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea*, edited by P. L. V. Ed., Coastal Estuarine Studies 46., pp. 13–32, Amer. Geophys. Union, 1994.
- Madec, G., La formation d'eau profonde et son impact sur la circulation régionale en Méditerranée occidentale : une approche numérique, Ph.D. thesis, Université Paris VI, Paris, 1990.
- Madec, G., M. Chartier, and M. Crépon, The effect of thermohaline forcing variability on deep water formation in the Western Mediterranean sea : a high resolution three dimensional numerical study, *Dyn. Atm. Oceans*, *15*, 301–332, 1991a.
- Madec, G., M. Chartier, P. Delecluse, and M. Crépon, A three-dimensional numerical study of deep-water formation in the Northwestern Mediterranean Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*(9), 1349–1371, 1991b.
- Madec, G., F. Lott, P. Delecluse, and M. Crépon, Large-scale preconditioning of deep-water formation in the Northwestern Mediterranean Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, *26*, 1393–1408, 1996.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Levy, *OPA 8.1, Ocean General Circulation Model, Reference Manual*, IPSL/LODYC, Paris, France, note du Pôle de modélisation n.11, 1998.

- Maier-Reimer, E., U. Mikolajewicz, and A. Winguth, Future ocean uptake of CO₂ : Interaction between ocean circulation and biology, *Clim. Dyn.*, *12*, 711, 1996.
- Mantziafou, A., and A. Lascaratos, An eddy resolving numerical study of the general circulation and deep-water formation in the Adriatic Sea, *Deep-Sea Res., Part I*, *51*, 921–952, 2004.
- Mariotti, A., M. Struglia, N. Zeng, and K.-M. Lau, The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean sea, *J. Climate*, *15*, 1674–1690, 2002.
- Marsaleix, P., C. Estournel, V. Kondrachoff, and R. Vehil, A numerical study of the formation of the Rhone river plume, *J. Mar. Syst.*, *14*, 99–115, doi :10.1016/S0924-7963(97)00011-0, 1998.
- Marsaleix, P., F. Auclair, and C. Estournel, Considerations on open boundary conditions for regional and coastal ocean models, *Atmospheric and Oceanic Technology*, *23*, 1603–1613, doi :10.1175/JTECH1930.1, 2006.
- Marsaleix, P., F. Auclair, J. W. Floor, M. J. Herrmann, C. Estournel, I. Pairaud, and C. Ulses, Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models, *Ocean Modelling*, *20*, 61–89, doi :10.1016/j.ocemod.2007.07.005, 2008.
- Marshall, J., and F. Schott, Open-ocean convection : observations, theory, and models, *Rev. Geophys.*, *37*(1), 1–64, 1999.
- Martin, J., F. Elbaz-Poulichet, C. Guieu, M. Loye-Pilot, and G. Han, River vs. atmospheric input of material to the Mediterranean Sea : an overview, *Marine Chemistry*, *28*, 159–182, 1989.
- Marty, J., and J. Chiavérini, Seasonal and interannual variations in phytoplankton production at dyfamed time-series station, north-western mediterranean sea, *Deep-Sea Res., Part II*, *49*(11), 2017–2030, 2002.
- Marty, J., E. Nicolas, J. Miquel, and S. W. Fowler, Particulate fluxes of organic compounds and their relationship to zooplankton fecal pellets in the northwestern Mediterranean Sea, *Mar. Chem.*, *46*, 387–405, 1994.
- Marty, J., J. Chiaverini, M.-D. Pizay, and B. Avril, Seasonal and interannual dynamics of nutrients and phytoplankton pigments in the western Mediterranean Sea at the DYFAMED time-series station (1991-1999), *Deep-Sea Res., Part II*, *49*, 1965–1985, 2002.
- Mc Gill, D., A preliminary study of the oxygen and phosphate distribution in the Mediterranean Sea, *Deep-Sea Res.*, *8*, 259–275, 1961.
- Mc Gill, D., A budget for dissolved nutrients salts in the Mediterranean Sea, *Cahiers Océanographiques*, *21*, 543 :554, 1969.
- McGillicuddy, D. J., A. R. Robinson, D. A. Siegel, H. W. Jannasch, R. Johnson, T. D. Dickey, J. McNeil, A. F. Michaels, and A. H. Knap, Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea, *Nature*, *394*, 263–266, 1998.

- MEDAR/MEDATLAS Group, MEDAR/MEDATLAS 2002 database. Cruise inventory, observed and analysed data of temperature and bio-chemical parameters, 4 CDrom, 2002.
- MEDOC-Group, Observations of formation of deep-water in the Mediterranean Sea, *Nature*, *227*, 1037–1040, 1970.
- Mertens, C., and F. Schott, Interannual variability of deep-water formation in the Northwestern Mediterranean, *J. Phys. Oceanogr.*, *28*, 1410–1424, 1998.
- Migon, C., V. Sandroni, J.-C. Marty, B. Gasser, and J.-C. Miquel, Transfer of atmospheric matter through the euphotic layer in the northwestern mediterranean : seasonal pattern and driving forces, *Deep-Sea Res., Part II*, *49*(2125-2141), 2002.
- Millot, C., Circulation of the western Mediterranean sea, *Oceanologica Acta*, *10*, 143–149, 1987.
- Millot, C., Circulation in the Western Mediterranean Sea, *J. Mar. Syst.*, *20*, 423–442, 1999.
- Millot, C., and I. Taupier-Letage, Additional evidence of LIW entrainment across the Algerian subbasin by mesoscale eddies and not by a permanent westward flow, *Prog. Oceanogr.*, *66*(2-4), 231–250, 2005.
- Minas, H., and L. A. Codispoti, Estimation of primary production by observation of changes in the mesoscale nitrate field, in *ICES Mar Sci Symp*, vol. 197, pp. 215–235, 1993.
- Minas, M., and H. Minas, Primary production in the gulf of Lions with considerations to the Rhone River input., *Water Pollution Research Reports*, *13*, 112–125, 1989.
- Miquel, J., S. Fowler, and J. L. Rosa, Vertical particulate carbon fluxes in the Ligurian sea : a time-series study, *Rapport et Procès Verbaux Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée*, pp. 33–78, 1992.
- Mémery, L., M. Lévy, S. Verant, and L. Merlivat, The relevant time scales in estimating the air-sea CO₂ exchange in a mid-latitude region, *Deep-Sea Res., Part II*, *49*(11), 2067 – 2092, 2002.
- Moloney, C., and J. Field, The size-based dynamics of plankton food webs. I. Simulation model of carbon and nitrogen flows, *Journal of Plankton Research*, *13*(5), 1003–1038, 1991.
- Monaco, A., P. Biscaye, J. Soyer, R. Pocklington, and S. Heussner, Particule fluxes and ecosystem response on a continental margin : the 1985-1988 Mediterranean ECOMARGE experiment, *Continental Shelf Research*, *10* (9-11), 809–839, 1990.
- Mongin, M., D. Nelson, P. Pondaven, M. Brzezinski, and P. Tréguer, Simulation of upper-ocean biogeochemistry with a flexible-composition phytoplankton model : C, N and Si cycling in the western Sargasso Sea, *Deep-Sea Research*, *50*, 1445–1480, 2003.

- Moore, C., et al., Physical controls on phytoplankton physiology and production at a shelf sea front : a fast repetition-rate fluorometer based field study, *Marine Ecology Progress Series*, 259, 29–45, 2003.
- Moore, J., S. Doney, J.A. Kleypas, D. Glover, and I. Fung, An intermediate complexity marine ecosystem model for the global domain, *Deep-Sea Research II*, 49(1-3), 403–462, 2002.
- Moore, J., S. Doney, and K. Lindsay, Upper ocean ecosystem dynamics and iron cycling in a global three-dimensional model, *Global Biogeochemical Cycles*, 18(GB4028), 2004.
- Moran, X., I. Taupier-Letage, E. Vasquez-Dominguez, S. Ruiz, L. Arin, P. Raimbault, and M. Estrada, Physical-biological coupling in the Algerian Basin (SW mediterranean) : Influence of mesoscale instabilities on the biomass and production of phytoplankton and bacterioplankton, *Deep-Sea Res.*, 48, 405–437, 2001.
- Morel, A., and J. M. André, Pigment distribution and primary production in the Western Mediterranean as derived and modeled from coastal zone color scanner observations, *J. Geophys. Res.*, 96(C7), 12.685–12.698, 1991.
- Mortier, M., Instabilités du courant algérien, Ph.D. thesis, Université de d’Aix-Marseille II, 1992.
- Mounier, F., V. Echevin, L. Mortier, and M. Crépon, Analysis of the mesoscale circulation in the occidental Mediterranean Sea during winter 1999-2000 given by a regional circulation model, *Prog. Oceanogr.*, 66, 251–269, 2005.
- Moutin, T., P. Raimbault, H. Golterman, and B. Coste, The input of nutrients by the Rhone river into the Mediterranean Sea : recent observations and comparisons with earlier data, *Hydrobiologia*, 373-374, 237–246, 1998.
- Murray, J., J. Downs, S. Strom, C.-L. Wei, and H. Jannasch, Nutrient assimilation, export production and ²³⁴Th scavenging in the eastern equatorial Pacific, *Deep-Sea Res.*, 36(10), 1471–1489, 1989.
- Nixon, S. W., Coastal marine eutrophication : a definition, social causes, and future concerns, *Ophelia*, 41, 199–219, 1995.
- Obaton, D., Circulation et modélisation de la Méditerranée occidentale et du Golfe du Lion - synthèse des connaissances et des travaux existants, *Tech. rep.*, Ifremer, Brest, 1998.
- Oliver, R., J. Whittington, Z. Lorenz, and I. Webster, The influence of vertical mixing on the photoinhibition of variable chlorophyll a fluorescence and its inclusion in a model of phytoplankton photosynthesis, *Journal of Plankton Research*, 25(9), 1107–1129, 2003.
- Pairaud, I., and F. Auclair, Combined wavelet and principal component analysis (WEof) of a scale oriented model of coastal ocean gravity waves, *Dyn. Atm. Oceans*, 40, 254–282, doi :10.1016/j.dynatmoce.2005.06.001, 2005.

- Palanques, A., X. Durrieu de Madron, P. Puig, J. Fabres, J. Guillén, A. Calafat, M. Canals, S. Heussner, and J. Bonnin, Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading, *Marine Geology*, *234*, 43–61, 2006.
- Parsons, T. R., M. Takahashi, and B. Hargrave, *Biological Oceanographic Processes*, pergamon press ed., 1984.
- Petrenko, A., Y. Leredde, and P. Marsaleix, Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea : in-situ and modeling data, *Continental Shelf Research*, *25*, 7–27, doi :10.1016/j.csr.2004.09.004, 2005.
- Pinazo, C., P. Marsaleix, B. Millet, C. Estournel, and R. Véhil, Spatial and temporal variability of phytoplankton biomass in upwelling areas of the northwestern Mediterranean : a coupled physical and biogeochemical modelling approach, *J. Mar. Syst.*, *7*, 161–191, 1996.
- Pope, R. M., and E. S. Fry, Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II. integrating cavity measurements, *Applied Optics*, *36*, 8710 – 8723, 1997.
- Prieur, L., and A. Sournia, 'Almofront' (april-may 1991) : an interdisciplinary study of the Almeria-Oran geostrophic front, SW Mediterranean Sea, *J. Mar. Syst.*, *5*, 187–203, 1994.
- Pujo-Pay, M., and P. Conan, Seasonal variability and export of dissolved organic nitrogen in the Northwestern Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res.*, *108*(C6), 3188, 2003.
- Raick, C., E. J. M. Delhez, K. Soetaert, and M. Grégoire, Study of the seasonal cycle of the biogeochemical processes in the Ligurian Sea using a 1D, *J. Mar. Syst.*, *55*, 177–203, 2005.
- Raick-Blum, C., Mathematical modelling of the Ligurian Sea ecosystem using models of different complexities. application of a Kalman filter to improve models reliability, Ph.D. thesis, Université de Liège, 2005.
- Redfield, A. C., B. H. Ketchum, and F. A. Richards, *The Sea*, chap. The influence of organisms on the composition of sea water, pp. 26–77, 1963.
- Reid, J., On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea, *Deep-Sea Res., Part I*, *26*, 1199–1223, 1979.
- Riegman, R., W. Solte, A. Noordeloos, and D. Slezak, Nutrient uptake and alkaline phosphatase (EC 3 :1 :3 :1) activity of *emiliania Huxleyi* (prymnesiophyceae) during growth under N and P limitation in continuous cultures, *Journal of Phycology*, *36*, 87–96, 2000.
- Sankey, T., The formation of deep water in the northwestern Mediterranean, *Prog. Oceanogr.*, *6*, 159–179, 1973.
- Sannino, G., A. Bargagli, and V. Artale, Numerical modelling of the semidiurnal tidal exchange through the Strait of Gibraltar, *J. Geophys. Res.*, *109* (C05011), doi :10.1029/2003JC002057, 2004.

- Santoleri, R., V. Banzon, S. Marullo, E. Napolitano, F. d'Ortenzio, and R. Evans, Tear-to-year variability of the phytoplankton bloom in the southern Adriatic Sea (1998-2000) : sea-viewing Wide Field-of-view Sensor observations and modeling study, *J. Geophys. Res.*, *108(C9)*, 2003.
- Sanudo-Wihllhemy, S. A., A. Tovar-Sanchez, F. Fu, D. G. Capone, E. J. Carpenter, and E. J. Hutchins, The impact of surface-absorbed phosphorus on phytoplankton Redfield stoichiometry, *Nature*, *432*, 897–901, 2004.
- Sarmiento, J. L., T. M. C. Hughes, R. J. Stouffer, and S. Manabe, Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming, *Nature*, *393(6682)*, 245–249, 1998.
- Sarthou, G., K. Timmermans, S. Blain, and P. Tréguer, Growth physiology and fate of diatoms in the ocean : a review, *Journal of Sea Research*, *53*, 25–42, 2005.
- Saydam, A., Can we predict harmful algae blooms?, *Harmful Algae News*, *15*, 1996.
- Schott, F., and K. D. Leaman, Observations with moored acoustic doppler current profilers in the convection regime in the Golfe du Lion, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*, 558–574, 1991.
- Schott, F., M. Visbeck, U. Send, J. Fisher, L. Stramma, and Y. Desaubies, Observations of deep convection in the Gulf of Lions, northern Mediterranean, during the winter of 1991/1992, *J. Phys. Oceanogr.*, *26*, 505–524, 1996.
- Sempéré, R., B. Charrière, F. V. Wambeke, and G. Cauwet, Carbon inputs of the Rhône River to the Mediterranean Sea : Biogeochemical implications, *Global Biogeochemical Cycles*, *14(2)*, 669–681, 2000.
- Send, U., and J. Marshall, Integral effects of deep convection, *J. Phys. Oceanogr.*, *25*, 855–872, 1995.
- Send, U., J. Font, and C. Mertens, Recent observations indicates convection's role in deep circulation, *EOS T. Am. Geophys. Un.*, *77*, 61–65, 1996.
- Shapiro, G. I., and A. E. Hill, Dynamics of dense water cascades at the shelf edge, *J. Phys. Oceanogr.*, *27*, 2381–2394, 1997.
- Shapiro, G. I., J. M. Huthnance, and V. V. Ivanov, Dense water cascading off the continental shelf, *J. Geophys. Res.*, *108(C12)*, doi :10.1029/2002JC001610, 2003.
- Simmons, A., and J. Gibson, The ERA-40 project plan, ERA-40 project report series, *Tech. Rep. 1*, ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK, 63pp, 2000.
- Simpson, J., *Gravity currents : in the environment and in the laboratory*, ellis horwood ed., Chichester, 1987.
- Smith, S., and J. Hollibaugh, Coastal metabolism and the oceanic organic carbon balance, *Reviews of Geophysics*, *31(1)*, 75–89, 1993.
- Smith, W., and D. Sandwell, Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth sounding, *Science*, *277(5334)*, 1956–1962, 1997.

- Soetaert, K., P. Herman, J. Middelburg, C. Heip, C. Smith, P. Tett, and K. Wild-Allen, Numerical modelling of the shelf break ecosystem : reproducing benthic and pelagic measurements, *Deep-Sea Res., Part II*, 48(14-15), 3141–3177, 2001.
- Sommer, U., N. Alberle, A. Engel, T. Hansen, K. Lengfellner, M. Sandow, J. Wohlers, E. Zöllner, and U. Riebesell, An indoor mesocosm to study the effect of climate change on the late winter and spring succession of Baltic Sea phyto- and zooplankton, *Oecologia*, 150(4), 655–667, 2007.
- Somot, S., Modélisation climatique du bassin méditerranéen : variabilité et scénarios de changement climatique, Ph.D. thesis, Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2005.
- Somot, S., F. Sevault, and M. Déqué, Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the 21st century using a high resolution ocean circulation model, *Clim. Dyn.*, pp. 1 – 29, doi :10.1007/s00382-006-0167-z, 2006.
- Sotillo, M., A. W. Ratsimandresy, J. Carretero, A. Bentamy, F. Valero, and F. González-Rouco, A high-resolution 44-year atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin : contribution to the regional improvement of global reanalysis, *Clim. Dyn.*, 25(2-3), 219–236, doi :10.1007/s00382-005-0030-7, 2005.
- Sournia, A., La production primaire planctonique en Méditerranée, Essai de mise à jour., *Bulletin Etude en commun de la Méditerranée, N° spécial 5*, 1973.
- Speer, K., and E. Tziperman, Rates of water mass formation in the North Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 93–104, 1992.
- Spitz, Y., J. Moisan, and M. Abbott, Configuring an ecosystem model using data from the Bermuda Atlantic Times Series (BATS), *Deep-Sea Research*, 48, 1733–1768, 2001.
- Stanev, E., P.-Y. Le Traon, and E. Peneva, Sea level variations and their dependency on meteorological and hydrological forcing : Analysis of altimeter and surface data for the Black Sea, *J. Geophys. Res.*, 105(C7), 17,203–17,216, 2000.
- Sterner, R. W., and J. L. Robinson, Thresholds for growth in *Daphia magna* with high and low phosphorus diets, *Limnology and Oceanography*, 39, 1228–1232, 1994.
- Straneo, F., Heat and freshwater transport through the Central Labrador Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 36, 606–628, 2004.
- Stratford, K., and K. Haines, Modelling changes in the Mediterranean thermohaline circulation 1987-1995, *J. Mar. Syst.*, 33-34(24), 51–62, 2002.
- Tanaka, T., and F. Rassoulzadegan, Full-depth profiles (0-2000 m) of bacteria, heterotrophic nanoflagellates and ciliates in the nw mediterranean sea : vertical partitioning of microbial trophic structures, *Deep-Sea Res., Part II*, 49, 2093–2107, 2002.

- Tanaka, T., F. Rassoulzadegan, and T. Thingstad, Measurements of phosphate affinity constants and phosphorus release rates from the microbial food web in Villefranche Bay, northwestern Mediterranean, *Limnology and Oceanography*, *48*(3), 1150–1160, 2003.
- Taupier-Letage, I., and C. Millot, Surface circulation in the Algerian basin during 1984, *Oceanologica Acta*, *9*, 79–85, 1998.
- Tchernia, P., *Océanographie régionale, description physique des océans et des mers*, centre d'étidition et de documentation de l'ensta ed., France, 1978.
- Testor, P., and J.-C. Gascard, Large-scale spreading of deep waters in the Western Mediterranean Sea by submesoscale coherent eddies, *J. Phys. Oceanogr.*, *33*, 75–87, 2003.
- Testor, P., and J.-C. Gascard, Post-convection spreading phase in the Northwestern Mediterranean Sea, *Deep-Sea Res., Part I*, *53*, 869–893, 2006.
- THETIS-Group, Open-ocean deep convection explored in the Mediterranean, *EOS T. Am. Geophys. Un.*, *75*(19), 217–221, 1994.
- Thingstad, T., Physiological models in the context of microbial food webs, in *Aquatic Ecosystems : interactivity of dissolved organic matter*, vol. 16, pp. 383–397, Elsevier Science, 2003.
- Thingstad, T., and F. Rassoulzadegan, Nutrient limitations, microbial food webs, and 'biological C-pump' : suggested interactions in a P-limited Mediterranean, *Marine Ecology Progress Series*, *117*, 299–306, 1995.
- Thingstad, T., and F. Rassoulzadegan, Conceptual models for the biogeochemical role of the photic zone microbial food web, with particular reference to the Mediterranean Sea, *Prog. Oceanogr.*, *44*, 271–286, 1999.
- Thingstad, T., E. Skjoldal, and R. Bohne, Phosphorus cycling and algal-bacterial competition in Sandsfjord, western Norway, *Marine Ecology Progress Series*, *99*, 239–259, 1993.
- Thingstad, T., U. Zweifel, and F. Rassoulzadegan, P limitation of heterotrophic bacteria and phytoplankton in the northwest Mediterranean, *Limnology and Oceanography*, *43*(1), 88–94, 1998.
- Thomsen, H., Nitrate and phosphate contents of Mediterranean water, *Danish Oceanographic Expedition 1908-1910*, *3*, 1931.
- Thornley, J., and M. Cannell, Modelling the components of plant respiration : representation and realism, *Annals of Botany*, *85*, 55–67, 2000.
- Thorpe, R., and G. Bigg, Modelling the sensitivity of the Mediterranean outflow to anthropogenically forced climate change, *Clim. Dyn.*, *16*, 355–368, 2000.
- Timmermans, K., B. van der Wagt, M. Veldhuis, A. Maatman, and H. de Baar, Physiological responses of three species of marine pico-phytoplankton to ammonium, phosphate, iron and light limitation, *Journal of Sea Research*, *53*, 109–120, 2005.

- Touratier, F., J. G. Field, and C. Moloney, A stoichiometric model relating growth substrate quality (C :N :P ratios) to N :P ratios in the products of heterotrophic release and excretion, *Ecological Modelling*, 139, 265–291, 2001.
- Turley, C. M., The changing Mediterranean Sea - a sensitive ecosystem?, *Prog. Oceanogr.*, 44, 387–400, 1999.
- Tusseau, M., C. Lancelot, J. Martin, and B. Tassin, 1-d coupled physical-biological model of the northwestern Mediterranean Sea, *Deep-Sea Research II*, 44(3-4), 851–880, 1997.
- Tusseau-Vuillemin, M., L. Mortier, and C. Herbaut, Modeling nitrate fluxes in an open coastal environment (Gulf of Lions) : Transport versus biogeochemical processes, *J. Geophys. Res.*, 103(C4), 7693–7708, 1998.
- Tziperman, E., On the role of interior mixing and air-sea fluxes in determining the stratification and circulation of the oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 680–693, 1986.
- Tziperman, E., and K. Speer, A study of water mass transformation in the Mediterranean Sea : analysis of climatological data and a simple three-box model, *Dyn. Atm. Oceans*, 21, 53–82, 1994.
- Ulses, C., Dynamique océanique et transport de la matière particulaire dans le Golfe du Lion : crue, tempête et période hivernale, Ph.D. thesis, Université Toulouse III, 2005.
- Ulses, C., C. Grenz, P. Marsaleix, E. Schaaff, C. Estournel, S. Meulé, and C. Pinazo, Circulation in a semi enclosed bay under the influence of strong fresh water input, *J. Mar. Syst.*, 56, 113–132, doi :10.1016/j.jmarsys.2005.02.001, 2005.
- Ulses, C., C. Estournel, J. Bonnin, X. Durrieu de Madron, and P. Marsaleix, Impact of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (MW Mediterranean), *J. Geophys. Res.*, doi :10.1029/2006JC003795, 2008.
- Van den Meersche, K., J. Middelburg, K. Soetaert, P. van Rijswijk, H. Boschker, and C. Heip, Carbon-nitrogen coupling and algal-bacterial interactions during an experimental bloom : Modeling a ^{13}C tracer experiment, *Limnology and Oceanography*, 49(3), 862–878, 2004.
- Vasquez-Dominguez, E., D. Vaqué, and J. Gasol, Ocean warming enhances respiration and carbon demand of coastal microbial plankton, *Global Change Biology*, 13(7), 1327–1334, 2007.
- Vichi, M., N. Pinardi, and S. Masina, A generalized model of pelagic biogeochemistry for the global ocean ecosystem. Part I : Theory, *J. Mar. Syst.*, 64, 89–109, 2007.
- Vidussi, F., J.-C. Marty, and J. Chiavérini, Phytoplankton pigment variations during the transition from spring bloom to oligotrophy in the northwestern Mediterranean sea, *Deep-Sea Res., Part I*, 47, 423–445, 2000.
- Visbeck, M. J., J. Marshall, and H. Jones, Dynamics of isolated convective regions in the ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1721–1734, 1996.

- Vörösmarty, C., B. Fekete, and B. Tucker, *Global river discharge database, Riv-Dis*, UNESCO, Paris, international Hydrological Program, Global Hydrological Archive and Analysis Systems, 1996.
- Walín, G., On the relation between sea-surface heat flow and the thermal circulation in the ocean, *Tellus*, *34*, 187–195, 1982.
- Williams, P., On the definition of plankton production terms, in *ICES Marine Science Symposium*, vol. 197, pp. 9–19, 1993.
- Woodward, E., Nanomolar ammonia concentrations in the western Mediterranean Sea, *Water Poll. Res.*, *32*, 87–95, 1995.
- Wu, P., and K. Haines, Modelling the dispersal of levantine intermediate water and its role in Mediterranean deep water formation, *J. Geophys. Res.*, *101(C3)*, 6591–6608, doi :10.1029/95JC03555, 1996.
- Wu, P., and K. Haines, The general circulation of the Mediterranean Sea from a 100-year simulation, *J. Geophys. Res.*, *103(C1)*, 1121–1136, doi :10.1029/97JC02720, 1998.
- Wu, P., K. Haines, and N. Pinardi, Toward an understanding of deep-water renewal in the eastern Mediterranean, *J. Phys. Oceanogr.*, *30*, 443–458, 2000.

ABSTRACT

Our objective is to contribute to the understanding of the functioning of the Mediterranean system using modeling tools. We first study the formation and fate of water masses in the Northwestern Mediterranean Sea. The impact of the oceanic model spatial resolution on open-ocean deep convection modeling is examined through a real case study, and is related to the essential role played by the mesoscale structures in the formation and fate of deep water. The comparison of simulations performed under different atmospheric forcings enables to study the influence of the spatial resolution of this forcing on the modeling of deep convection and to underline the importance of atmospheric extremes.

We then investigate the impact of interannual atmospheric variability and climate change on dense water formation over the Gulf of Lions shelf. The volumes of dense water formed over the shelf, exported and cascading into the deep ocean are well correlated with the winter atmospheric heat loss. The strengthening of the water column stratification between the XXth and the XXIst centuries induces a strong decrease of these volumes.

We examine the impact of physical processes on the planktonic pelagic ecosystem using a coupled hydrodynamical - biogeochemical model. The study of a reference year enables to validate the model and to underline its defects. Primary production and respiration show a weak interannual variability, however, carbon exportation and net metabolism show a stronger variability. Finally, the warming of sea water due to climate change induces an increase of primary production by the end of the XXIth century, together with an enhancement of the microbial loop.

Key words : Mediterranean, regional modeling, deep convection, mesoscale structures, climate change, interannual variability, planktonic pelagic ecosystem, hydrodynamical-biogeochemical coupling.

Marine Herrmann

FORMATION ET DEVENIR DES MASSES D'EAU EN MÉDITERRANÉE
NORD-OCCIDENTALE
INFLUENCE SUR L'ÉCOSYSTÈME PLANCTONIQUE PÉLAGIQUE
VARIABILITÉ INTERANNUELLE ET CHANGEMENT CLIMATIQUE

Thèse soutenue le 4 décembre 2007 à Toulouse

Discipline : **Océanographie**

Directrice de thèse : **Claude Estournel**

Co-directeur de thèse : **Frédéric Diaz**

RÉSUMÉ

Notre objectif est de contribuer à la compréhension du fonctionnement du système Méditerranéen grâce à la modélisation. Nous nous intéressons d'abord à la formation et au devenir des masses d'eau en Méditerranée nord-occidentale.

L'influence de la résolution spatiale du modèle océanique est examinée lors de l'étude de la convection profonde au large pour une année réelle. Le rôle essentiel joué par les structures de méso-échelle dans la formation et le devenir de l'eau profonde est mis en évidence. La comparaison de simulations effectuées avec différents forçages atmosphériques permet de montrer l'influence de la résolution spatiale de ce forçage sur la modélisation de la convection, liée à l'importance des extrêmes atmosphériques. Puis nous examinons l'impact de la variabilité interannuelle atmosphérique et du changement climatique sur la formation d'eau dense sur le plateau du Golfe du Lion. Les volumes d'eau dense formée, exportée, et cascading sont corrélés à la perte de chaleur atmosphérique hivernale. L'intensification de la stratification de la colonne d'eau d'ici la fin du XXI^{ème} siècle provoque une quasi-disparition du cascading.

L'influence des processus physiques sur l'écosystème planctonique pélagique est examinée au moyen d'un modèle couplé hydrodynamique-biogéochimie. L'étude d'une année de référence permet de valider le modèle et d'en soulever les points faibles. Si les bilans de production présentent une faible variabilité interannuelle, celle de l'exportation de carbone et du métabolisme net est plus marquée. Le changement climatique provoque une augmentation de la production primaire et une intensification de la boucle microbienne.

Mots-clefs : Méditerranée, modélisation régionale, convection profonde, méso-échelle, changement climatique, variabilité interannuelle, écosystème pélagique planctonique, couplage physique-biogéochimie.

Laboratoire d'Aérodynamique
UMR5560 CNRS, UPS, Observatoire Midi-Pyrénées
14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France