



**MODÉLISATION DE LA COAGULATION ET DE LA FRAGMENTATION DES
PARTICULES MARINES DANS LE COUPLAGE PÉLAGO-BENTHIQUE ET SON
APPLICATION AU CAS DE LA POLYNIE DES EAUX DU NORD**

Thèse présentée

dans le cadre du programme de doctorat en océanographie
en vue de l'obtention du grade de Philosophiae Doctor (Ph.D)

PAR

©GWENAËLLE GREMION

1er Septembre 2021

Composition du jury :

Fanny Noisette, présidente du jury, UQAR-ISMER, Canada

Dany Dumont, directeur de recherche, UQAR-ISMER, Canada

Louis-Philippe Nadeau, codirecteur de recherche, UQAR-ISMER, Canada

Irene R. Schloss, codirectrice de recherche, UNTDF, Argentine

Philippe Archambault, codirecteur de recherche, Université Laval, Canada

Lionel Guidi, examinateur externe, CNRS-LOV, France

Dépôt initial le 30 Avril 2021

Dépôt final le 1er Septembre 2021

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

À Marie-Paule, Yvonne, Jacques et Jo

« Success Is Going from Failure to Failure Without Losing Your Enthusiasm »

Winston Churchill

REMERCIEMENTS

Un doctorat, c'est évidemment pour ceux et celles qui ont passé par là une belle illusion de l'iceberg, avec son lot d'efforts, d'échecs invisibles pour conduire à de rares succès visibles. En somme une traversée du désert, mais que l'on fait généralement accompagné de nombreuses personnes formidables, que je souhaite prendre le temps de remercier pour clôturer ce chapitre de mes études.

Pour les lecteurs et lectrices moins familiers avec les remerciements académiques, il est des us et coutumes de remercier en premier lieu la présidente et le membre externe du jury. En cela, je souhaiterais chaleureusement remercier *Fanny Noisette* et *Lionel Guidi* pour avoir accepté sans hésitation d'évaluer mon travail. J'apprécie que vous soyez tous deux sur mon jury, et vous remercie pour la qualité des perspectives et des discussions précieuses que vous avez apporté pour l'amélioration du présent document.

Viens ensuite, l'ensemble du comité de direction. *Dany Dumont*, mon directeur qui m'a supervisé et financé durant les six dernières années et demie. Un grand merci à toi pour m'avoir laissé ma chance et avoir cru en moi jusqu'au bout, même si ce n'était pas gagné. Merci d'avoir en plus soutenu ma participation à des activités annexes à mon projet telles que des missions de terrain ou des implications dans des comités. Ces opportunités m'ont permis d'avoir un bagage varié et essentiel pour mon entrée dans le vaste monde de la recherche, alors merci. *Irene Schloss*, ma codirectrice, qui en plus de son précieux encadrement au cours des premières années, m'a offert une opportunité incroyable de mission de terrain en Antarctique, pour laquelle je lui serai aussi éternellement reconnaissante. *Philippe Archambault*, mon codirecteur, qui a toujours su faire preuve de commentaires pertinents pour permettre l'amélioration de mon travail à de nombreuses occasions. Et pour finir, *Louis-Philippe Nadeau*, mon codirecteur ou directeur officieux. Je pense que le mot 'merci' sonne bien trop petit quand il s'agit de te le destiner. Sans ton entrée dans le rafiote à la dérive qu'était ma thèse il y a 1 an et demi, je ne serai pas là aujourd'hui à pouvoir la déposer. Alors M.E.R.C.I.

pour ta grande patience, ton dévouement, ton temps et le travail investi pour m'avoir permis de conclure ce projet dans les délais impartis. Merci d'avoir essayé de limiter mon autoflagellation malade le long de cette trop courte collaboration et d'avoir au contraire cru en moi.

Cette thèse n'aurait pas pu aboutir non plus, sans le généreux soutien promulgué par le personnel de l'UQAR-ISMER, en particulier *Martine Belzile, Nancy Lavergne, Brigitte Dubé, Marielle Lepage, Simon Senneville* et *James Caveen*. Merci à chacun d'entre vous d'avoir toujours répondu à tous mes besoins me permettant de me concentrer sur mon travail plutôt que sur des problèmes annexes reliés à l'administratif ou à la technique. Merci évidemment aux deux directrices du comité des programmes *Karine Lemarchand* et *Gesche Winkler*, qui ont su efficacement et généreusement me guider dans mon cheminement depuis 2015.

Après les officiels vient une officieuse, ci-nommée *Christiane Dufresne* codirectrice officieuse. Vu le travail fourni, et le temps que tu as généreusement accepté de dédier sur une variété de sujets ou activités liés à mon doctorat, tu aurais eu droit d'avoir le titre sans problème! Alors ici au moins un immense merci et une très grande reconnaissance te sont dédiés. Il y a quelques personnes ici que je remercie pour être des modèles pour moi, et tu le sais déjà tu en fais partie. Merci infiniment.

En parallèle de cette thèse, j'ai également eu la chance de rencontrer des collaborateurs et collaboratrices exceptionnels avec qui j'ai eu grand plaisir à travailler. Par souci de concision seulement je ne nommerais pas chaque collègue des équipes successives des comités étudiants ou non de Québec Océan et d'ArcticNet avec qui j'ai adoré travailler au cours de mes 5 années d'implication, mais merci pour ces belles années de collaboration. Je ne peux pas passer sous silence cependant mes amis et collègues de l'équipe d'APECS France, soit *Veronique Dansereau, Coline Marciau, Clara Burgard* et notre précieux *Adrien Wehrle*. Une réunion d'équipe ou tout le monde est d'accord, et ce depuis 2 ans maintenant que rêver de mieux pour booster les journées de travail. Merci pour vos belles idées, votre énergie positive.

Cette association sans vous ne serait pas ma bulle de bonheur hebdomadaire ! De la même manière, merci à mes collègues du comité exécutif de APECS international 2020-2021, *Josefine Lenz, Meghan Helmberger, Deniz Vural, Neelu Singh, Gabriela Roldan, Juan Hofer, Mathieu Casado* et *Jilda Caccavo* avec qui je collabore quotidiennement depuis septembre 2020, et avec qui j'apprends énormément tous les jours ! C'est un vrai plaisir de travailler ensemble, et j'espère que la collaboration sera une réussite jusqu'à sa fin en octobre 2021.

Évidemment, au gré des collègues, on se forge des amitiés sincères quand on tombe sur des perles rares. *Mathieu, Jilda*, quoi vous dire à part merci. Merci de me faire sourire tous les jours, merci pour vos blagues, pour les confidences, vous êtes des modèles pour moi. Merci Mathieu de m'avoir lancé un défi de taille, genre collaborer avec l'IPCC pour que nous les jeun's nous puissions faire entendre nos voix dans la communauté scientifique ! Merci de m'avoir pédagogiquement formé aux étapes liées à la publication scientifique, et de m'avoir fait confiance pour te remplacer, diriger et développer le projet APECS-IPCC. J'ai tellement grandi grâce à toi, je te serai toujours redevable, et maintenant que je parle à M. chercheur CNRS j'ai bien hâte d'une autre future collaboration !

Évidemment si j'ai pu me rendre jusqu'au Doctorat, et au Québec qui plus est, c'est évidemment grâce à mes familles. Merci à *mes parents* de m'avoir toujours encouragé bien que mon travail vous semble assez abstrait et qu'il m'ait demandé de quitter le nid depuis longtemps. Ma *petite sœur*, ma confidente de tous les jours et qui a toujours su me rappeler de croire en moi. À mes deux *petits frères*, pour leur pragmatisme invétéré sur leur vision de la vie, nécessaire dans les moments de doute « **Tchimbé raid pa moli** ». Évidemment, mes grands-parents à qui je dédie ces années de travail. Ma grand-mère et confidente *Marie-Paule*. Tu es partie trop tôt, je n'ai pas eu le temps de finir ma thèse à temps ni de venir te voir aussi souvent que j'aurais aimé. Comme tu m'as dit le jour de mon départ pour cette aventure 'Le Canada c'est loin', en effet ça l'est, mais je sais que tu es fière de moi aujourd'hui. Ma grand-mère *Yvonne*. Merci pour tous ces articles de *Le Monde* que tu m'as envoyés sur mes petites bêtes comme tu disais ! J'espère que cette thèse tu auras plaisir à la lire et à l'ajouter

à ta magnifique bibliothèque. Pourras-tu la ranger à côté d'Alexandre Dumas et son Comte de Monte Cristo, elle y sera en sa compagnie favorite ! Et évidemment à mon grand-père et ma grand-mère *Jacques* et *Jo*. Merci de m'avoir encouragé depuis toujours, et de m'avoir félicité tout au long du chemin. Nos échanges ont toujours été très précieux pour moi, pour garder le moral et me donner raison d'avoir choisi ce que je fais ! J'espère que ce travail que je vous dédie à tous les 4 vous rendra fiers. Évidemment dans une famille si géniale il ne faut pas oublier les oncles, tantes, cousins, cousines ! Qui toujours avec entrain ont su trouver les mots, les photos ou les vidéos pour donner des coups de boost au bon moment, pour faire revenir le sourire ! Merci également à *Chantal* et *Yvan*, mes généreux beaux-parents pour vos constants encouragements, puis aussi pour avoir élevé un fils parfait ! Merci aux grassenouilles : *Cec*, *Claude*, *Col*, *Djule & Cie.* et *Léo*. Je pense que je vais faire une vidéo, puis je vais faire des anim's et écrire un livre pour que tous les mercis soient transmis correctement, ou c'est du déjà vu pour vous ? ! Bon d'accord faudra que je trouve plus original. Merci particulier à *Léo* pour le temps que tu as pris pour sonder ta communauté sur leur perception du syndrome de l'imposteur en recherche ¹, je pense que pour les doctorant.e.s faut peut être les sonder aussi à propos du syndrome de Stockholm ... Merci d' avoir sollicité les foules et d'avoir combiné tous ces encouragements pour la fin ² j'ai bien ri et cela a fait du bien, puis merci évidemment surtout pour pleins d'autres choses depuis 2006, toi-même, tu sais.

Évidemment je n'aurais pas persévéré avec acharnement sans mes ami.e.s pour me soutenir quotidiennement, et me dire que j'étais capable. Alors merci à toi ma *Angy* poulette, merci de m'avoir ramassée à la petite cuillère à toutes les occasions qui se sont présentées. Merci de m'avoir montré le chemin de la sagesse. Promis je vais pouvoir prendre soin de ma santé mentale maintenant que c'est fini : je vais passer du temps avec mes ami.e.s et travailler sur quelque chose qui me valorise. Merci *Melany*, *Maude*, *Laurence*, *Sophia*, *Jamilie*, *Myriam*, *Houcem* quelques lignes ici signifient peu finalement pour ces moments de bonheur essentiels que vous m'avez fait vivre depuis 6 ans et demi, et à tous ces fous rires qui font

1. <https://twitter.com/dirtybiology/status/1198985615662108673?fbclid=IwAR3j6Gq3H2-4hRM5cODPLZMD15B0sp6AGoMiLgRabbA9VJN3-pc4MESeWjo>

2. <https://imgur.com/a/xO6GY0i>

du bien au coeur ! Merci également à mes amies *physiciennes*, *Rosalie*, *Abigaëlle*, *Sandy* et *Cynthia* pour ces très bons moments partagés ces dernières années. Merci aussi à *Séverine*, *Maxou*, *Sissi*, *Coco*, *Géro*, *Aurélien*, *Schedir*, *Robinson*, *Robin*, *Aurore*, *Kevin*, *Jean*, *Natacha*, *Xavier*, *Gesche*, *Sophie*, *Marion*, *Magali*, *Lili*, *Didi*, *Sabine*, *Pauline*, *Ariane*, *Charline*, *Erwan*, *Roberto*, *G-Rhum*. Vous, qui êtes là depuis le primaire, le collège, le lycée, la fac, ou les missions de terrain, vous qui vous êtes arrimés à mon chemin et qui par de petites ou grandes attentions, de courts ou de grands moments font que vous êtes des personnes importantes à mes yeux. Merci d'être vous et merci pour vos encouragements tout au long de ces années !

Merci à mes élèves, petites et grandes, mes collègues et amies de l'école de danse de m'avoir permis de m'épanouir dans cet art et dans son enseignement depuis 6 ans. Vous m'avez permis de garder mes antennes connectées au monde extérieur de la recherche, et c'est important pour réaliser la chance qu'on a de faire tout ce qu'on fait quand on est étudiante !

Merci à mes coéquipier.ère.s des 3 équipes de canot à glace successives dont j'ai fait partie. Grâce à vous j'ai pu appliquer sur le terrain les notions de persévérance, d'acharnement et de dépassement de soi pour relever les défis. Merci *Denis* et *Linda*, pour votre générosité chez vous au Québec ou chez vous en Guadeloupe. C'est toujours trop peu que l'on se voit, mais chaque occasion est une ressource d'énergie et de bonheur. Merci d'avoir joué les pigeons voyageurs de Noël ou d'anniversaire pour rapporter des denrées rares depuis toutes ces années ! *Florence* et *Pascal* merci pour votre havre de paix que vous nous avez toujours prêté avec générosité quand un changement de décor était nécessaire pour recharger les batteries. *La famille Revoil*. Il y a des fois des circonstances malheureuses qui permettent à de belles étoiles de s'aligner pour le meilleur. Vous êtes géniaux, *Aurélie* tu es une source d'inspiration constante pour moi, j'espère bientôt passer du temps ensemble durant l'une de tes escales, ainsi qu'avec *Fred* et *les loulous* ! Vous êtes supers, merci pour ces centaines de photos partagées et encouragements, qui ont ensoleillé mes journées les plus sombres. Je vous prêterai mon diplôme pour la prochaine sélection d'astronomes, vu que moi le brevet de pilote c'est pas pour demain ...

En parlant de voler, combien de fois n'aurais-je pas aimé me téléporter pour être prêt de toi ma *Moundy* pour un thé, et des randonnées à ne plus finir. Je sais que la vie nous réserve dix

milliards d'opportunités pour nos rêves les plus fous. Merci d'avoir toujours cru en moi et de me l'avoir toujours dit.

Et évidemment, les deux meilleurs pour la fin : *Jory* et *Baïkal*. Finalement c'est pas mal grâce à vous que je me suis rendue au bout, que je n'ai pas lâché. Merci d'avoir tenu la barre en faisant dix milliards de choses pour moi et d'avoir supporté mes sautes d'humeur les plus difficiles, mes grosses crises de larmes de panique et d'angoisse de manière quotidienne ces dernières années. Merci de votre patience et compréhension, je vous aime, maintenant prenons le large et profitons de NB ensemble !

AVANT-PROPOS

Le présent travail est le fruit de 6 années et demie de recherche sur un sujet qui me tient toujours à coeur. Il fait suite à la thèse de la Dre Blandine Gaillard soutenue en 2015, qui s'interrogeait sur l'origine d'un décalage temporel entre la diminution de la production primaire en surface sur une période donnée, et l'anomalie positive de croissance des organismes benthiques sur cette même période, dans la polynie des Eaux du Nord. D'après ces travaux, ce décalage peut être causé par des variations des conditions du milieu qui ont pu modifier l'évolution spatio-temporelle des floraisons phytoplanctoniques en surface (liées aux glaces ou pélagiques). Ceci induit que la production retrouvée au fond pourrait ne pas provenir directement de la surface sus-jacente, mais être transportée depuis une autre région de la polynie. Ces travaux et conclusions soulignent ainsi la nécessité de clarifier notre conception du transport vertical de la matière organique dans la colonne d'eau.

Initialement, ce projet avait pour ambition de conceptualiser un modèle écologique simple de la polynie des Eaux du Nord et de le coupler à un modèle de circulation pour en représenter l'évolution spatio-temporelle en trois dimensions, selon certaines variations de l'environnement (e.g. régime des glaces, apport en sels nutritifs). L'objectif était de mettre l'accent sur la paramétrisation des processus biogéochimiques et physiques connus pour influencer l'export vertical de la matière organique afin de tester la conclusion présentée dans les travaux de la Dre Gaillard. En effet, comprendre l'origine de cette différence de signal, ramène à se questionner, à plus grande échelle, sur notre compréhension du transport et de la séquestration du Carbone dans l'Océan ainsi que la paramétrisation actuelle de ces processus dans les modèles globaux pour les quantifier. Ainsi, utiliser ce cas type de la polynie, aurait permis d'intégrer ce travail dans un large contexte de recherche sur la pompe biologique qui est toujours d'actualité dans la communauté scientifique. Cependant, ce projet ambitieux a connu de nombreux écueils de différents ordres n'ayant pas permis d'aboutir aussi loin que statuer initialement, mais contribue néanmoins dans son stade actuel à questionner les pré-

conceptions, la paramétrisation et les conclusions courantes faites sur la pompe biologique à l'aide des modèles globaux.

Cette thèse est divisée en une introduction générale qui la place dans le contexte de recherche scientifique actuel, et est développée par la suite en trois chapitres. Les deux premiers chapitres ont trait aux premières étapes de la conception et de la paramétrisation de deux processus d'importance majeure dans l'export vertical de la matière organique : la fragmentation et la coagulation. Le premier chapitre est un article scientifique publié dans le journal *Geoscientific Model Development* (GMD) depuis le 23 juillet 2021. Le deuxième sera après quelques ajustements un article qui sera aussi soumis au journal GMD. Ces deux chapitres sont donc écrits en anglais. Le troisième chapitre quant à lui, ne se veut pas un article scientifique classique, mais une étude de cas, pour discuter des conclusions proposées par le travail de la Dre Gaillard dans la polynie des Eaux du Nord. Il est écrit en français, et amène le lecteur à la conclusion générale. Cette dernière traite des limitations actuelles du travail accompli, mais également des perspectives à suivre pour mener ce travail au bout de son ambition initiale. Une attention particulière est également donnée pour souligner l'importance du travail effectué, et notamment son utilisation pour répondre à d'autres questions scientifiques, qui n'ont pas trait directement à la pompe biologique dans l'océan.

Le premier article a impliqué l'ensemble de mon comité de direction, ainsi que la participation d'une précieuse collaboratrice la Dre Christiane Dufresne. Il est le résultat d'un travail acharné et quotidien du Prof. Louis-Philippe Nadeau et moi-même, dans la conceptualisation et la construction numérique du modèle présenté. Discussions auxquelles ont participé la Dre Dufresne et le Prof. Dany Dumont. Les contributions de la Prof. Irene R. Schloss et du Prof. Philippe Archambault ont été précieuses dans l'étape de rédaction et d'amélioration du manuscrit. Le deuxième chapitre, ayant été sujet aux contraintes temporelles du dépôt de la thèse, a été principalement mené en étroite collaboration avec les Profs. Nadeau et Dumont de la conceptualisation, à la construction numérique et la rédaction. Le troisième chapitre, quant à lui, a été le fruit de nombreuses discussions aux débuts du projet de doctorat

entre les Profs. Schloss, Archambault, Dumont et moi-même, et reflète la majorité du travail de recherche effectué lors du Séminaire 1 présenté en 2016 au comité de thèse. Sa conception et rédaction finale est le fruit de ma collaboration avec le Prof. Dumont et la Dre Dufresne.

Ces 6 ans et demi de recherche ont eu leur lot de défis et de difficultés rencontrées. L'un des aspects que je trouve essentiel de ce travail est sa multidisciplinarité, qui pour moi est à embrasser pour avoir une vision pertinente du travail en océanographie. Mais bien qu'essentielle, elle n'en reste pas moins un grand défi. J'ai eu la chance de pouvoir m'entourer dans mon comité, d'experts de différentes disciplines (océanographie biologique, physique et géologie) qui ont eu la générosité de me former patiemment dans leurs domaines respectifs pour que ce projet de doctorat puisse compléter ma formation universitaire. Cette dernière a débuté avec de la géologie, puis de l'écologie-biologie avant de se diriger vers l'océanographie (qui avec chance rassemble plusieurs de mes sujets d'intérêt). Cependant, cette formation préalable ne m'avait que trop peu préparée au domaine de l'océanographie physique et de la modélisation numérique. Initialement, ce projet aurait dû être un bon équilibre entre un domaine qui m'était plus familier (e.g. l'écologie) et l'océanographie physique, avec lequel j'étais moins familière. Cependant, j'étais prête à relever quelques défis d'apprentissage associés à ce dernier. Le premier défi a été la familiarisation avec de nouveaux langages de programmation pour mener le projet (Fortran90 et Matlab). Par la suite, j'ai utilisé et développé un modèle avec lequel j'avais travaillé lors de mon stage de Master 2, pour répondre à mes premières questions de recherche. Mais après 4 années de travail, je me suis heurtée à des défis conceptuels qui ont fait tardivement prendre au projet de recherche initial et bien avancé un virage conséquent. Ce virage a fait passer le bon équilibre entre maîtrise des connaissances et défis d'apprentissage uniquement du côté des défis. Ce revirement tardif de situation a ainsi conduit à un ralentissement de l'avancement du travail, associé à un contre-coup moral. Redéfinir les objectifs initiaux à la baisse, en raison du temps imparti, des erreurs et des restrictions liées à mes connaissances, a été un défi dont je n'avais pas mesuré l'ampleur au début du doctorat. Cet état psychologique a requis un gros effort personnel pour accepter que de l'aide extérieure était nécessaire pour terminer le travail dans les temps impartis. Cette

période a aussi été associée à la difficulté de travailler en synergie avec mon comité en raisons de la distance que leurs années sabbatiques, déménagement, ou nouvelles prises de responsabilités professionnelles ont indirectement mis entre nous. Réapprendre à travailler avec ces nouvelles dispositions dès qu'elles survenaient n'a pas été une chose facile. Ainsi, en plus des difficultés scientifiques, il a fallu faire face aux difficultés psychologiques inhérentes à ce changement d'équilibre de plusieurs ordres à ce stade du projet. Malgré tout, comme la majorité des étudiants sondés dans l'étude de Woolston (2019)³, je suis satisfaite de ma décision d'avoir persévéré. Tout d'abord pour le défis intellectuel continu que cela a représenté, mais aussi pour le dépassement de soi et les extraordinaires personnes avec qui j'ai travaillé en étroite collaboration.

Mais malgré ces défis et difficultés rencontrés, j'ai également profité pleinement de ce cheminement au doctorat pour développer d'autres habiletés essentielles à ma future carrière en recherche. La modélisation est pour moi un outil puissant pour qui sait l'utiliser de manière avisée. Et à mon sens la précaution vient pour qui sait ce qu'il souhaite modéliser et avec quoi le paramétrer. Ainsi, malgré que mon sujet de recherche n'ait pas requis de missions de terrain, j'ai su saisir les opportunités lorsqu'elles m'ont généreusement été offertes. Dans le cadre de mon cours en nouveau développement, la Prof. Schloss m'a permis de participer à une campagne de terrain en Antarctique, à la base Argentine Carlini, pour réaliser des expériences en microcosmes. Cette mission a permis d'étudier la réponse des communautés pélagiques de la baie à une diminution de la salinité et une augmentation de la température. Participer et coordonner ces expériences m'ont permis de me rendre compte des défis pour recueillir des valeurs de taux ou de paramètres écologiques, qui sont essentiels pour paramétrer de manière réaliste les modèles numériques. Par la suite, j'ai également pu m'approcher de mon lieu d'étude afin de mieux appréhender sa dynamique lors de ma participation à l'École doctorale internationale de Sentinelle Nord. Ce programme de formation transdisciplinaire et hautement technologique de deux semaines à permis de démystifier les liens existants entre

3. Woolston, C. (2019) PhDs : the tortuous truth, *Nature*, 575, 403–407, doi :10.1038/d41586-019-03459-

la lumière, les services écosystémiques marins et la santé humaine dans le Nord. Elle s'est déroulée à bord du brise-glace de recherche canadien NGCC Amundsen dans la mer de Baffin et les fjords de l'île de Baffin (Nunavut), et m'a permis de travailler en étroite collaboration avec des ingénieurs et futurs concepteurs d'instruments océanographiques, qui seront des alliés importants dans le futur pour développer les outils de demain pour les paramètres (e.g. biologiques) recherchés en modélisation. J'ai également eu la chance d'être soutenu par mon comité de thèse pour aller présenter mon travail à de nombreuses conférences nationales et internationales sous forme d'affiches ($n = 12$) ou de présentations orales ($n = 7$). Toutes ces précieuses occasions m'ont permis de rencontrer mes pairs afin d'établir de futures collaborations, mais également d'élargir mon champ de connaissances. Ces deux aspects sont importants pour moi dans le travail en recherche.

En supplément de ces opportunités que j'ai saisies ou qui étaient intégrées à mon cheminement au doctorat, au cours de ces 6 années et demie, j'ai également eu à cœur de donner de mon temps à la communauté scientifique et à la relève de demain. En plus de ma recherche doctorale, je me suis ainsi impliquée dans 4 comités nationaux et internationaux. Je me suis investie au sein du Conseil d'Administration du groupe de recherche interinstitutionnel Québec-Océan et du comité de gestion de la recherche du réseau de centre d'excellence du Canada, ArcticNet. Ma participation m'a permis d'assister aux discussions ayant trait aux demandes de renouvellement de financements que ces organisations ont dû soumettre aux instances gouvernementales, et à participer à l'évaluation des lettres d'intentions, des projets de recherche ou des projets à mi-parcours, soumis par les chercheurs à ces différentes organisations. Cette participation en tant qu'observatrice et partie votante m'a donc permis de me former de manière autodidacte à cette facette importante de la recherche et de contribuer dans une moindre mesure à ces organisations scientifiques par lesquelles ma recherche est financée et soutenue. J'ai aussi démontré ma reconnaissance par mon active participation dans l'Association Étudiante d'ArcticNet, que j'ai présidée durant 5 ans et pendant lesquelles j'ai contribué à organiser les journées étudiantes lors des réunions annuelles nationales et internationales. Je me suis investie de manière similaire dans le comité étudiant de Québec Océan

(e.g. organisation des retraites étudiantes et aidé dans l'organisation des réunions annuelles). Au travers de ces investissements, j'ai développé une vocation pour aider à la formation des jeunes chercheurs. Je me suis donc également impliquée dans l'Association APECS (Association of Polar Early Career Scientists) que je préside en 2020-2021. Cette implication dans APECS, m'a permis de collaborer dans l'écriture de deux livres. Le premier, co-rédigé avec Fiona Tummon, Andrea Schneider, Julie Bull, Gabriela Roldan, Morgan Seag, Ruth Vinge-rhagen Hindshaw et intitulé *INTERACT Fieldwork Planning Handbook*⁴, traite de la planification des missions de terrain notamment aux stations du réseau INTERACT en Arctique. Le second est en cours d'écriture, et traitera des moyens à disposition pour réduire les émissions de CO₂ lors de missions de recherche en Arctique avec une équipe 12 co-auteurs. De plus, avec APECS et en partenariat avec le personnel scientifique du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat et les auteurs des rapports, j'ai organisé et supervisé trois révisions en groupe de ces rapports par les jeunes chercheurs. Ces activités m'ont permis de collaborer avec une grande équipe d'organiseurs (env. 30 pers./révision) et de réviseurs (env. 100 pers./révision) d'origines culturelles et scientifiques très variées, et de contribuer à notre formation. Ce travail a également permis de souligner la qualité et l'importance d'inclure les jeunes chercheurs dans le travail de révision par les pairs, tels que valorisé dans trois articles^{5 6 7} dans lesquels je me suis investie, sept présentations orales dans des congrès internationaux et trois présentations par affiches. Ce travail m'a également permis de valoriser

4. INTERACT Fieldwork Planning Handbook. Eds. : Rasch, M. et al. DCE – Danish Centre for Environment and Energy, Aarhus University, Denmark. 148 p.

5. Casado, M., Aho, K., Bradley, A., Caccavo, J.A., Champollion, N., Dahood, A., Fernandez, A., Fugmann, G., Gremion, G., Lizotte, M., Rosenbaum, P., Vidal, F., 2018. En-gage more early-career scientists as peer reviewers. *Nature* 560, 307–308. doi :10.1038/d41586-018-05956-7

6. Casado, M., Gremion, G., Rosenbaum, P., Caccavo, J.A., Aho, K., Champollion, N., Connors, S.L., Dahood, A., Fernandez, A., Lizotte, M., Mintenbeck, K., Poloczanska, E., Fugmann, G., 2020. The benefits to climate science of including early-career scientists as reviewers. *Geosci. Commun.* 3, 89–97. doi :10.5194/gc-2019-20.

7. Gremion, G., Casado, M., Aho, K., Caccavo, J.A., Champollion, N., Choy, E., Connors, S.L., Dey, R., Fernández, A., Fugmann, G., Juan, H., Jawak, S., Lizotte, M., Maes, S., Mayers, K., Mintenbeck, K., Mojica, J., Pandit, P., Poloczanska, E., Rosenbaum, P., Seyboth, E., Shakil, S., van Soest, M., 2020. What peer-review experiences can offer to early career scientists and to the scientific community, in : 5th International Young Earth Scientists (YES) Congress "Rocking Earth's Future", German YES Chapter, GFZ German Research Centre for Geosciences. doi :10.2312/yes19.15.

ma recherche et mes apprentissages dans des rapports scientifiques destinés aux décideurs politiques, et au grand public.

Cet intérêt à la diffusion de la recherche en dehors de la sphère scientifique est aussi un aspect que j'ai eu à coeur de développer en parallèle de mes études. De par ma présidence de l'association APECS-France (Comité national français de APECS) depuis 2019, j'ai contribué à la diffusion des sciences auprès des jeunes du primaire en France, avec l'organisation des Semaines Polaires et le partenariat scientifique proposé avec les associations *Cap au Nord 2020* et une *Génération pour la Terre*. Au Québec, cette diffusion des sciences avec les jeunes ou le grand public s'est réalisée au travers de ma participation aux Expo-Sciences et aux congrès de vulgarisation scientifique organisés dans la région, et l'organisation de l'école d'été en océanographie de l'UQAR-ISMER en 2018.

En conclusion, ces quelques implications d'ordre scientifique, ajoutées à d'autres implications d'ordre plus personnel (e.g. professeure de danse, et membre de l'équipe universitaire de canot à glace), m'ont permis d'acquérir des connaissances et des aptitudes qui sont pour moi essentielles en recherche telle que 1) être capable de collaborer avec différentes équipes de plus ou moins grandes tailles, de plus ou moins grandes diversités de parcours académiques et de cultures; 2) de savoir coordonner des activités en respectant les dates des livrables, les budgets et savoir faire face aux aléas; 3) de diffuser la science auprès d'un public varié initié ou non 4) de développer une démarche pédagogique; 5) et surtout de faire preuve de persévérance face aux défis sans jamais baisser les bras.

RÉSUMÉ

La pompe de carbone organique conduit à la séquestration du carbone produit et transformé en surface par les producteurs primaires et la biocénose, via son transfert vertical en profondeur. Le délai, la quantité et la forme de carbone exporté sont des facteurs majeurs qui influencent les communautés benthiques. Cette dépendance entre les processus de production pélagique et de consommation benthique fait partie du couplage pélogo-benthique et est fortement modulée par tous changements dans le milieu. Ainsi, dans un contexte de changements climatiques il existe un réel besoin de mieux caractériser le flux vertical de matière organique particulaire dans l'océan pour appréhender le devenir du cycle du carbone à l'échelle mondiale. Le devenir du carbone particulaire repose en grande partie sur la formation d'agrégats par coagulation des particules marines, ce qui augmente de plusieurs ordres de grandeur leur vitesse de chute et par conséquent les flux verticaux de carbone. Les modèles biogéochimiques couplés à des modèles de circulation générale de l'océan sont des outils de premier plan pour quantifier le devenir du carbone. La plupart des paramétrisations sont basées sur des relations empiriques qui doivent être ajustées en fonction des régions et des conditions. Pour préserver la capacité prédictive des modèles dans un contexte de changements environnementaux, des modèles mécanistes basés sur les principes de bases des processus que l'on souhaite représenter. L'objectif général de cette thèse est de développer une paramétrisation représentative, robuste et efficace des processus de coagulation et de fragmentation.

Le premier chapitre présente une nouvelle paramétrisation basée sur l'équation discrète de Smoluchowski pour la coagulation et la fragmentation de particules organiques marines. La robustesse de la paramétrisation vis-à-vis du nombre de classes de taille et de la non-linéarité de la discrétisation du spectre est étudiée pour des conditions initiales idéalisées. Les résultats montrent que dans une configuration où les tailles sont discrétisées linéairement, le modèle est indépendant de la résolution. Cependant, des biais importants sont observés si l'on discrétise de façon non linéaire. Une première tentative d'atténuation de l'effet de la non-linéarité du spectre de taille est présentée et montre une amélioration significative dans la réduction des biais observés.

Le deuxième chapitre poursuit l'analyse des biais associés aux non-linéarités inhérentes du problème, soit celles associées au spectre de taille, mais également celles associées au contenu élémentaire en carbone des particules, à la distribution des concentrations ainsi qu'aux taux de réactions. Les résultats démontrent qu'il existe une discrétisation qui minimise l'erreur par rapport à la référence et que cette discrétisation optimale peut changer en fonction de la pente de distribution des concentrations, car la concentration est redistribuée le long du spectre. Cependant, des expériences de sensibilité supplémentaires devraient être menées pour tester une plus grande variété de régimes de paramètres.

Le chapitre 3 utilise la paramétrisation développée dans les chapitres précédents pour

étudier un aspect du couplage pélago benthique dans la polynie des Eaux du Nord. La modification du régime des glaces dans la polynie dans les dernières décennies a entraîné une dilution de la production primaire en surface jusqu' alors plutôt concentrée dans une région restreinte au sud du pont de glace. En revanche, la croissance d'organismes benthiques retrouvés au centre de la polynie indique une augmentation du flux vertical de matière organique particulaire sur la même période. À l'aide de la paramétrisation, l'hypothèse selon laquelle les organismes benthiques aient pu bénéficier de la production primaire issue des régions périphériques à la polynie (matière allochtone) est testée. Pour ce faire, une analyse est réalisée pour permettre de déterminer les tailles des particules et leurs vitesses de chute associées, nécessaires pour remplir les conditions d'export recherchées. Ensuite, le temps requis pour qu'une distribution de particules phytoplanctoniques de surface coagule pour créer des agrégats de tailles suffisantes est estimé. Les résultats indiquent que selon si les particules sont sujettes à la formation d'agrégats par coagulation, les distributions phytoplanctoniques actuelles pourraient être à l'origine du flux de matière fraîche retrouvée en profondeur dans la polynie.

En conclusion, cette thèse apporte une nouvelle paramétrisation pour la transformation de la matière particulaire dans la colonne d'eau. Développée dans un premier temps dans un environnement 0D, sans connexion avec des variables biologiques, les résultats actuels sont prometteurs pour permettre son intégration ultérieure dans un modèle biogéochimique couplé à un modèle de circulation générale de l'océan afin de caractériser le rôle des réactions de coagulation et fragmentation dans les estimations d'export de carbone.

Mots clés : Pompe biologique ; Flux vertical de carbone ; Couplage pélago-benthique ; Particules marines ; Coagulation ; Fragmentation ; Modèles ; polynie des Eaux du Nord

ABSTRACT

The ocean's biological pump plays an important role in the global carbon cycle by transferring carbon that is produced and transformed at the surface by primary producers and biocenosis to the deep ocean where it is trapped. Time, quantity and exported carbon type are the main factors controlling benthic communities. The interdependence between pelagic carbon production and its consumption by benthic biota is referred to as benthic-pelagic coupling. This coupling is strongly affected by any change in the environment. Thus, it is critical to consider ongoing climate variations in order to properly quantify the vertical export of particulate organic matter in the ocean and understand the future of the worldwide carbon cycle. Aggregate formation via the coagulation of marine particles increases considerably their settling velocity and therefore enhances vertical carbon export. The biochemical models coupled to ocean general circulation models are the leading tool to quantify carbon export, but they require parametrization of the processes acting on export, as well as evaluation of regional conditions. The main objective of this thesis is to develop specific parameterizations that represent coagulation and fragmentation processes in the water column.

The first chapter presents a new parameterization of the discrete Smoluchowski's equation for coagulation and fragmentation of marine particles. The robustness of the parameterization to the resolution (i.e. number of size bins) and the non-linearity of the size discretization is studied for idealized initial conditions. The results demonstrate that in a linearly size-discretized configuration, the resolution does not affect the model outputs. However, important biases are observed in a nonlinear discretization. A first attempt to mitigate the effect of nonlinearity on the size spectrum is presented and significantly improves the reduction of observed biases.

The second chapter pursues the bias analysis related to the nonlinearity embedded in the coagulation and fragmentation concept. The nonlinearity biases are related to size discretization, but also to the carbon content of particles, the distribution of concentrations, as well as to the reaction rates. The results demonstrate that there exists a discretization which minimises the error compared to the reference. Results further suggest that this optimal discretization may change according to the spectral slope, as the concentration is redistributed along the spectrum. The results demonstrate that there exists a discretization which minimises the error compared to the reference, and suggest that this optimal discretization may change according to the slope of the distribution of concentration, as the concentration is redistributed along the spectrum. Additional sensitivity experiments should be conducted to test the in a wider variety of parameter regimes.

The third chapter applies the developed parameterization to a case study of benthic-pelagic coupling in the North Water Polynya. Shifts in the ice dynamics in the polynya in the last decades have diluted primary production at the surface over a wider region than pre-

viously observed, when primary production was mostly concentrated south of the ice bridge. In the meantime, the growth of benthic organisms living in the center of the polynya have increased their consumption of pelagic organic material over the same period. Thanks to the developed parameterization, the assumption that benthic organisms have benefited from primary production originating from surrounding regions of the polynya was able to be tested. For this purpose, the export conditions were determined by evaluating both the size and the associated settling velocity of particles. Then the time required to allow a specific distribution of phytoplankton particles to form aggregates of appropriate sizes to be exported was determined. Results indicate that while the particles at the surface are prone to form aggregates by coagulation, current phytoplankton assemblages may be the origin of the fresh matter found in the floor of the polynya.

In conclusion, this thesis presents a new parameterization for the transformation of the particulate matter in the ocean. First developed in a 0D environment with no connection to biological variables, the further integration of this new parametrization into biogeochemical models coupled to ocean general circulation models will improve the characterization and the role of coagulation and fragmentation reactions in the estimation of carbon export.

Keywords : Biological carbon pump ; Vertical carbon flux ; Benthic-pelagic coupling ; Marine particles ; Coagulation ; Fragmentation ; Model ; North Water Polynya

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	vi
AVANT-PROPOS	xii
RÉSUMÉ	xix
ABSTRACT	xxi
TABLE DES MATIÈRES	xxiii
LISTE DES TABLEAUX	xxvi
LISTE DES FIGURES	xxvii
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xxxvii
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
Le carbone, l'atmosphère et l'océan	1
La pompe de carbone organique	5
Techniques et instruments pour comprendre le fonctionnement de la pompe biologique	10
Les particules dans le domaine mésopélagique	18
Pompe biologique et changements climatiques : le cas des régions polaires	22
Problématique et objectif général	26
ARTICLE 1	
A DISCRETE INTERACTION NUMERICAL MODEL FOR COAGULATION AND FRAGMENTATION OF MARINE DETRITIC PARTICULATE MATTER	34
1.1 Résumé en français	35
1.2 Introduction	36
1.3 Model description	40
1.3.1 Discrete size spectrum	40
1.3.2 Reaction for a triplet of particles	41
1.3.3 Reaction matrices	46
1.3.4 Summary of all reactions	49
1.3.5 Robustness to resolution	50

1.3.6	Nonlinear size spectrum	53
1.3.7	Application to a plankton ecosystem model	54
1.4	Numerical experiments	55
1.4.1	Initialization	58
1.5	Results and discussion	59
1.5.1	Linear discretization	59
1.5.2	Nonlinear discretization	61
1.5.3	Resolution dependency function	65
1.6	Summary	65
1.7	Conclusions	69

ARTICLE 2

ACCURACY AND ROBUSTNESS OF A COAGULATION AND FRAGMENTATION PARAMETRISATION FOR MARINE PARTICLES UNDER REALISTIC CONDITIONS 71

2.1	Résumé en français	71
2.2	Introduction	72
2.3	Model description	74
2.3.1	Size-dependent rates	76
2.3.2	Size discretization	83
2.4	Results	87
2.4.1	Sensitivity to the concentration distribution	87
2.4.2	Sensitivity to size-dependent rates, carbon content and time step . . .	89
2.5	Conclusions	98

CHAPITRE 3

EVALUATION DES IMPACTS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LA PRO- DUCTION PRIMAIRE ET L'ÉCOSYSTEME BENTHIQUE DANS LA POLYNIE DES EAUX DU NORD 99

3.1	Résumé en français	99
3.2	Mise en contexte	101
3.3	Méthode	117
3.4	Résultats et discussion	125

3.5 Conclusions et perspectives	134
CONCLUSION GÉNÉRALE	140
ANNEXE I	
COLONISATIONS ET EXPLORATIONS HUMAINES DE LA POLYNIE DES EAUX DU NORD	151
BIBLIOGRAPHIE	158

LISTE DES TABLEAUX

1	Model variables and parameters.	45
2	Numerical experiments and associated model configurations and parameters.	57
3	Propriétés des particules phytoplanctoniques des trois régions d'intérêt, soit le détroit de Smith (DS), le centre de la polynie (CP) et la côte groenlandaise (CG). Les estimations de vitesses de chute proviennent soit de mesure en laboratoire (Lab.) ou de mesure in situ. L'abréviation agr. signifie que la vitesse de chute est associée à un agrégat et non à une cellule individuelle.	120
4	Variables et paramètres utilisés dans la configuration idéalisée. Les spécificités pour les deux environnements distincts (est et ouest) sont indiquées lorsqu'applicables.	126
5	Distance de dérive effective (L) pour atteindre une profondeur $H=600$ m, vitesse de chute et diamètres associés (pour $\rho_i=1030$ kg m ⁻³) pour les particules originaires des trois régions d'intérêt (DS, CP et CG) d'après les équations 3.1 et 3.2. Les particules provenant de DS et CP subissent le courant arctique (AC, $U_{AC}=12.5 \pm 2.5$ cm s ⁻¹) et celles provenant de CG subissent le courant du Groenland ouest ($U_{WGC}=4 \pm 2$ cm s ⁻¹).	127
6	Distance (L) et temps (T) de dérive pour atteindre 600 m, estimés d'après les équations 3.1 et 3.2. Les particules originaires de DS et CP subissent le courant arctique (AC, $U_{AC} = 12.5$ cm s ⁻¹) et celles de CG subissent le courant ouest-groenlandais (WGC, $U_{WGC}=4$ cm s ⁻¹). Les vitesses de chute des différents types de particules phytoplanctoniques considérées sont celles présentées dans le tableau 3.	128

LISTE DES FIGURES

1	Schémas conceptuels de modèles biogéochimiques classiques de type NPZD qui établissent les liens entre les sels nutritifs N , les producteurs primaires P , les producteurs secondaires Z et un (a) ou deux (b) compartiments détritiques D . Ces compartiments agissent comme principaux agents d'export de matière organique vers le fond. Plusieurs variantes de ces modèles incluent des processus de recyclage qui sont représentés de façon abrégée ici.	27
2	Schémas conceptuels de modèles biogéochimiques (voir figure 1) où la matière détritique particulaire est représentée par plusieurs variables entre lesquelles il y a des échanges : les sels nutritifs N , les producteurs primaires P , les producteurs secondaires Z et les compartiments détritiques D . En (a), un nombre limité de compartiments (D) représente chacun un type de particules détritiques (e.g. modèle de ballast de Gloege et al., 2017) et les échanges sont des paramétrisations, alors qu'en (b) un nombre arbitraire de variables détritiques (i.e. particules de volume V) interagissent en fonction de processus de base comme la coagulation et la fragmentation.	29
3	Taille des différents types de particules marines que l'on retrouve dans l'océan, soit le pico-, le nano- et le micro- phytoplancton, le phytoplancton mort (DPH), le zooplancton mort (DZO), les pelotes fécales (FP) et la neige marine (MSN).	31
4	Schematic representation of coagulation \mathcal{K} and fragmentation \mathcal{F} reactions between triplets of particles in a linear size discretization. Coagulation is the process by which two particles with indices i and j collide and stick together to form a third, larger one with index k . Fragmentation is the opposite process by which a particle k breaks into two smaller ones i and j . Size bounds are shown by vertical dashed grey lines. Reactions involving two small particles (a) from the same size bin ($i = j$) and (b) from two different size bins ($i \neq j$) are shown.	42
5	Examples of individual reactions for a triplet of bins: (a),(b) for coagulation only, assuming $\mathcal{F} = 0$ and (c),(d) for fragmentation only, assuming $\mathcal{K} = 0$ in Eq. (2.5). Panels on the left (a),(c) involve terms of the diagonal matrix $\mathbf{D}_{i=j}$ (Eq. 1.10), while panels on the right (b),(d) involve terms of the off-diagonal matrices \mathbf{B} (Eq. 1.11) and \mathbf{T} (Eq. 1.12) in Sect. 1.3.3. Different colours (blue, green and black) represent different size bins.	44

- 6 Example of a complete set of reactions applied to $N = 4$ size bins, with an additional class $\frac{3}{2}N = 6$. Concentration evolution vectors are shown on top with the four size bins defined by the size range, and the last one representing the size bin $\frac{3}{2}N$. Bottom matrices are modified versions of (a) $\mathbf{T} + \mathbf{B} + 2\mathbf{D}$ (Eq. 1.14) and (b) \mathbf{F} (Eq. 1.15). Coloured areas and arrows indicate an exchange with the concentration vector. Solid and dashed arrows indicate coagulation and fragmentation reactions, respectively. 51
- 7 Initial conditions for (a) the linear size discretization (E1) and (b) the nonlinear size discretization (E2), for the two resolutions. The low resolution (LR), in red, has $N = 4$ size bins plus one unresolved size bin $\frac{3}{2}N = 6$, while the high resolution (HR), in green, has $N = 12$ size bins plus one unresolved bin $\frac{3}{2}N = 18$. This is an illustrative example as the HR simulations performed in this paper with $N = 400$. Size bin bounds are shown by vertical dashed grey lines. All simulations are initialized with the same total carbon concentration C_T (see Table. 1). The initial concentration is spread uniformly over the resolved range for E1-LR and E1-HR, and following a power law for E2-LR and E2-HR (see Table. 2). No concentration is initialized in the unresolved $\frac{3}{2}N$ size bin. As HR has more size bins than LR, concentrations values are consequently lower as determined by $C_p = \frac{C_T}{N}$ in E1. Concentrations are prescribed to the middle size value of a given bin. 56
- 8 Evolution of the carbon concentration distribution over the size range in the linear size discretization configuration (E1) as function of the arbitrary size. Our three sets of reaction simulations are represented : coagulation only (a-c), fragmentation only (d-f) and when both reactions are combined (g-i). The left column (a, d, g) represents our LR setup, the middle column (b, e, h) the HR one and the right column (c, f, i) the comparison of the HR carried back to LR (see Eq. 1.25 in Sect. 1.4.1 for details). Y-abcissas are different between our resolutions and are set to allow an easy comparison. For each panel, the initial time step t_0 is in black and the final time step $t_1 = 24$ h appears in red for LR and in green for HR. As it is the linear size discretization configuration, the LR resolved bins indexes equal the arbitrary size. Solitary points represent the size bin $\frac{3}{2}N$ for both resolutions, as they represent the average of a larger number of size bins (LR: 5 to 8, and HR : 401 to 800) than the ones in the resolved range. Notice that the final carbon concentration in the unresolved bin of the HR experiment is divided by a factor of 100 in order to fit in the y scale. As detailed in the methods (Sect. 1.3.3.1), both coagulation and fragmentation reactions occur in the resolved range but only fragmentation occurs in the unresolved range. For further details, refer to the legend of Fig. 7. 60

- 9 Evolution of the carbon concentration distribution over the size range in our nonlinear size discretization configuration (E2) as function of diameters. Our three sets of reaction simulations are represented : coagulation only (a-c), fragmentation only (d-f) and when both reactions are combined (g-i). The left column (a, d, g) represents our LR) setup, the middle column (b, e, h) the HR one and the right column (c, f, i) the comparison of the HR carried back to LR (see Eq. 1.25 in Sect. 1.4.1 for details). Y-abcissas are different between our resolutions and are set to allow an easy comparison. For each panel, the initial time step t_0 is in black and the final time step $t_1 = 24$ h appears in red for LR and in green for HR. Solitary points represent the size bin $\frac{3}{2}N$ for both resolutions, as they represent the average of a larger number of size bins (LR: 5 to 8, and HR : 401 to 800) than the ones in the resolved range. Notice that the final carbon concentration in the unresolved bin of the HR experiment is divided by a factor of 100 in order to fit in the y scale. As detailed in the methods (Sect. 1.3.3.1), both coagulation and fragmentation reactions occur in the resolved range but only fragmentation occurs in the unresolved range. For further details, refer to the legend of Fig. 7. 62
- 10 Hovmöller plots of carbon concentration as a function of particle diameter over a 24 hours period for the nonlinearly discretized configuration (E2). Simulations for coagulation and fragmentation considered separately (on top and middle lines respectively) and combined (on bottom line), and for LR (left column) and HR (middle column), are shown. The right column shows the HR when mapped to the LR grid. Note the logarithmic scale for the vertical axis representing particle diameter (m) and for the colour scale representing carbon concentrations (mmolC m^{-3}). Concentration value scales are different between our resolutions and are set to allow an easy comparison. Dashed lines represent the bounds of each LR size bin. Dealing with size spectrum logarithmic scale, middle size bin concentration value will induce no concentration data in the lower bound of the first size bin in the LR (a, d, g) and for the HR mapped to the LR grid (c, f, i). 63
- 11 Evolution of the carbon concentration distribution over the size range in our nonlinear size discretization configuration (E2) as function of diameters when the function reducing resolution dependency is implemented (Eq. 1.27). Our three sets of reaction simulations are represented : coagulation only (a-c), fragmentation only (d-f) and when both reactions are combined (g-i). The left column (a, d, g) represents our LR setup, the middle column (b, e, h) the HR one and the right column (c, f, i) the comparison of the HR carried back to LR (see Eq. 1.25 in Sect. 1.4.1 for details). For each panel, the initial time step t_0 is in black and the final time step $t_1 = 24$ h appears in red for LR and in green for HR. For further details, refer to the legend of Fig. 9. 66

- 12 Hovmöller plots of carbon concentration as a function of particle diameter over a 24 hours period for the nonlinearly discretized configuration (E2) with the application of the function which attempt to reduce the dependency to the resolution of our model (Eq. 1.27). Simulations for coagulation and fragmentation considered separately (on top and middle lines respectively) and combined (on bottom line), and for LR (left column) and HR (middle column), are shown. For further details, refer to the legend of Fig. 10. 67
- 13 a) The shear kernel collision coefficient β_{sh} (Eq. 2.13) as a function of particle radius r_i and r_j , with a TKE dissipation rate value $\epsilon = 1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$. The diagonal line represents when particles have the same size ($i = j$). The color-bar is scaled to allow an easy comparison with Fig 14. b) β_{sh} as a function of TKE dissipation rate for $r_i = r_j$ and ranging from 0.5 μm to 0.5 cm. 79
- 14 Differential settling kernel collision coefficient β_{ds} (Eq. 2.15) as a function of the differential settling between particles, for particles radius $r_i = r_j$ and ranging from 0.5 μm to 0.5 cm. 80
- 15 Kolmogorov length scale as a function of turbulence levels found within the ocean (Alldredge et al., 1990; Takeuchi et al., 2019). Dotted line refers to the turbulence level used ($\epsilon = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$). 84
- 16 Representativity of an arbitrary number of size bins ($N = 51$) as function of the size discretization parameter α . Note that for $\alpha \rightarrow 0$, small particle's volume bins are less resolved than larger ones whereas for $\alpha \gg 0$ it is the otherway around. The vertical grey line represents the limit of the bin $\frac{3}{2}N$ which does not vary with the size discretization. In this example, $V_{\min} = 10^{-14} \text{ m}^3$, $V_{\max} = 10^{-11} \text{ m}^3$ and $\alpha_{\text{opt}} = 6.9$ 86
- 17 a) Distribution of concentration over the volume range for the reference (i.e. $N = 2001$ and $\alpha = 0$) at t_0 represented by the dashed lines and t_1 after the coagulation reaction for three different values of slope of the concentration distribution Ψ at t_1 . b) Amplitude of coagulation reaction for the reference as function of the resolution for the three values of Ψ . c) Distribution of the concentration at t_1 for $\Psi = -0.75$ for differents values of N . Note that in c) results are all interpolated to an arbitrary resolution of $N = 31$ with $\alpha = \alpha_{\text{opt}}$ (Eq. 2.22) for comparison. We refer the reader to section 2.4.1 for a description of the interpolation procedure. In a) and c) the vertical dashed line represents the lower limit of the bin $\frac{3}{2}N$. Here a constant coagulation rate is used $\mathcal{K} = 5 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $\Delta t = 3600 \text{ s}$ for $N_t = 1$ 88

- 18 a) Total coagulation reaction amplitude R_T as a function of N and α normalized by the total coagulation reaction amplitude of the reference simulation $R_{T_{\text{ref}}}$, that uses $N = 2001$ and $\alpha = 0$, for $\Psi = 0$, $\mathcal{K} = 5 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $\mathcal{F} = 0$, $\mathcal{N} = 1$ and $\Delta t = 3600 \text{ s}$ for $N_t = 1$. Note the logarithmic scales for the x and y axes as well as for the colorbar. The dotted line represents $\alpha_{\text{opt}} = 6.9$. b) $R_T/R_{T_{\text{ref}}}$ as a function of N for various values of α . c) $R_T/R_{T_{\text{ref}}}$ as a function of α for various values of N . d) Distribution of the concentration over the volume range at t_1 . e) Difference between the size-dependent concentration and C_{ref} at t_1 . Results are all interpolated to an arbitrary resolution of $N = 31$ with $\alpha = \alpha_{\text{opt}}$ for comparison. We refer the reader to section 2.4.1 for a description of the interpolation procedure. In d) and e) the vertical dashed line represents the lower limit of the bin $\frac{3}{2}N$ 90
- 19 a) Coagulation reaction amplitude for the reference simulation as a function of the resolution for three values of Ψ with $\alpha = \alpha_{\text{opt}}$ (colored lines) and $\alpha = 0$ (black dashed line) for $\Delta t = 3600 \text{ s}$ and $N_t = 1$. b) Concentration distribution at t_1 for $\Psi = -0.75$ for different values of N , with the same color code. Note that results are all interpolated to an arbitrary resolution of $N = 31$ with $\alpha = \alpha_{\text{opt}}$ (Eq. 2.22) for comparison. We refer the reader to section 2.4.1 for a description of the procedure. In a) and b) a constant coagulation rate is used $\mathcal{K} = 5 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $\Delta t = 3600 \text{ s}$ for $N_t = 1$ 91
- 20 Variation of the concentration of the reference (i.e. $N = 2001$, $\alpha = 0$ and $\Psi = -0.75$) over the size range for different Δt to run over one month for the coagulation reaction. The vertical dashed line represents the lower limit of the bin $\frac{3}{2}N$. Here \mathcal{K} follows Eq. 2.17, $\mathcal{F} = 0$ and \mathcal{N} follows Eq. 2.24. 93
- 21 a) Total coagulation reaction amplitude R_T as a function of N and α normalized by the total coagulation reaction amplitude of the reference simulation $R_{T_{\text{ref}}}$, that uses $N = 2001$ and $\alpha = 0$, for $\Psi = -0.75$, \mathcal{K} follows Eq. 2.17, $\mathcal{F} = 0$, \mathcal{N} follows Eq. 2.24 and $\Delta t = 3600 \text{ s}$ for $N_t = 720$. Note the logarithmic scales for the x and y axes as well as for the colorbar. The dotted line represents $\alpha_{\text{opt}} = 6.9$. b) $R_T/R_{T_{\text{ref}}}$ as a function of N for various values of α . c) $R_T/R_{T_{\text{ref}}}$ as a function of α for various values of N . d) Distribution of the concentration over the volume range at $t_1 = 1 \text{ month}$. e) Difference between the size-dependent concentration and C_{ref} at $t_1 = 1 \text{ month}$. Results are all interpolated to an arbitrary resolution of $N = 31$ with $\alpha = \alpha_{\text{opt}}$ for comparison. We refer the reader to section 2.4.1 for a description of the interpolation procedure. In d) and e) the vertical dashed line represents the lower limit of the bin $\frac{3}{2}N$ 95

- 22 a) Total fragmentation reaction amplitude R_T as a function of N and α normalized by the total fragmentation reaction amplitude of the reference simulation $R_{T_{\text{ref}}}$, that uses $N = 2001$ and $\alpha = 0$, for $\Psi = 0$, $\mathcal{K} = 0$, $\mathcal{F} = 1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, \mathcal{N} follows Eq. 2.24 and $\Delta t = 3600 \text{ s}$ for $N_t = 720$. Note the logarithmic scales for the x and y axes as well as for the colorbar, as well as the fact that \mathcal{F} has been finally adjusted compared to the one specified in Sec. 2.3.1 to boost the reactions. The dotted line represents $\alpha_{\text{opt}} = 6.9$. b) $R_T/R_{T_{\text{ref}}}$ as a function of N for various values of α . c) $R_T/R_{T_{\text{ref}}}$ as a function of α for various values of N . d) Distribution of the concentration over the volume range at $t_1 = 1$ month. e) Difference between the size-dependent concentration and C_{ref} at $t_1 = 1$ month. Results are all interpolated to an arbitrary resolution of $N = 31$ with $\alpha = \alpha_{\text{opt}}$ for comparison. We refer the reader to section 2.4.1 for a description of the interpolation procedure. In d) and e) the vertical dashed line represents the lower limit of the bin $\frac{3}{2}N$ 96
- 23 a) Total fragmentation reaction amplitude R_T as a function of N and α normalized by the total fragmentation reaction amplitude of the reference simulation $R_{T_{\text{ref}}}$, that uses $N = 2001$ and $\alpha = 0$, for $\Psi = 0$, $\mathcal{K} = 0$, $\mathcal{F} = 1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, \mathcal{N} follows Eq. 2.24 and $\Delta t = 3600 \text{ s}$ for $N_t = 720$. Note the logarithmic scales for the x and y axes as well as for the colorbar, as well as the fact that \mathcal{F} has been finally adjusted compared to the one specified in Sec. 2.3.1 to boost the reactions. The dotted line represents $\alpha_{\text{opt}} = 6.9$. b) $R_T/R_{T_{\text{ref}}}$ as a function of N for various values of α . c) $R_T/R_{T_{\text{ref}}}$ as a function of α for various values of N . d) Distribution of the concentration over the volume range at $t_1 = 1$ month. e) Difference between the size-dependent concentration and C_{ref} at $t_1 = 1$ month. Results are all interpolated to an arbitrary resolution of $N = 31$ with $\alpha = \alpha_{\text{opt}}$ for comparison. We refer the reader to section 2.4.1 for a description of the interpolation procedure. In d) and e) the vertical dashed line represents the lower limit of the bin $\frac{3}{2}N$ 97
- 24 Situation géographique de la Polynie des Eaux du Nord au nord de la baie de Baffin, et spécification de nos zones d'intérêt : le détroit de Smith (DS), le centre de la polynie (CP), la côte ouest-groenlandaise (CG). 102
- 25 a) Étendue moyenne de la polynie des Eaux du Nord, ainsi qu'une représentation schématique de la circulation océanique et de la bathymétrie. Les différents cercles de couleur représentent les régions d'intérêt considérées dans le travail soit le détroit de Smith (DS) en vert, le centre de la polynie (CP) en orange et la côte ouest-groenlandaise (CG) en rose. Les lignes numérotées en oranges sont les transects présentés dans le panneau b ; b) Profils verticaux de température, salinité et densité potentielle des trois transects présentés dans le panneau a) ainsi que la direction des courants principaux, modifié d'après Bâcle et al. (2002). 105

- 26 Historique de formation du pont de glace et de la polynie des Eaux du Nord à l'extrémité sud du détroit de Nares tiré d'une analyse des cartes de glace du Service canadien des glaces à une fréquence hebdomadaire depuis 1968. Les carrés colorés représentent un état où une arche concave est présente entre le Groenland et l'Île d'Ellesmere séparant un polygone de banquise compacte au nord de l'arche d'un polygone représentant une polynie ouverte, partiellement ouverte ou fermée, les carrés blancs une situation où l'arche n'est pas formée et les carrés gris une absence de données. Les carrés rouges représentent la dernière occurrence saisonnière du pont de glace, et donc le moment de sa rupture et de la fin de la polynie. 106
- 27 Représentation schématique de la succession saisonnière de la production phytoplanctonique dans la baie de Baffin, modifiée de Croteau et al. (2021). MIZ correspond à la zone marginale de glace, et la ligne verte pointillée représente le maximum de chlorophylle de sous-surface (SCM, *Subsurface Chlorophyll Maximum*). 111
- 28 Représentation schématique de la production primaire annuelle dans la polynie des Eaux du Nord, ainsi que l'export de matière associé, pour l'est et l'ouest. Valeurs issues par exemple des travaux de Klein et al. (2002); Sampei et al. (2004); Michel et al. (2006); Tremblay and Smith Jr (2007); Darnis et al. (2012); Dvoretzky and Dvoretzky (2015). 112
- 29 Emplacement géographique des stations où ont été prélevées les bivalves analysés dans l'étude de Olivier et al. (2020). La carte montre la différence entre la moyenne de l'irradiance cumulée au cours des saisons (janvier à octobre) en kJ m^{-2} pendant lesquelles il n'y a pas eu de polynie (1990, 1993, 1995, 2007, 2009 and 2010) et la moyenne climatologique (1979–2010). Le nord-est de la baie de Baffin et le détroit de Nares en amont de l'arche de glace, incluant le bassin Kane, présentent une anomalie positive alors que la région ouest du détroit de Smith présente une anomalie négative. La vignette montre une image visible de la polynie le 23 avril 2002 prise par le capteur *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) sur laquelle on voit que le pont de glace empêche la dérive de la glace de mer vers le sud. Modifiée avec permission de Olivier et al. (2020). 113

- 30 Schéma illustrant la production primaire printanière dans une coupe longitudinale de la polynie, du détroit de Nares à gauche à la baie de Baffin à droite. La banquise côtière dans le détroit de Nares et le couvert de glace compact de la baie de Baffin empêchent la lumière d'alimenter la production dans les eaux riches en sels nutritifs provenant de l'Arctique et de l'Atlantique. Lorsque le pont de la glace ne se forme pas ou qu'il se rompt tôt en saison, la lumière pénètre dans les régions périphériques et initie une production primaire qui s'effectue sur une étendue beaucoup plus large, mais de façon moins concentrée. Les lignes grises illustrent la trajectoire de la matière organique vers le fond et les changements possibles de destination par rapport à la position des bivalves *Astarte moerchi* étudiés par Olivier et al. (2020). 116
- 31 Abondance relative des trois types de phytoplanctons dominants en surface pour le mois de juin, pour les trois régions d'intérêt, estimées d'après Lovejoy et al. (2002). 119
- 32 Dimensions et formes des particules phytoplanctoniques considérées. a) Dimensions requises pour calculer le facteur de forme de Corey (CSF) nécessaire à l'estimation de la vitesse de chute (section 3.3). L est la dimension la plus longue de la particule, I la dimension la plus longue perpendiculaire à L , et S la dimension la plus longue perpendiculaire à L et I . Modifiée d'après Bagheri et al. (2015). b) Flagellés *Dunaliella* sp. d'après Ben-Amotz (2009); c) Dinoflagellé *Ceratium* sp. d'après Burns and Mitchell (1980); d) Cillie *Parafavella* sp. d'après Monti and Minocci (2013); e) Diatomée *Chaetoceros* sp. d'après Pelusi et al. (2020); f) Diatomée *Thalassiosira* sp. d'après Rytter Hasle and Riddervold Heimdal (1998); g) Diatomée *Melosira arctica* d'après Poulin et al. (2014); h) Diatomée *Fragilariopsis* sp. d'après Von Quillfeldt (2001). 122
- 33 Vitesse de chute estimée en fonction du diamètre D et de la densité ρ des particules, selon les trois équations proposées par Van Rijn et al. (1993) (Eq. 3.3). Dans un souci de visualisation, la gamme de diamètres représentée est celle retrouvée communément dans l'océan ($1 \mu\text{m} < D < 1 \text{ cm}$ (Stemmann et al., 2004; Monroy et al., 2017)) mais tronquée à 2 mm. La gamme de densité des particules utilisée ($\rho_i = 1030$ à 1100 kg m^{-3}) est celle référencée dans l'étude de Miklasz and Denny (2010), qui élimine les densités retrouvées des particules ou agrégats ayant des vacuoles qui peuvent les rendre moins denses que l'eau de mer ($\rho_w = 1027 \text{ kg m}^{-3}$). 123

- 34 Diamètres recherchés D pour une densité ρ des particules de 1030 kg m^{-3} , considérant les vitesses de chutes souhaitées selon Eq. 3.3 de Van Rijn et al. (1993), sur l'ensemble du spectre de taille. Les lignes rose, grise et orange indiquent les vitesses et tailles recherchées pour les trois régions, tandis que la courbe bleue correspond à Eq. 3.3 pour $D \leq 100 \text{ }\mu\text{m}$ et la courbe verte à $100 \leq D \leq 1000 \text{ }\mu\text{m}$. Les valeurs de vitesse de chute recherchées étant dans le saut qui existe entre les deux fonctions, la moyenne des deux distributions est trouvée, pour déterminer la taille recherchée associée à ces vitesses de chutes pour les trois régions. 129
- 35 Variation de l'échelle de Kolmogorov avec les niveaux de turbulence retrouvés dans l'océan (Alldredge et al., 1990). La ligne pointillée noire représente le niveau de turbulence utilisé dans ce chapitre ($\epsilon > 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$). Les lignes colorées verticales représentent les trois diamètres d'agrégats recherchés dans ce chapitre pour les trois régions d'intérêt. La fragmentation physique a lieu dans l'océan lorsque les particules ont un diamètre qui est supérieur à l'échelle de Kolmogorov. 131
- 36 Simulations pour la région est de la polynie (CG). a) Distribution de la concentration sur le spectre de taille pour différentes durées pour la coagulation seulement. b) La somme des concentrations pour chaque classe de taille supérieure ou égale à la taille recherchée pour chaque durée pour la coagulation. Dans a) la ligne verticale en pointillés représente la taille d'agrégat recherchée, pour b) les lignes horizontales pointillées représentent les pourcentages de la concentration totale. Les paramètres utilisés dans ces simulations sont spécifiés dans le tableau 4. Les résultats pour la coagulation et la fragmentation ensemble ne sont pas présentés car identique à ceux présentés pour la coagulation (a-b). 132
- 37 Simulations pour la région ouest de la polynie (DS et CP). a) Distribution de la concentration sur le spectre de taille pour différentes durées pour la coagulation seulement. b) La somme des concentrations pour chaque classe de taille supérieure ou égale à la taille recherchée pour chaque durée pour la coagulation. Dans a) les lignes verticales en pointillés représentent les tailles d'agrégats recherchées, pour b) les lignes horizontales pointillées représentent les pourcentages de la concentration totale. Les paramètres utilisés dans ces simulations sont spécifiés dans le tableau 4. Les résultats pour la coagulation et la fragmentation ensemble ne sont pas présentés car identique à ceux présentés pour la coagulation (a-b). 133

- 38 Analyse de sensibilité vis à vis de la pente de la distribution de concentration (Ψ). Simulation de l'est pour différentes valeurs de (Ψ) pour a) l'initialisation et b) la somme des concentrations pour chaque classes de tailles supérieures ou égales à la taille recherchée pour plusieurs durées. En a) les lignes verticales en pointillées représentent les tailles d'agrégats recherchées et en b) les lignes horizontales pointillées représentent les pourcentages de la concentration totale. Les autres paramètres de la simulation pour l'est sont spécifiés dans le tableau 4. 135
- 39 Schéma conceptuel d'un modèle biogéochimique classique de type NPZD qui établit les liens entre les éléments inorganiques représentés ici par l'azote N , les producteurs primaires P , les producteurs secondaires Z et un nombre arbitraire de variables détritiques qui interagissent par coagulation et fragmentation. Une des innovations de notre travail est l'ajout de la classe terminale $\frac{3}{2}N$ représentée en bleu qui permet de borner le spectre de taille de manière conservative. Ces compartiments agissent comme principaux agents d'export de matière organique vers le fond. 144
- 40 Contexte historique de colonisation de l'Arctique Canadien. Répartition géographique et temporelle des différents peuples ayant vécu aux abords de la baie de Baffin et de la Polynie des Eaux du Nord d'après Grønnow and Sørensen (2004). 156
- 41 Contexte historique de l'exploration maritime du Nord de la baie de Baffin. Représentation schématique de la progression de l'exploration maritime pour la découverte du passage du Nord-Ouest ayant conduit à la découverte de la Polynie des Eaux du Nord de 1500 aux années 1900. 157

LISTE DES ABRÉVIATIONS

AC	Courant arctique
AOGCM	<i>Atmosphere-ocean general circulation model</i> Modèle de circulation générale Atmosphère-Océan
BGC	<i>Biogeochemical models</i> — Modèles biogéochimiques
CaCO₃	Carbonate de calcium
CG	Côte Groenlandaise
CO₂	Dioxyde de carbone
CO₃²⁻	Ion carbonate
COC	Carbone organique colloïdal
CP	Centre de la polynie
CPB	Couplage pélagio-benthique
CSF	<i>Corey shape factor</i> — Facteur de forme de Corey
CZCS	<i>Coastal zone color scanner</i>
DIC	<i>Dissolved inorganic carbon</i> — Carbone inorganique dissous
DOC	<i>Dissolved organic carbon</i> — Carbone organique dissous
DOM	<i>Dissolved organic matter</i> — Matière organique dissoute
DS	Détroit de Smith
EPS	<i>Extracellular polymeric substances</i> — Substances extracellulaires polymériques
GCM	<i>General circulation models</i> — Modèles de circulation générale
GODAE	<i>Global ocean data assimilation Experiment</i> Expérience d'assimilation des données globales océaniques
GPP	<i>Gross primary production</i> — Production primaire brute

HCO₃⁻	Ion bicarbonate
H₂CO₃	Acide carbonique
HMS	<i>Her majesty ship</i> — Navire de Sa Majesté
HR	<i>High resolution</i> — Haute résolution
LR	<i>Low resolution</i> — Basse résolution
MIZ	<i>Marginal ice zone</i> — Zone marginale de glace
MP	Microplastiques
MODIS	<i>Moderate-resolution imaging spectroradiometer</i> Image spectroradiométrique à moyenne-basse résolution
MOS	<i>Marine oil snow</i> — Neige marine pétrolière
MOSSFA	<i>Marine oil snow sedimentation and Flocculent Accumulation</i> Sédimentation et accumulation par floculation de la neige marine
NAO	<i>North Atlantic oscillation</i> — Oscillation Nord Atlantique
NP	Nanoplastiques
NPP	<i>Net primary production</i> — Production primaire nette
NPZD	<i>Nitrogen-phytoplankton-zooplankton-detritus</i> Nitrate phytoplancton zooplankton et détritus
NOW	<i>North water polynya</i> — Polynie des Eaux du Nord
OCTS	<i>Ocean color temperature scanner</i> Scanner colorimétrique de la température océanique
OGCM	<i>Ocean General circulation models</i> — Modèles de circulation générale océanique
OLCI	<i>Ocean and land colour instrument</i> Instrument colorimétrique pour les surfaces terrestre et océanique
PAR	<i>Photosynthetically active radiation</i> — Rayonnement photosynthétiquement actif

PFT	<i>Plankton functional types</i> — Groupes fonctionnels du plancton
pCO₂	Pression partielle de dioxyde de carbone
POC	<i>Particulate organic carbon</i> — Carbone organique particulaire
PP	Production primaire
SCM	<i>Subsurface chlorophyll maximum</i> — Maximum de chlorophylle de sous-surface
SeaWiFS	<i>Sea-viewing wide field-of-view Sensor</i>
SMS	<i>Seiner majestät schiff</i> — Navire de Sa Majesté
SO	<i>Southern oscillation</i> — Oscillation australe
TEP	<i>Transparent exopolymer particles</i> — Particules exopolymériques transparentes
UVP	<i>Underwater vision profiler</i> — Profileur sous-marin
UV	Ultraviolets
VIIRS	<i>Visible infrared imaging radiometer Suite</i>
WGC	Courant ouest Groelandais

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le carbone, l'atmosphère et l'océan

D'après la revue d'histoire des sciences de Galvez and Gaillardet (2012), c'est aux études de 1774 et 1781 du chimiste français Antoine L. Lavoisier (1743-1794) que l'on doit l'apparition de la notion d'*acide charbonneux*, qui deviendra le terme *carbone* avec de Morvaux et al. (1789) dans la littérature scientifique. Lavoisier édifie, au gré de ses travaux, le concept d'une dynamique d'échange du carbone entre des réservoirs⁸ (Lavoisier, 1792, 1793), et fait état de la composition de l'air comme un ensemble de composés tel que le gaz carbonique, ou dioxyde de carbone (CO₂) (Lavoisier, 1778, 1781, 1789; Galvez and Gaillardet, 2012). Il faudra cependant attendre les expériences en laboratoire de Eunice Foote (1819-1888) en 1856 pour qu'il soit suggéré, pour la première fois, que la variation de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère puisse avoir une influence sur le climat (Foote, 1856; Jackson, 2020). Néanmoins, cette conclusion est loin de faire l'unanimité dans la communauté scientifique au début du XX^e siècle (Hawkins and Jones, 2013). Elle ne sera que communément acceptée avec les travaux de John Tyndall (1822-1893) et de Svante A. Arrhenius (1859-1927) (Arrhenius, 1896a,b,c) à la fin du 19^{ème} siècle, mais aussi ceux de Guy S. Callendar (1898-1964) en 1938. Dans leurs études, Arrhenius et Callendar réalisent des calculs à la main⁹ pour estimer l'évolution des températures atmosphériques globales depuis 1880 à l'aide de données de stations météorologiques. Leurs conclusions soulignent que l'augmentation de la production artificielle de CO₂ causée par l'intensification des rejets de combustibles industriels induit une élévation annuelle de la température atmosphérique (Callendar, 1938), et que cet excès de CO₂ atmosphérique pourrait être transféré à l'océan (Arrhenius, 1903).

Cette notion de transfert de CO₂ entre le réservoir atmosphérique et celui de l'océan

8. Cette notion sera reprise ultérieurement en 1848 par l'ingénieur français des Mines, Jacques J. Ebelmen (1814-1852) (Ebelmen, 1848).

9. La concordance entre leurs calculs et les estimations numériques actuelles sont remarquables (Hawkins and Jones, 2013).

était d'ailleurs déjà répertoriée dans la littérature scientifique depuis 1848 par Ebelmen avant d'être reprise ensuite par Arrhenius (1896b, 1903); Vernadsky (1924); Rodhe et al. (1997). Cependant aucune étude ne fut réalisée à l'époque pour estimer quantitativement ce transfert de carbone entre les deux réservoirs. C'est donc la collaboration du chimiste Hans E. Suess (1909-1993) et de l'océanographe Roger Revelle (1909-1991) qui permit de quantifier pour la première fois l'échange de CO₂ entre l'atmosphère et l'océan par leurs calculs réalisés grâce aux isotopes du carbone (Revelle and Suess, 1957). Leur étude démontrait que la durée de vie moyenne d'une molécule de CO₂ atmosphérique était de 10 ans avant que celle-ci ne soit dissoute dans l'océan. Ceci soulignait que la majorité du CO₂ artificiel, donc provenant des industries, injectée dans l'atmosphère depuis le début de la révolution industrielle (1760-1840) avait déjà dû être absorbée par les océans (Revelle and Suess, 1957). Leur étude mit ainsi l'accent sur l'importance de l'océan dans l'absorption et la régulation de la concentration du CO₂ atmosphérique (e.g. taux de réduction du CO₂ par la photosynthèse), et mit également de l'avant le fait que des processus marins naturels puissent aussi expliquer l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère (e.g. production par oxydation). Revelle and Suess (1957) firent alors mention pour la première fois dans la littérature scientifique de l'important réservoir de carbone que constitue l'océan, ainsi que sa capacité, en réponse à des variations physico-chimiques de l'environnement, d'entraîner des modifications importantes dans la concentration du CO₂ atmosphérique. Nous devons donc à Suess et Revelle l'émergence des études qui suivirent sur les relations entre les variations climatiques et l'océan.

Le flux moyen annuel de carbone de l'atmosphère vers l'océan par dissolution du dioxyde de carbone atmosphérique, noté CO_{2(g)}, a varié de 67 ±7 PgC a⁻¹ durant la période pré-industrielle (e.g. 1750), à 86 ±6 PgC a⁻¹ actuellement (e.g. 1980 à 2017), alors que le flux associé au dégazage du dioxyde de carbone dissous dans l'eau de mer, noté CO_{2(aq)}, a quant à lui varié de 67 ±7 à 85 ±6.8 PgC a⁻¹ sur les périodes préindustrielle et actuelle, respectivement (Siegenthaler and Sarmiento, 1993; Ciais et al., 2013; Le Quéré et al., 2018)¹⁰. L'océan

10. Le dioxyde de carbone atmosphérique est relié au dioxyde de carbone océanique par la loi d'équilibre thermodynamique de Henry telle que CO_{2(g)} = K_g CO_{2(aq)}, où K_g est le coefficient de solubilité du CO_{2(g)} dans l'eau de mer (Gattuso and Hansson, 2011).

est donc en moyenne un puits de carbone (Houghton, 2003; Sabine et al., 2004; Le Quéré et al., 2018). Dans l'océan, le carbone est en majorité retrouvé sous sa forme inorganique dissoute (*Dissolved Inorganic Carbon*, DIC, 38 000 PgC, Ciais et al. (2013)), notamment sous forme d'ion bicarbonate HCO_3^- , de dioxyde de carbone dissous $\text{CO}_{2(\text{aq})}$, d'ion carbonate CO_3^{2-} et dans une moindre proportion d'acide carbonique H_2CO_3 (Rangama, 2004; Gattuso and Hansson, 2011). Ces espèces chimiques sont reliées entre elles par une succession de réactions chimiques reposant sur des équilibres obéissant aux lois de la thermodynamique (cf. Bégovic, 2001). Les proportions entre $[\text{CO}_{2T}]$ (c.à-d. $[\text{CO}_{2T}] = [\text{CO}_{2(\text{aq})}] + [\text{H}_2\text{CO}_3]$ (Bégovic, 2001)), $[\text{HCO}_3^-]$ et $[\text{CO}_3^{2-}]$ sont de 1%, 92% et 7% respectivement, démontrant que la majorité du carbone inorganique dissous dans l'océan se retrouve sous la forme d'ion bicarbonate (HCO_3^-) (Gattuso and Hansson, 2011; Williams and Follows, 2011; Webb, 2019). La répartition de ces formes de carbone dans l'océan n'est pas homogène. La pression partielle de CO_2 ($p\text{CO}_2$) correspond à la concentration de CO_2 . Elle est moins élevée dans les eaux situées entre la surface et la base de la couche mélangée que dans les fonds marins (Volk and Hoffert, 1985). Ce profil est observé pour l'ensemble des formes du carbone (c.à-d. HCO_3^- , $\text{CO}_{2(\text{aq})}$, CO_3^{2-} , H_2CO_3) comme présenté par Sverdrup et al. (1942). Cette inégale répartition du carbone entre la surface et le fond exerce un contrôle sur le flux de CO_2 entre l'atmosphère et l'océan, car seul le carbone inorganique de la couche de surface est au contact avec l'atmosphère et contribue donc aux échanges de CO_2 entre les deux réservoirs (L'OCÉAN, 2019). Si l'océan peut absorber du carbone atmosphérique, c'est qu'il existe un gradient de concentration entre les deux fluides et que ce gradient est maintenu par un flux vertical vers le bas.

Le maintien de ces gradients est le résultat de l'action de *pompes* physique et biologiques qui transforment et exportent le carbone de la surface de l'océan vers le fond (Golubić et al., 1979; Heinze et al., 1991; Volk and Hoffert, 1985).

La pompe physique, plus communément appelée la *pompe de solubilité* (Bolin, 1960; Williams and Follows, 2011), a trait au rejet ou à l'absorption du CO_2 dans les eaux de

surface en raison du changement de solubilité du gaz carbonique en fonction de la température (Denman et al., 2007). Dans les hautes latitudes, une plus grande dissolution du $\text{CO}_{2(g)}$ est retrouvée dans les eaux froides de surface, et ce carbone dissous va être ensuite exporté en profondeur lors de la formation des eaux profondes. Un tiers du gradient surface-fond de DIC dans l'océan est généré par la pompe de solubilité (Gattuso and Hansson, 2011; L'OCÉAN, 2019). Cette pompe physique est annuellement responsable de l'export vertical de 1 Pg de carbone (Raven and Falkowski, 1999).

La *pompe biologique* est quant à elle subdivisée en deux pompes distinctes :

La *pompe de carbone organique* (Redfield, 1958) est définie comme la fixation du $\text{CO}_{2(aq)}$ dissous dans les eaux de surface par les producteurs primaires via la photosynthèse, sa transformation par la biocénose et les processus physico-chimiques pélagiques et son export vertical dans la colonne d'eau (Denman et al., 2007; Legendre et al., 1992; Ducklow et al., 2001; Harada, 2016). Elle permet la diminution de la pCO_2 dans les eaux de surface et est donc favorable à un flux de carbone de l'atmosphère vers l'océan (Jansen, 2001). Une fraction de ce carbone organique sera respiré lors de son export, principalement par les bactéries, pour retourner sous une forme inorganique (Williams and Follows, 2011). Ainsi deux tiers du gradient surface-fond de DIC sont générés par la pompe de carbone organique (Gattuso and Hansson, 2011).

La *contre-pompe des carbonates* réfère à la précipitation de carbonate de calcium (CaCO_3) lors de la sécrétion des squelettes ou coquilles calcaires par les organismes de surface (Denman et al., 2007), son export vertical, ainsi que sa dissolution à des profondeurs au-delà de la lysocline, définie selon Berger (1968) comme la profondeur à laquelle les eaux deviennent sous-saturées, avant sa séquestration dans les sédiments si une telle profondeur n'est pas atteinte (Gattuso and Hansson, 2011; Gehlen et al., 2011). Cette pompe, quant à elle, augmente la pCO_2 en surface et diminue donc la capacité de l'océan à capter du carbone atmosphérique (Jansen, 2001).

Les deux mécanismes de pompe biologique sont respectivement responsables de l'export vertical de 5 à 12 PgC (Burd et al., 2016) et 1 PgC (Sarmiento and Gruber, 2006) par an. Les formes du carbone retrouvées dans l'océan et associées à cette pompe biologique sont d'une part le carbone organique dissous (*Dissolved Organic Carbon*, DOC), à raison de 700 PgC, le carbone organique particulaire (*Particulate Organic Carbon*, POC), qui contribue de 13 à 25 PgC, ainsi que le carbone contenu dans les organismes marins qui représente environ 3 PgC (Carlson et al., 2001; Ciais et al., 2013). Notons que le DOC produit en surface et transporté tout comme le DIC lors de la formation des eaux profondes contribue annuellement à la pompe biologique (Hansell, 2002) à hauteur de 2 PgC (Gattuso and Hansson, 2011). En somme, l'export vertical de carbone est 10 fois plus élevé via la pompe de carbone organique (Heinze et al., 1991) que via la pompe de solubilité et la contre-pompe des carbonates.

Le concept de ces trois pompes du carbone existe depuis une trentaine d'année, et plus récemment le concept d'une quatrième pompe verticale du carbone, la *pompe microbiologique* se fait valoir dans la littérature (Jiao et al., 2010; Legendre et al., 2015). Cette pompe rend compte de l'action des organismes planctoniques unicellulaires autotrophes et hétérotrophes ainsi que les virus sur le flux vertical de carbone organique dissous, contribuant à l'export de 0.2 PgC (Jiao et al., 2010; Legendre et al., 2015).

La pompe de carbone organique

Le flux vertical de carbone associé à la pompe de carbone organique du CO₂ dans les océans est divisé en deux types : passif et actif. Le flux passif est constitué de particules marines carbonées qui sédimentent naturellement dans la colonne d'eau. Ces particules sont formées dans la colonne d'eau par des processus biologiques et physico-chimiques variés tels que les divisions cellulaires, la production de pelotes fécales, la production de débris alimentaires, ou des cellules mortes ou de carcasses, ou sont des agrégats de l'ensemble formés et brisés par la coagulation et la fragmentation (Passow, 2000; Stemmann et al., 2004; Jokuls-

dottir and Archer, 2016; Jackson and Burd, 2015; Harada, 2016). Ces particules organiques peuvent être ainsi regroupées en différentes catégories de taille pour étudier plus finement ce transfert vertical passif du carbone. Ainsi, on peut distinguer le carbone organique colloïdal (COC) dont la taille est située entre 1 nm et 1 μm (Monroy et al., 2017), les exopolymères transparents (*Transparent Exopolymer Particles*, TEP) entre 0.4 et $>300 \mu\text{m}$ (De La Rocha and Passow, 2014) et avec une production annuelle estimée à 2.5–5.0 PgC (Mari et al., 2017) et le POC entre 1 μm à $>1 \text{ cm}$ (Monroy et al., 2017). Ce flux représente l'essentiel de l'export vertical de carbone estimé par la pompe biologique du carbone organique, c'est-à-dire de 5 à 12 PgC a^{-1} (Burd et al., 2016; Buesseler et al., 2020). Le flux actif résulte quant à lui de la migration verticale journalière du zooplancton dans la colonne d'eau, un phénomène découvert par Russell (1925). Ce flux contribue à un export de carbone de 13 à 58% du flux passif et est responsable de 50% de la production de DIC dans le domaine mésopélagique (Archibald et al., 2019). Ainsi, pour comprendre le fonctionnement de la pompe biologique du CO_2 , il est important de définir les facteurs qui influencent la production de ces particules organiques en surface et d'étudier ceux qui agiront sur leurs exports dans la colonne d'eau.

Le phytoplancton marin, par le biais de la photosynthèse, contribue à la moitié de la production primaire nette (*Net primary production*, NPP¹¹) produite par la biosphère sur l'ensemble de la Terre, soit 50 PgC a^{-1} (Field et al., 1998; Behrenfeld et al., 2006; Kaiser et al., 2011). Le phytoplancton est communément divisé en trois grandes classes de taille : le microphytoplancton ($>20 \mu\text{m}$), le nanophytoplancton (2-20 μm), et le picophytoplancton ($<2 \mu\text{m}$). Uitz et al. (2010) estiment par des observations satellitaires de la chlorophylle en surface (1998-2007), que le microphytoplancton, majoritairement des diatomées, a une production annuelle de 15 PgC a^{-1} (32% du total estimé), que celle du nanophytoplancton (e.g. prymnesiophytes) est de 20 PgC a^{-1} (44%) et de 11 PgC a^{-1} (24%) pour le picophytoplancton (e.g. procaryotes).

11. La production primaire peut être divisée en deux types : la production primaire brute (*Gross primary production*, GPP) qui représente la quantité de carbone fixé via la photosynthèse, et la production primaire nette (NPP), qui correspond à la différence entre la production et la respiration (e.g. les processus intracellulaires de maintenance) par la communauté phytoplanctonique de telle sorte que $\text{NPP} = \text{GPP} - \text{respiration}$ (Kaiser et al., 2011; Miller and Wheeler, 2012).

La lumière et les sels nutritifs disponibles dans le milieu sont parmi les facteurs limitants les plus importants dans le contrôle de cette production (Tremblay and Gagnon, 2009; Bélanger et al., 2013; Jeffries et al., 2014; Yool et al., 2015). La quantité de lumière disponible provenant de la partie du spectre électromagnétique capable d'alimenter la photosynthèse (*Photosynthetically active radiation*, PAR) détermine le taux de réaction photosynthétique de ces producteurs primaires si les sels nutritifs essentiels (nitrates, phosphates, silice, fer, etc.) sont présents en quantités suffisantes. Si un seul des éléments nécessaires à la photosynthèse et au bon fonctionnement de la cellule est insuffisant, la croissance est limitée¹² (Kaiser et al., 2011). Ces facteurs sont quant à eux régulés par des processus physiques de la colonne d'eau ou de l'atmosphère qui peuvent affecter la pénétration de la lumière ou la disponibilité des sels nutritifs dans la colonne d'eau et donc la production (Tremblay and Gagnon, 2009; Bélanger et al., 2013; Codispoti et al., 2013). Pour exemples, nous pouvons mentionner : la circulation, la stratification (i.e. la stabilité qui permet la croissance en surface), le mélange (i.e. la remontée des sels nutritifs en surface), les marées, les vents, le cycle solaire, le couvert nuageux ou la proximité des embouchures de rivières (Doyon et al., 2000; Behrenfeld et al., 2006). De plus, des facteurs biologiques tels que la composition des assemblages qui conduit à des différences physiologiques entre les espèces du phytoplancton (e.g. les taux d'absorption des sels nutritifs, la sensibilité à l'irradiance, les taux de mortalité) sont également déterminants dans la production des particules carbonées phytoplanctoniques en surface (Grebmeier and McRoy, 1988; Ambrose and Renaud, 1995; Piepenburg, 2005; Chapman and Walsh, 2007; Le Moigne et al., 2016).

Le zooplancton représente le niveau trophique intermédiaire entre les producteurs primaires et les poissons ou certains mammifères marins. Il constitue un élément important des cycles du carbone et de l'azote dans l'océan (Everett et al., 2017) et joue également un rôle conséquent dans la désoxygénation des couches de surface de l'océan (Bianchi et al., 2013). Par convention, il est généralement divisé en trois classes de tailles : le microzoo-

12. La croissance des producteurs primaires est généralement exprimée en taux de division cellulaire ou en augmentation de biomasse par unité de temps. Par exemple dans des conditions idéales, le picoplancton se divise au rythme de trois générations par jour (Kaiser et al., 2011).

plancton (< 200 μm), le mesozooplancton (0.2 – 20 mm) et le macrozooplancton (>20 mm) comme l'explique l'étude de Steinberg and Landry (2017). Cette étude qui présente le rôle du zooplancton dans le cycle du carbone dans l'océan, estime que pour une production primaire (PP) globale annuelle de 50 PgC, le broutage¹³ par le microzooplancton est estimé à 33.2 PgC a⁻¹ (75% de la PP) et à 4.1-17.4 PgC a⁻¹ (8 – 25% de la PP) pour le mésozooplancton. Ceci permet une production secondaire¹⁴ de l'ordre de 11.5 PgC a⁻¹ (21-25% de PP), 4.2 PgC a⁻¹ pour le microzooplancton et le mésozooplancton respectivement. Les pelotes fécales quant à elles comptent pour 6.2 PgC a⁻¹. La respiration zooplanctonique, qui est décrite en détail par Del Giorgio and Williams (2005), est considérée comme une perte majeure de carbone organique dans les océans et est estimée, pour l'océan global, à 13 PgC a⁻¹ (17–32% de la PP) pour le mésozooplancton et 15.3-19.8 PgC a⁻¹ pour le microzooplancton. De par la diversité de taille et d'écologie des organismes, résumer ces mêmes données (taux de broutage et de respiration) pour le macrozooplancton serait peu représentatif. Mais des données détaillées sont disponibles dans la thèse de Moriarty (2009). Typiquement, environ la moitié du carbone ingéré par le zooplancton est respiré, mais cette proportion est influencée par de nombreux facteurs physiques (température, pression, lumière, turbulence), chimiques (concentration d'oxygène, pH, salinité) et biologiques (concentration de nourriture, masse, état de satiété des individus, activité de locomotion, stade de développement) tels que précisés par Hernández-León and Ikeda (2005) et Steinberg and Landry (2017) et les références incluses. Le zooplancton est responsable du transfert de carbone de la surface jusqu'au fond via leur migration nycthémerale (Ariza et al., 2015) au grès de laquelle une variété de particules sont formées et exportées vers le fond. Ces dernières sont notamment issues de leur activité d'excrétion (production de pelotes fécales), de leur cycle de vie (carcasses) (Stemmann et al., 2000; Henschke et al., 2016), de leur activité de broutage (e.g. *sloppy feeding*, Banse (1990); Green and Dagg (1997)) et de leur activité de nage qui peut

13. Généralement les espèces zooplanctoniques sont herbivores, mais d'autres stratégies alimentaires sont possibles, comme la carnivorie, le cannibalisme, la nécrophagie, la scatophagie, la saprophagie ou la macrophagie (Steinberg and Landry, 2017).

14. La production secondaire ou la production dite *hétérotrophe* est celle issue de l'activité du zooplancton, des poissons ou autres organismes de niveaux trophiques supérieurs (Kaiser et al., 2011).

briser des particules (Dilling and Alldredge, 2000; Stemmann et al., 2000; Goldthwait et al., 2004). Le zooplancton est donc un élément clé dans le transfert de matière organique entre les domaines pélagiques et benthiques (Steinberg and Landry, 2017; Moriarty, 2009).

Le carbone particulaire généré dans la zone euphotique par les producteurs primaire et secondaire va être exporté vers le fond de l'océan à des moments différents au cours des saisons (Wassmann and Reigstad, 2011), un phénomène qui participe au couplage entre les zones pélagique et benthique. Ce couplage pélagico-benthique (CPB) est défini comme la dépendance de plusieurs processus biogéochimiques du fond (benthique) à ceux de la colonne d'eau (pélagique) et vice-versa (Soetaert et al., 2000). Lors de son export vertical, la matière organique particulaire va traverser le domaine mésopélagique de l'océan, situé entre 200 et 1000 m de profondeur et qu'on appelle également la *twilight zone*. Seulement 0.1 PgC a⁻¹, soit l'équivalent de 1% de ce qui est produit en surface va atteindre le fond (Jiao et al., 2010; Hoagland et al., 2019; Nayak and Twardowski, 2020). De nombreux facteurs et processus influencent ce couplage, en particulier ceux qui déterminent la quantité de production pélagique, et de production recyclée ou advectée dans la colonne d'eau (e.g. les vitesses de chute, les taux de broutage et de reminéralisation, la profondeur de la couche de mélange (Dayton et al., 1994; Grebmeier and McRoy, 1988; Soetaert et al., 2000). Ces facteurs et processus qui régulent l'export de la matière organique, sont divers et variés et agissent de manières différentes dans le temps et l'espace, et défient les scientifiques depuis des décennies (Nayak and Twardowski, 2020; Martin et al., 2020). Les connaissances actuelles suggèrent que cet export va être fortement dépendant de la présence d'espèces zooplanctoniques clés (Van Der Jagt et al., 2020), de l'efficacité de la boucle microbienne¹⁵, et de processus physiques tels que la capacité d'agrégation ou de fragmentation de ces particules (Martin et al., 2020).

15. La boucle microbienne est définie comme un flux majeur de carbone entre les organismes microscopiques hétérotrophes des communautés pélagiques (Pomeroy, 1974; Azam, 1998; Azam and Malfatti, 2007)(e.g. Archae , bactéries hétérotrophes, virus, ciliés, picophytoplancton (< 2 µm), protozoaires (microflagellés et ciliés) (Aristegui et al., 2009)) et le microzooplancton qui se nourrit de ces organismes (Ducklow et al., 1986). De plus la boucle microbienne est souvent vue par les océanographes comme un site de reminéralisation rapide de la matière organique dissoute (DOM) (Ducklow et al., 1986), qui rapporte les éléments nutritifs nécessaires aux producteurs primaires (azote et phosphore) (Azam et al., 1994; Pomeroy et al., 2007).

La quantité et la qualité de la matière organique particulaire produite dans le domaine pélagique, ainsi que son délai d'export vertical est un facteur majeur qui influence les communautés benthiques (Dayton et al., 1994; Bluhm et al., 2011; Harada, 2016; Companyà-Llovet et al., 2017). La structure du réseau trophique benthique va donc dépendre de la profondeur. On trouve en effet des différences dans les comportements alimentaires des organismes des marges continentales (< 200 m) et des écosystèmes profonds (> 200 m) (Soetaert et al., 2000; Kaiser et al., 2011). Ces particularités permettent de classer les organismes selon trois paramètres : les tailles¹⁶, leur position vis-à-vis du substrat¹⁷ et leur comportement alimentaire (Kaiser et al., 2011). La diversité et la distribution (de la marge continentale au fond marin), ainsi que la composition de la communauté benthique sont gouvernées à l'échelle locale par le substrat (profondeur, taille des grains) et à l'échelle régionale par la quantité, la qualité et la fréquence temporelle de l'apport en nourriture, induite par l'export vertical de la matière organique particulaire (Piepenburg, 2005). Le taux d'enfouissement du carbone organique dans les sédiments pour l'océan global est estimé à 157 Mt a⁻¹ (Bauer et al., 2013)¹⁸ pour y être séquestré pour de nombreuses années avant sa subduction pour contribuer au cycle du carbone de la croûte terrestre (Plank and Manning, 2019). Ce taux dépend entre autres du taux de sédimentation qui varie selon les régions, de la côte aux abysses (Henrichs and Reeburgh, 1987).

Techniques et instruments pour comprendre le fonctionnement de la pompe biologique

En raison de son observation très tôt par les marins, de la découverte de son importance pour certaines espèces d'intérêt commercial et de son rôle essentiel dans la biosphère, le phytoplancton a fait l'objet de nombreuses études scientifiques depuis les débuts de l'exploration

16. Les différentes classes de tailles sont la macrofaune (> 0.5 mm), la méiofaune (< 0.5 – 0.063 mm) et le microbiote (< 0.063 mm).

17. Les espèces vivant sur le substrat, qu'elles soient mobiles ou sessiles, forment l'épifaune alors que celles vivant enfouies dans le substrat forment la communauté infaunale.

18. 20% de ce carbone est cependant décomposé par les bactéries dans les premiers mètres du sédiment, et donc le total estimé pour les temps géologiques devrait être de 126 Mt a⁻¹ (Bauer et al., 2013).

marine et de l'océanographie (Taylor and Ferrari, 2011; Van Ruth et al., 2010; Fischer et al., 2014). La première mention manuscrite de la présence de phytoplancton dans l'océan date du voyage de l'*HMS Endeavour* de 1768 à 1771 commandé par le capitaine James Cook (1728-1779) où le naturaliste Joseph Banks (1743-1820) fit mention dans son journal de bord de ce que les marins nommaient *sea sawdust*, ou sciure de mer, qui correspondait à *Oscillatoria* (*Trichodesmium*) spp. (Banks, 1771). À l'époque, ce dernier ne statuait pas sur le fait qu'il s'agisse d'un animal ou d'un végétal (Fogg, 1990; Karlusich et al., 2020). Par la suite, c'est au botaniste Joseph D. Hooker (1817-1911) embarqué lors de l'expédition en Antarctique mené par l'amiral James C. Ross (1800-1862) en 1839 et 1843 à bord de l'*HMS Erebus* et du *HMS Terror*, que l'on doit les premières illustrations d'espèces phytoplanctoniques (Fogg, 1990) ainsi que la démonstration de l'importance du phytoplancton, ou *Diatomacea*, comme source alimentaire des plus larges organismes marins et comme éléments purificateurs de l'atmosphère (Dalton et al., 1847; Karlusich et al., 2020).

La première mission mondiale dédiée à l'océanographie¹⁹ est celle du *HMS Challenger* entre 1872 et 1876, commandée par l'amiral George Nares (1831-1915), qui avait pour but de récolter une grande diversité de données océanographiques (Karlusich et al., 2020). C'est donc aux deux naturalistes à bord, Charles W. Thomson (1830-1882) et son assistant John Murray (1841-1914), que l'on doit la description précise du phytoplancton rencontré lors de cette expédition (Murray et al., 1886), connaissances qui furent revalorisées a posteriori également par les travaux de Haeckel (1904) et Fowler (1912). En 1889, une expédition exclusivement dédiée aux organismes microscopiques marins dans l'Atlantique Nord (Karlusich et al., 2020) est réalisée par le zoologiste Victor Hensen (1835-1924) à bord du *SMS National*. Hensen fut le premier à utiliser le terme plancton en 1887 (Karlusich et al., 2020), et il est reconnu pour avoir posé les fondements de l'océanographie biologique, avec la description du plancton comme étant la base de la vie marine (Hensen, 1895). Ainsi, dans les années 1920, la pêche possédant une importance économique dans les sociétés de l'époque,

19. Avant cette mission, les bateaux étaient des instruments pour l'exploration, et à partir de cette mission certains d'entre eux devinrent des laboratoires pour les sciences (Adler, 2014).

notamment au Royaume-Uni (Knauss, 2005), il fut nécessaire de comprendre les raisons des fluctuations interannuelles dans les prises, ce qui permit un financement de la recherche pour le développement d'outils ou de projets de recherches scientifiques sur le sujet, impliquant l'étude du plancton.

Les techniques pour mesurer l'abondance et la productivité planctonique se sont développées depuis le début du 19^e siècle. En 1865, le père Pietro A. Secchi (1818-1878) inventa le plus simple des instruments océanographiques, le disque de Secchi (Wernand, 2010), qui permet de déterminer la profondeur de pénétration de la lumière dans la couche de surface de l'océan (Cialdi and Secchi, 1865), indicatrice de l'abondance des particules en suspension dans l'eau (Karlusich et al., 2020). Dans les années 20, c'est le *Plankton Indicator*, ancêtre du *Continuous Plankton Recorder* (Hardy, 1936; Reid et al., 2003) qui vit le jour, afin de fournir des connaissances sur la répartition spatiale du plancton, de le cartographier et de tester l'hypothèse d'exclusion écologique, selon laquelle les occurrences spatiales d'un ou plusieurs types d'organismes peuvent agir comme des barrières à la pénétration des autres (Reid et al., 2003). D'autres études *in situ* concentrées sur le plancton furent réalisées par Russell (1927, 1925); Harvey (1934) et les premières techniques de culture du phytoplancton en laboratoire virent le jour avec Allen and Nelson (1910); Atkins (1923b), permettant d'étudier les conditions ou restrictions dictant leur croissance. Ces études permirent enfin de relier la productivité du phytoplancton avec l'abondance du zooplancton (Allen, 1917; Harvey et al., 1935) et les stocks de poissons. Les premières recherches pour estimer la production primaire considéraient les taux de perte de CO₂ (Atkins, 1922, 1923a), de sels nutritifs ou d'oxygène (Cooper, 1933; Seiwel, 1935). La première méthode estimant directement la production primaire, i.e. la mesure de la production d'oxygène en tant qu'expression de la photosynthèse entre le début et la fin d'une incubation, fut introduite par Gran (1927) et communément utilisée par les océanographes par la suite (Harvey, 1950), tout comme l'est la mesure de la production primaire via l'assimilation du Carbone 14 (¹⁴C) comme traceur proposé par Nielsen (1952); Nielsen and Hansen (1958) lors de la seconde expédition danoise *Galathea* en 1950 (danske dybhavsekspedition jorden rundt und bruun and Frederick, 1956). Aussi, des

techniques ont été développées pour estimer la concentration de la chlorophylle-*a* et autres pigments dans l'eau de mer (Parsons, 1966) telles que la spectrophotométrie (Krey, 1939; Richards and Thompson, 1952) et la fluorométrie (Kalle, 1951). Dans un contexte d'étude du fonctionnement de la pompe biologique, les mesures *in situ* ont l'avantage de pouvoir estimer de manière directe, ponctuelle et précise la productivité à la surface et sous-surface, ainsi que la diversité des organismes présents, mais sont cependant restreintes à la zone d'échantillonnage. En laboratoire, les variables sont plus faciles à contrôler que dans le milieu naturel, mais cette méthode peut manquer de validité écologique au regard de ce que l'on retrouverait *in situ*.

Une autre technique d'estimation arriva avec l'ère de l'océanographie depuis l'espace née en 1964 au Woods Hole Oceanographic Institution sous l'égide du Dr. Gifford C. Ewing (1904-1987) (Maul, 2012). Cette discipline est née lors d'une conférence ayant pour but de rassembler les connaissances de l'époque et de promouvoir le développement d'instruments et de projets qui permettraient l'étude des océans depuis l'espace (Wilson et al., 2005). Les objectifs du déploiement de satellites étaient d'estimer la position des stocks de phytoplancton, étudier la circulation océanique et les vagues, ainsi que les variations du niveau de la mer, de la température de surface et de l'étendue de la glace de mer (Le Traon, 2018; Brown and Cheney, 1983) aux échelles régionales et mondiales (Karlusich et al., 2020). C'est ainsi qu'en 1978 les États-Unis lancèrent le premier satellite dédié à l'étude de l'océan : SEA-SAT. Malheureusement ce satellite eut une courte durée de vie (99 jours) et fut rapidement relayé par le satellite NIMBUS-2 transportant à son bord le premier capteur pour la couleur de l'océan : le *Coastal Zone Color Scanner* (CZCS) lancé également en 1978 et qui opéra jusqu'en 1986 (Wilson et al., 2005; Groom et al., 2019). Après 1986, il existe une absence de données de 10 ans (Council, 2011) pour lesquels aucun capteur pour la couleur de l'océan n'était en orbite, avant le lancement du capteur japonais *Ocean Color Temperature Scanner* (OCTS) en 1996 via le satellite ADEOS-1. OCTS fonctionna moins d'une année, mais le relais fut rapidement pris en 1997 par le capteur américain *Sea-viewing Wide field-of-view Sensor* (SeaWiFS) via le satellite orbView-2 (Wilson et al., 2005; Groom et al., 2019). À

partir de cette date, il n'existe plus d'interruption temporelle de données satellitaires pour la couleur de l'océan grâce à la mise en orbite régulière, par les différentes agences spatiales, de capteurs de plus en plus précis tels que *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), *Visible Infrared Imaging Radiometer Suite* (VIIRS), *Ocean and Land Colour Instrument* (OLCI) (voir Groom et al. (2019) pour la liste de ces nouveaux capteurs). Ces différents outils permettent ainsi d'obtenir des informations quantitatives, sur une grande variété d'échelles spatiale et temporelle, sur les taux de croissance et de production du phytoplancton (Karlusich et al., 2020). Cependant, ils sont généralement basés sur une estimation indirecte de la production primaire, via la mesure de concentration en chlorophylle-*a* ce qui est un de leurs désavantages malgré qu'ils puissent couvrir de grandes échelles. Ils ne considèrent que la surface ne prenant pas en compte les concentrations retrouvées en sous-surface, ni même la production sous le couvert de glace qui est estimée à zéro. Cela induit donc un biais dans l'estimation de la production, notamment dans les régions où il existe un maximum de chlorophylle en sous-surface (Cornec et al., 2021), comme tel est le cas par exemple dans la polynie des Eaux du Nord (NOW) dans l'Arctique Canadien (Vidussi et al., 2004; Martin et al., 2010) et les régions soutenant une production liée aux algues de glaces (Ardyna et al., 2013; Harada, 2016). De plus ils utilisent des techniques d'estimation basées sur le signal spectral de la chlorophylle, qui possèdent des incertitudes dans les régions où la matière en suspension est élevée comme tel est le cas par exemple dans certaines zones de l'Arctique, particulièrement à l'embouchure des fleuves (Anderson and Macdonald, 2015).

La compréhension de la dynamique des floraisons phytoplanctoniques fit également une grande avancée lorsqu'une grande quantité de bouées autonomes furent déployées dans l'océan pour compléter les données de sous-surfaces qui sont inaccessibles aux satellites (Brown and Cheney, 1983). Les premières bouées construites pour étudier l'océan furent développées indépendamment aux États-Unis et au Royaume-Uni en 1955 par John C. Swallow (1923-1994) et Henry Stommel (1920-1992). Par la suite de nombreuses bouées de plus en plus avancées technologiquement furent développées et utilisées (Davis et al., 2001; Gould, 2005) jusqu'à ce qu'en 1998, le *Global Ocean Data Assimilation Experiment* (GODAE) ac-

cepte le concept du déploiement mondial d'une panoplie de flotteurs de profilage (Team, 1998) pour contrer l'incapacité existante d'observer l'océan à des résolutions appropriées et utiles, qui limitait les progrès et l'évolution des connaissances. Le programme Argo commença donc en 1999 avec le déploiement de bouées profileuses allant de la surface jusqu'à 2000 m à l'échelle globale (Roemmich et al., 2009, 2019). Ce programme a pour ambition de compléter et de combler les régions non échantillonnées par les satellites ou les campagnes océanographiques, en fournissant des données en temps quasi réel, et de hautes qualités pour les services océaniques et atmosphériques, entre autres pour la recherche sur le climat (Roemmich et al., 2019). Ce fut un outil de plus pour collecter des ensembles de données océanographiques qui correspondent aux échelles des signaux climatiques nécessaires pour les études sur le climat (Team, 1998), notamment via l'estimation de la production primaire et de son export vertical (Claustre et al., 2020). Ces instruments autonomes sont quant à eux limités par la vitesse des avancées technologiques (e.g. miniaturisation des capteurs, durée de vie, transmission (D'Ortenzio et al., 2010)) et sujets aux aléas des bris mécaniques ou de transmission inhérents à leur déploiement et leur activité dans l'océan global. On peut donc conclure que les données *in situ* sont donc toujours nécessaires pour valider les observations satellitaires ou de plates-formes autonomes et pour surveiller la stabilité à long terme de ces observations (Le Traon, 2018).

En 1960, en parallèle au déploiement des satellites, les ordinateurs firent leur entrée dans les laboratoires et ainsi, grâce à l'informatique la modélisation numérique naquit. Les modèles, qui sont une représentation simplifiée de la réalité, ont été développés afin de représenter des aspects et des dynamiques importants d'un système. Les premiers modèles représentaient principalement les phénomènes atmosphériques permettant d'étudier le climat (Richardson, 1922). Lorsque le premier modèle de circulation générale pour l'atmosphère a été publié par Phillips (1956), aucun couplage avec l'océan n'était envisagé. Revelle and Suess en 1957 proposent un modèle dit de «boîtes» pour comprendre le puits océanique de CO₂ et décrire les processus d'échanges entre l'océan et l'atmosphère (Karlusich et al., 2020). Dix ans plus tard, le premier modèle de circulation de l'océan, sans couplage avec l'atmo-

sphère, est proposé par Bryan and Cox (1967). Puis, en 1969, Manabe and Bryan élaborent le premier modèle de circulation couplant atmosphère et océan (*Atmosphere-Ocean General Circulation Model*, AOGCM)²⁰. De nombreux compartiments environnementaux sont rassemblés et interagissent pour la première fois : l’atmosphère, l’océan, la glace et les apports continentaux. Cette première version fut améliorée par la suite par Manabe et al. (1975), mais cette dernière était encore très peu résolue²¹.

Après la découverte de la notion du transfert d’énergie entre les différents composants des réseaux trophiques marins (Allen, 1917; Harvey et al., 1935), les modèles biogéochimiques (BGC) se développèrent, basés sur un flux de sels nutritifs au travers d’un réseau trophique simplifié, avec les travaux pionniers en 1946 de Gordon A. Riley (1911-1985) (Riley, 1946; Karlusich et al., 2020). Les BGCs ont été largement utilisés en océanographie depuis et leur complexité ne cesse encore d’augmenter (Vichi et al., 2007; Anderson and Gentleman, 2012) pour permettre d’étudier le cycle du carbone dans l’océan. Leles et al. (2016) indiquent que les BGCs ont évolué du type *Nitrogen-Phytoplankton-Zooplankton-Detritus* (NPZD) (e.g. Palmer and Totterdell, 2001), où les espèces et les types de constituants organiques et inorganiques du système pélagique sont rassemblés dans un compartiment trophique largement défini (Doney et al., 2003), à des réseaux trophiques de plusieurs types fonctionnels de plancton (*Plankton Functional Types*, PFT) couplés à des modèles de circulation générale océanique (OGCM) (e.g. Hood et al., 2006; Anderson et al., 2010). Des BGCs ont été couplés à des modèles physiques simples (Fasham et al., 1990; Lavoie et al., 2009) ou à des OGCM, et ont été développés pendant des décennies pour évaluer la dynamique de la pompe biologique à des échelles régionales (e.g. Sarmiento et al., 1993; Blackford and Radford, 1995; Neumann, 2000; Doney et al., 2002; Wiggert et al., 2006; Karakas et al., 2009) ou à l’échelle mondiale (e.g. Palmer and Totterdell, 2001; Aumont et al., 2003; Dutkiewicz et al., 2005).

Les modèles étant des simplifications conceptuelles d’un système naturel développé

20. Il faut 1 100 heures (environ 46 jours) pour faire une seule exécution du modèle et ils sont forcés d’utiliser une vue très simplifiée de la Terre, où un globe est divisé en trois sections.

21. La grille avait une taille de 500 km et il fallait 50 jours de calcul pour simuler trois siècles d’interactions atmosphériques et océaniques.

pour expliquer sa dynamique, étudier les interactions des différents composants entre eux, et faire des prédictions sur son comportement (Nihoul, 2011), ils requièrent le concours des données *in situ* pour la paramétrisation, la calibration et la validation. Pour les modèles qui couplent biologie et physique de l'océan, l'un des défis principaux est la différence d'échelle entre les processus considérés (deYoung et al., 2010), et entre les composants intrinsèques du modèle biologique (e.g. niveaux trophiques, domaines benthiques et pélagiques Soetaert et al., 2000; deYoung et al., 2010). Dans les modèles biologiques de types NPZD ou PFT, les espèces sont généralement combinées en groupes qui sont supposés fonctionner de manière similaire, induisant une perte de détails tels que la richesse en espèces et simplifiant les traits biologiques tels que l'âge ou la structure de taille, et le comportement (deYoung et al., 2010). De la même manière, pour la physique, des propriétés moyennes ou globales sont utilisées (Nihoul, 2011). Par ces termes (moyenne et combinaison), un modèle est une représentation de la réalité, mais aussi une réduction de celle-ci. À l'heure actuelle, les modèles qui essaient de rendre compte du couplage pélogo-benthique pour des processus physiques et biologiques, tels que celui proposé par Soetaert et al. (2001), sont rarement étendus par la suite à un domaine en 3 dimensions. Ces modèles 3D permettent, contrairement à certains modèles à une dimension, de prendre en compte les processus de transport tels que l'advection et la diffusion turbulente que l'on retrouve dans la colonne d'eau et qui déterminent de nombreux processus biologiques (e.g. l'export vertical des particules, Moll and Radach, 2003). Cependant, en raison de leur complexité et du manque de connaissances *in situ* concernant le domaine mesopélagique, la plupart des modèles 3D couplés physique et biologie ne considèrent que très succinctement (i.e. par des paramétrisations) le couplage pélogo-benthique (Moll and Radach, 2003) lorsqu'ils ont pour ambition de caractériser la dynamique du carbone dans l'océan.

Ainsi, notre capacité à comprendre et à prévoir la variabilité des phénomènes océaniques (e.g. échanges océan-atmosphère, pompe biologique) dépend essentiellement de notre capacité à observer l'océan en trois dimensions sur de longues périodes de temps (Wilson et al., 2005). Les signaux d'intérêts ont souvent une forte variabilité spatiale (millimètres à

milliers de kilomètres) et temporelle (secondes à décennies), avec des tendances à long terme qui peuvent être cachées sous de grandes variations naturelles à court terme (Wang et al., 2019). L'immensité de l'océan fait qu'il est économiquement et logistiquement difficile de déployer des instruments pour couvrir simultanément la variabilité à court et long termes aux bons endroits. Cependant, la longue utilisation et le développement continu de ces techniques d'échantillonnage, ces instruments de mesure ou ces modèles (Talley et al., 2011) permettent de poursuivre consciencieusement l'étude de ces phénomènes, tant que ces outils soient co-utilisés à bon escient pour compenser les limitations qui leur sont propres.

Les particules dans le domaine mésopélagique

Il existe une grande disparité historique dans l'effort de recherche entre les différents domaines marins. Le domaine épipélagique a fait l'objet de nombreuses études depuis l'avènement de l'océanographie de par sa facilité d'accès et de son intérêt pour estimer la production primaire et secondaire, ainsi que pour déterminer le rôle et la capacité de l'océan dans l'absorption du carbone atmosphérique. Il en est de même pour le fond marin qui recèle quant à lui des ressources d'intérêt économique (e.g. minerais, hydrocarbures, Miller et al., 2018), et qui est un lieu privilégié pour la recherche en archéologie (e.g. épaves, Ballard, 2006) ou le déploiement de technologies nécessaire aux sociétés actuelles (e.g. câbles sous-marins, Carter et al., 2009) stimulant son exploration. Le domaine mésopélagique a été pour sa part beaucoup plus négligé (Kintisch, 2018; Heidi M., 2018; St John et al., 2016; Hidalgo and Browman, 2019), malgré son importance reconnue dans la régulation du cycle global du carbone via l'export vertical des particules organiques agissant comme source d'énergie pour les écosystèmes marins (Briggs et al., 2020) et permettant la séquestration du carbone.

L'étude de cet export vertical de carbone fut d'abord réalisée à l'aide de trappes à sédiments, (Wiebe et al., 1976; Honjo and Roman, 1978); par des incubations impliquant l'absorption de traceurs radioactifs tels que le thorium (Buesseler et al., 1992); des pièges

à neige marine (Lampitt et al., 1993); des pièges à sédiments à flottabilité neutre (Buesseler et al., 2008); des méthodes optiques telles que l'UVP (*Underwater Vision Profiler*) ou la caméra à particules (Guidi et al., 2008; Picheral et al., 2010); les planeurs sous-marins (*gliders*) (Omand et al., 2015), ou les bouées Argos équipées de capteurs bio-optiques et biogéochimiques (Llort et al., 2018), comme référencé par Belcher (2016); Boyd et al. (2019). La disparité des stratégies d'échantillonnage et du développement d'instruments autonomes et télécommandés au niveau international pour l'étude du domaine mésopelagique à récemment fait l'objet d'un workshop ICES (2019) ayant pour but de déterminer les efforts qu'ils restaient à mener pour monitorer convenablement cette région de l'océan. Car bien que nombreuses, les techniques permettant d'étudier le flux de matière qui sédimente possèdent des limites. Par exemple, les mesures estimées par les pièges à particules peuvent être biaisées par le broutage réalisé par des organismes ayant réussi à entrer dans les bacs de sédimentation ou par la solubilisation de la matière particulaire. Des biais hydrodynamiques, tels que le déplacement par les courants où la turbulence (si le piège n'est pas placé en profondeur) peuvent jouer sur l'exactitude des mesures (Coppola, 2002). Par cette technique il est également délicat de discerner les différents flux de particules qui ont cours dans la colonne d'eau tels que : les évènements particuliers (e.g. floraison phytoplanctonique) ou le flux continu de matière (Anderson and Macdonald, 2015). Le même biais de distinction du flux épisodique et continu est observé avec la technique du déséquilibre $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$, qui quant à elle n'est pas toujours fiable en cela qu'elle ne distingue pas les différentes particules en présence dans le flux de POC. Elle induit généralement un décalage temporel et quantitatif (valeurs souvent supérieures) avec les estimations mesurées d'après les pièges à particules (Coppola, 2002). Le calcul du déséquilibre $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ est réalisé durant les périodes où la production en surface est élevée, c'est-à-dire au printemps et à l'été, tandis que l'efficacité de capture des pièges à particules n'est pas de 100% (Harada, 2016). Les méthodes optiques quant à elles, bien que puissantes pour fournir des profils à haute résolution de distributions granulométriques des particules, ne fournissent pas d'estimations directes du flux (Belcher, 2016), et requiert l'utilisation de relations empiriques pour passer de la taille des particules au flux de

particules (Guidi et al., 2008). Les modèles quant à eux utilisent des paramétrisations pour représenter et quantifier l'export de carbone vertical (Gloege et al., 2017). Elles sont basées sur les résultats et les observations obtenus avec les différentes techniques d'échantillonnage susmentionnées. Ainsi les estimations apportées par les modèles sont sujettes aux biais inhérents des techniques d'échantillonnage et aux choix faits par les modélisateurs lors des paramétrisations mathématiques et numériques. Ainsi, l'étude de ce domaine de l'océan est fortement limitée par nos méthodes d'échantillonnage habituelles (Robinson et al., 2010). L'immensité de l'océan, l'hétérogénéité verticale du domaine mésopélagique, les activités des navires de recherche à faibles échelles temporelle et spatiale, la pression hydrostatique intense et les tactiques d'évitement des organismes mesopélagiques contribuent donc toutes au manque de représentativité des échantillons récoltés (Robinson et al., 2010).

Les mesures de flux vertical de particules estimées via les techniques actuelles indiquent qu'en moyenne, 70 à 85% du carbone particulaire exporté est recyclé lors de son passage dans le domaine mésopélagique (Briggs et al., 2020). L'exportation de particules est un équilibre dynamique entre l'approvisionnement, la production et la consommation de particules ainsi que leur agrégation (Buesseler et al., 2007). Chacun de ces processus est contrôlé biologiquement et physiquement par des cycles interannuels et saisonniers ainsi que par des événements épisodiques, variant en latitude et en longitude (Buesseler et al., 2007; Robinson et al., 2010). L'incertitude dans nos estimations, et les nombreux manques dans notre compréhension souligne l'importance de comprendre et caractériser les processus biologiques, physiques et chimiques qui influencent la structure physique d'une particule pour mieux appréhender l'amplitude des variations que celles-ci peut subir au cours de sa vie. Ceci étant essentiel pour estimer le taux d'export vers le fond et donc la qualité de la matière exportée qui pourra être utilisée pour la subsistance de la communauté benthique (Dayton et al., 1994; Boyd et al., 2019).

Il est donc délicat de pouvoir faire une estimation précise de la dynamique actuelle et future du flux de particules dans un écosystème marin de la surface en profondeur. Cepen-

dant, il est admis que l'action des processus qui conditionnent l'export vertical de carbone dépend de la taille des particules, de leur densité et abondance, de leur forme et de leur nature (Jackson and Burd, 2015) ainsi que de leur position dans la colonne d'eau qui est liée à leur vitesse de chute. La diversité et la variation de la taille des particules sont donc des paramètres importants qui doivent être approfondis dans nos études sur l'export vertical de la matière biogénique. Dans l'océan, il existe une diversité de particules de tailles différentes (e.g. des colloïdes (1 nm) aux carcasses du macrozooplancton (> 20 mm) (Monroy et al., 2017)) ayant des densités, des abondances, des formes et natures tout aussi variées qui conditionnent leur export vertical (Jackson and Burd, 2015) selon leur position dans la colonne d'eau. Cette position étant elle-même régie par leur vitesse de chute qui contraint le temps d'action des processus impliqués dans le couplage pélagobenthique. On observe donc des particules qui chutent lentement ($< 10 \text{ m j}^{-1}$) et d'autres rapidement ($> 350 \text{ m j}^{-1}$) (Jokulsdottir and Archer, 2016). Par exemple, la vitesse de chute des particules phytoplanctoniques dans la colonne d'eau est généralement estimée autour de 0.5 à 1.5 m j^{-1} pour les espèces retrouvées en Arctique (Huisman and Sommeijer, 2002) et plus précisément entre 0.1 et 10 m j^{-1} pour les diatomées (Burd and Jackson, 2009). Pour les carcasses de zooplancton et les pelotes fécales, qui peuvent fortement varier de formes et de tailles, elles ont des vitesses de chutes allant de 348 à 1500 m j^{-1} (Kirillin et al., 2012; Lebrato et al., 2019) et de 5 à 1000 m j^{-1} (Turner, 2002; Steinberg and Landry, 2017) respectivement. La vitesse de chute des agrégats formant la neige marine est estimée d'après différentes méthodes entre 6 à $< 450 \text{ m j}^{-1}$ (Turner, 2002; Bach et al., 2016). De plus, la vitesse de chute d'une particule augmente généralement avec la profondeur (Berelson, 2001; Villa-Alfageme et al., 2016) et peut être modifiée selon la viscosité de l'océan (Taucher et al., 2014).

La taille d'une particule carbonée peut être modifiée au cours du temps et de son export, ce qui peut la conduire également à changer sa nature. La taille peut être réduite par les phénomènes de reminéralisation bactérienne, de solubilisation, de fragmentation physique ou biologique (e.g. par le broutage (Banse, 1990; Green and Dagg, 1997; Van Der Jagt et al., 2020) ou la nage du zooplancton (Dilling and Alldredge, 2000; Stemmann et al., 2000; Gold-

thwait et al., 2004)) et augmentée par la coagulation et via la production de pelotes fécales (Stemmann et al., 2004; Jackson and Burd, 2015). Concernant la diminution du flux de particules observé en fonction de la profondeur (Martin et al., 1987), le broutage du zooplancton semble expliquer moins de la moitié de cette atténuation du flux pour les grosses particules, l'autre moitié étant attribué à la fragmentation de ces particules en de plus petites ou la reminéralisation par les bactéries attachées et la solubilisation sont encore plus efficaces (Karl et al., 1988; Briggs et al., 2020). Ainsi, concentrer les efforts de recherche en environnement réel, contrôlé ou modélisé sur 1) les processus de coagulation des particules, 2) la structure et l'activité de l'écosystème (e.g. zooplancton (Everett et al., 2017) et bactéries) sur ces particules sont deux aspects majeurs qui doivent être traités pour améliorer nos estimations des flux verticaux de carbone dans le domaine mésopélagique (Henson et al., 2019), pour une meilleure compréhension du cycle du carbone dans l'océan.

Pompe biologique et changements climatiques : le cas des régions polaires

Faire des prédictions pour le devenir d'un écosystème est généralement limité par la compréhension que nous en avons (Schindler and Hilborn, 2015), et ainsi que par sa nature aléatoire et chaotique. Ainsi développer nos connaissances et méthodes d'analyses afin de mieux appréhender les mécanismes qui gouvernent un écosystème pourrait nous permettre de mieux capturer sa dynamique dans un futur donné (Schindler and Hilborn, 2015). Le 6 décembre 2017, l'Organisation des Nations Unies a déclaré 2021-2030 la décennie des sciences océaniques au service du développement durable (*Ocean Decade*), ayant pour ambition d'enrichir les connaissances scientifiques avec le développement des infrastructures et outils et instruments nécessaires, et de favoriser les relations internationales à plusieurs niveaux (scientifiques, grand publique et décideurs politiques) pour un océan durable et sain (Heymans et al., 2020). En proclamant la Décennie, l'Assemblée générale des Nations Unies a offert à la communauté océanographique une occasion unique, de changer sa façon de faire, de rendre l'océanographie apte à soutenir efficacement le développement durable et de dy-

namiser et promouvoir les sciences océaniques pour les futures générations (Ryabinin et al., 2019).

Parmi les 7 catégories de recherches en océanographie qui sont d'intérêt majeur pour les stratégies politiques nationales et internationales, se trouve celle sur la compréhension des *fonctions et processus des écosystèmes marins* (Isensee et al., 2020; IOC-UNESCO, 2017)(e.g. la dynamique de la pompe biologique (IOC-UNESCO, 2017)). L'une des priorités de cette Décennie est ainsi d'obtenir une compréhension quantitative de la structure et du fonctionnement des océans afin d'améliorer la gestion des écosystèmes (Heymans et al., 2020; Ryabinin et al., 2019). Au travers de cette priorité la communauté de la modélisation des écosystèmes peut contribuer fortement de par leur capacité à collaborer pour créer un ensemble de modèles d'écosystèmes éventuellement couplés, chacun avec ses propres propriétés et incertitudes pour améliorer notre compréhension de la dynamique de l'océan (Heymans et al., 2020), et notamment de la pompe biologique du carbone. En effet dans leur rapport spécial *L'océan et la cryosphère dans le contexte du changement climatique* publié le 25 septembre 2019 (IPCC, 2019), le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat souligne que d'après différentes études basées sur des observations, des modèles et des expériences contrôlées, il existe trop peu de connaissances pour permettre d'avoir une compréhension fiable de la façon dont les facteurs climatiques affectent les différentes composantes de la pompe biologique dans l'océan épipélagique, ainsi que sur les changements que l'on pourrait observer dans l'efficacité et l'ampleur des exports de carbone vers l'océan profond (Bindoff et al., 2019). Cette situation rend particulièrement difficile notre capacité à projeter l'évolution future de la pompe de carbone biologique et d'estimer sa contribution dans l'export de carbone particulaire vers l'océan profond (Bindoff et al., 2019). Des modèles s'accordent déjà pour projeter une baisse globale du flux passif des particules vers le fond marin, mais avec une variabilité régionale du flux total d'exportation et de l'efficacité du transfert (Seiwell, 1935). Il existe encore de la place pour approfondir et préciser ces connaissances (Boyd et al., 2019).

Les régions polaires sont reconnues comme étant des systèmes réagissant rapidement aux changements climatiques, tout comme les zones côtières et coralliennes (Hoegh-Guldberg and Bruno, 2010), et font l'objet d'un plan d'action dédié et en cours d'élaboration²², dans le cadre de la Décennie. Par exemple, la température moyenne annuelle de l'air au niveau de la Péninsule Ouest Antarctique s'est réchauffée de plus de 3.4 °C par siècle (Mulvaney et al., 2012; Meredith et al., 2013) induisant une accélération du retrait et de l'effondrement des glaciers depuis 1950 (Meredith et al., 2013; Turner et al., 2015), et l'arrivée d'espèces non natives et invasives dans la région (e.g. crabes royaux) (Aronson et al., 2015; Turner et al., 2015). En Arctique le climat se réchauffe 2 à 3 fois plus rapidement qu'ailleurs sur Terre (Wassmann and Reigstad, 2011), et l'étendue des glaces de mer subit des variations annuelles, mais à tendance à diminuer depuis 1980 (Swart et al., 2015). Les modèles actuels suggèrent que l'océan Arctique, dont l'étendue de glace de mer diminue de 10% par décennies, pourrait devenir libre de glace à la fin de l'été dans la seconde moitié du 21e siècle (Wassmann and Reigstad, 2011). Meredith et al. (2019) et les références incluses, soulignent que les données satellitaires, *in situ*, et les études de modélisations, ont montré que le déclin de la couverture de glace a entraîné une augmentation de >30 % de la production primaire nette annuelle dans les eaux arctiques libres de glace depuis 1998. En effet, des changements dans la durée et la qualité de l'ensoleillement ainsi que de la température de l'eau et de sa concentration en sels nutritifs –induits par des modifications de la dynamique des glaces– influence les apports en énergie et en nourriture pour les organismes, affectant leurs reproductions et leurs croissances ce qui modifie la dynamique des cycles biogéochimiques et le couplage pélogo-benthique dans les écosystèmes polaires (Piepenburg, 2005; Gontikaki et al., 2011). Actuellement, les prédictions des modèles s'accordent toutes sur une augmentation de la température de surface de l'océan induisant une diminution de l'extension du couvert de glace en Arctique (Post et al., 2013) et une modification du type de glaces retrouvées : des glaces pluriannuelles vers des glaces annuelles (Smith Jr and Barber, 2007). En réponse à ces modifications actuelles de l'environnement, on assiste à un changement dans la dominance

22. <https://www.oceandecade.dk/>

de certaines espèces dans les assemblages planctoniques, et/ou à une modification des taux métaboliques des organismes (Passow and Carlson, 2012). Les particules dominantes dans ces assemblages n'ont plus la même taille, ni la même abondance ou nature et dans certains écosystèmes le flux de matière organique vers le fond va donc être modifié, en raison d'une action différente des processus lors de leur sédimentation. Ces changements pourraient engendrer des conséquences importantes et fortement perturber les relations écologiques dans les écosystèmes (Hoegh-Guldberg and Bruno, 2010).

Les polynies font partie des nombreuses curiosités physiques et biologiques que recèlent les milieux polaires et qui ont su intriguer les navigateurs, les habitants et les scientifiques depuis plusieurs siècles. Ces zones libres de glace où au vue des conditions climatiques locales on s'attendrait à en voir se retrouvent aussi bien en Arctique (Hannah et al., 2009) qu'en Antarctique (Arrigo and Van Dijken, 2003; Li et al., 2016). Elles sont des sites uniques pour étudier les liens entre les processus physiques, biologiques et le climat (Smith et al., 1990; Preußer et al., 2015). En effet, les polynies sont d'excellents indicateurs de la variabilité annuelle et interannuelle de la glace de mer et supportent une grande production biologique (Grebmeier and Barry, 2007). La production pélagique soutient une forte biomasse benthique et fait des polynies des lieux de fort couplage pélogo-benthique (Piepenburg, 2005). Ces polynies sont dépendantes de phénomènes physiques particuliers pour exister tel que par exemples des résurgence (i.e. *upwelling*) d'eaux chaudes, ou la formation de pont de glace comme dans la polynie des Eaux du Nord. Dans les futures conditions climatiques prévues ces phénomènes physiques pourraient être amenés à être modifié dans leur intensité ou leur dynamique pouvant avoir d'importantes répercussions sur les écosystèmes (Smith Jr and Barber, 2007; Post et al., 2013). Ainsi, utiliser les polynies comme outil pour projeter les changements à venir dans les écosystèmes polaires, notamment les flux verticaux de carbone, se fait valoir dans la communauté scientifique (Smith et al., 1990; Bâcle, 2000; Barber et al., 2001a; Olivier et al., 2020).

Problématique et objectif général

Il existe un réel besoin de mieux caractériser le flux vertical de matière organique particulaire dans l'océan pour appréhender le devenir du cycle du carbone à l'échelle mondiale.

Bien que ce soit les plus petites particules (i.e. $< 10\mu\text{m}$) qui constituent la majeure partie du réservoir de carbone dans l'océan (Fowler and Knauer, 1986), ce sont les plus grosses particules (i.e. $> 10\mu\text{m}$) qui sont responsables de la majeure partie de l'export vertical de matière organique vers le fond, celles-ci chutant rapidement dans la colonne d'eau. Ce sont elles qui servent notamment de source de nourriture pour les organismes benthiques comme le démontrent Alldredge and Gotschalk (1988); Pilskaln et al. (2005); Silver (2015) notamment pour les agrégats (i.e. la neige marine).

Malgré leur diversité de nature, de forme et de taille, ces particules sont généralement représentées par une variable unique dans la majorité des modèles biogéochimiques de type NPZD (figure 1a), par exemple ceux de Doney et al. (1996); Palmer and Totterdell (2001); Lima et al. (2002); Kishi et al. (2007). Cette variable unique est le réceptacle des pertes provenant des classes de phytoplancton et de zooplancton, et représente donc plusieurs types de particules incluant des cellules autotrophes sénescentes, des pelotes fécales de zooplancton, des organismes zooplanctoniques morts ou toute autre type de matière particulaire qui serait issue des niveaux trophiques supérieurs non-représentés par le modèle. On peut prescrire à cette variable une vitesse de chute constante ou qui varie selon une fonction prédéterminée de la profondeur, induisant donc un biais spatio-temporel dans le calcul de l'export vertical de matière pouvant avoir de multiples répercussions sur la véracité des sorties du modèle, et donc *in fine* sur la compréhension du système.

Pour raffiner la représentation de l'export de carbone, certains modèles comme ceux de Moore et al. (2002); Wiggert et al. (2006); Yool et al. (2011); Butenschön et al. (2016) définissent deux compartiments détritiques, représentant les particules qui sédimentent lentement et rapidement, respectivement (figure 1b). Bien qu'offrant une meilleure distinction entre les

deux principales classes détritiques, ces dernières continuent de représenter la forme terminale du carbone utilisée pour l'exporter avec des vitesses de chutes différentes, mais toujours constantes dans le temps et dans l'espace.

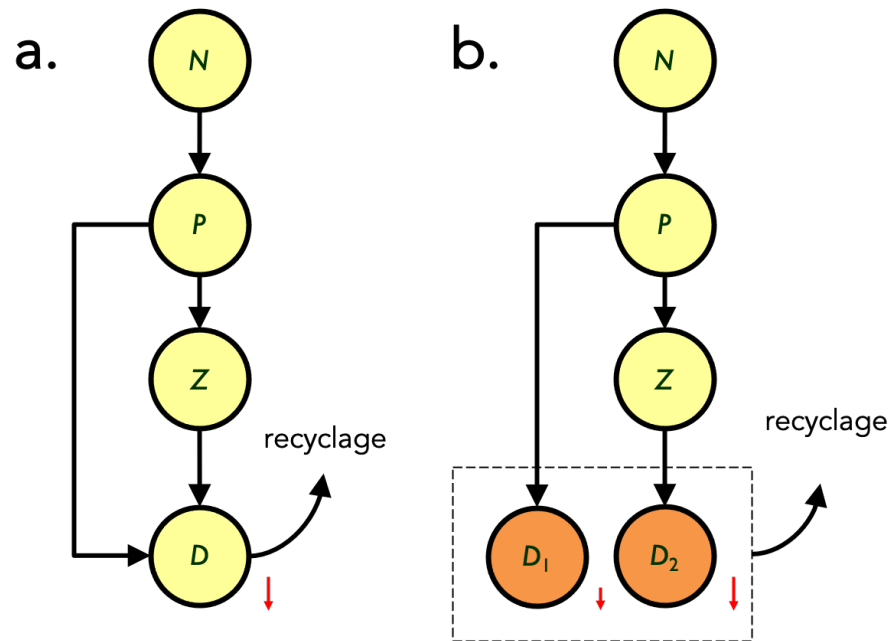


Figure 1: Schémas conceptuels de modèles biogéochimiques classiques de type NPZD qui établissent les liens entre les sels nutritifs N , les producteurs primaires P , les producteurs secondaires Z et un (a) ou deux (b) compartiments détritiques D . Ces compartiments agissent comme principaux agents d'export de matière organique vers le fond. Plusieurs variantes de ces modèles incluent des processus de recyclage qui sont représentés de façon abrégée ici.

Plusieurs évidences observationnelles ont montré que le flux de carbone particulaire varie en fonction de la profondeur. Gloege et al. (2017) en présente une revue et l'étudie, grâce à un modèle biogéochimique d'une colonne d'eau (1D) et trois paramétrisations censées représenter de façon idéalisée les conditions *in situ* observées. La première paramétrisation attribue à la matière particulaire une dégradation linéaire et une vitesse de chute constante, menant à une décroissance exponentielle du flux vertical de matière avec la profondeur. La seconde est identique à celle utilisée par Martin et al. (1987) qui prédit un taux de reminéralisation variable avec la profondeur suivant une loi de puissance et une vitesse de chute constante. Enfin, la troisième se base sur l'hypothèse de ballast, et propose une séparation de la ma-

tière particulaire en plusieurs variables selon le degré d'affinité de la matière organique avec différents types de matière inorganique connue pour influencer la vitesse de chute. Les deux dernières paramétrisations sont celles qui représentent le mieux, selon Gloege et al. (2017), l'export de matière particulaire dans la zone mésopélagique. Il apparaît donc que pour mieux comprendre et simuler le rôle de l'océan dans la séquestration du carbone, il est crucial de considérer des paramétrisations ou des modèles faisant évoluer le devenir de la matière organique pendant son export vertical. En d'autres termes, augmenter le nombre de variables détritiques si ces dernières n'interagissent pas entre elles, ne permet pas de représenter adéquatement les processus qui affectent la taille et la vitesse de chute des particules, et n'offre que peu de potentiel d'amélioration des estimations d'export. Il est à noter que le modèle de ballast tel que formulé par (Gloege et al., 2017) implique des échanges entre les différentes variables détritiques particulières, un concept schématisé par la figure 2a. Or, cette approche nécessite l'ajustement de paramètres empiriques qui se basent sur des observations qui restent encore bien insuffisantes pour représenter la variabilité spatio-temporelle des processus (Buesseler and Boyd, 2009). De plus, elle limite la capacité des modèles actuellement disponible à s'adapter à des changements environnementaux (e.g. abondance des sels nutritifs, température, épaisseur de la glace de mer) pouvant affecter la productivité du milieu ainsi que les processus affectant l'export de matière.

Pour cela, des approches de modélisation plus mécanistes, i.e. qui représentent les processus qui agissent au premier ordre sur le devenir de la matière organique particulaire, sont requises. Par exemple, la coagulation (i.e. formation de particules plus grosses) et la fragmentation (i.e. formation de petites particules) sont deux processus qui modifient la taille des particules en suspension dans les milieux marins et aquatiques. Ils influencent la vitesse, la qualité et la quantité du carbone exporté. Pour prendre en compte ces deux processus, les variables détritiques utilisées pour représenter différentes tailles de particules nécessitent d'interagir entre elles, tel que schématisé dans la figure 2b.

Considérant ces limites, l'objectif général de ce présent travail de recherche est préci-

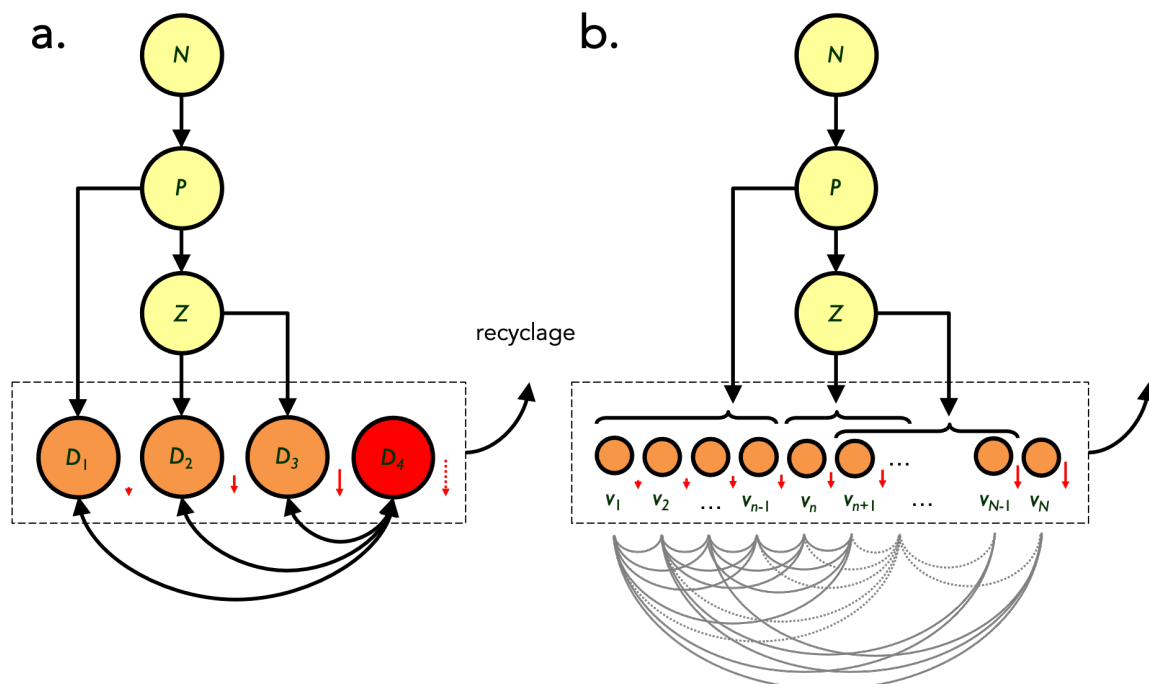


Figure 2: Schémas conceptuels de modèles biogéochimiques (voir figure 1) où la matière détritrique particulaire est représentée par plusieurs variables entre lesquelles il y a des échanges : les sels nutritifs N , les producteurs primaires P , les producteurs secondaires Z et les compartiments détritiques D . En (a), un nombre limité de compartiments (D) représente chacun un type de particules détritiques (e.g. modèle de ballast de Gloege et al., 2017) et les échanges sont des paramétrisations, alors qu'en (b) un nombre arbitraire de variables détritiques (i.e. particules de volume V) interagissent en fonction de processus de base comme la coagulation et la fragmentation.

sément d'**améliorer la représentativité des processus de coagulation et de fragmentation dans les modèles numériques afin d'affiner les estimations des flux de carbone à différentes échelles**. L'objectif ultime étant de fournir un modèle pouvant être appliqué dans différents contextes et ainsi pouvoir effectuer des prédictions quant au devenir du carbone et aux impacts des changements environnementaux sur ce devenir, avec des processus de premier ordre bien représentés.

Pour y arriver, deux grandes approches ont été envisagées dans le cadre de mes recherches. La première est l'ajout d'une variable dont la taille et la vitesse de chute peuvent varier dans l'espace et dans le temps. Cette situation est illustrée par la figure 2a où les variables D_1 , D_2 et D_3 représentent des catégories de particules bien spécifiques de taille et de vitesse de chute constantes et prédéterminées (fèces, cellules phytoplanctoniques inertes et organismes zooplanctoniques morts, respectivement, figure 3) et où la variable D_4 représente la neige marine dont la taille varie en fonction de la coagulation des autres variables entre elles, et par conséquent, sa vitesse de chute devient variable dans l'espace et dans le temps.

Ce modèle a été implémenté avec succès en une dimension et des cas simples ont été étudiés. Toutefois un certain nombre de constats nous a menés à la conclusion que cette approche n'était pas viable. Par exemple, pour respecter la conservation, il est nécessaire d'advecter et de diffuser la taille et la vitesse de chute de chacune des variables détritiques représentée. Bien que cela puisse fonctionner dans des cas simples où la taille ne fait qu'augmenter avec la profondeur, son application à des écoulements plus complexes et dans des régimes non linéaires en trois dimensions peut rapidement mener à des instabilités numériques.

Ce travail préliminaire et ces différents constats nous ont conduits à reconsidérer le problème et nous tourner vers une approche spectrale, illustrée par la figure 2b, dans laquelle on considère un nombre N de variables ayant des tailles, des vitesses de chute et un contenu en carbone propres, qui réagissent entre elles par coagulation et par fragmentation. Grâce à cette approche, il devient possible de reconstruire une distribution de taille des particules

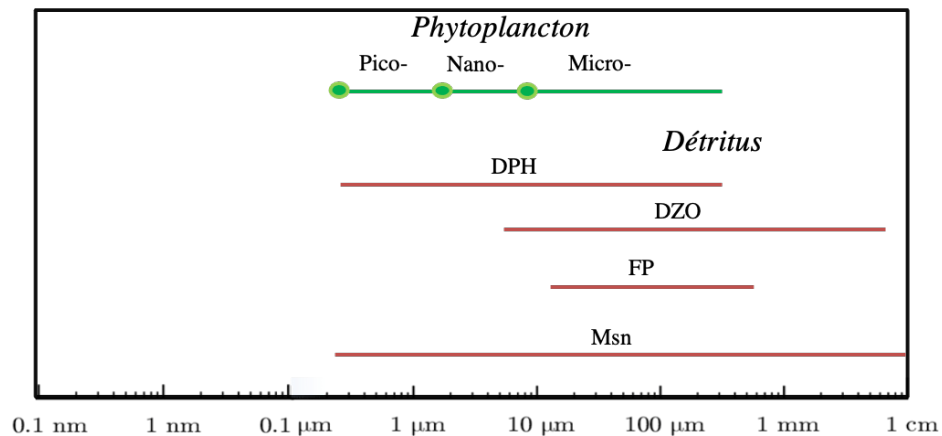


Figure 3: Taille des différents types de particules marines que l'on retrouve dans l'océan, soit le pico-, le nano- et le micro- phytoplancton, le phytoplancton mort (DPH), le zooplancton mort (DZO), les pelotes fécales (FP) et la neige marine (MSN).

formant la neige marine et de la comparer avec celles que l'on retrouve dans différentes zones de la colonne d'eau (i.e. épipélagique, mésopélagique et bathypélagique). Avec un grand nombre de variables, il est possible d'étudier en détail les processus de coagulation et de fragmentation dans différentes situations. Toutefois, beaucoup de variables impliquent beaucoup de calcul. C'est pourquoi il peut être également souhaitable de construire un modèle qui puisse utiliser un faible nombre de variables détritiques tout en ne compromettant pas l'exactitude des résultats, par exemple en regard des flux verticaux de carbone.

C'est en gardant en tête l'enjeu de l'efficacité numérique et l'exactitude des résultats que nous avons entamé le développement d'un modèle de coagulation et de fragmentation basé sur l'équation de Smoluchowski (1916). Le **chapitre 1** présente donc une paramétrisation simplifiée (i.e. sans relation biologique ou chimique attendue dans un écosystème), représentant la dynamique des particules organiques marines dans une gamme de taille donnée subissant des réactions de coagulation et de fragmentation. L'*objectif* est de rendre compte de ces réactions avec un nombre minimal de variables pour appliquer ce modèle à un modèle de circulation générale océanique. Dans un premier temps l'accent a été mis sur la dépendance du modèle i) au nombre de tailles de particules utilisées pour discrétiser une gamme de tailles

donnée (c'est-à-dire la résolution ou le nombre de variables utilisées) et ii) le type de discrétisation du spectre de taille des particules (c'est-à-dire linéaire vs non linéaire). Les résultats de ce travail ont fait l'objet d'un article scientifique publié dans la revue *Geoscientific Model Development* (Gremion et al., 2021).

Comme cette paramétrisation n'a jamais, à notre connaissance, été explicitement développée en vue d'être couplée à un OGCM, nous avons entrepris au **chapitre 2** d'étudier de façon approfondie i) la dépendance du modèle à la discrétisation du spectre de taille, ii) sa dépendance à la distribution de taille initiale des particules et iii) sa sensibilité aux paramètres utilisés. L'*objectif* de ce chapitre est d'asseoir la robustesse de notre paramétrisation. Les résultats de ce travail feront l'objet d'un second article scientifique qui sera soumis à la revue *Geoscientific Model Development*.

Suite au travail de Gaillard (2015) et Olivier et al. (2020), qui ont étudié l'origine d'un décalage temporel entre la diminution de la production primaire en surface sur une période donnée, et l'anomalie positive de croissance des organismes benthiques sur cette même période, dans la polynie des Eaux du Nord, nous avons souhaité utiliser notre paramétrisation pour représenter cet écosystème et apporter une piste de réflexion sur l'origine géographique et le devenir en surface des sources de matière organique ayant subvenu aux organismes benthiques. Dans le **chapitre 3**, l'*objectif* est donc d'évaluer les vitesses de chutes et tailles de particules nécessaires pour permettre à la production de surface d'atteindre le fond rapidement et d'évaluer, à l'aide de notre paramétrisation, le temps requis pour que ces tailles soient atteintes selon diverses abondances. La paramétrisation développée dans les deux premiers chapitres apporte une conception nouvelle pour paramétrer les processus de coagulation et fragmentation dans les modèles biogéochimiques utilisés dans les modèles globaux, pour l'étude de l'export vertical de carbone dans l'océan. L'approche originale de ce projet permet notamment de s'affranchir des questions regardant la dépendance de cette paramétrisation aux variables et paramètres essentiels (i.e. résolution, linéarité du spectre, pente de la distribution de concentration) pour asseoir la fiabilité de son utilisation dans des modèles biogéo-

chimiques. Cependant, le cas d'étude simplifié présenté dans le chapitre 3 souligne que cette paramétrisation nécessite d'être dûment couplée aux autres variables de l'écosystème (e.g. variable DOC) pour pouvoir le faire concorder avec les observations *in situ*.

ARTICLE 1

A DISCRETE INTERACTION NUMERICAL MODEL FOR COAGULATION AND FRAGMENTATION OF MARINE DETRITIC PARTICULATE MATTER

Ce premier article fut corédigé par moi-même et l'ensemble de mon comité de direction ainsi que Dre Christiane Dufresne. En tant que première auteure, ma contribution à ce travail fut l'essentiel de la recherche sur l'état de l'art, la participation aux discussions et réflexions sur le développement de la méthode, l'exécution des simulations et la rédaction de l'article. Le professeur Louis-Philippe Nadeau, second auteur, a fourni l'idée originale, a élaboré la méthode et significativement contribué à la rédaction. Dre Christiane Dufresne a contribué aux discussions sur l'idée originale et la méthode, et à grandement contribué à l'amélioration du manuscrit. Prof. Irene R. Schloss et Prof. Philippe Archambault quatrième et cinquième auteurs respectivement, ont contribué à la révision du manuscrit. Le Prof. Dany Dumont dernier auteur a sécurisé les fonds pour ce travail, et contribué à la recherche sur l'état de l'art, aux réflexions sur le développement de la méthode et la rédaction de l'article. Cet article à été publié dans le journal *Geoscientific Model Development* le 23 Juillet 2021.

Gremion, G., Nadeau, L.-P., Dufresne, C., Schloss, I. R., Archambault, P., and Dumont, D.: A discrete interaction numerical model for coagulation and fragmentation of marine detritic particulate matter (Coagfrag v.1), *Geosci. Model Dev.*, 14, 4535–4554, <https://doi.org/10.5194/gmd-14-4535-2021>, 2021.

Gremion, G. and Nadeau, L.-P.: Source code and user manual of the Coagfrag Model (Version 1), *Zenodo*, 2021-01-11, <https://doi.org/10.5281/zenodo.4432896>, 2021.

1.1 Résumé en français

Ce premier article traite de l'élaboration d'un modèle simplifié, représentant la dynamique des particules organiques marines dans une gamme de tailles données subissant des réactions de coagulation et de fragmentation. Il est basé sur un spectre de tailles discret sur lequel les réactions agissent pour échanger des propriétés entre différentes tailles de particules. Les réactions sont prescrites selon des interactions de triplet de particules. La coagulation combine deux particules pour en donner une troisième, tandis que la fragmentation en divise une en deux (c'est-à-dire l'inverse de la réaction de coagulation). L'ensemble des réactions est donné par toutes les permutations de deux tailles de particules associées à une troisième. Étant donné que, de par leur conception, certaines réactions donnent des tailles de particules qui sont en dehors de la gamme de taille résolue, une taille terminale est développée pour prendre en compte cette gamme de taille non résolue et satisfaire les contraintes globales telles que la conservation de la concentration. Afin de minimiser le nombre de traceurs nécessaires pour appliquer ce modèle à un modèle de circulation générale océanique, l'accent est mis sur la robustesse du modèle à la résolution du spectre de taille. Ainsi, des expériences numériques ont été conçues pour étudier la dépendance des résultats au i) nombre de classes de tailles utilisées pour discrétiser une gamme de tailles donnée (c'est-à-dire la résolution) et au ii) type de discrétisation (c'est-à-dire linéaire vs non linéaire). Les résultats démontrent que dans une configuration où les classes de tailles sont discrétisées linéairement, le modèle est indépendant de la résolution. Cependant, des biais importants sont observés dans une discrétisation non linéaire. Une première tentative d'atténuation de l'effet de non-linéarité du spectre de taille est ensuite présentée et montre une amélioration significative dans la réduction des biais observés.

1.2 Introduction

The biological carbon pump is responsible for a significant fraction of the organic carbon exports from the surface to the deep ocean (Passow and Carlson, 2012; Le Moigne, 2019), thereby influencing the climate (Kiørboe and Thygesen, 2001). Questions regarding the quantification and prediction of its efficiency and response times are still broadly unanswered. The carbon pump yields to a wide variety of processes, involving the co-action of a large number of physical, chemical and biological variables (Denman et al., 2007). Coupled ocean general circulation models (OGCMs) and biogeochemical models (BGCs) contribute to our understanding of the relative importance of these processes. They were developed for decades to assess the biological pump dynamics at the global scale (e.g. Palmer and Totterdell, 2001; Aumont et al., 2003; Dutkiewicz et al., 2005) or for specific regions of the world (e.g. Sarmiento et al., 1993; Blackford and Radford, 1995; Doney et al., 2002; Wiggert et al., 2006; Karakas et al., 2009).

Since the pioneering work of Riley (1946), BGCs have been widely used in oceanography and their complexity never ceased to increase (Vichi et al., 2007; Anderson and Gentleman, 2012). As reported by Leles et al. (2016), they evolved from a nutrient-phytoplankton-zooplankton-detritus (NPZD) type (e.g. Palmer and Totterdell, 2001), where multiple species and types of organic and inorganic constituents of the pelagic system are gathered into a broadly defined trophic compartment (Doney et al., 2003), to food webs of multiple plankton functional types (PFTs) (Hood et al., 2006; Anderson et al., 2010). In most coupled OGCMs-BGCs, efforts have concentrated on achieving an accurate representation of primary- and secondary-producer-related particle dynamics, while the detritic compartment is generally reduced to just one variable. The detritus particles found in the ocean are nevertheless essential in the downward export of carbon (Hill, 1992; Kriest, 2002). Considering only one detritus variable may lead to important biases in carbon flux estimations. The size diversity of marine particles is wide, ranging from large, rapidly sinking particulate material (i.e. marine snow) to small suspended particles and relatively non-labile dissolved organic matter (i.e. colloids),

which usually also show the highest abundances. Then, their representation through a unique variable and mean values of its descriptive parameters such as sinking velocity (Doney et al., 1996; Lima et al., 2002; Aumont et al., 2003; Dutkiewicz et al., 2005; Kishi et al., 2007) to cover the entire size range in BGCs is questionable.

To overcome this caveat and improve carbon export assessments, the number of detritus-related variables in BGC models can be increased to better represent the diversity of the sinking particulate matter. For example, some studies such as Moore et al. (2002); Wiggert et al. (2006); Yool et al. (2011); Butenschön et al. (2016); Kearney et al. (2020) defined multiple (two or more) detritic compartments, each being connected differently with other variables and having constant settling velocities. This approach can certainly increase the level of realism, as these parameterizations are made based on field or experimental evidence (Doney et al., 2003), but we see two major problems with them. First, the description in the numerical framework of a high number of state variables enhances BGC models' complexity, and augments the number of parameters required to characterize relations among those variables (Denman, 2003). Ultimately, it makes it challenging to properly couple them to OGCMs. In atmospheric microphysical modelling where size spectral frameworks are used to represent the formation of clouds, efforts are made to use a small number of variables in 3-D simulations to prevent a drastic increase of the computational costs, to the expense of accuracy (Khain et al., 2015). The desire to improve realism and accuracy by adding complexity needs to be tempered by our ability to parameterize key processes as a compromise regarding computational costs and efficiency (Raick et al., 2006). As underlined by Anderson (2005), the conception of meaningful state variables and constants in numerical models is crucial and determining representative values for parameters can be challenging (Flynn, 2005; Le Quéré, 2006). Second, this approach does not account for processes by which the size, and consequently the settling velocities of these particles, can be altered with depth. Indeed, parameterization is generally achieved by constraining detritus state variables by constant parameters or depth-dependant functions (Gloege et al. (2017), e.g. exponential decay, Martin's curve, ballast hypothesis) to represent the actions of these processes and associated living organ-

isms. As an example, coagulation (i.e. the formation of larger particles from the collision and aggregation of smaller particles) increases particle size and may end up in aggregate formation. Fragmentation is the opposite process, breaking particles into smaller pieces. Both processes are then affecting particle size distribution but are barely explicitly implemented or parameterized in OGCMs-BGCs.

It is indeed based on the seminal work of Gelbard et al. (1980) on the sectional representation of aerosol size distribution evolution due to collision and coagulation events, that the first coagulation models applied to marine snow emerged. Jackson and Burd (1998) extended the model of Gelbard et al. (1980) and applied it to the marine environment, pointing out the role of fragmentation to counterbalance the importance of coagulation (Jackson et al., 1995; Hill, 1996). We note that coagulation and fragmentation of particles is a natural phenomenon that happens in a very broad variety of situations. It has been studied in many disciplinary fields, including atmospheric sciences, especially in microdroplet and cluster formation (e.g. Pruppacher and Klett, 2010), but also in chemistry (e.g. Lee et al., 2018), astrophysics and engineering (see the review of Pego, 2007). In oceanography, it is also applied to aggregation of nanoplastics with colloids (Oriekhova and Stoll, 2018) or the oil-marine snow interaction (Dissanayake et al., 2018; Burd et al., 2020). We note also that there a variety of modeling approaches, including Lagrangian formulations with stochastic processes (e.g. Jokulsdottir and Archer, 2016). However, Eulerian formulations are those that are still best applicable to OGCMs-BGCs and that will be considered more specifically here.

The present work stems from numerous Eulerian modelling studies, most of which are listed by De La Rocha and Passow (2007) and Jackson and Burd (2015) (e.g. for coagulation refer to Jackson, 1990; Kriest and Evans, 1999; Jackson, 2001; Kriest, 2002, and for fragmentation to Alldredge et al., 1990; Dilling and Alldredge, 2000; Kiørboe, 2000; Ploug and Grossart, 2000; Goldthwait et al., 2004; Stemmann et al., 2004) but these models are scarcely coupled to OGCMs. It is probably due to the remaining quantitative unknowns regarding the ensemble of processes affecting transport efficiency of the particulate organic

matter to depth by constraining particle size distribution even after decades of extensive work (Le Quéré et al., 2005; De La Rocha and Passow, 2007). The intrinsic heterogeneous nature of these processes at all spatiotemporal scales increases the challenge to properly implement them in complex OGCMs-BGCs and to evaluate and predict the ocean's role in the Earth's carbon budget. Similar challenges arise in atmospheric GCMs. According to Kang et al. (2019) GCMs with full cloud microphysics are still at an early stage in terms of understanding and simulating many observed aspects of weather and climate, and research is needed to circumvent these difficulties.

In order to circumvent the issues related to the representation of the dynamics of the complete particles size spectrum for OGCMs, we develop in this study a new numerical framework where a particle's size range is discretized in size bins, and where concentration dynamics over these bins is driven by coagulation and fragmentation reactions. This framework is designed to conserve mass over the size range and reactions, and can accommodate size and mass linear and nonlinear discretizations. Our approach differs from the so-called sectional approach of Jackson and Burd (2015) in that the discretized size spectrum we use is an integral quantity that depends on the discretization, as opposed to a spectral density.

Since the main motivation for developing such a model is to provide a tool allowing to characterize detritic variables relations and dynamics in coupled OGCMs without unreasonably increasing the computational cost, a formulation is sought that will attenuate the dependence of the results to the size discretization resolution. Numerical experiments are designed to study the dependence of the results on i) the number of size bins used to discretize a given size range (i.e. the resolution) and ii) the type of discretization (i.e. linear vs nonlinear). Innovations of the approach with regards to previously developed coagulation-fragmentation models and designed detritic state variables are briefly discussed as well as the potential for further improvements to allow the inclusion of the presented model into OGCMs to better estimate current carbon export.

The outline of the paper is as follows. Section 1.3 presents the model description,

Sect. 1.4 describes numerical experiments and Sect. 1.5 presents and briefly discusses the results. A summary of our main conclusions is given in Sect. 1.6.

1.3 Model description

1.3.1 Discrete size spectrum

Whereas most laboratory and field studies estimate particle number concentration, n (m^{-3}), along a size spectrum (McCave, 1984; Jackson et al., 1995), OGCMs use tracers (or elements') concentration, C (mmol m^{-3}), (e.g. carbon or nitrogen) to study fluxes among the model compartments (Doney et al., 1996). These two variables are linked by

$$C(t) = n(t)\mathcal{N}, \quad (1.1)$$

where \mathcal{N} is the particles' content of the chosen currency (mmol).

Considering a closed system in a given water volume with no particle sources or sinks, particles may be sorted over a size range L_s with s a chosen size property (e.g. diameter or volume). To transpose the variables from the continuous form (Eq. 1.1) to a discrete form, L_s must be discretized in size bins p such that

$$L_s = \sum_{p=1}^N \Delta s_p, \quad (1.2)$$

where $\Delta s_p = \int_{s_p}^{s_{p+1}} ds$ is the size range of the bin p , and (s_p, s_{p+1}) indicate the lower and upper size bounds of this bin. Therefore, the particle content of a given bin p can be interpreted as its mean value

$$\mathcal{N}_p = \frac{1}{\Delta s_p} \int_{s_p}^{s_{p+1}} \mathcal{N} ds \quad p = 1, \dots, N. \quad (1.3)$$

Note that other particle' properties (e.g. diameter, volume, density) are similarly interpreted as a bin-averaged value. For example, the particle diameter corresponding to a given bin can

be defined by $D_p = \frac{1}{\Delta s_p} \int_{s_p}^{s_{p+1}} D ds$. This diameter can in turn be used to determine the particle volume using an allometric relationship such as $V_p = \lambda_1 D_p^{\lambda_2}$ (Jackson et al., 1997; Li et al., 1998; Zahnnow et al., 2011)¹. Using this bin-averaged volume (V_p), the particle content can be redefined as

$$\mathcal{N}_p = \lambda_3 V_p^{\lambda_4} \quad (1.4)$$

where λ_3 and λ_4 are parameters empirically determined through field and laboratory experiments depending on the element chosen (Alldredge, 1998; see Table 1).

The discrete form of Eq. (1.1) thus becomes

$$C_p(t) = n_p(t) \mathcal{N}_p \quad p = 1, \dots, N, \quad (1.5)$$

where n_p is the particle' number concentration in p (i.e. the number of particles in p), and N the total number of resolved size bin. In a closed system without sources and sinks of particles, the total concentration, $C_T = \sum_{p=1}^N C_p$, is required to be conserved over time. The time evolution of the concentration inside a given bin obeys the simple differential form

$$\frac{dC_p}{dt} = R_p \quad p = 1, \dots, N, \quad (1.6)$$

where R_p represents all reactions occurring in p .

1.3.2 Reaction for a triplet of particles

Coagulation and fragmentation are, by essence, reactions that involve three particles. Coagulation involves two particles, with indices i and j , that collide and stick together to form a third, larger one with index k . Conversely, fragmentation can be considered as the opposite reaction where a particle k breaks into two smaller ones i and j , in line with what

1. The two constants parameters λ_1 and λ_2 depend on particles and can be obtain from laboratory experiments (Jackson et al., 1997) or set by the user (Table 1).

was observed by Alldredge et al. (1990) in laboratory experiments. Reactions involving more than three particles can always be decomposed as a sequence of triplet reactions. Note that i and j can originate from identical or different size bins. In a linear size discretization, by definition, the k index always refers to a particle belonging to a different bin than particles i and j . Then, the volume V_k of particle k resulting from the coagulation of particles i and $j = 1 \dots k$ obeys

$$V_i + V_j = V_k \quad V_i \leq V_j < V_k. \quad (1.7)$$

The reaction is arbitrarily built so that the i^{th} particle is always the smallest one. From this assumption, the coagulation reaction can be written as $V_i + V_j \Rightarrow V_k$, while fragmentation is $V_k \Rightarrow V_i + V_j$ (Fig. 4). However, in the case of a nonlinear size discretization, this rule might be violated and this situation is discussed in Sect. 1.3.6.

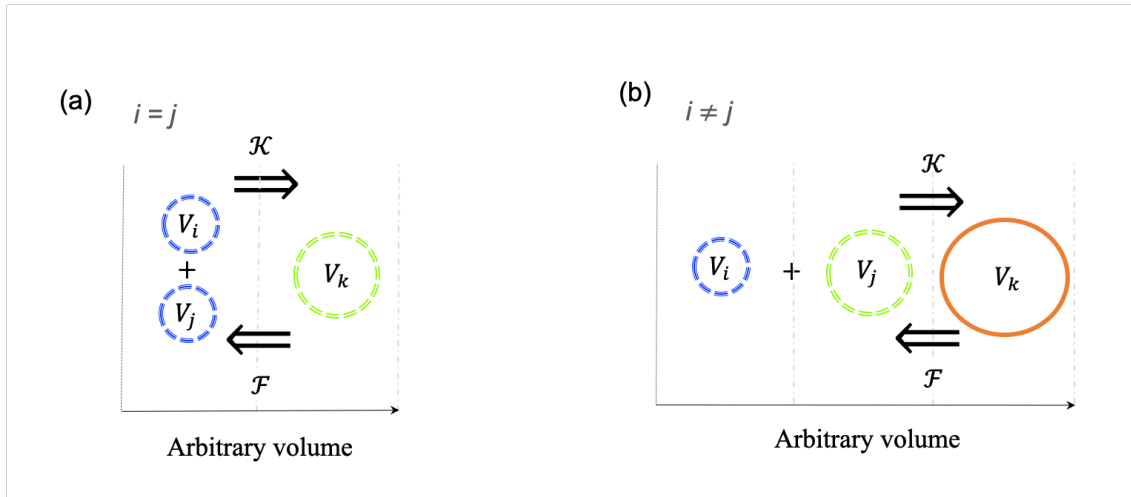


Figure 4: Schematic representation of coagulation \mathcal{K} and fragmentation \mathcal{F} reactions between triplets of particles in a linear size discretization. Coagulation is the process by which two particles with indices i and j collide and stick together to form a third, larger one with index k . Fragmentation is the opposite process by which a particle k breaks into two smaller ones i and j . Size bounds are shown by vertical dashed grey lines. Reactions involving two small particles (a) from the same size bin ($i = j$) and (b) from two different size bins ($i \neq j$) are shown.

In this model, the rules described above for particles will be applied on the bins discrete spectrum of Eq. (1.5). For example, in a coagulation reaction implying a given triplet of bins (i, j, k) , the rate of change of the concentration in i will depend on that of j , and they will jointly prescribe the rate of change of k . Such a reaction for a triplet of bins can be interpreted as multiple reactions for triplets of particles, that can be found in their respective bins (i, j, k) . For a reaction implying a given triplet of bins (i, j, k) , the evolution of the concentration in each bin is described by the following set of differential equations:

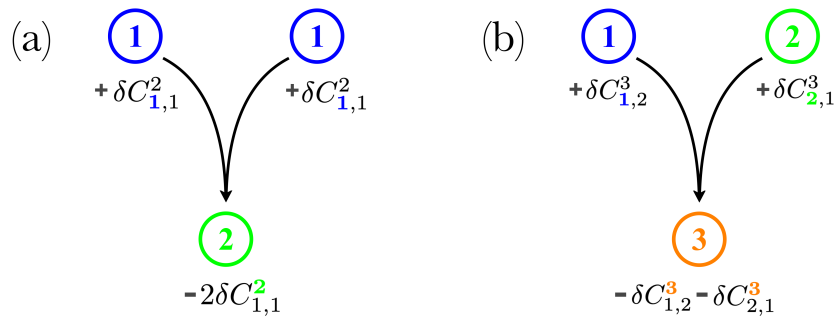
$$\frac{dC_i}{dt} = \delta C_{i,j}^k \quad ; \quad \frac{dC_j}{dt} = \delta C_{j,i}^k \quad ; \quad \frac{dC_k}{dt} = -\delta C_{i,j}^k - \delta C_{j,i}^k . \quad (1.8)$$

$\delta C_{i,j}^k$ is a triplet operator that represents both coagulation and fragmentation reactions acting on a given bin :

$$\begin{aligned} \delta C_{i,j}^k &= \delta C_{i,j}^k = \frac{1}{2} \left(- \mathcal{K}_{ij} n_i n_j \mathcal{N}_i + \mathcal{F}_{ij} n_k \mathcal{N}_k \right) \\ \delta C_{j,i}^k &= \delta C_{j,i}^k = \frac{1}{2} \left(- \underbrace{\mathcal{K}_{ij} n_i n_j \mathcal{N}_j}_{\text{Coagulation}} + \underbrace{\mathcal{F}_{ij} n_k \mathcal{N}_k}_{\text{Fragmentation}} \right). \end{aligned} \quad (1.9)$$

A bold index indicates the bin on which the reaction applies (see also Fig. 5 for a visual explanation of this convention). By construction, of the total number of k particles involved in the reaction in Eq. (2.4), half of this number is associated with i and the other half with j (Fig. 5), which explains why we multiply all the terms in Eq. (2.5) by $1/2$. \mathcal{K} is the coagulation rate, while \mathcal{F} is the fragmentation rate. Coagulation has been studied extensively in previous works both in atmospheric (Pruppacher and Klett, 2010) and oceanographic contexts (Jackson, 2001). It may be decomposed in a combination of a sticking probability and three main collision mechanisms (Kiørboe et al., 1990; Ackleh, 1997; Engel, 2000; Jackson, 2001): Brownian motion, fluid velocity shear and differential settling. Fragmentation (\mathcal{F}) can be driven by biology, e.g. related to zooplankton activities such as grazing (Banse, 1990; Green and Dagg, 1997), and swimming behaviour (Dilling and Alldredge, 2000; Stemmann et al., 2000; Goldthwait et al., 2004), or driven by physics ,e.g. scales of turbulence (Alldredge et al., 1990; Kobayashi et al., 1999).

Coagulation



Fragmentation

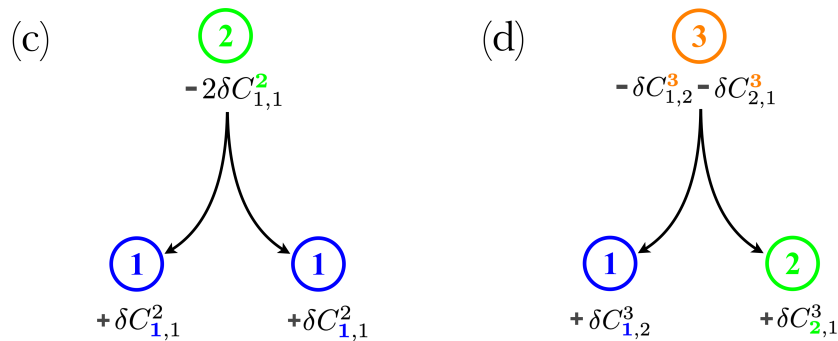


Figure 5: Examples of individual reactions for a triplet of bins: (a),(b) for coagulation only, assuming $\mathcal{F} = 0$ and (c),(d) for fragmentation only, assuming $\mathcal{K} = 0$ in Eq. (2.5). Panels on the left (a),(c) involve terms of the diagonal matrix $\mathbf{D}_{i=j}$ (Eq. 1.10), while panels on the right (b),(d) involve terms of the off-diagonal matrices \mathbf{B} (Eq. 1.11) and \mathbf{T} (Eq. 1.12) in Sect. 1.3.3. Different colours (blue, green and black) represent different size bins.

Table 1: Model variables and parameters.

Symbol	Description	Values	Units
C	Carbon concentration	-	mmolC m^{-3}
n	Particle number concentration	Tab. 2	$(\text{particle}) \text{ m}^{-3}$
\mathcal{N}	Particle carbon content	Tab. 2	mmolC
D	Particle equivalent spherical diameter	-	m
V	Particle volume	-	m^3
R	Reaction term	-	$\text{mmolC m}^{-3} \text{ s}^{-1}$
L_s	Size range (i.e. diameter or volume)	-	m or m^3
p	Size bin index	-	-
N	Total number of resolved size bin (i.e. resolution)	Tab. 2	-
λ_1	Coefficient for diameter to volume relation	2.8	-
λ_2	Exponent for diameter to volume relation	2.49 ^[a]	-
λ_3	Coefficient for volume to carbon content relation	1.09 ^[b]	-
λ_4	Exponent for volume to carbon content relation	0.52 ^[b]	-
λ_5	Coefficient for the resolution dependency function	0.99	-
λ_6	Exponent the resolution dependency function	-0.011	-
\mathcal{K}	Coagulation rate	Tab. 2	$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$
\mathcal{F}	Fragmentation rate	Tab. 2	s^{-1}
Δt	Time step	Tab. 2	s
C_T	Total initial concentration	100	mmolC m^{-3}
Ψ	Slope of the size distribution	-3 ^[c]	-

^[a] Jackson et al. (1997)

^[b] Alldredge (1998)

^[c] Li et al. (2004); McCave (1984)

1.3.3 Reaction matrices

Let us now consider a set of discrete bins (p) that are linearly incremented and have indices (i, j) running from 1 to N . By construction, this yields reactions for k ranging from $k = 2$ to $2N$ (i.e. $1 + 1$ to $N + N$). To account for the concentration evolution associated with all possible reactions, we define four matrices built from the triplet operator ($\delta C_{i,j}^k$) defined earlier, $\mathbf{D}_{i=j}$, $\mathbf{B}_{i,j}$, $\mathbf{T}_{j,i}$ and $\mathbf{F}_{i,k}$, referring to diagonal, bottom, top and final matrices, respectively.

Matrix $\mathbf{D}_{i=j}$ has dimensions $N \times N$ and accounts for reactions in which the two particles have the same size ($i = j$) (Fig. 5a,c):

$$\mathbf{D}_{i=j}[N \times N] = \begin{pmatrix} \delta C_{1,1}^2 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \delta C_{2,2}^4 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & \delta C_{N,N}^{2N} \end{pmatrix}. \quad (1.10)$$

The square brackets above indicate the matrix dimensions. Matrix $\mathbf{B}_{i,j}$ accounts instead for all reactions acting on i only (where $i < j$, Fig. 5b,d)

$$\mathbf{B}_{i,j}[N \times N] = \begin{pmatrix} 0 & 0 & \cdots & 0 \\ \delta C_{1,2}^3 & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \delta C_{1,N}^{N+1} & \delta C_{2,N}^{N+2} & \cdots & 0 \end{pmatrix}, \quad (1.11)$$

while $\mathbf{T}_{j,i}$ accounts for those acting on j only (where $j > i$, Fig. 5b,d)

$$\mathbf{T}_{j,i}[N \times N] = \begin{pmatrix} 0 & \delta C_{2,1}^3 & \cdots & \delta C_{N,1}^{N+1} \\ 0 & 0 & \cdots & \delta C_{N,2}^{N+2} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & 0 \end{pmatrix}. \quad (1.12)$$

The fourth matrix contains all the reactions acting on k , which has dimensions $N \times 2N$, and is given by

$$\mathbf{F}_{i,k}[N \times 2N] = \left(\begin{array}{cccccc} 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 2\delta C_{1,1}^2 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \delta C_{1,2}^3 & \delta C_{2,1}^3 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \delta C_{1,3}^4 & 2\delta C_{2,2}^4 & \delta C_{3,1}^4 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \delta C_{1,N-1}^N & \delta C_{2,N-2}^N & \delta C_{3,N-3}^N & \delta C_{4,N-4}^N & \dots & 0 \\ \hline \delta C_{1,N}^{N+1} & \delta C_{2,N-1}^{N+1} & \delta C_{3,N-2}^{N+1} & \delta C_{4,N-3}^{N+1} & \dots & \delta C_{N,1}^{N+1} \\ 0 & \delta C_{2,N}^{N+2} & \delta C_{3,N-1}^{N+2} & \delta C_{4,N-2}^{N+2} & \dots & \delta C_{N,2}^{N+2} \\ 0 & 0 & \delta C_{3,N}^{N+3} & \delta C_{4,N-1}^{N+3} & \dots & \delta C_{N,3}^{N+3} \\ 0 & 0 & 0 & \delta C_{4,N}^{N+4} & \dots & \delta C_{N,4}^{N+4} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 2\delta C_{N,N}^{2N} \end{array} \right). \quad (1.13)$$

In \mathbf{F} , the double line separates the resolved size range (above) from the unresolved one (below). The latter contains reactions involving particle sizes outside the resolved size range of the spectrum (i.e. reactions for which $k > N$).

1.3.3.1 The unresolved range

Solution strategies to parameterize reactions in the unresolved range must obey two basic rules: i) they must conserve the total concentration (C_T) in absence of external sources and sinks of particles and ii) they must limit the unbounded growth of the particle size due to coagulation. Here we propose a simple closure to account for the reactions in this range. In order to comply with conservation of the total concentration in the size range (L_s), at least one new bin must be added in which concentration fluxes in and out of the resolved range are stored. Moreover, in order to avoid unbounded growth of the size range due to coagulation,

this extra bin must not be allowed to further coagulate with itself or any of the other particles sizes. As such, all reactions that fall into the unresolved range will be accounted for in a single additional bin for which coagulation is prohibited but fragmentation back into the resolved range is allowed. This extra bin can thus be interpreted as an average of all the reactions in the unresolved range ($N < k \leq 2N$) and will be referred to as $k = \frac{3}{2}N$. Applying this to Eqs. (1.10)-(1.13) yields matrices with dimensions $[N \times N + 1]$:

$$((\mathbf{T}_{j,i} + \mathbf{D}_{j=i}) + (\mathbf{B}_{i,j} + \mathbf{D}_{i=j}))[N \times N + 1] = \begin{pmatrix} 2\delta C_{1,1}^2 & \delta C_{2,1}^3 & \cdots & \delta C_{N,1}^{\frac{3}{2}N} \\ \delta C_{1,2}^3 & 2\delta C_{2,2}^4 & \cdots & \delta C_{N,2}^{\frac{3}{2}N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \delta C_{1,N}^{\frac{3}{2}N} & \delta C_{2,N}^{\frac{3}{2}N} & \cdots & 2\delta C_{N,N}^{\frac{3}{2}N} \\ \hline 0 & 0 & \cdots & 0 \end{pmatrix}, \quad (1.14)$$

$$\mathbf{F}_{i,k}[N \times N + 1] = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ \Delta C_{1,1}^2 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ \Delta C_{1,2}^3 & \Delta C_{2,1}^3 & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \Delta C_{1,N-1}^N & \Delta C_{2,N-2}^N & \Delta C_{3,N-3}^N & \cdots & 0 \\ \hline \Delta C_{1,N}^{\frac{3}{2}N} & \sum_{j=N-1}^N \Delta C_{2,j}^{\frac{3}{2}N} & \sum_{j=N-2}^N \Delta C_{3,j}^{\frac{3}{2}N} & \cdots & \sum_{j=1}^N \Delta C_{N,j}^{\frac{3}{2}N} \end{pmatrix}, \quad (1.15)$$

where $\Delta C = 2\delta C$ when $i = j$ and δC otherwise, and $\mathcal{K} = 0$ in ΔC for $k = \frac{3}{2}N$. Equation (1.14) includes all reactions acting on either i or j , while Eq. (1.15) includes all reactions acting on k . Since the unresolved range only involves reactions acting on k , all the terms below the double

line in Eq. (1.14) are set to zero. Moreover, each term of the last row in Eq. (1.15) can be viewed as a sum over all the elements of a given column below the double line in Eq. (1.13). Note that, for simplicity, we choose to add only one extra bin in the unresolved range, but one could alternatively choose to add up to N bins in order to improve this parametrization.

1.3.4 Summary of all reactions

Based on the matrices (1.14 and 1.15) and specific reaction rules previously described, the reaction vector R_p , representing all the reactions for a given bin ($1 < p < N + 1$) is given by

$$\begin{aligned}
 R_p &= (\mathbf{T}_{j,p} + \mathbf{D}_{j=p}) \cdot \mathbf{U} + (\mathbf{B}_{i,p} + \mathbf{D}_{i=p}) \cdot \mathbf{U} - \mathbf{F}_{i,p} \cdot \mathbf{U} \\
 &= \underbrace{X_p + Y_p}_{- \text{Coag} + \text{Frag}} - \underbrace{Z_p}_{+ \text{Coag} - \text{Frag}}
 \end{aligned} \tag{1.16}$$

where \mathbf{U} is a unit vector with dimension $[N]$,

$$\mathbf{U} = \begin{pmatrix} 1 \\ \vdots \\ 1 \end{pmatrix}. \tag{1.17}$$

Coag and **Frag** in Eq. (1.16) are used to explicitly show the sign of the coagulation and fragmentation reactions from Eq. (2.5). In other words, coagulation is removing concentration from p in $X_p + Y_p$, while adding concentration to p in Z_p (and conversely for fragmentation). Equation (1.16) can be rewritten as a sum of the following series:

$$\begin{aligned}
 (\mathbf{p} = \mathbf{1}) : \quad & X_1 = \delta C_{1,1}^2 \quad ; \quad Y_1 = \sum_{j=1}^N \delta C_{1,j}^{j+1} \quad ; \quad Z_1 = 0 \\
 (\mathbf{1} < \mathbf{p} \leq \mathbf{N}) : \quad & X_p = \sum_{i=1}^p \delta C_{p,i}^{p+i} \quad ; \quad Y_p = \sum_{j=p}^N \delta C_{p,j}^{p+j} \quad ; \quad Z_p = \sum_{i=1}^{p-1} \Delta C_{i,p-i}^p \\
 (\mathbf{p} = \frac{\mathbf{3}}{\mathbf{2}}\mathbf{N}) : \quad & X_p = 0 \quad ; \quad Y_p = 0 \quad ; \quad Z_p = \sum_{j=N+1}^{2N} \sum_{i=j-N}^N \Delta C_{i,j-i}^{\frac{3}{2}N}
 \end{aligned} \tag{1.18}$$

where $\Delta C = 2\delta C$ when $p = 2i$ and δC otherwise. An example of a complete set of reactions with $N = 4$ and its additional bin $\frac{3}{2}N = 6$ is shown in Fig. 6.

Focusing on the resolved range only, Eqs. (1.16) and (1.18) can be combined to yield a discrete version of the generalized Smoluchowski equation (e.g. Smoluchowski, 1916; Hansen, 2018)

$$\begin{aligned} R_p &= \sum_{i=1}^N \Delta C_{p,i}^{p+i} - \sum_{i=1}^{p-1} \Delta C_{i,p-i}^p \\ &= - \sum_{i=1}^N \frac{1}{2} (1 + \delta_{ip}) (\mathcal{K}_{ip} n_i n_p \mathcal{N}_p - \mathcal{F}_{ip} n_{i+p} \mathcal{N}_p) + \sum_{i=1}^{p-1} \frac{1}{2} (1 + \delta_{ip}) (\mathcal{K}_{ip} n_i n_{p-i} \mathcal{N}_p - \mathcal{F}_{ip} n_{i+p-1} \mathcal{N}_p), \end{aligned} \quad (1.19)$$

where δ_{ip} is the Kronecker delta function that is equal to 1 for $i = p$ and zero otherwise. Notice that the above equation gives the rate of change of concentration, whereas the traditional formulation for the Smoluchowski equation is written in terms of the number of particles. Equation 1.19 can thus be reformulated in terms of the number of particles as:

$$\delta n_p = - \sum_{i=1}^N (\mathcal{K}_{ij} n_i n_p - \mathcal{F}_{ip} n_{i+p}) + \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{p-1} (\mathcal{K}_{ij} n_i n_{p-i} - \mathcal{F}_{ip} n_{i+p-1}). \quad (1.20)$$

The factor of 1/2 in the second term ensures that the combination of two particles yields a single larger particle. This is in contrast to the concentration, for which the combination is additive (see Eq. 2.4).

1.3.5 Robustness to resolution

For a discrete representation of the full size range, L_s , larger values of N imply higher resolution of the size spectrum. The total number of reactions of the system described above increases with the size of the reaction matrices, $N(N+1)$, which is nearly a quadratic function of resolution. On the other hand, coagulation and fragmentation are respectively quadratic

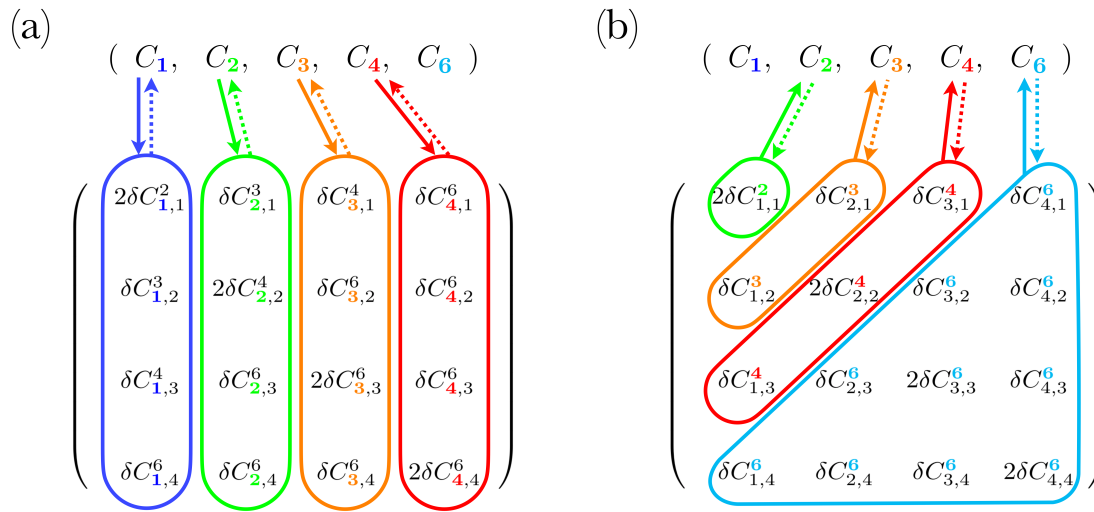


Figure 6: Example of a complete set of reactions applied to $N = 4$ size bins, with an additional class $\frac{3}{2}N = 6$. Concentration evolution vectors are shown on top with the four size bins defined by the size range, and the last one representing the size bin $\frac{3}{2}N$. Bottom matrices are modified versions of (a) $\mathbf{T} + \mathbf{B} + 2\mathbf{D}$ (Eq. 1.14) and (b) \mathbf{F} (Eq. 1.15). Coloured areas and arrows indicate an exchange with the concentration vector. Solid and dashed arrows indicate coagulation and fragmentation reactions, respectively.

and linear functions of concentration, as shown in Eq. (2.5). Since concentration is itself a quantity that depends on resolution (Eq. 1.5), an asymmetric response between coagulation and fragmentation to changes in resolution is expected.

In order to build an intuition on the effect of resolution on the reactions, consider a conservative system with a given total concentration, $C_T = \sum_{p=1}^N C_p$, and a linear size discretization such that both the particle content and concentration are constants given by $\mathcal{N}_p = 1$ and $C_p = C_T/N$, respectively. To further simplify, assume that the rates of coagulation and fragmentation are constants given by \mathcal{K} and \mathcal{F} respectively. For a conservative system, the sum of all reactions integrates to zero, i.e. $\sum_{p=1}^{N+1} R_p = 0$, such that C_T remains constant at all time. Since the sum of all reactions does not allow to keep track of the total concentration exchanged along the spectrum, we instead define from Eq. (1.16) the total reaction amplitude as

$$\begin{aligned} R_T &= \sum_{p=1}^{N+1} (X_p + Y_p) = \sum_{p=1}^{N+1} Z_p \\ &= \frac{1}{2} N(N+1) \left(-\frac{\mathcal{K}}{N} \left(\frac{C_T}{N} \right)^2 + \mathcal{F} \frac{C_T}{N} \right), \end{aligned}$$

and since $\mathcal{N} = 1$,

$$R_T = \underbrace{-\left(\frac{N+1}{N}\right) \frac{\mathcal{K}}{2} C_T^2}_{\text{Coagulation}} + \underbrace{(N+1) \frac{\mathcal{F}}{2} C_T}_{\text{Fragmentation}} \quad (1.21)$$

where the first term on the right-hand side is the total coagulation amplitude and the second term is the total fragmentation amplitude. In this simple example, dependence to resolution is revealed through the respective prefactors $\left(\frac{N+1}{N}\right)$ and $(N+1)$. It thus becomes obvious that fragmentation is more sensitive to resolution than coagulation. This result can be explained a posteriori if we notice that the total number of reactions is nearly quadratic with N , while the coagulation concentration is proportional to N^{-2} , cancelling most of the variation with N . In contrast, the fragmentation concentration is proportional to N^{-1} , which

yields a larger residual dependence on N . To counterbalance this dependence on resolution, the reaction terms are divided by their respective resolution-dependent coefficients such that

$$\begin{aligned} \delta C_{i,j}^k &= \delta C_{i,j}^k = \frac{1}{2} \left(- \left(\frac{N}{N+1} \right) \mathcal{K}_{ij} n_i n_j \mathcal{N}_i + \left(\frac{1}{N+1} \right) \mathcal{F}_{ij} n_k \mathcal{N}_k \right) \\ \delta C_{j,i}^k &= \delta C_{j,i}^k = \frac{1}{2} \left(\underbrace{- \left(\frac{N}{N+1} \right) \mathcal{K}_{ij} n_i n_j \mathcal{N}_j}_{\text{Coagulation}} + \underbrace{\left(\frac{1}{N+1} \right) \mathcal{F}_{ij} n_k \mathcal{N}_k}_{\text{Fragmentation}} \right). \end{aligned} \quad (1.22)$$

While the general case with non-constant contents and concentrations yields a similar qualitative dependence on N , this simple parametrization produces significant biases in the nonlinear experiment (E2) described in the Sect. 4.2. Thus, a more exhaustive study on robustness to resolution is needed in order to improve this parametrization, and solutions strategies are discussed in Sect. 4.3.

1.3.6 Nonlinear size spectrum

For simplicity, we chose to describe the above framework using a linear size discretization (i.e. where bins are equally distributed along the size range). However, this choice was arbitrary and we now generalize the framework to a nonlinear size discretization, which is a more natural choice for representing marine particles. A nonlinear size discretization can be seen as local variations of the resolution in the full size range. For example, for a given total number of bins, N , switching from a linear to a logarithmic spacing increases resolution for the small particles, while decreasing it for the large particles. Intuitively, this choice seems better suited to represent marine particles that have a wider variety of microscopic than macroscopic particles.

In this context, the main difference with the framework described in the previous sections is that volume conservation can be violated when using a nonlinear size spectrum; i.e. Eq. (1.7) is no longer valid. Although counterintuitive, this does not imply however that mass

conservation is necessarily violated. Consider, for example, a simple nonlinear discretization where bins are each separated by an order of magnitude ($1 \mu\text{m}^3$, $10 \mu\text{m}^3$, $100 \mu\text{m}^3$, etc.). Coagulation of particles belonging to bins $1 \mu\text{m}^3$ and $10 \mu\text{m}^3$ would ideally produce a particle size of $11 \mu\text{m}^3$. However, since $11 \mu\text{m}^3$ is much closer to bin $10 \mu\text{m}^3$ than bin $100 \mu\text{m}^3$ (the next larger bin), all the concentration associated with this reaction will fall into the $10 \mu\text{m}^3$ bin, thus violating volume conservation, yet conserving the concentration associated with the reaction. We thus modify Eq. (1.7) to allow that the resulting size of a coagulation reaction is not required to be strictly equal to the sum of the two reacting particles (and conversely for fragmentation), i.e.

$$V_i + V_j \leq V_{i+j}. \quad (1.23)$$

The main consequence of Eq. (1.23) is that it modifies the reaction matrices (1.14) and (1.15). In Eq. (1.14), only the k indices will be modified by a nonlinear discretization. In Eq. (1.15), the elements themselves will be redistributed on different rows of the matrix. For a logarithmic discretization that enhances resolution towards smaller particles, elements will be moved upwards in the F matrix as an increased number of reactions yield $V_i + V_j \neq V_{i+j}$. For example, $\delta C_{1,2}^3$ could be switched from the third row using a linear spectrum to $\delta C_{1,2}^2$ in the second row using a logarithmic spectrum. Conversely, elements will be moved downwards in the F matrix if a discretization that enhances resolution towards larger particles is chosen. Here, we do not explicitly write the matrix encompassing all possible cases since this would be unnecessarily complex. The construction of the reaction matrices (1.14) and (1.15) is done numerically at the beginning of our algorithm (see Gremion and Nadeau (2021)).

1.3.7 Application to a plankton ecosystem model

The framework presented here gives rise to N variables that together represent detritic particulate matter. Like other variables of plankton ecosystem models, these additional variables must be treated as Eulerian tracers submitted to diffusive and advective transport. In a typical three-dimensional OGCM, the evolution of the carbon concentration C_p (mmolC m^{-3})

belonging to the size bin p , is given by

$$\frac{\partial C_p}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{u}C_p) + \nabla \cdot (K\nabla C_p) - w_p \frac{\partial C_p}{\partial z} + \mathcal{S}_p - \mathcal{L}_p + R_p \quad (1.24)$$

where $\mathbf{u} = \hat{\mathbf{i}}u + \hat{\mathbf{j}}v + \hat{\mathbf{k}}w$ is the velocity field and $\nabla = \hat{\mathbf{i}}\frac{\partial}{\partial x} + \hat{\mathbf{j}}\frac{\partial}{\partial y} + \hat{\mathbf{k}}\frac{\partial}{\partial z}$. The terms on the right side are (i) the advective flux convergence, (ii) the diffusive flux divergence, with K the turbulent diffusivity, (iii) the background vertical advection due to the settling velocity w_p associated to size bin p , (iv) the sources and (v) the losses of detritic matter associated with other biogeochemical processes, and (vi) the reaction term, R_p , representing coagulation and fragmentation derived in this paper (Eq. 1.16). The three-dimensional velocity \mathbf{u} is provided by equations driving geophysical fluid dynamics. The vertical settling velocity, w_p , is here assumed constant for a given size, but can vary considerably from one size to another as it strongly depends on particle properties such as its volume, density and porosity. Therefore, C_p does not vary due to differential settling (divergence or convergence), but C_T can through the action of the reaction term, R_p . In order to focus uniquely on the reaction term, R_p , we do not solve Eq. (1.24) explicitly in this work and leave this for a subsequent study. In the following we use the simplified zero-dimensional form $\partial C_p / \partial t = R_p$ to investigate the robustness of the proposed framework on the resolution, N .

1.4 Numerical experiments

Two model configurations are set up to study detritic carbon concentration (C) dynamics experiencing coagulation and fragmentation reactions using the previously described model. The first configuration, named E1, uses a linear size discretization over the arbitrarily chosen range of 0 to 8 (Fig. 7a). The second configuration, identified as E2, uses a nonlinear size discretization that more realistically represents particle number distributions observed in the ocean, i.e. particle size from $D_1 = 1 \mu\text{m}$ to $D_N = 1 \text{cm}$ (Stemmann et al., 2004; Monroy et al., 2017), Fig. 7b). Each set of experiments within the configurations is performed using

two different numbers of size bins (N) in order to study the impact of resolution on the model. The high-resolution (HR) simulation uses $N = 400$ size bins, while the low-resolution (LR) simulation uses $N = 4$. An additional bin having an index value of $\frac{3}{2}N$ is added to represent the unresolved size range, which increases the total number of bins to $N = 401$ and $N = 5$, respectively. For each resolution, three simulations are performed: two simulations where coagulation (K) and fragmentation (F) are considered separately, and one simulation where they are combined (KF). In total, 12 simulations are performed with parameter values summarized in Tables 1 and 2.

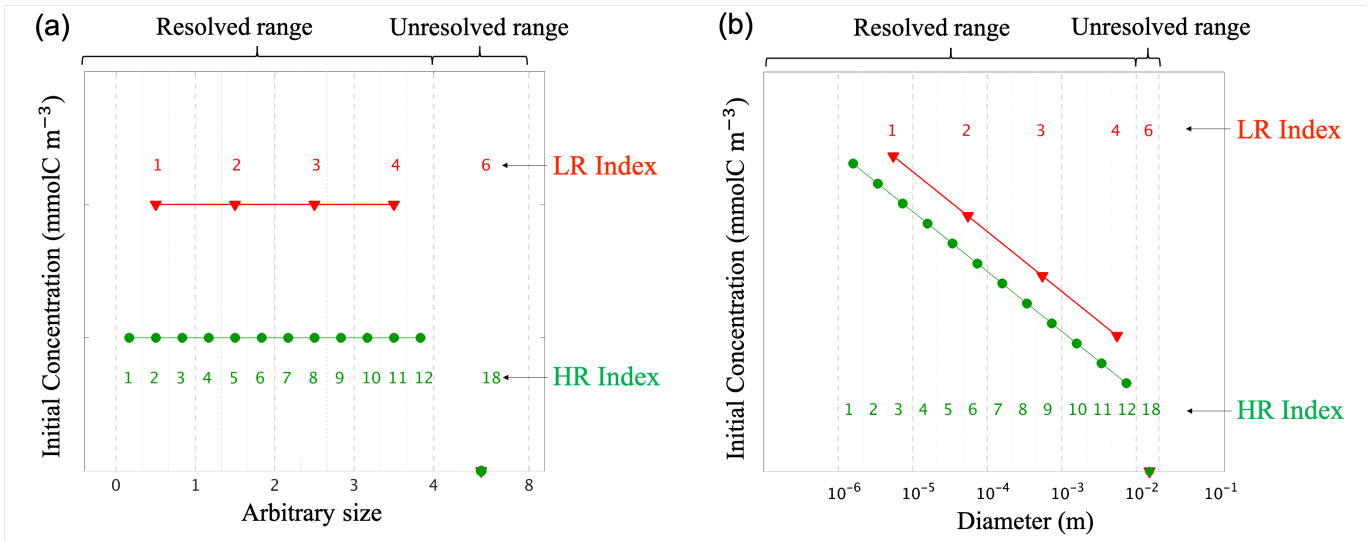


Figure 7: Initial conditions for (a) the linear size discretization (E1) and (b) the nonlinear size discretization (E2), for the two resolutions. The low resolution (LR), in red, has $N = 4$ size bins plus one unresolved size bin $\frac{3}{2}N = 6$, while the high resolution (HR), in green, has $N = 12$ size bins plus one unresolved bin $\frac{3}{2}N = 18$. This is an illustrative example as the HR simulations performed in this paper with $N = 400$. Size bin bounds are shown by vertical dashed grey lines. All simulations are initialized with the same total carbon concentration C_T (see Table. 1). The initial concentration is spread uniformly over the resolved range for E1-LR and E1-HR, and following a power law for E2-LR and E2-HR (see Table. 2). No concentration is initialized in the unresolved $\frac{3}{2}N$ size bin. As HR has more size bins than LR, concentrations values are consequently lower as determined by $C_p = \frac{C_T}{N}$ in E1. Concentrations are prescribed to the middle size value of a given bin.

Table 2: Numerical experiments and associated model configurations and parameters.

Run	Discretization	N	\mathcal{K} m^3s^{-1}	\mathcal{F} s^{-1}	\mathcal{N} mmolC	$n(D)$ $(\text{particle}) \text{m}^{-3}$	Δt s
E1-LR-K	Linear	4	6×10^{-3}	0		Uniform	86400
E1-LR-F	Linear	4	0	6×10^{-1}		Uniform	86400
E1-LR-KF	Linear	4	6×10^{-3}	6×10^{-1}		Uniform	86400
E1-HR-K	Linear	400	6×10^{-3}	0		Uniform	86400
E1-HR-F	Linear	400	0	6×10^{-1}		Uniform	86400
E1-HR-KF	Linear	400	6×10^{-3}	6×10^{-1}		Uniform	86400
E2-LR-K	Nonlinear	4	1×10^{-13}	0	Power law (Eqs. 1.4 and 1.26)		3600
E2-LR-F	Nonlinear	4	0	1×10^{-4}	Power law (Eqs. 1.4 and 1.26)		3600
E2-LR-KF	Nonlinear	4	1×10^{-13}	1×10^{-4}	Power law (Eqs. 1.4 and 1.26)		3600
E2-HR-K	Nonlinear	400	1×10^{-13}	0	Power law (Eqs. 1.4 and 1.26)		3600
E2-HR-F	Nonlinear	400	0	1×10^{-4}	Power law (Eqs. 1.4 and 1.26)		3600
E2-HR-KF	Nonlinear	400	1×10^{-13}	1×10^{-4}	Power law (Eqs. 1.4 and 1.26)		3600

1.4.1 Initialization

For each configurations, all experiments are initialized from a reference distribution at very high resolution (i.e. $N^\dagger = 4000$ bins) that is meant to represent an ideal distribution. This discretization is indicated by the symbol \dagger . The total carbon concentration is set to $C_T = 100 \text{ mmolC m}^{-3}$, and initial concentrations, $C_p(t = 0)$, are then initialized for HR and LR by integrating on the reference distribution using a discrete version of Eq. (1.3)

$$C_p = \frac{1}{\Delta V_p} \sum_{V_q=V_p}^{V_q=V_{p+1}} C_q^\dagger \Delta V_q \quad p = 1, \dots, N. \quad (1.25)$$

where p refers to indices of the HR and LR discretizations and q to indices of the reference distribution. For HR and LR in configuration E1, the initial carbon concentration of the reference is uniform (i.e. $C_p^\dagger = \frac{C_T}{N^\dagger}$) as for the particle carbon content ($N_p = 1$). The chosen time step is $\Delta t = 86400 \text{ s}$ and it is run for one time step.

In E2, the reference is initialized with a power-law-distributed carbon concentration of the form (McCave, 1984; Li et al., 2004)

$$n(D) \sim D^{-\Psi} \quad (1.26)$$

where n is the number of particles of diameter D and Ψ is the slope of the distribution, by connecting with Eq. (1.5). Unlike in E1, particle carbon content is set to a size-dependent function following Eq. (1.4). HR and LR initial carbon concentration distributions are then obtained following Eq. (1.25), and the model is integrated for a day with a time step $\Delta t = 3600 \text{ s}$.

In both configurations (E1 and E2), in order to compare results from both simulations and assess the resolution dependence of the model, HR carbon concentrations are mapped to the LR discretization following Eq. (1.25). Moreover, in order to simplify the problem and to focus only on the resolution dependence of the framework, coagulation and fragmentation

rates, \mathcal{K} and \mathcal{F} respectively, are set to constant values (Table 2).

1.5 Results and discussion

1.5.1 Linear discretization

Figure 8 shows the results from the linear size discretization (E1), for both LR and HR simulations and for coagulation and fragmentation considered separately as well as simultaneously.

Starting with initial uniform carbon concentration distribution, coagulation leads to a reduction of C_p in small size bins and an increase in larger ones for both LR and HR, resulting in a linearly increasing distribution of C_p over the resolved size range ($p = 1$ to N , Fig. 8a,b). The largest accumulation of C_p appears in the unresolved size range ($p = \frac{3}{2}N$) for both LR and HR simulations. Notice that the carbon concentration in the unresolved bin of the HR experiment is divided by a factor of 100 in order to fit in the y scale. However, a smaller amount of particles end up in this range in the HR simulation compared to the LR (Fig. 8c), which is associated with larger final concentrations C_p in the resolved range for HR since the model is conservative by design. The final carbon concentration distributions are nonetheless very similar considering the very large difference in the number of bins between LR and HR.

In contrast with coagulation, fragmentation yields a reduction of C_p in larger size bins to the benefit of an increase in the small ones (Fig. 8d-f). Only very small differences of C_p are noticeable between LR and HR over the resolved range (Fig. 8f), suggesting that fragmentation is very weakly dependent on the size range resolution when a linear discretization is used. As the unresolved range is initialized to zero, and fragmentation does not allow particle to increase in size, $C_{\frac{3}{2}N}$ remains zero for both simulations.

When both reactions are combined and act simultaneously, they nearly compensate each other in small size bins in both simulations (Fig. 8g,h) but to a greater extent in the

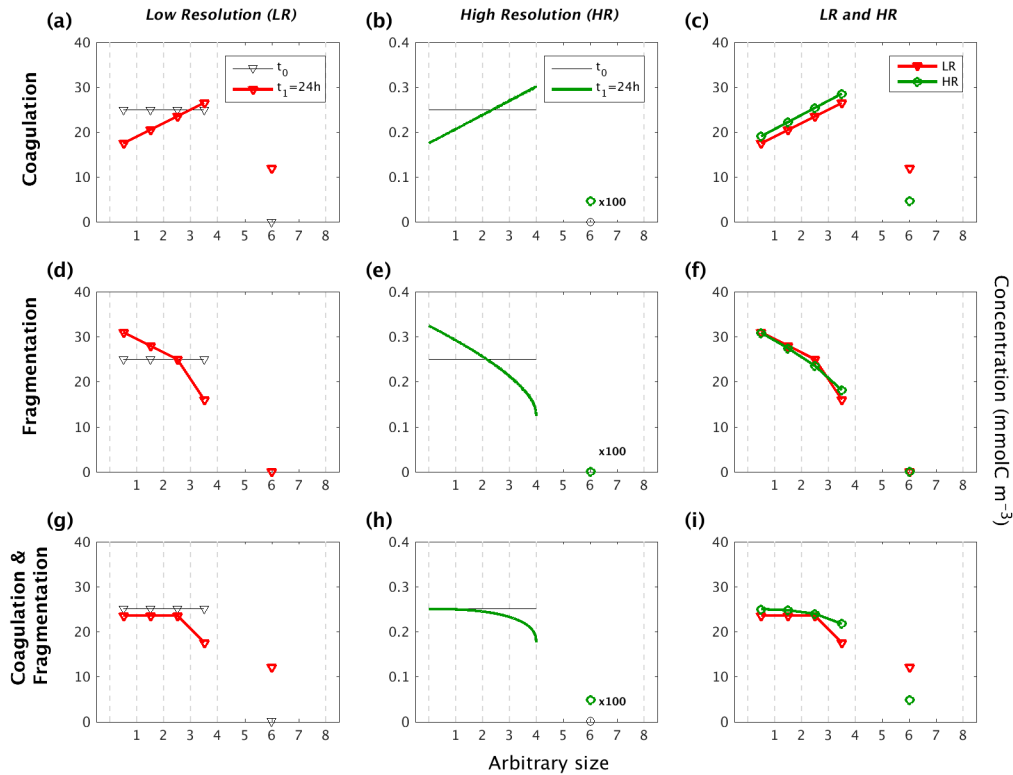


Figure 8: Evolution of the carbon concentration distribution over the size range in the linear size discretization configuration (E1) as function of the arbitrary size. Our three sets of reaction simulations are represented : coagulation only (a-c), fragmentation only (d-f) and when both reactions are combined (g-i). The left column (a, d, g) represents our LR setup, the middle column (b, e, h) the HR one and the right column (c, f, i) the comparison of the HR carried back to LR (see Eq. 1.25 in Sect. 1.4.1 for details). Y-abcissas are different between our resolutions and are set to allow an easy comparison. For each panel, the initial time step t_0 is in black and the final time step $t_1 = 24$ h appears in red for LR and in green for HR. As it is the linear size discretization configuration, the LR resolved bins indexes equal the arbitrary size. Solitary points represent the size bin $\frac{3}{2}N$ for both resolutions, as they represent the average of a larger number of size bins (LR: 5 to 8, and HR : 401 to 800) than the ones in the resolved range. Notice that the final carbon concentration in the unresolved bin of the HR experiment is divided by a factor of 100 in order to fit in the y scale. As detailed in the methods (Sect. 1.3.3.1), both coagulation and fragmentation reactions occur in the resolved range but only fragmentation occurs in the unresolved range. For further details, refer to the legend of Fig. 7.

HR case. For larger size bins however, fragmentation seems to operate nonlinearly and more strongly than coagulation, leading to a smaller carbon concentrations related to large particles compared to the initial value. The comparison (Fig. 8i) shows a significantly greater C_p in each resolved size bins for HR compared to LR, but it is the inverse for the unresolved range. This is explained by the asymmetry that exists in the mathematical formulation of coagulation and fragmentation (Eq. 2.5), with the former being a quadratic function of concentration while the latter is a linear function. Overall, despite the fact that coagulation and fragmentation do not compensate for each other, which is not a prerequisite in the model, the dependence on the number bins for a given range of particle sizes is quite weak when using a linear discretization.

These results demonstrate that in a linearly size discretized configuration, the model is reasonably independent of the resolution when coagulation and fragmentation are used independently or combined (Fig. 8). They show however the importance of considering the unresolved size range in the model design, which guarantees mass conservation and unbounded growth due to coagulation.

1.5.2 Nonlinear discretization

We now consider the results from the nonlinear size discretization model (E2), shown in Figs. 9 and 10. Recall that instead of a uniform C_p distribution, the model is initialized with a distribution that is exponentially decreasing over a size range from 10^{-6}m to 10^{-2}m , thus spanning 4 orders of magnitude (Eq. (1.26), Table 2). In this case, results differ as a function of resolution for the reactions taken separately or combined. All LR simulations (K, F and KF) react more strongly than the HR ones.

Focusing first on the resolved range in the coagulation-only experiment, we observe a diminution of C_p in the smaller size bins and an accumulation in the larger size bins in LR simulation (Fig. 9a). However in HR, this distribution pattern is limited to a small range

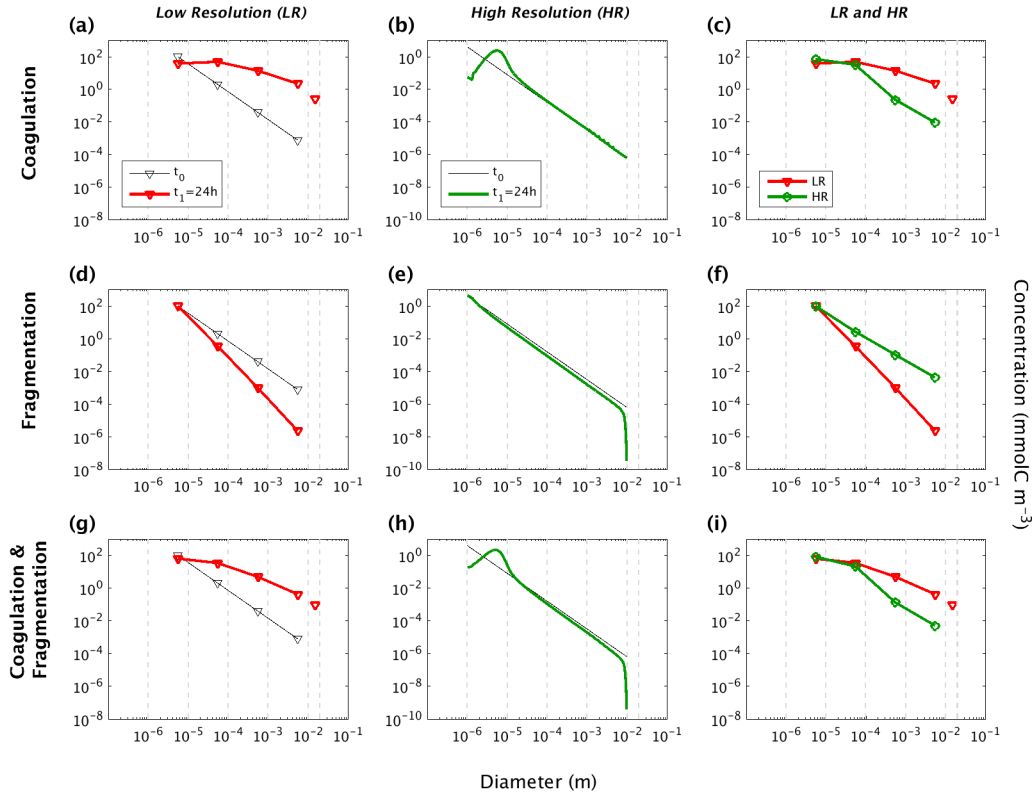


Figure 9: Evolution of the carbon concentration distribution over the size range in our nonlinear size discretization configuration (E2) as function of diameters. Our three sets of reaction simulations are represented : coagulation only (a-c), fragmentation only (d-f) and when both reactions are combined (g-i). The left column (a, d, g) represents our LR) setup, the middle column (b, e, h) the HR one and the right column (c, f, i) the comparison of the HR carried back to LR (see Eq. 1.25 in Sect. 1.4.1 for details). Y-abcissas are different between our resolutions and are set to allow an easy comparison. For each panel, the initial time step t_0 is in black and the final time step $t_1 = 24$ h appears in red for LR and in green for HR. Solitary points represent the size bin $\frac{3}{2}N$ for both resolutions, as they represent the average of a larger number of size bins (LR: 5 to 8, and HR : 401 to 800) than the ones in the resolved range. Notice that the final carbon concentration in the unresolved bin of the HR experiment is divided by a factor of 100 in order to fit in the y scale. As detailed in the methods (Sect. 1.3.3.1), both coagulation and fragmentation reactions occur in the resolved range but only fragmentation occurs in the unresolved range. For further details, refer to the legend of Fig. 7.

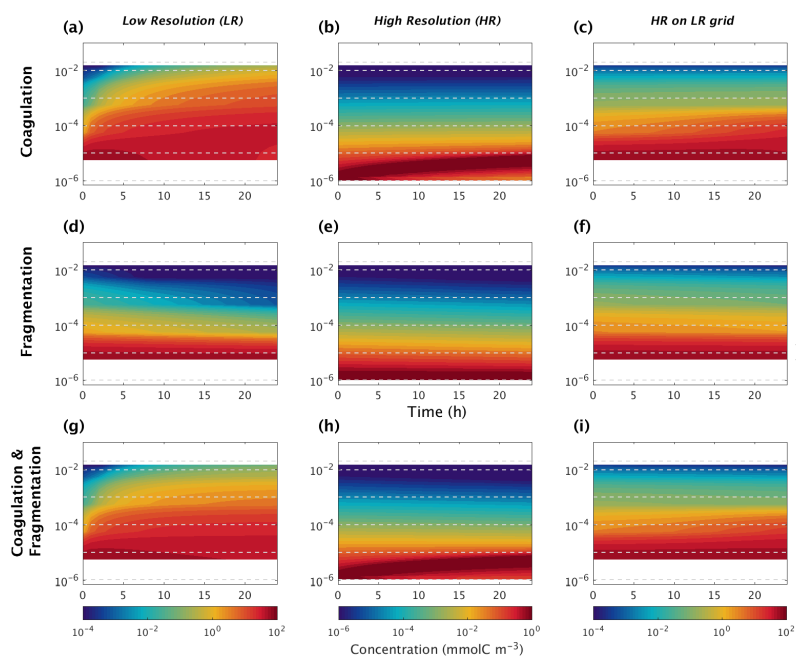


Figure 10: Hovmöller plots of carbon concentration as a function of particle diameter over a 24 hours period for the nonlinearly discretized configuration (E2). Simulations for coagulation and fragmentation considered separately (on top and middle lines respectively) and combined (on bottom line), and for LR (left column) and HR (middle column), are shown. The right column shows the HR when mapped to the LR grid. Note the logarithmic scale for the vertical axis representing particle diameter (m) and for the colour scale representing carbon concentrations (mmolC m^{-3}). Concentration value scales are different between our resolutions and are set to allow an easy comparison. Dashed lines represent the bounds of each LR size bin. Dealing with size spectrum logarithmic scale, middle size bin concentration value will induce no concentration data in the lower bound of the first size bin in the LR (a, d, g) and for the HR mapped to the LR grid (c, f, i).

of sizes between 10^{-6}m and 10^{-4}m (Fig. 9b). In addition, no significant accumulation of concentration is observed in the largest size bins, and by extension neither into the unresolved range ($p = \frac{3}{2}N$). This leads to a difference of C_p regarding the larger size bins between LR and HR when mapped on the same grid (Fig. 9c), with the LR overestimating carbon concentration for larger size bins. Figure 10 shows the time evolution of the distributions of Fig. 9. In the LR case, the initial response (roughly 2 hours) is characterized by a fast timescale, followed by a slower response during the rest of the simulation (Fig. 10a). In contrast, in the HR case, the response is localized in the small size range and only the slower response is observed (Fig. 10b). While attenuated, these biases are still clearly visible when HR is remapped on LR (Fig. 10c).

Results for fragmentation only yield a similar biases between the LR and HR cases. Reactions are magnified in LR compared to HR (panels (d, e, f) of Figs. 9 and 10). When both reactions are combined, coagulation dominates over fragmentation to explain most of the observed changes in distribution of the LR simulation (Fig. 9g). In HR, both coagulation and fragmentation have localized effects on the smallest and largest size ranges (Fig. 9h). The comparison of HR versus LR shows a pattern that is similar to the comparison between resolutions for the coagulation reaction (Figs. 9i and 10i). This indicates that coagulation dominates over fragmentation, which is expected for an initial concentration distribution that is highly skewed towards small particles.

These simulations demonstrate that when using a nonlinear size discretization and a nonlinear initial carbon concentration distribution, the model behaviour is significantly dependent on resolution. To attenuate this dependence, which arises from the asymmetry between coagulation and fragmentation, we propose adding and tuning a penalty function that will compensate this difference as N varies.

1.5.3 Resolution dependency function

The residual dependence of the model to resolution in the nonlinear discretization arises mainly from the fact that the prefactors used in Eq. (1.22) are derived from a linear analysis, which yields an asymmetry between coagulation and fragmentation. To minimize the effect of this asymmetry, we propose multiplying both reaction terms by a resolution-dependent function $f(N)$ that is positive and monotonically varies between a value to be determined at low N and 1 for $N \rightarrow \infty$. For simplicity, we here assume an exponential function of the form

$$f(N) = 1 - \lambda_5 e^{-\lambda_6 N}, \quad (1.27)$$

with λ_5 and λ_6 positive constant parameters that were determined empirically (see Table 1).

Simulation results obtained with this correction factor (Figs. 11 and 12) show that both LR and HR simulations now agree much better. The LR simulation is the one that is the most impacted by this change (Fig. 11a,b,c), as $f(N = 400) = 0.9878$ and $f(N = 4) = 0.0526$. Comparing Fig. 9c,f,i with Fig. 11c,f,i, it is clear that a carefully chosen penalty function such as that in Eq. (1.27) can significantly reduce the error attributed to a number of size bins as low as four. The fundamental cause of the resolution dependency seems to be linked with the nonlinear size discretization, but it is not clear how the penalty function can be determined in a simple way from prior knowledge. Is this solely dependent on the choice of discretization, or is it also dependent on how particles are distributed along that spectrum? This remains an open question.

1.6 Summary

We have developed a new 0-D numerical model for representing coagulation and fragmentation as an interaction between three particles of arbitrary sizes. Particles are categorized in size bins that can be linearly or nonlinearly distributed along a given size spectrum. In the

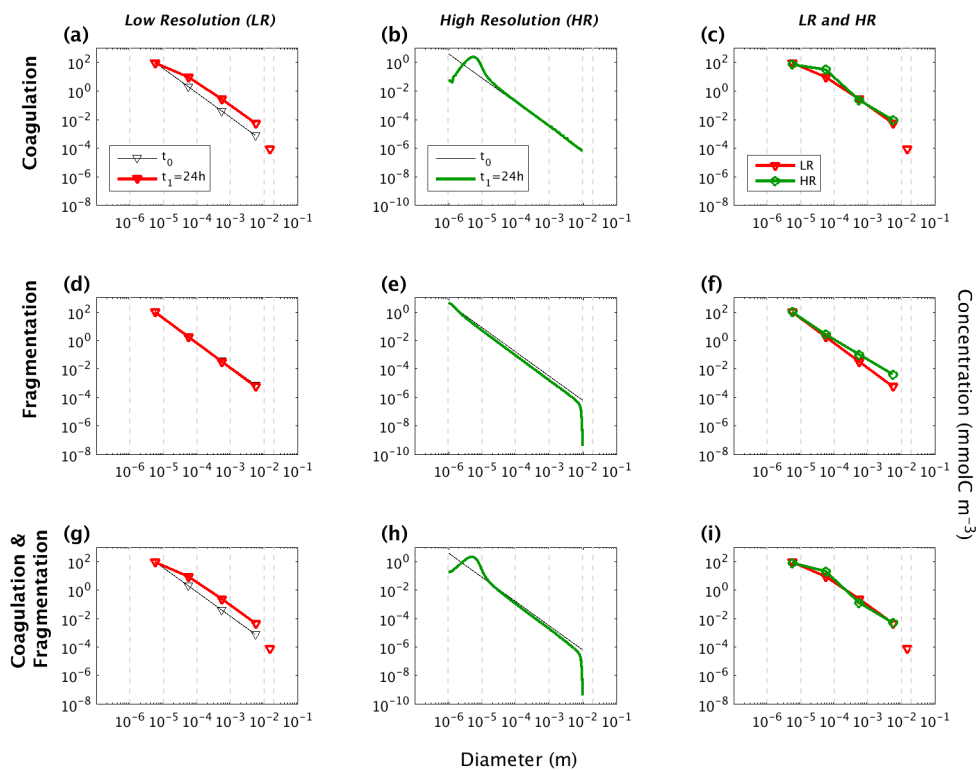


Figure 11: Evolution of the carbon concentration distribution over the size range in our non-linear size discretization configuration (E2) as function of diameters when the function reducing resolution dependency is implemented (Eq. 1.27). Our three sets of reaction simulations are represented : coagulation only (a-c), fragmentation only (d-f) and when both reactions are combined (g-i). The left column (a, d, g) represents our LR setup, the middle column (b, e, h) the HR one and the right column (c, f, i) the comparison of the HR carried back to LR (see Eq. 1.25 in Sect. 1.4.1 for details). For each panel, the initial time step t_0 is in black and the final time step $t_1 = 24$ h appears in red for LR and in green for HR. For further details, refer to the legend of Fig. 9.

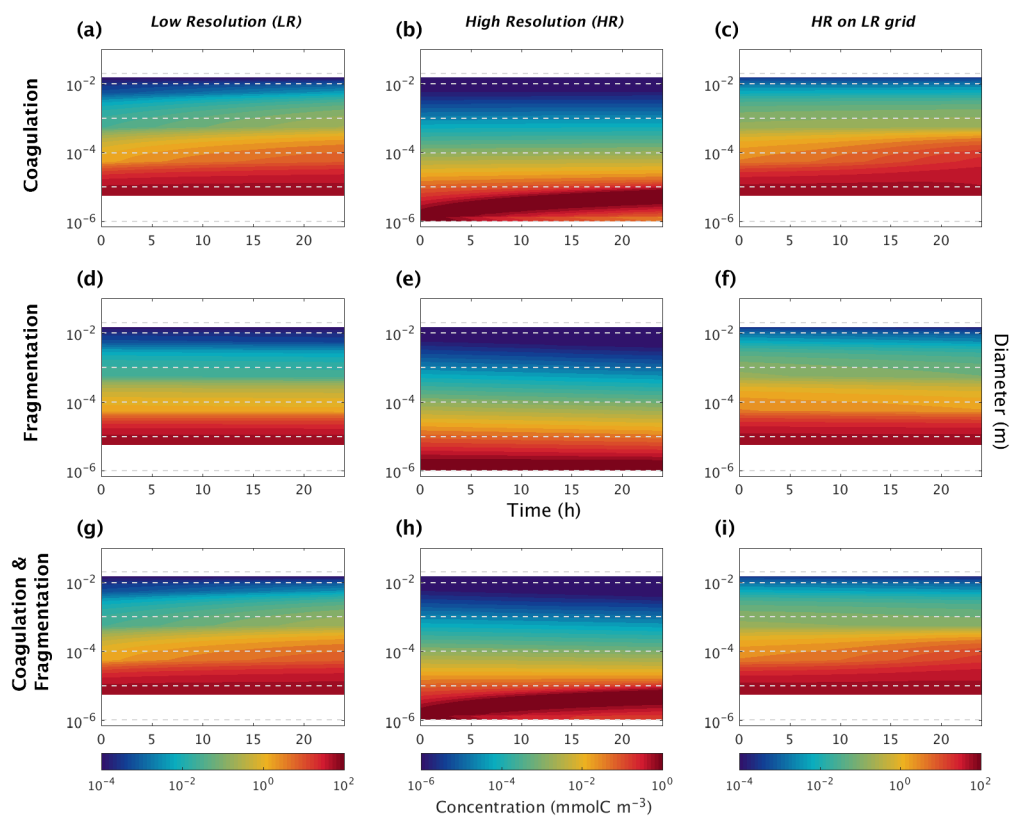


Figure 12: Hovmöller plots of carbon concentration as a function of particle diameter over a 24 hours period for the nonlinearly discretized configuration (E2) with the application of the function which attempt to reduce the dependency to the resolution of our model (Eq. 1.27). Simulations for coagulation and fragmentation considered separately (on top and middle lines respectively) and combined (on bottom line), and for LR (left column) and HR (middle column), are shown. For further details, refer to the legend of Fig. 10.

linear configuration, E1, the total volume of suspended particulate matter (i.e. the sum of the volume of all individual particles) is also conserved. However, this is not strictly the case in the nonlinear configuration, E2, because it can happen that two particles of two different size bins can end up in the same size bin as the biggest one. By construction, the total concentration of carbon carried by particles is conserved over the resolved and unresolved range. The unique arbitrary size bin $\frac{3}{2}N$ offers i) boundaries to avoid any exponential growth of the size range and ii) reduces falsified carbon concentration estimation in the larger size bins. When absent, accumulation of particles was observed (exploratory studies of our current work which are not shown). This caveat is present in models using the sectional approach, the solution of which is to increase the number of bins, as described by Burd (2013).

Coagulation has a quadratic dependence on particle number concentration participating to the reaction, while fragmentation has a linear dependence on the particle number concentration. The linear configuration has a very weak dependence on the size spectral resolution (number of size bins N for a given size range). The nonlinear configuration has a significant dependence to resolution. This dependence can be overcome by multiplying both reaction terms with a function $f(N)$ such that $f(N) \rightarrow 1$ when $N \rightarrow \infty$. However, further work is required to unearth what is causing the dependence, as the assumption made that reactions need to be divided by the inverse dependent resolution coefficient (Eq. 1.22) for both linear and nonlinear cases was partly wrong. The surmise that C_p will be equally distributed between the size bins (i.e. $C_p = \frac{C_T}{N}$) is not respected in the nonlinear case as distribution assigned is nonlinear over the size bins (Eq. (1.26), i.e. $C_p = C_T \frac{\Delta_p}{\sum \Delta_p}$) in addition to be coupled to a nonlinear size discretization. The presented attempt to rectify this wrong assumption via the elaboration of the function (Eq. 1.27) for the nonlinear case allows prospects to thrive and reassure that solutions exist. Despite this, the model succeeds in representing the evolution of the size of suspended particulate matter due to the simultaneous action of coagulation and fragmentation using a low number of size bins ($N = 4$). This is comparable to biogeochemical models of low (e.g. Fasham et al. (1990) with seven state variables or Neumann (2000) with nine) to moderate complexity (e.g. Aumont et al. (2015) with 24 prognostic variables, or Ward et al.

(2012) with more than 50). However, the sensitivity of our model outcomes to many arbitrary constant parameters needs to be profoundly investigated, as some of them may be size dependent and therefore vary along the size range. Such parameters are the coagulation rate and associated stickiness of particles (\mathcal{K} , Eq. 2.5) and the fragmentation rate (\mathcal{F} , Eq. 2.5). Other parameter values, such as the slope of the particle distribution (Ψ , Eq. 1.26) and parameters relying on the carbon content estimation of each particles (\mathcal{N} , Eq. 1.4), were chosen according to literature, determined through field or laboratory studies for specific geographic regions or ecosystem states. The total initial carbon concentration over the size range (C_T) will also require deeper investigation, as by acting jointly with other parameters it may affect reaction thresholds in the model, and the final outcomes and conclusions. Lastly, the role of coagulation and fragmentation reactions on the cell density behaviour along the size range will be required (Gregory, 1997) in the parameterization of the settling velocity for each detritic state variable implemented. This step will be required to incorporate the model in a 1-D environment coupled to physical fields. Ultimately, when reliably parameterized, this model will be coupled to an upper-trophic-level ecological model and OGCMs that will enable addressing further questions related to the fate of particle evolution with depth.

1.7 Conclusions

Through our approach, a balance between a low computational cost and a proximity to particulate organic matter ecological dynamics expected to be found in the ocean was fulfilled. This is a first attempt to fill the knowledge gap underlined by Boyd et al. (2019) by offering a model of particle transformations to incorporate in OGCMs. This work as well as the steps to come, will then offer new perspectives to estimate the downward carbon export in global models, as coagulation and fragmentation reactions will be characterized alongside of other known processes affecting the vertical flux of organic matter (e.g. grazing, remineralization). Thus, comparisons with previous studies will be possible to conclude on the influence to consider or not these often-ignored reactions on the estimation of the biological

pump's response to climate change.

ARTICLE 2

ACCURACY AND ROBUSTNESS OF A COAGULATION AND FRAGMENTATION PARAMETRISATION FOR MARINE PARTICLES UNDER REALISTIC CONDITIONS

2.1 Résumé en français

Le deuxième chapitre, ayant été sujet aux contraintes temporelles du dépôt de la thèse, a été principalement mené en étroite collaboration avec les Profs. Nadeau et Dumont de la conceptualisation, à la construction numérique et la rédaction. Il sera après quelques ajustements un article qui sera soumis au *Geoscientific Model Development*.

Ce deuxième article poursuit l'analyse des biais associés aux non-linéarités inhérentes du problème, soit celles associées au spectre de taille, mais également celles associées au contenu élémentaire en carbone des particules, à la distribution des concentrations ainsi qu'aux taux de réactions. Afin d'évaluer la robustesse du modèle, des simulations de référence à haute résolution ont d'abord été conçues dans un régime où le modèle peut être considéré comme indépendant de la résolution. À partir de ces expériences de référence, la résolution a été diminuée tout en modifiant la discrétisation le long du spectre. Les résultats démontrent qu'il existe une discrétisation qui minimise l'erreur par rapport à la référence et que cette discrétisation optimale peut changer en fonction de la pente spectrale, car la concentration est redistribuée le long du spectre. Des expériences de sensibilité supplémentaires devraient être menées pour tester une plus grande variété de régimes de paramètres. Cependant, ces travaux représentent une première étape positive vers une meilleure paramétrisation des processus de coagulation et de fragmentation dans les modèles de circulation générale océanique.

2.2 Introduction

The coagulation and fragmentation of particles are important processes controlling their size in the ocean (Burd, 2013; Briggs et al., 2020). Since particle sinking rates and the associated vertical flux of carbon and other elements strongly depend on particle size, these processes are of utmost importance for the biological carbon pump, which is the subject of many field (e.g. Alldredge and Gotschalk, 1989), laboratory (e.g. Jackson et al., 1995) and modeling studies (e.g. Burd and Jackson, 2002). Two broad categories of models have been developed for that matter. The first one consists in representing detritic particles using a relatively small number of variables with very broad size categories (e.g. small and large particles), characterized with different biogeochemical reactions with other ecosystem variables bins (Kriest, 2002). The low number of variables makes them easily applicable and incorporated into biogeochemical models coupled to ocean circulation models to improve predictions of vertical flux in the ocean at the global scale (Moore et al., 2002; Gehlen et al., 2006). The second category uses size spectral approaches in order to resolve changes related to the particle size distribution over a wide range of particle sizes, and outputs can be easily compared with size-spectra and related settling velocity size-distribution obtained from field or experiments (Jackson et al., 1995; Burd and Jackson, 2009). Burd (2013) underlines that even if the size spectrum approaches can incorporate detailed, size-dependent representations of relevant processes such as coagulation or fragmentation, they are generally computationally expensive which make them challenging to be used in large-scale biogeochemical models. The different approaches developed thus raise the question of how complicated does a model need to be (Kriest, 2017) especially to accurately represent particle coagulation and fragmentation events in the ocean while at the mean time respecting numerical limits.

Coupled physical-biogeochemical models of the ocean are important tools in the quest to understand the cycling of chemical and biological tracers such as nutrients and carbon (Khatiwala, 2007). The increasing sophistication and complexity of modern ocean general circulation models (OGCMs) have likely hindered their wide-spread use by the biogeochem-

ical community. Biogeochemical model, also became more sophisticated over the last decades, but still lack reliable and user friendly parameterisations to be commonly implemented to OGCMs. In the particular case of coagulation and fragmentation, their appropriate consideration in coupled OGCMs is highly dependant on the effort modelers invested to set up a link between the parameterisation they developed (e.g. size bins or spectra approaches) and the OGCMs. As it is generally not the main objective of biogeochemical modelers to pre-set this link, most of the current OGCMs, use constant parameters or depth-dependant functions (Gloege et al. (2017), e.g. exponential decay, Martin's curve, ballast hypothesis) to represent the actions of these processes upon the particles in the water column.

Among the attempts made to date, Gremion et al. (2021) investigated how the dynamics of the complete particles size spectrum undergoing coagulation and fragmentation events can be represented with a low number of size bins to be easily be coupled to OGCMs. Their efforts aimed at reducing the highly informative size spectrum model outputs to a reliable size bin one by being sure of the reliability of the results at the end. Their work did not fully investigate the robustness of this approach in the context of a realistic non-linear size spectra, as one may need to depict particles dynamic found in the ocean. Despite the awareness of non-linearities within ecosystems, many methods used to investigate ecological dynamics use the linear representation as default assumption. But nonlinear relationships are ubiquitous in ecology (Gil, 2013), and need to be fully apprehended in any modeling exercise.

Here we seek to extend the applicability of the discrete interactions model of Gremion et al. (2021) to the numerous non-linearities that are inherent to the problem. We do this by designing reference simulations that solve as accurately as practically possible the Smoluchowski (1916) equation, and by comparing with simulations with smaller resolutions for which the size discretization is not-uniform. In addition to this non-uniform size discretization, we also investigate the robustness of the framework to 1) the size-dependent particle carbon content, 2) the size-dependent coagulation and fragmentation rates and 3) the time step.

The outline of the paper is as follows. Section 2.3 poses the problem by briefly describing the model of Gremion et al. (2021) used. Section 2.3.1 provides a detailed review of the prior knowledge about coagulation and fragmentation rates while Section 2.3.2 explains how size discretization is dealt with. Section 2.4 presents and discusses the results of the sensitive analysis made. A summary of our main conclusions is given in section 2.5.

2.3 Model description

A complete and detailed description of the discrete interaction model is provided in Gremion et al. (2021), but the main aspects are recalled here. Marine particles are first classified using a size property s (it could be diameter (m) or volume (m^3)) in N size bins over a prescribed size range L_s . For each bin p , the carbon concentration C (in mmolC m^{-3}) is linked to the particle number concentration, n (in m^{-3}) by

$$C_p = n_p \mathcal{N}_p \quad p = 1, \dots, N, \quad (2.1)$$

where \mathcal{N} is the carbon content of a particle (in mmolC). In a closed system without sources and sinks of particles, the total concentration, $C_T = \sum_{p=1}^N C_p$, must be conserved. The time evolution of the concentration inside a given bin follows

$$\frac{dC_p}{dt} = R_p \quad p = 1, \dots, N, \quad (2.2)$$

where R_p represents all reactions occurring in p . The only reactions of interest here are coagulation and fragmentation, which by definition involve three particles (i, j, k). In a uniform volume discretization, the following additive rule applies

$$V_i + V_j = V_{i+j} = V_k \quad V_i \leq V_j < V_k. \quad (2.3)$$

For a given reaction between i , j , and k , the increment of concentration is described by:

$$\frac{dC_i}{dt} = \delta C_{i,j}^k \quad ; \quad \frac{dC_j}{dt} = \delta C_{j,i}^k \quad ; \quad \frac{dC_k}{dt} = -\delta C_{i,j}^k - \delta C_{j,i}^k . \quad (2.4)$$

$\delta C_{i,j}^k$ is a triplet operator that represents both coagulation and fragmentation reactions acting on a given bin :

$$\begin{aligned} \delta C_{i,j}^k &= \delta C_{i,j}^k = \frac{1}{2} \left(- \mathcal{K}_{ij} n_i n_j \mathcal{N}_i + \mathcal{F}_k n_k \mathcal{N}_k \right) \\ \delta C_{j,i}^k &= \delta C_{j,i}^k = \frac{1}{2} \left(- \underbrace{\mathcal{K}_{ij} n_i n_j \mathcal{N}_j}_{\text{Coagulation}} + \underbrace{\mathcal{F}_k n_k \mathcal{N}_k}_{\text{Fragmentation}} \right). \end{aligned} \quad (2.5)$$

The evolution of the concentration in each bin is then described by the Smoluchowski (1916) equation

$$\begin{aligned} R_p &= \sum_{i=1}^N \Delta C_{p,i}^{p+i} - \sum_{i=1}^{p-1} \Delta C_{i,p-i}^p \\ &= - \sum_{i=1}^N \frac{1}{2} (1 + \delta_{ip}) (\mathcal{K}_{ij} n_i n_p \mathcal{N}_p - \mathcal{F}_k n_{i+p} \mathcal{N}_p) + \sum_{i=1}^{p-1} \frac{1}{2} (1 + \delta_{ip}) (\mathcal{K}_{ij} n_i n_{p-i} \mathcal{N}_p - \mathcal{F}_k n_{i+p-1} \mathcal{N}_p), \end{aligned} \quad (2.6)$$

where δ_{ip} is the Kronecker delta function that is equal to 1 for $i = p$ and zero otherwise, \mathcal{K} and \mathcal{F} the coagulation and fragmentation rates respectively. For a set of discrete bins p running from 1 to N , the concentration evolution associated with all possible reactions between particles over the resolved size range lead to the formation of particles with a size that eventually falls outside the resolved size range of the spectrum (i.e. reactions for which $k > N$). Therefore, an additional bin is required to gather the product of all reactions that fall into this unresolved range. This bin is interpreted as an average of all the reactions in the unresolved range ($N < k \leq 2N$) and is referred to as $k = \frac{3}{2}N$ for which coagulation is prohibited but fragmentation back into the resolved range is allowed.

The total number of reactions of the system increases with the size of the reaction matrices as $N(N-1)$, where N here includes the bin $\frac{3}{2}N$. Since it is necessary to initialize the $\frac{3}{2}N$ bin with a certain concentration because fragmentation happens, N contains the unresolved

range. In a conservative system with a uniform size discretization, a constant particle content $\mathcal{N}_p = 1$ and a uniform concentration distribution given by $C_p = C_T/N$, the total reaction amplitude is given by

$$R_T = -\left(\frac{N-1}{N}\right)\frac{\mathcal{K}}{2}C_T^2 + (N-1)\frac{\mathcal{F}}{2}C_T, \quad (2.7)$$

where the first term on the right hand side is the total coagulation amplitude and the second term is the total fragmentation amplitude. This definition is different from the one used in Gremion et al. (2021), but it does not change the total reaction amplitude R_T , which is defined as the total concentration exchanged between all bins per unit time. To remove the dependence on resolution, each reaction term is normalized by the factors multiplying the total reactions such that

$$\delta C_{i,j}^k = \delta C_{i,j}^k = \frac{1}{2}\left(-\left(\frac{N}{N-1}\right)\mathcal{K}n_i n_j \mathcal{N}_i + \left(\frac{1}{N-1}\right)\mathcal{F}n_k \mathcal{N}_k\right) \quad (2.8)$$

$$\delta C_{j,i}^k = \delta C_{j,i}^k = \frac{1}{2}\left(-\left(\frac{N}{N-1}\right)\mathcal{K}n_i n_j \mathcal{N}_j + \left(\frac{1}{N-1}\right)\mathcal{F}n_k \mathcal{N}_k\right). \quad (2.9)$$

The broad question we want to address is to what extent this normalization makes the model robust with respect to non-uniform discretization when realistic parameters are used. Before moving on to the results, we provide a detailed review of the prior knowledge about coagulation and fragmentation rates that we will use (Sec. 2.3.1) and how size discretization is dealt with (Sec. 2.3.2).

2.3.1 Size-dependent rates

Coagulation rate

The coagulation rate (\mathcal{K} , m^3s^{-1}) encompasses two concepts, described in great detail by Jackson (2001), which are the probability of collision between two particles (the collision

kernel β_{ij} , $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) and the probability of the colliding particles to stick together (the stickiness α_{ij}). Mathematically it is expressed as a product of the two :

$$\mathcal{K} = \alpha_{ij}\beta_{ij}. \quad (2.10)$$

The collision kernel is described as the sum of three mechanisms, namely the Brownian motion (β_{Br}), the fluid velocity shear (β_{sh}) and the differential settling (β_{ds}) such that

$$\beta_{ij} = \beta_{\text{Br}} + \beta_{\text{sh}} + \beta_{\text{ds}}. \quad (2.11)$$

The coagulation kernel for Brownian motion describes the coagulation process due to the continuous random movement or diffusion of particles suspended in the water. The definition given by Burd and Jackson (2009) is

$$\beta_{\text{Br}} = \frac{2kT}{3\mu} \frac{(r_i + r_j)^2}{r_i r_j} \quad (2.12)$$

where $k = 1.38 \times 10^{-23}$ (J K^{-1}) is the Boltzmann constant, $\mu = 1.7 \times 10^{-3}$ (Pa s) the dynamic viscosity of seawater, $T = 273.15$ (K) the absolute temperature of water, and r_i and r_j the radii of particles i and j (m) (Pruppacher and Klett, 2010; Burd and Jackson, 1997; Burd, 2013; Jokulsdottir and Archer, 2016). For interacting particles of radius ranging from $0.5 \mu\text{m}$ to 0.5 cm the contribution of Brownian motion to the collision rate β_{ij} is low compared to the shear collision kernel (β_{sh} , Eq. 2.13) (not shown). β_{Br} does not vary over a range of water temperature found in the global ocean, i.e. from -2 to 25°C (not shown).

Hydrodynamics are known to significantly alter the collision frequency (Burd and Jackson, 1997). Burd (2013) explained that the choice of kernels for shear and differential settling depend on whether hydrodynamic interactions between the particles are ignored (rectilinear kernels) or taken into account (curvilinear kernels). In the following formulations curvilinear kernels were chosen, even if their use may lead to a lower prediction for collision frequencies (Burd and Jackson, 2009). The curvilinear coagulation kernel for turbulent shear is given by

Jackson (2001) as

$$\beta_{\text{sh}} = 9.8 \sqrt{\frac{\epsilon}{\nu}} \left(\frac{q^2}{1 + 2q^2} \right) (r_i + r_j)^3 \quad (2.13)$$

where

$$q = \frac{\min(r_i, r_j)}{\max(r_i, r_j)}, \quad (2.14)$$

with $\nu = 1.5 \times 10^{-6} \text{ (m}^2 \text{ s}^{-1}\text{)}$ the kinematic viscosity of seawater and the average turbulent kinetic energy (TKE) dissipation rate.

Considering a value of $\epsilon = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$, which represents weakly turbulent conditions (Alldredge et al., 1990; Takeuchi et al., 2019), the collision rate driven by turbulent flow is the kernel contributing the most to the collision rate between particles (Fig. 13a). It appears that by increasing the TKE dissipation rate ϵ above $1 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$, which is representative of strongly turbulent flow such as in tidally-dominated environments (Alldredge et al., 1990), the collision rate will increase exponentially for particles with radii ranging from $0.5 \text{ }\mu\text{m}$ to 0.5 cm (Fig. 13b).

Coagulation between particles of very different sizes will happen if the two particles settle at different speeds and if it is considered that the fluid flows only around the larger of the two particles. In such a case, small particles will flow around larger ones and may stick to them within their boundary layer (Burd and Jackson, 1997; Jackson, 2001; Burd and Jackson, 2009; Burd, 2013; Jokulsdottir and Archer, 2016). The coagulation kernel for this mechanism is given by Jokulsdottir and Archer (2016),

$$\beta_{\text{ds}} = \frac{\pi}{2} \min(r_i, r_j)^2 |w_i - w_j| \quad (2.15)$$

where w_i and w_j represent the settling velocities of particles. By definition, if two particles sink at the same speed, they do not coagulate via β_{ds} . As settling velocities are strongly dependent on particle size, β_{ds} will increase as the settling velocity of the particle i is higher than the one of particle j (Fig. 14). This underlines that differential settling rate is an important collision process for particles of dissimilar size (Burd and Jackson, 2009) and parameteriza-

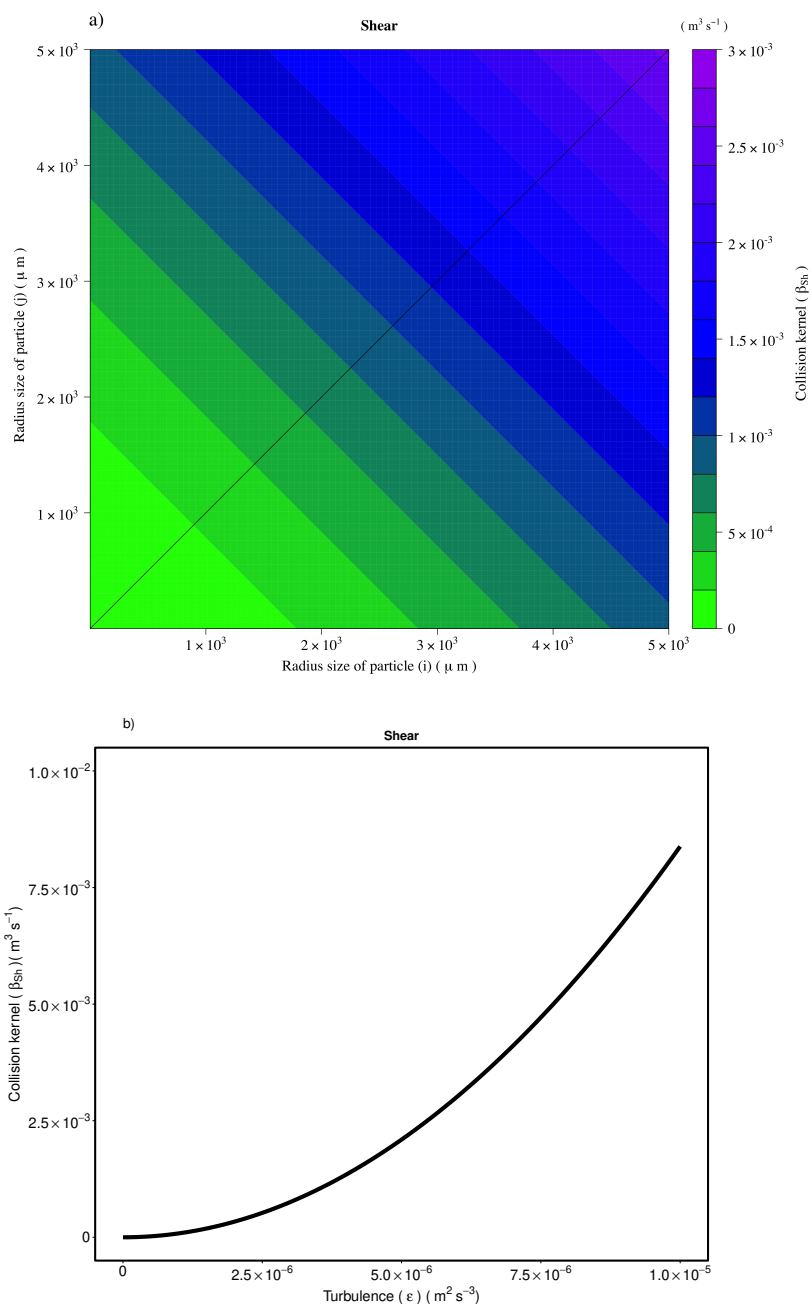


Figure 13: a) The shear kernel collision coefficient β_{sh} (Eq. 2.13) as a function of particle radius r_i and r_j , with a TKE dissipation rate value $\epsilon = 1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$. The diagonal line represents when particles have the same size ($i = j$). The colorbar is scaled to allow an easy comparison with Fig 14. b) β_{sh} as a function of TKE dissipation rate for $r_i = r_j$ and ranging from $0.5 \mu\text{m}$ to 0.5 cm .

tion of the settling velocity is crucial for further analysis. However as for Brownian motion, the collision kernel for differential sedimentation has a really low contribution to β_{ij} compared to the shear-induced collision rate (Fig. 13). As the present numerical experiments of this contribution run over no spatial dimension, β_{ds} is equal 0.

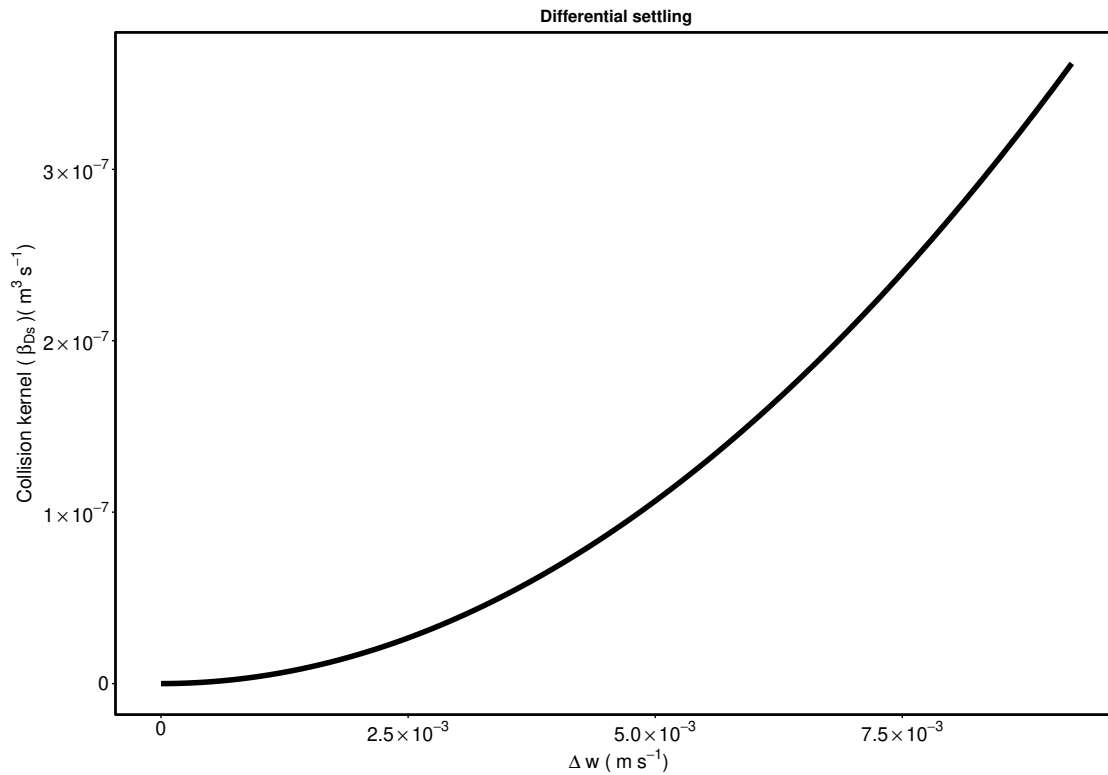


Figure 14: Differential settling kernel collision coefficient β_{ds} (Eq. 2.15) as a function of the differential settling between particles, for particles radius $r_i = r_j$ and ranging from $0.5 \mu\text{m}$ to 0.5cm .

While the collision rate between suspended particles can be predicted from fluid dynamics and radius difference between particles, the probability that these particles stick together upon collision to form a bigger one has hitherto not been quantified, and the phenomenon has only been anecdotally documented (Kiørboe et al., 1990). The rate of sticking once collided is called the stickiness $\tilde{\alpha}_{ij}$. It is the adhesion probability taking values ranging from 0 to 1 (Engel, 2000). In the ocean, stickiness may vary with growth rate and nutrient de-

pletion as well as with particles' concentration (Kiørboe et al., 1990; Ackleh, 1997; Takeuchi et al., 2019) and depth (Fakhraee et al., 2020). The stickiness coefficient between two particles is the average of the individual stickiness coefficients as suggested by previous authors (Dam and Drapeau, 1995; Kiørboe et al., 1990, 1994):

$$\tilde{\alpha}_{ij} = \tilde{\alpha}_{ji} = 0.5 (\tilde{\alpha}_{ii} + \tilde{\alpha}_{jj}). \quad (2.16)$$

In this parameterization, as the focus is not placed on any temporal and spatial variation of particles geometric properties, density or nature, the stickiness will be assumed as equal over the size range, and will be set to 1. Therefore, the coagulation rate between particles (\mathcal{K} , $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) is here

$$\mathcal{K} = \beta_{ij} \quad (2.17)$$

with $\beta_{ij} = \beta_{\text{Br}} + \beta_{\text{sh}}$. In this contribution the output of Figs. 20 and 21 are determined when the radii of the particles used to calculate \mathcal{K} comes from

$$r = \frac{1}{2} \left(\frac{V}{\lambda_1} \right)^{\frac{1}{\lambda_2}} \quad (2.18)$$

with the scaling factor $\lambda_1 = 0.25$ and the fractal dimension $\lambda_2 = 2.49$. With this consideration, \mathcal{K} is ranging from 2.2×10^{-17} to $2.63 \times 10^{-15} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ over the size range considered for a constant TKE and temperature.

Fragmentation rate

Fragmentation (\mathcal{F} , s^{-1}) of particles in the ocean is a process which can be biologically (\mathcal{F}_{bio}) or physically ($\mathcal{F}_{\text{phys}}$) driven. Biotic processes will be mainly constrained by the spatio-temporal distribution of organisms and particles. However abiotic processes will be mainly constrain by the relationship between turbulence level and the particles' diameter.

Biological fragmentation

Zooplankton is known to be responsible for fragmentation events through its (1) grazing activity (Banse, 1990; Green and Dagg, 1997; Van Der Jagt et al., 2020) or (2) by its swimming behavior nearby the particles (Dilling and Alldredge, 2000; Stemmann et al., 2000; Goldthwait et al., 2004). Zooplankton generally prefers to feed on small (20 to 50 μm) and fresh particles such as phytoplankton cells (Van Der Jagt et al., 2020). These particles are then expected to experience higher fragmentation rates than larger ones (Briggs et al., 2020). However, it has also been noticed in the literature that when zooplankton encounter larger particles, by either locomotion or drift, particles are rather fragmented than ingested, underlying that the probability of breaking large particles is higher than that of smaller ones (Fakhraee et al., 2020). Thereby, as the temporal ecological succession and vertical movements are not explicitly represented here, we chose a constant over time and over the size spectrum biological fragmentation (\mathcal{F}_{bio}) rate with a value that is between 0.03 and 0.27 d^{-1} . This range is chosen from Briggs et al. (2020) field study who investigated \mathcal{F}_{bio} through a field study in the ocean.

Physical Fragmentation

The breakup of an aggregate in a turbulent environment occurs when the hydrodynamic force acting on it exceeds its strength (i.e. the product of the number of contacts between clusters and the magnitude of the cohesive force between primary particles) (Kobayashi et al., 1999; Zahnw et al., 2011). The range of scales of turbulence that dissipate energy and have the potential to impact aggregates of the size range observed in the ocean (e.g. microns to centimeters) is called the universal equilibrium range. It has been separated into the inertial convection subrange ($\gg \eta$) in which the dynamic pressure is dominant, and the viscous dissipation subrange ($< \eta$) in which the viscous shear stress is dominant (Alldredge et al., 1990; Kobayashi et al., 1999).

These subranges are divided by the Kolmogorov length scale of turbulence (η), which is determined uniquely by the kinematic viscosity of the fluid (ν) and the rate of energy dissipation (ϵ) (Alldredge et al., 1990; Kobayashi et al., 1999; George, 2013),

$$\eta = \left(\frac{\nu^3}{\epsilon} \right)^{\frac{1}{4}}. \quad (2.19)$$

It sets the particles' size at which physical fragmentation occurs (Kapur, 2019; Pandya and Spielman, 1982; Spicer and Pratsinis, 1996; Takeuchi et al., 2019). Therefore, the particles maximum size decreases with higher turbulence levels (Fig. 15). Previous studies, such as the one of Takeuchi et al. (2019), focused on the turbulence effect on fragmentation, and underlined that it generally occurs on aggregate when $\epsilon > 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$. However, this level of turbulence is not commonly found in the ocean interior (Alldredge et al., 1990). By considering this value as the turbulence level within the numerical experiment, no physical fragmentation occurs for the size range of particles considered ($\mathcal{F}_{\text{phys}} = 0$, Fig. 15).

Therefore, the fragmentation rate (\mathcal{F} , s^{-1}) is expressed as

$$\mathcal{F} = \mathcal{F}_{\text{bio}} + \mathcal{F}_{\text{phys}}. \quad (2.20)$$

with $\mathcal{F}_{\text{bio}} = 1.74 \times 10^{-6}$ and $\mathcal{F}_{\text{phys}} = 0$ in this contribution.

2.3.2 Size discretization

The volume range of marine particles is extremely vast, roughly from 10^{-18} to 10^{-8} m^3 (Montagnes and Franklin, 2001). This broad range poses a fundamental challenge for the numerical representation of marine particles. Since the additive rule for volume, $V_i + V_j = V_{i+j}$, only applies for a uniform size discretization, one would require $N = 10^{10}$ bins to resolve the first decade of the spectrum (10^{-18} , 10^{-17}) with at least 10 points, which is impracticable. In order to circumvent this problem, a non-uniform discretization is needed. However, this

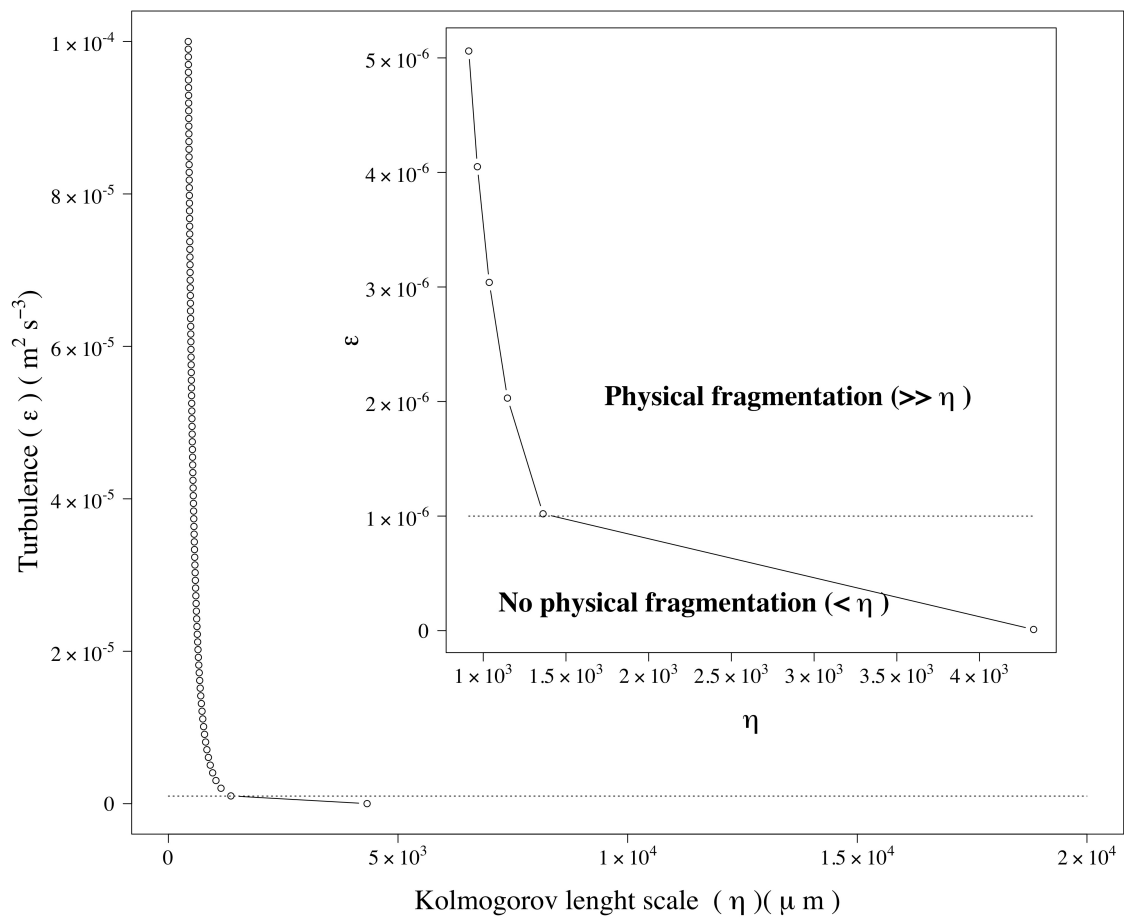


Figure 15: Kolmogorov length scale as a function of turbulence levels found within the ocean (Alldredge et al., 1990; Takeuchi et al., 2019). Dotted line refers to the turbulence level used ($\epsilon = 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-3}$).

solution implies that the basic additive rule at the heart of the framework breaks down. In other words, a given coagulation between two particles would not necessarily yield the sum of the two reacting particles: $V_i + V_j \leq V_{i+j}$.

In this study we will test the robustness of the model to a relaxation of the additive rule. In order to investigate the effect of the size discretization on the reactions, we need to define high resolution experiments that will be used as reference against which our sensitivity experiments can be compared. As mentioned above, such a reference for the full range covering ten orders of magnitude would require ten billion bins, which is numerically impracticable. We thus limit ourselves to a range of three orders of magnitude (10^{-14} to 10^{-11} m³), which allows using $N \sim 10^3$ as a reasonable high resolution for the reference simulations. Specifically, our reference experiments at high resolution with uniform spacing will use $N = 2001$ bins in order to have at least 20 points in the first decade of the range.

For the robustness experiments that allow for a smaller number of bins and a non-uniform discretization, we use an exponential stretching of the form

$$V_p = V_{\min} + (V_{\max} - V_{\min}) \left(\frac{e^{\alpha(p-1)/(N-1)} - 1}{e^\alpha - 1} \right) \quad p = 1, \dots, N \quad (2.21)$$

where α controls the stretching of the discretization over the size range $L_V = V_{\max} - V_{\min}$, with V_{\min} and V_{\max} the lower and upper bounds of the volume range, respectively. A positive value for α will increase the size spacing (decrease the resolution) for larger sizes bins, while a uniform discretization is obtained for $\alpha \rightarrow 0$.

Figure 16 shows the size spacing (resolution) as a function of the middle value of size bins obtained with Eq. (2.21) for different values of α , in a log-log scale. The linear (uniform) discretization shown in black strongly favors the large sizes and overlooks the small ones. The opposite situation is obtained when $\alpha \gg 0$. For any given volume range and number of bins, there exists an optimal discretization α_{opt} for which the distribution of points is uniform on a

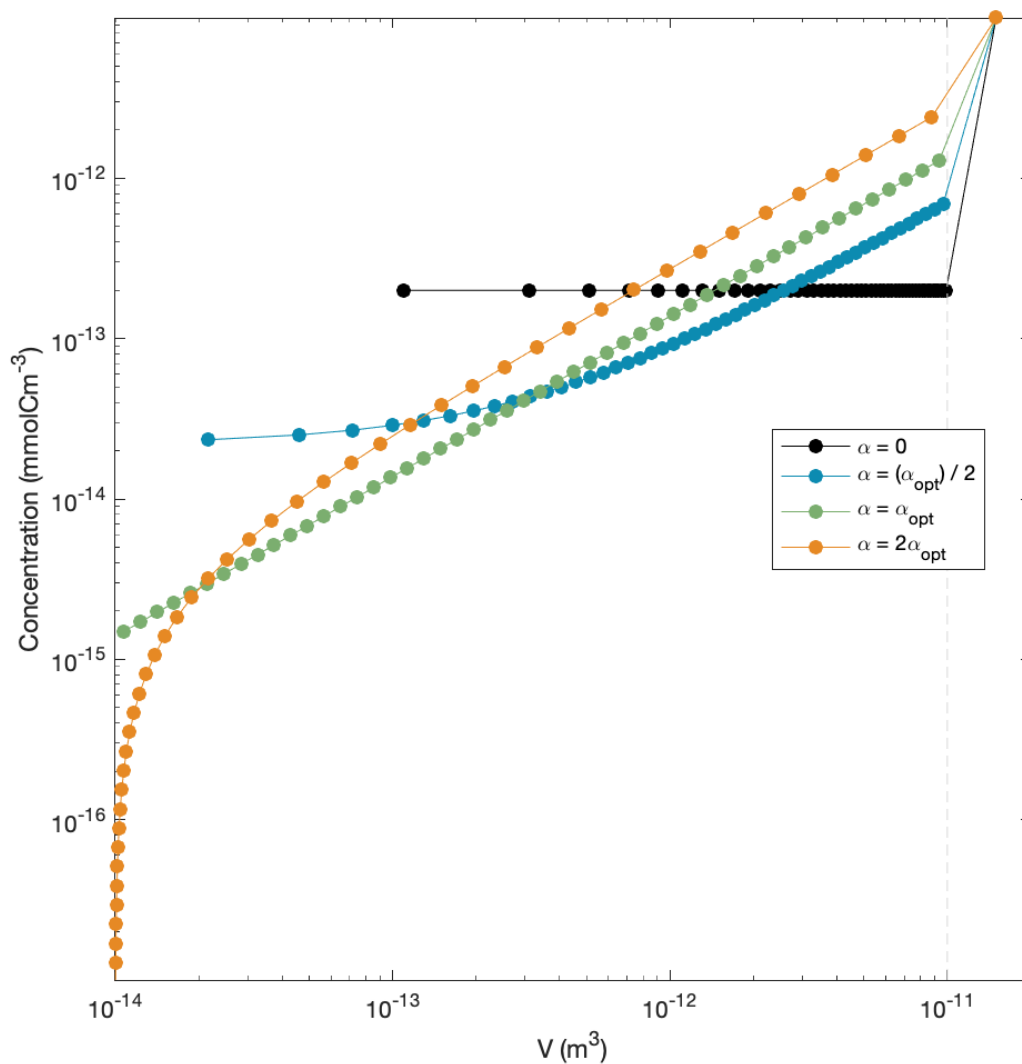


Figure 16: Representativity of an arbitrary number of size bins ($N = 51$) as function of the size discretization parameter α . Note that for $\alpha \rightarrow 0$, small particle's volume bins are less resolved than larger ones whereas for $\alpha \gg 0$ it is the otherway around. The vertical grey line represents the limit of the bin $\frac{3}{2}N$ which does not vary with the size discretization. In this example, $V_{\min} = 10^{-14} \text{ m}^3$, $V_{\max} = 10^{-11} \text{ m}^3$ and $\alpha_{\text{opt}} = 6.9$.

logarithmic scale. This is given by

$$\alpha_{\text{opt}} = 2.3 \log_{10} \left(\frac{V_{\text{max}}}{V_{\text{min}}} \right). \quad (2.22)$$

2.4 Results

2.4.1 Sensitivity to the concentration distribution

For the purpose of the demonstration, we now restrict our focus on the coagulation reaction only. Concentration's size distribution in the ocean follows a power law such that

$$C(V) \sim \mathcal{N}V^{-\Psi} \quad (2.23)$$

where V is the particle's volume and Ψ is the slope of the distribution of concentration in a logarithmic scale, which varies from -1.5 to 1 (Li et al., 2004; Dever et al., 2021) in the ocean. Figure 17a shows reference experiments using $N = 2001$ and $\alpha = 0$ for three given values of Ψ . Initial concentrations are in dashed lines, while solid dots show the final reaction after a time step of 3600 s. Figure 17b shows the reaction amplitude (R_T) normalized by the reference ($R_{T_{\text{ref}}}$) for sensitivity experiments varying the resolution for each of the three slopes. For $\Psi = 0$, the solution is independent of the resolution ($R_T = R_{T_{\text{ref}}}$). However, as soon as $\Psi \neq 0$, a dependence to the resolution arises. Figure 17c shows examples of final concentration for a slope $\Psi = -0.75$ for given values of resolution. The concentration is interpolated on a common low resolution grid using a non-uniform discretization α_{opt} in order to illustrate biases toward small volumes when the resolution is decreased. This behavior shows that constant size discretization induces significant biases at low resolution.

We now focus on a fixed slope ($\Psi = -0.75$) and investigate the dependence of the solution to both resolution and non-linear size representations. In order to compare experiments, the initial concentration of the reference ($N_{\text{ref}} = 2001, \alpha_{\text{ref}} = 0$) is first interpolated to a given

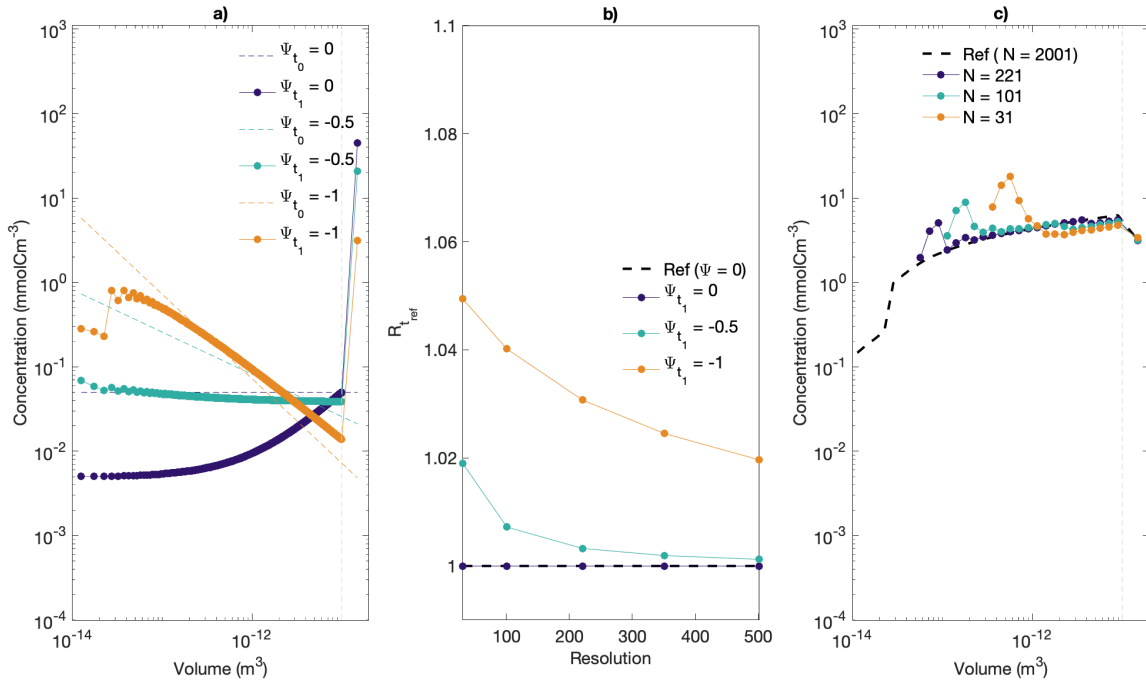


Figure 17: a) Distribution of concentration over the volume range for the reference (i.e. $N = 2001$ and $\alpha = 0$) at t_0 represented by the dashed lines and t_1 after the coagulation reaction for three different values of slope of the concentration distribution Ψ at t_1 . b) Amplitude of coagulation reaction for the reference as function of the resolution for the three values of Ψ . c) Distribution of the concentration at t_1 for $\Psi = -0.75$ for different values of N . Note that in c) results are all interpolated to an arbitrary resolution of $N = 31$ with $\alpha = \alpha_{opt}$ (Eq. 2.22) for comparison. We refer the reader to section 2.4.1 for a description of the interpolation procedure. In a) and c) the vertical dashed line represents the lower limit of the bin $\frac{3}{2}N$. Here a constant coagulation rate is used $\mathcal{K} = 5 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $\Delta t = 3600 \text{ s}$ for $N_t = 1$.

grid (N, α) on which reactions are performed. Figure 18 shows results for a set of experiments with varying N and α using the above procedure. Panel a) shows the normalized reaction amplitude $(R_T/R_{T_{\text{ref}}})$ using a logarithmic colorbar, while panels b) and c) show the same results as a function of N and α separately. Deviations from the reference are observed for most values of α as resolution is decreased. However, the solution is essentially independent of the resolution for a small range of α around the optimal logarithmic spacing (α_{opt}) shown by the dashed black line in panel a). In panel d), concentrations are interpolated on a common low resolution grid using a non-uniform discretization α_{opt} for comparison purposes. Experiments using α_{opt} (yellow and red) not only minimize biases for the total reaction amplitude (panels a-c) but also allow for a much more accurate representation of the small volume range in comparison to more uniform grid spacings, for which the resolution becomes coarse in the small volume range. This behavior is also confirmed in panel e), where anomalies compared to the reference are shown.

Figure 19 is similar to Figure 17 but using α_{opt} instead of a uniform grid spacing. Results show that the non-uniform grid spacing performs well for slopes approaching -1 but induces biases for smaller slopes. This suggests that there exists a value of α minimizing errors for any given slope, but that this value may change with the slope as the concentration is redistributed along the spectrum.

2.4.2 Sensitivity to size-dependent rates, carbon content and time step

In our journey towards realism, there is also a need to take into account and investigate the dependence of the reaction to the size-dependence of reaction to variation of the particles carbon content, \mathcal{K} and \mathcal{F} , and the chosen timestep. In the following, we define a new experiment including these three effects and refer to this case as the *realistic* setup. First, in the ocean the particle carbon content varies with size such as

$$\mathcal{N} = \lambda_3 V^{\lambda_4} \tag{2.24}$$

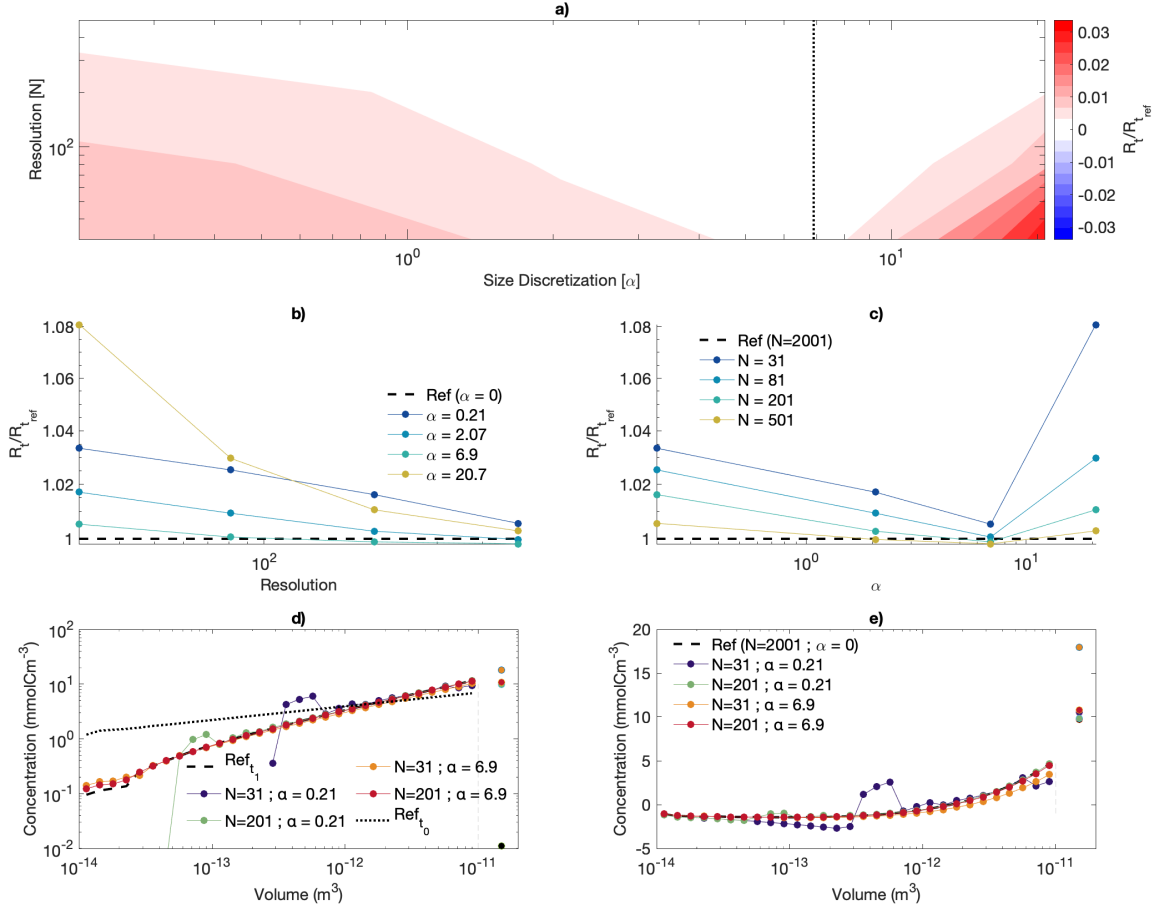


Figure 18: a) Total coagulation reaction amplitude R_T as a function of N and α normalized by the total coagulation reaction amplitude of the reference simulation $R_{T,ref}$, that uses $N = 2001$ and $\alpha = 0$, for $\Psi = 0$, $\mathcal{K} = 5 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $\mathcal{F} = 0$, $\mathcal{N} = 1$ and $\Delta t = 3600 \text{ s}$ for $N_t = 1$. Note the logarithmic scales for the x and y axes as well as for the colorbar. The dotted line represents $\alpha_{opt} = 6.9$. b) $R_T/R_{T,ref}$ as a function of N for various values of α . c) $R_T/R_{T,ref}$ as a function of α for various values of N . d) Distribution of the concentration over the volume range at t_1 . e) Difference between the size-dependent concentration and C_{ref} at t_1 . Results are all interpolated to an arbitrary resolution of $N = 31$ with $\alpha = \alpha_{opt}$ for comparison. We refer the reader to section 2.4.1 for a description of the interpolation procedure. In d) and e) the vertical dashed line represents the lower limit of the bin $\frac{3}{2}N$.

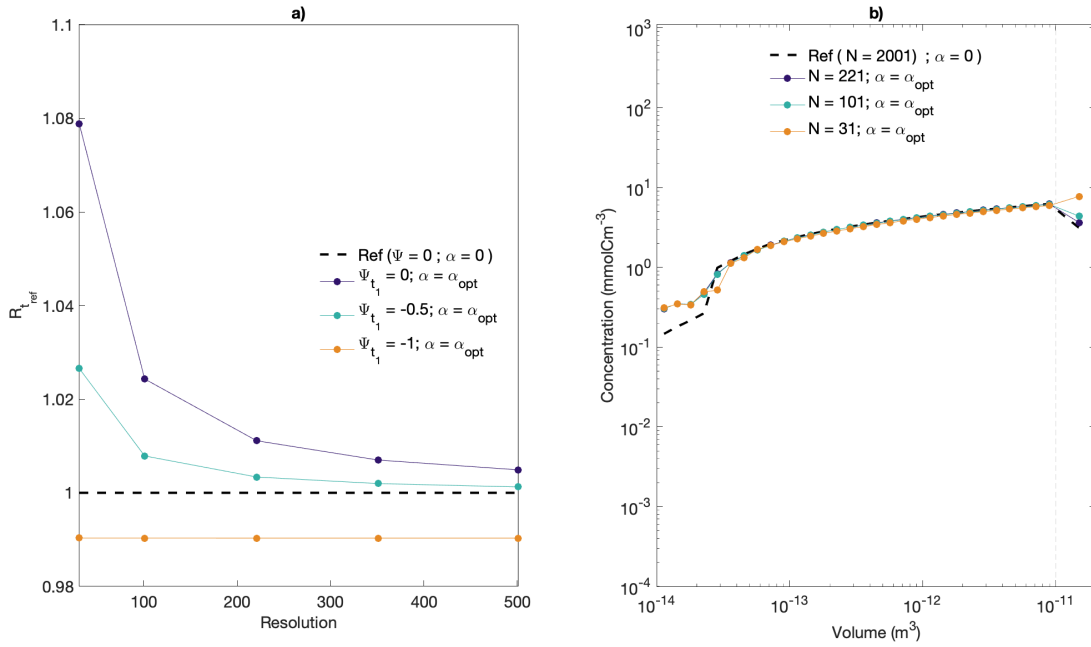


Figure 19: a) Coagulation reaction amplitude for the reference simulation as a function of the resolution for three values of Ψ with $\alpha = \alpha_{opt}$ (colored lines) and $\alpha = 0$ (black dashed line) for $\Delta t = 3600$ s and $N_t = 1$. b) Concentration distribution at t_1 for $\Psi = -0.75$ for different values of N , with the same color code. Note that results are all interpolated to an arbitrary resolution of $N = 31$ with $\alpha = \alpha_{opt}$ (Eq. 2.22) for comparison. We refer the reader to section 2.4.1 for a description of the procedure. In a) and b) a constant coagulation rate is used $\mathcal{K} = 5 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $\Delta t = 3600$ s for $N_t = 1$.

where λ_3 and λ_4 parameters empirically determined from field and laboratory experiments (Alldredge, 1998). Second, coagulation and fragmentation rates vary in the ocean with particle size as well as due to physical and biological variables of the environment. A detailed description is provided in section. 2.3.1 and the reader may refer to this section to seize the representativity of the rates used here. We recall here that coagulation rate varies while the fragmentation rate is kept constant over the size range in the following demonstration.

In addition to the varying carbon content and reaction rates, an additional complication of the realistic case comes from the fact that experiments must be integrated over a period of time long enough to allow for enough reactions to occur along the spectrum to evaluate the performance of the model. Thus while the experiments of the previous section used a somewhat arbitrary reaction rate over a unique timestep of 3600 seconds, we now aim to adjust the time period to allow a qualitative change in the spectrum.

We thus need to define a new reference experiment that describes this realistic setup. Figure 20 shows results for this reference using $N = 2001$, $\alpha = 0$, \mathcal{N} defined by Eq. 2.24, and coagulation and fragmentation rates defined as in Sec. 2.3.1. All experiments are initialized with the same initial slope of $\Psi = -0.75$. The time period is fixed to one month for every experiments and only the timestep, Δt , is varied from 108 000 to 1080 seconds. A significant variation is observed at large Δt . However the solution converges to a relatively fixed solution for $\Delta t \leq 3600$ seconds, which is the value that will be used for the following sensitivity experiments.

We now repeat for the realistic case the experiments of the last section investigating the dependence of the solution to both resolution and non-linear size representation. Here again, the initial concentration of the reference experiment is first interpolated to different grids (N, α) , on which reactions are performed.

Figure 21 is similar to Figure 18 but for the results of the realistic setup. Similarly to what was observed for the constant carbon content and reaction rates, biases increase for

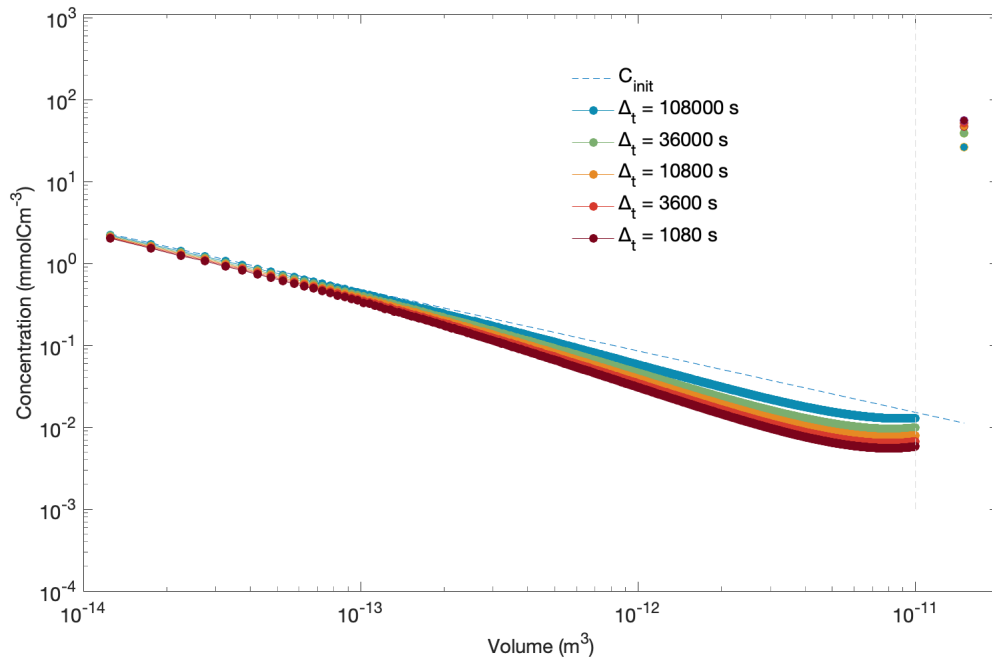


Figure 20: Variation of the concentration of the reference (i.e. $N = 2001$, $\alpha = 0$ and $\Psi = -0.75$) over the size range for different Δt to run over one month for the coagulation reaction. The vertical dashed line represents the lower limit of the bin $\frac{3}{2}N$. Here \mathcal{K} follows Eq. 2.17, $\mathcal{F} = 0$ and \mathcal{N} follows Eq. 2.24.

decreasing resolution for most values of alphas except for a small range where the solution is almost independent of the resolution. This small range does not however coincide exactly with α_{opt} , and it appears that in this particular case, $\alpha \sim 2$ would be more appropriate to minimize the differences with the reference. Interpolating in panel d) the concentrations on a common low resolution grid using a non-uniform discretization again highlights significant biases on the actual spectrum for uniform size representation in the small volume limit, despite the fact that this representation may yield reasonable reaction amplitudes in panels a-c. The first bin of the uniform spacing is represented by a break in the slope in panels d) and e). This behavior results from the interpolation algorithm, which redistributes concentration along under-resolved parts of the spectrum according to the destination grid spacing. The interpolation algorithm could be improved by assuming a local slope, although this slope is unknown a priori.

Until now, only coagulation has been considered in this sensitivity study. Figure 22 shows results using fragmentation only. In contrast to coagulation, only the small α regime adequately captures the dynamics of the reference experiment, with high values of α overestimating reactions. This is perhaps not surprising a posteriori considering the strong dependence of fragmentation with resolution, which is expected to vary almost linearly with resolution (see Eq. 2.7). Yet, changing the value of α is equivalent to increasing/decreasing the local resolution along the spectrum. When normalizing the reactions in Eq. 2.9 to mitigate the dependence to resolution, this effect was not taken into account. In order to allow for an improved representation of this behavior, we modify the normalization factor for fragmentation from $1/(N - 1)$ to Δ_p/L_s , where Δ_p is the size range of the bin p and L_s is the total size range. Notice that this modified normalization factor reduces to $1/(N - 1)$ for $\alpha \rightarrow 0$. Figure 23 shows results using this modified normalization factor. As expected, this modification does not affect low values of α , for which the normalization factor is unmodified. However, a net improvement is observed at values in the vicinity of α_{opt} , for which only a small dependence on resolution is observed.

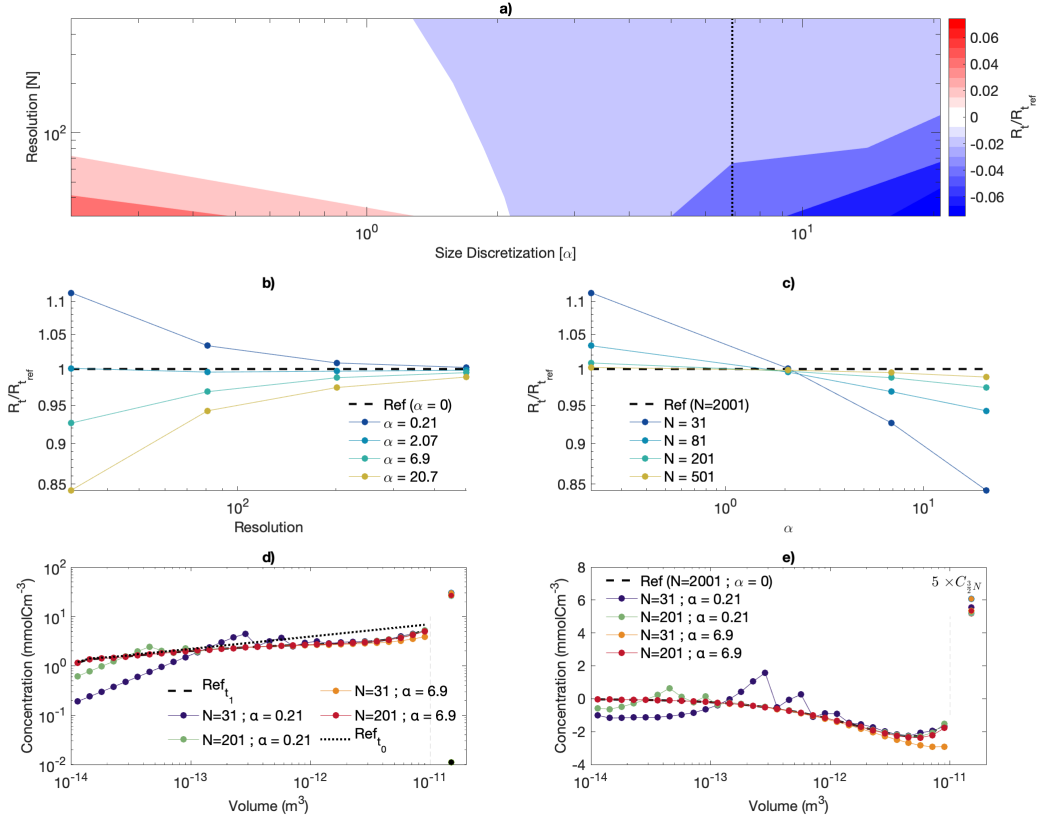


Figure 21: a) Total coagulation reaction amplitude R_T as a function of N and α normalized by the total coagulation reaction amplitude of the reference simulation $R_{T_{\text{ref}}}$, that uses $N = 2001$ and $\alpha = 0$, for $\Psi = -0.75$, \mathcal{K} follows Eq. 2.17, $\mathcal{F} = 0$, \mathcal{N} follows Eq. 2.24 and $\Delta t = 3600$ s for $N_t = 720$. Note the logarithmic scales for the x and y axes as well as for the colorbar. The dotted line represents $\alpha_{\text{opt}} = 6.9$. b) $R_T/R_{T_{\text{ref}}}$ as a function of N for various values of α . c) $R_T/R_{T_{\text{ref}}}$ as a function of α for various values of N . d) Distribution of the concentration over the volume range at $t_1 = 1$ month. e) Difference between the size-dependent concentration and C_{ref} at $t_1 = 1$ month. Results are all interpolated to an arbitrary resolution of $N = 31$ with $\alpha = \alpha_{\text{opt}}$ for comparison. We refer the reader to section 2.4.1 for a description of the interpolation procedure. In d) and e) the vertical dashed line represents the lower limit of the bin $\frac{3}{2}N$.

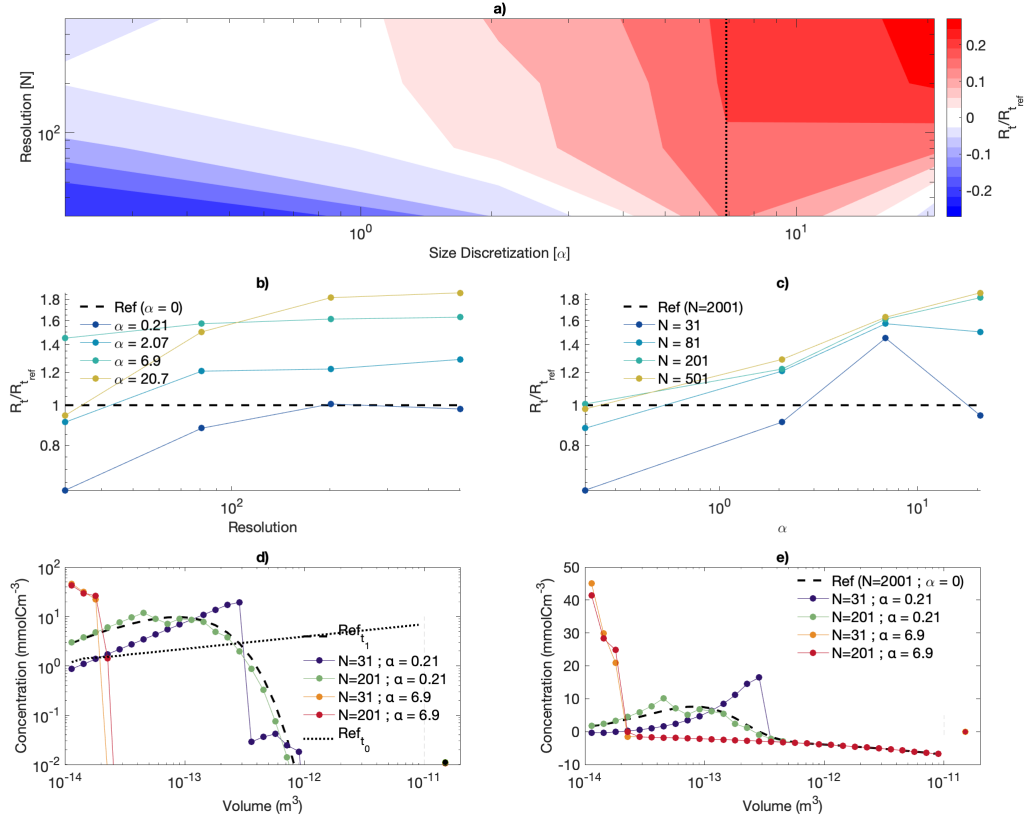


Figure 22: a) Total fragmentation reaction amplitude R_T as a function of N and α normalized by the total fragmentation reaction amplitude of the reference simulation $R_{T_{ref}}$, that uses $N = 2001$ and $\alpha = 0$, for $\Psi = 0$, $\mathcal{K} = 0$, $\mathcal{F} = 1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, \mathcal{N} follows Eq. 2.24 and $\Delta t = 3600 \text{ s}$ for $N_t = 720$. Note the logarithmic scales for the x and y axes as well as for the colorbar, as well as the fact that \mathcal{F} has been finally adjusted compared to the one specified in Sec. 2.3.1 to boost the reactions. The dotted line represents $\alpha_{opt} = 6.9$. b) $R_T/R_{T_{ref}}$ as a function of N for various values of α . c) $R_T/R_{T_{ref}}$ as a function of α for various values of N . d) Distribution of the concentration over the volume range at $t_1 = 1$ month. e) Difference between the size-dependent concentration and C_{ref} at $t_1 = 1$ month. Results are all interpolated to an arbitrary resolution of $N = 31$ with $\alpha = \alpha_{opt}$ for comparison. We refer the reader to section 2.4.1 for a description of the interpolation procedure. In d) and e) the vertical dashed line represents the lower limit of the bin $\frac{3}{2}N$.

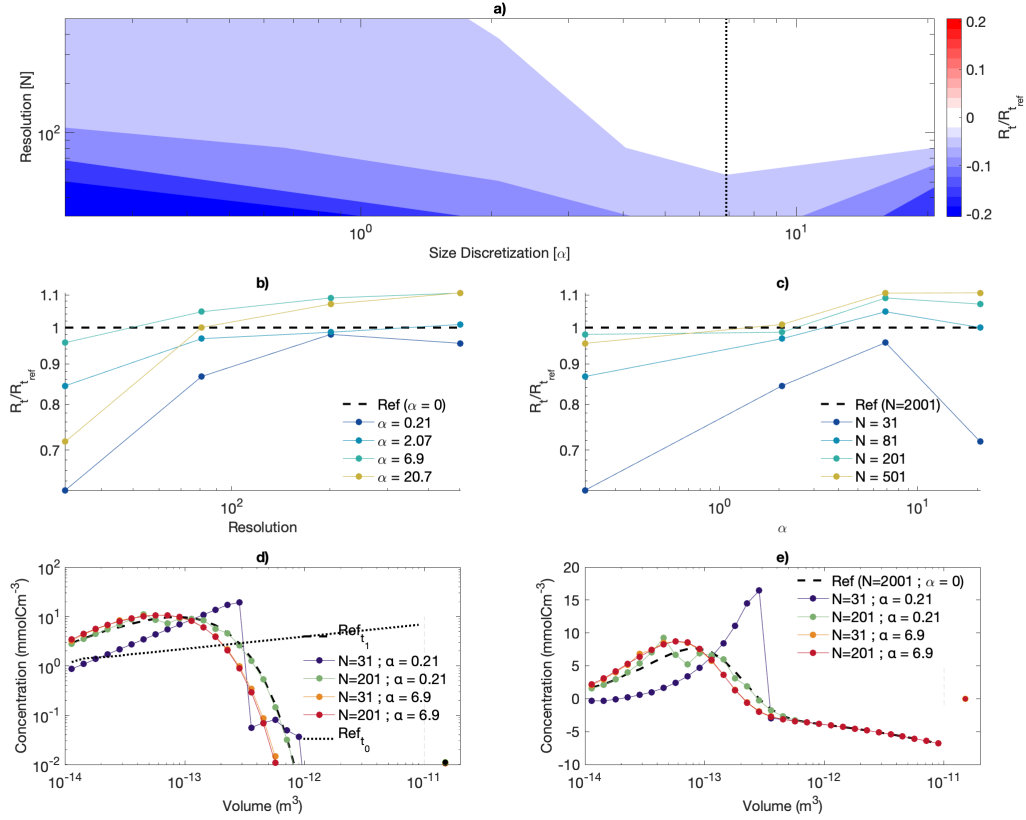


Figure 23: a) Total fragmentation reaction amplitude R_T as a function of N and α normalized by the total fragmentation reaction amplitude of the reference simulation $R_{T,ref}$, that uses $N = 2001$ and $\alpha = 0$, for $\Psi = 0$, $\mathcal{K} = 0$, $\mathcal{F} = 1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, \mathcal{N} follows Eq. 2.24 and $\Delta t = 3600 \text{ s}$ for $N_t = 720$. Note the logarithmic scales for the x and y axes as well as for the colorbar, as well as the fact that \mathcal{F} has been finally adjusted compared to the one specified in Sec. 2.3.1 to boost the reactions. The dotted line represents $\alpha_{opt} = 6.9$. b) $R_T/R_{T,ref}$ as a function of N for various values of α . c) $R_T/R_{T,ref}$ as a function of α for various values of N . d) Distribution of the concentration over the volume range at $t_1 = 1$ month. e) Difference between the size-dependent concentration and C_{ref} at $t_1 = 1$ month. Results are all interpolated to an arbitrary resolution of $N = 31$ with $\alpha = \alpha_{opt}$ for comparison. We refer the reader to section 2.4.1 for a description of the interpolation procedure. In d) and e) the vertical dashed line represents the lower limit of the bin $\frac{3}{2}N$.

2.5 Conclusions

In this study, the influence of the volume discretization on the coagulation and fragmentation reactions was investigated against a variety of parameters such as the slope of the concentration distribution, the carbon content and the reaction rates. In order to assess the robustness of the model, high resolution reference simulations were first designed in a regime where the model can be considered as being independent of resolution. From these reference experiments, resolution was decreased while changing the discretization along the spectrum.

For an idealized experiment using a given initial spectral slope with constant carbon content and reaction rates over a single timestep, there exists a discretization which minimises the error compared to the reference. Results further suggest that this optimal discretization may change according to the spectral slope, as the concentration is redistributed along the spectrum. For a realistic slope of about V^{-1} , this optimal discretization corresponds to a uniform distribution on a logarithmic scale.

For an experiment using a realistic slope, realistic carbon contents and reaction rates over multiple timesteps, there still exists a discretization which minimises the error at low resolution. This optimal discretization is in the vicinity of the previously derived one, although it does not fit the same exact value.

This study is still somewhat preliminary and many other challenges still need to be addressed. For example, one could consider an optimal size discretization that adjusts itself to the time evolution of the slope in order to better represent departures from the V^{-1} slope. Additional sensitivity experiments should be conducted to test the model in a wider variety of parameter regimes. However, this work represents a positive first step towards a better parametrization of coagulation and fragmentation processes in ocean GCMs.

CHAPITRE 3

EVALUATION DES IMPACTS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LA PRODUCTION PRIMAIRE ET L'ÉCOSYSTEME BENTHIQUE DANS LA POLYNIE DES EAUX DU NORD

Ce troisième chapitre, a été le fruit de nombreuses discussions aux débuts du projet de doctorat entre les Profs. Schloss, Archambault, Dumont et moi-même, et reflète la majorité du travail de recherche effectué lors du Séminaire 1 présenté en 2016 au comité de thèse. Sa conception et rédaction finale est le fruit de ma collaboration avec le Prof. Dumont et la Dre Dufresne.

3.1 Résumé en français

Ce chapitre discute de l'impact de la modification de la dynamique des glaces induite par les changements climatiques actuels sur la production primaire et le couplage pélagobenthique dans la polynie des Eaux du Nord, au nord de la baie de Baffin, l'un des écosystèmes les plus productifs de l'Arctique. La modification du régime des glaces au cours des dernières décennies a causé une *dilution* de la production primaire au nord dans le détroit de Nares et au sud le long des côtes du Groenland. Cependant, une analyse de croissance d'organismes benthiques retrouvés au centre de la polynie suggère qu'une plus grande quantité de microalgues pélagiques produites dans la couche de surface atteint le fond. Ce travail examine la possibilité que la production primaire responsable de la subsistance des bivalves retrouvés au centre de la polynie ait une origine allochtone en raison des capacités de coagulation et de fragmentation des particules organiques. Afin de déterminer les propriétés des particules favorisant leur export rapide (lors de la même saison) vers le centre de la polynie, le temps et la distance de dérive nécessaires à l'export d'une production de surface sont estimés pour trois

régions d'intérêt. Cette analyse permet de déterminer les tailles des particules et leurs vitesses de chute associées pour remplir les conditions d'export pour chaque région. Une simulation sommaire réalisée avec l'aide du modèle développé dans les précédents chapitres permet d'estimer le temps requis pour qu'une distribution de particules phytoplanctoniques de surface coagule et crée des agrégats de tailles déterminées. Nos simulations confirment que si les particules d'origines sont en effet sujettes à la formation d'agrégats par coagulation, les cellules phytoplanctoniques produites dans la couche de surface au printemps pourraient avoir été filtrées par les bivalves récoltés à 600 m de profondeur, tel que décrit dans les travaux de Gaillard (2015); Olivier et al. (2020).

3.2 Mise en contexte

La polynie des Eaux du Nord (NOW, *North Water Polynya*, aussi appelée *Pikialasorsuaq* en groenlandais et *Saqvaq* en inuktitut, est située au nord de la baie de Baffin, bordée par les îles canadiennes d'Ellesmere et de Baffin et par la côte nord-ouest du Groenland. Elle s'étend entre les méridiens 70°W et 80°W et les parallèles 76°N et 79°N à son maximum d'étendue (Ingram et al., 2002; Hastrup et al., 2018b) (Fig. 24). Elle représente l'une des plus grandes régions d'eau libre de glace en Arctique. Sa taille de 15 000 km² en hiver (Mysak and Huang, 1992; Bâcle, 2000) et pouvant atteindre 80 000 km² en été (Bélanger, 2001) ainsi que sa richesse biologique (Schofield et al., 2010; Doney et al., 2012) font d'elle l'un des systèmes des plus productifs de l'Arctique (Barber et al., 2001b; Garneau, 2002; Tremblay et al., 2006a). Depuis des millénaires, la polynie a permis de subvenir aux besoins des populations humaines qui ont habité ses côtes (cf. annexe 1), notamment grâce à sa capacité à maintenir des populations animales de manière récurrente, permettant aux communautés de baser leur système social et économique sur ces ressources pour leur subsistance (Hastrup et al., 2018a). C'est donc une des régions de l'Arctique où coexistent des intérêts socio-économiques et scientifiques interconnectés pour comprendre la dynamique du système naturel. L'Arctique est considéré comme une région sentinelle où des modifications induites par les changements climatiques se produisent plus rapidement qu'ailleurs. Ainsi, étudier et comprendre des systèmes productifs comme celui de la polynie sont des étapes essentielles afin d'appréhender les conséquences que les changements climatiques auront sur la dynamique des systèmes, et pour lesquels des populations humaines peuvent dépendre pour leur subsistance (Jeppesen et al., 2018).

Caractéristiques physiques de la Polynie des Eaux du Nord

La polynie est située dans un chenal de 200 km de large d'une profondeur moyenne de 400-500 m dans le nord et des profondeurs de 500 à 2400 m dans le sud (Fig. 25.a). Des

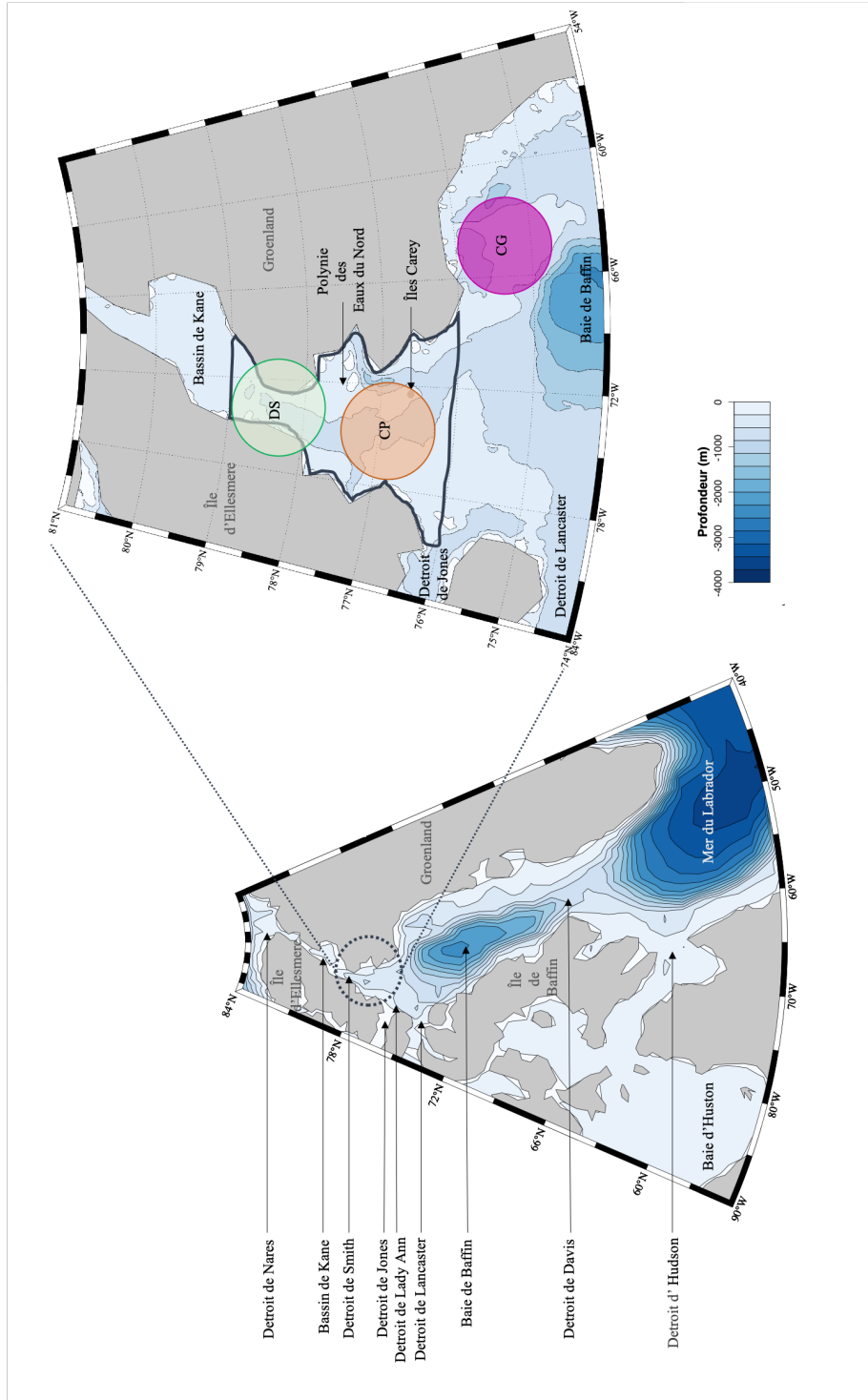


Figure 24: Situation géographique de la Polynie des Eaux du Nord au nord de la baie de Baffin, et spécification de nos zones d'intérêt : le détroit de Smith (DS), le centre de la polynie (CP), la côte ouest-groenlandaise (CG).

mécanismes couplés entre la glace, l'atmosphère et l'océan entrent en jeu, sur des échelles de temps différentes, pour conditionner sa formation et son maintien. Sa présence s'explique en grande partie par la formation de banquise côtière immobile dans le détroit de Nares pendant une grande partie de l'hiver. Cette banquise reste immobile grâce à sa capacité à résister aux forces externes agissant sur elle, notamment les vents du nord et un courant moyen qui s'écoule de l'Arctique vers la baie de Baffin. Cette résistance est tributaire de la géographie du détroit et des propriétés mécaniques intrinsèques de la banquise qui peut résister aux pressions et contraintes de cisaillement en s'appuyant sur les côtés à proximité (Dumont et al., 2009; Plante et al., 2020). À l'endroit où le détroit s'élargit au sud, à l'embouchure du bassin Kane, c'est là que se trouve la frontière entre la banquise côtière, immobile, et la banquise mobile. Cette frontière prend la forme d'une arche concave (Dunbar and Dunbar, 1972; Barber et al., 2001c; Dumont et al., 2009) : le pont de glace (Ikeq) qui relie donc *Umimmaat Nunaat* (île d'Ellesmere, Canada) et le nord-ouest du Groenland. Il est présent en hiver de novembre à mars bien que la date soit variable (Smith et al., 1990; Lewis et al., 1996; Barber et al., 2001c; Melling et al., 2001; Dumont et al., 2009; Preußner et al., 2015). En effet au printemps, quand le soleil passe au-dessus de l'horizon et que la banquise commence à s'amincir et fondre, les vents peuvent pousser la nouvelle glace formée¹ au sud de cette arche et ouvrir la polynie (Stirling, 1980; Bâcle, 2000; Barber et al., 2001c; Ingram et al., 2002; Melling et al., 2001; Morales Maqueda et al., 2004; Hannah et al., 2009). Les vents et les courants qui sont responsables de son ouverture sur une échelle de quelques jours au printemps, permettent de la définir comme une polynie de type chaleur latente² (Barber et al., 2001c). La présence d'une résurgence d'eau (i.e. *upwelling*) sur la côte ouest du Groenland est un autre phénomène important qui conditionne la faible concentration de glace dans la région (Smith et al., 1990; Barber et al., 2001c; Ingram et al., 2002; Morales Maqueda et al., 2004). Cette résurgence, constituée d'eau chaude originaire du courant ouest-groenlandais (Steffen, 1985; Mysak and

1. À un taux de $4 \text{ km}^3 \text{ j}^{-1}$ ou $600 \text{ km}^2 \text{ j}^{-1}$.

2. Les polynies de chaleur latente sont créées et maintenues uniquement par des forces (tels que les vents et courants) qui permettent d'exporter constamment au loin la glace formée (Morales Maqueda et al., 2004; Dumont, 2010). Ces dernières sont des zones de forte production de glace, et leur taille est gouvernée par l'équilibre entre la production de la glace et l'export de celle-ci (Morales Maqueda et al., 2004).

Huang, 1992), joue un rôle dans l'extension vers le sud des limites de la polynie sur une échelle de plusieurs semaines. Elle permet également de définir la polynie comme une polynie de chaleur sensible³ (Lewis et al., 1996; Bâcle, 2000; Barber et al., 2001c; Dumont, 2010).

Typiquement, la banquise côtière se forme au début de l'hiver, entre les mois d'octobre et de janvier. La polynie s'ouvre autour des mois d'avril et de mai, lorsque la banquise devient un peu plus mobile dans la baie de Baffin et que la glace ne se forme plus très rapidement en raison des températures plus clémentes. Le pont de glace cède plus ou moins tard en été, entre la fin mai et le mois d'août. La figure 26 montre la phénologie du pont de glace et de la polynie issue d'une analyse des cartes de glace produites par le service canadien des glaces. Au cours de la saison, la polynie va également s'ouvrir d'est en ouest. Une fois la zone complètement ouverte, elle n'est plus considérée comme une polynie au sens strict, mais comme une zone, qui communique avec les eaux de la baie de Baffin et est présente d'août à septembre (Barber et al., 2001c; Preußner et al., 2015). Cette zone ouverte estivale se referme à la fin de la saison, du sud vers le nord, pour recréer des conditions de polynie en automne. Cette polynie automnale se refermera ensuite au cours de l'hiver, pour réapparaître autour du mois de mars suivant. Elle est donc généralement définie comme une polynie récurrente (i.e. qui apparaît chaque année au même endroit) mais n'est pas présente tout au long de l'année. En réalité, elle est constituée de trois polynies récurrentes, celles du détroit de Smith, du passage Lady Ann et du détroit de Lancaster (Steffen, 1985). Au printemps les frontières des trois polynies deviennent plus ou moins continues et forment ce que l'on nomme la polynie NOW (Mundy, 2000; Bélanger, 2001). Alors que les limites sud de la NOW varient en fonction des conditions climatiques (Mundy, 2000), la limite nord (i.e. le pont de glace) est relativement constante dans l'espace (Dunbar and Dunbar, 1972; Stirling, 1980).

Les conditions de glace dans la polynie varient dans l'espace et le temps en fonction des conditions climatiques⁴. Le maximum de concentration de glace dans la polynie se retrouve

3. Les polynies de chaleur sensible sont créées et maintenues par un apport de chaleur de l'océan qui fait fondre la glace (Vincent, 2019). Ce sont des zones de faible production de glace.

4. L'oscillation Nord Atlantique (NAO, *North Atlantic Oscillation*) d'une périodicité de 7 à 8 ans et l'oscillation australe (SO, *Southern Oscillation*) d'une périodicité de 2 à 5 ans (Wang et al., 1994)

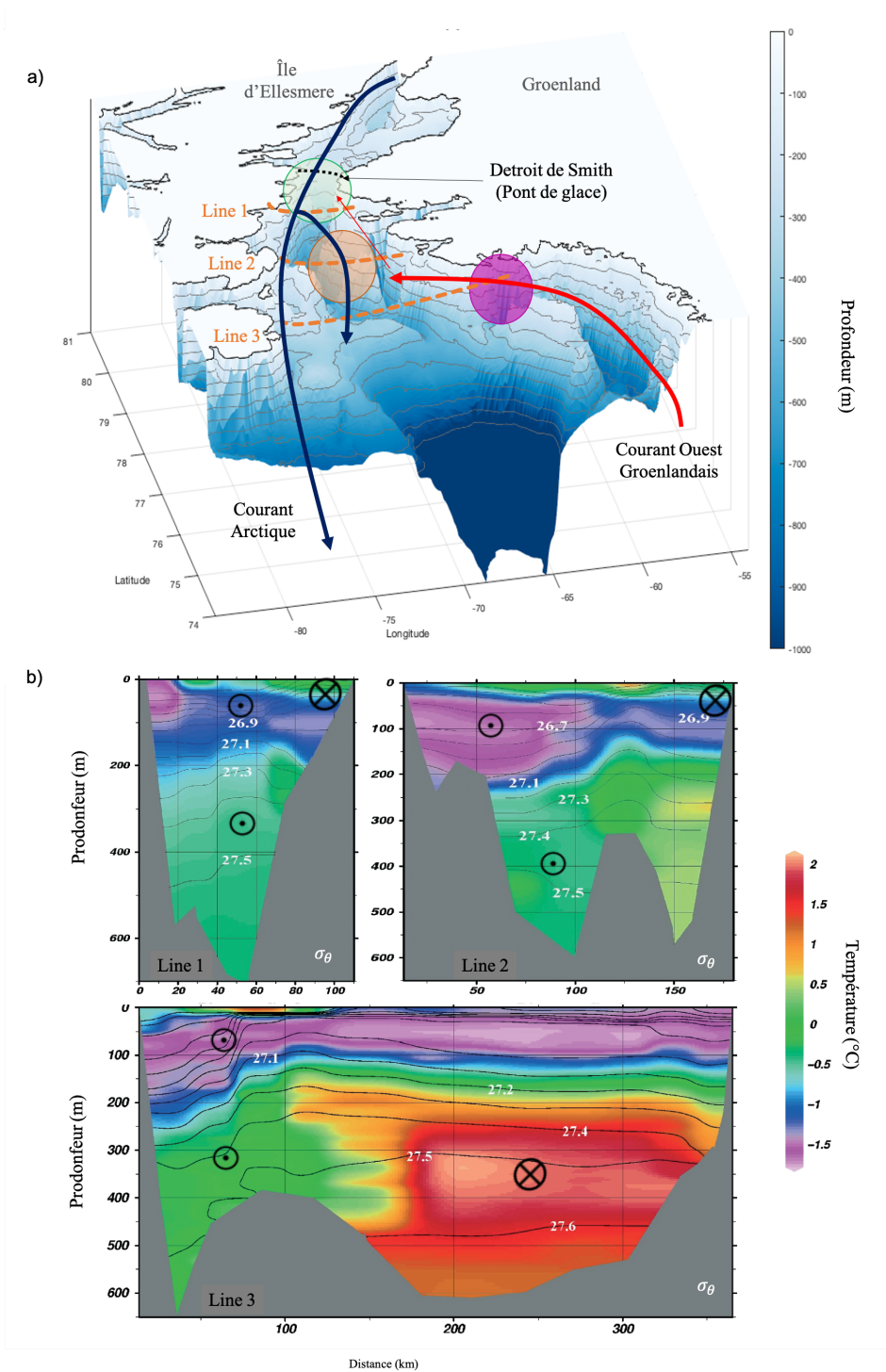


Figure 25: a) Étendue moyenne de la polynie des Eaux du Nord, ainsi qu'une représentation schématique de la circulation océanique et de la bathymétrie. Les différents cercles de couleur représentent les régions d'intérêt considérées dans le travail soit le détroit de Smith (DS) en vert, le centre de la polynie (CP) en orange et la côte ouest-groenlandaise (CG) en rose. Les lignes numérotées en oranges sont les transects présentés dans le panneau b; b) Profils verticaux de température, salinité et densité potentielle des trois transects présentés dans le panneau a) ainsi que la direction des courants principaux, modifié d'après Bâcle et al. (2002).

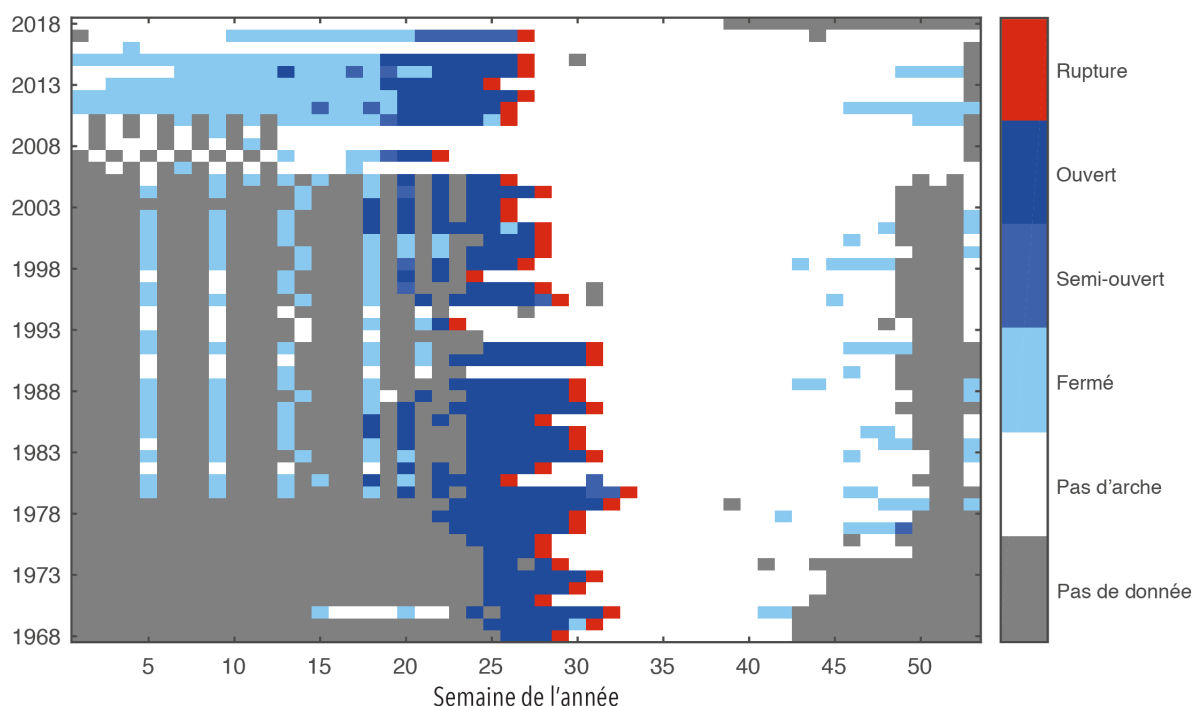


Figure 26: Historique de formation du pont de glace et de la polynie des Eaux du Nord à l'extrémité sud du détroit de Nares tiré d'une analyse des cartes de glace du Service canadien des glaces à une fréquence hebdomadaire depuis 1968. Les carrés colorés représentent un état où une arche concave est présente entre le Groenland et l'Île d'Ellesmere séparant un polygone de banquise compacte au nord de l'arche d'un polygone représentant une polynie ouverte, partiellement ouverte ou fermée, les carrés blancs une situation où l'arche n'est pas formée et les carrés gris une absence de données. Les carrés rouges représentent la dernière occurrence saisonnière du pont de glace, et donc le moment de sa rupture et de la fin de la polynie.

au mois de janvier (Barber et al., 2001c), ou lors d'évènements simultanés d'oscillation Nord Atlantique et El Niño – Oscillation australe tels qu'en 1972/73, 1982/83 et 1991/92, où des extensions de glace plus importantes que la normale ont été observées dans la baie de Baffin. Ces conditions extrêmes sont expliquées entre autres par une anomalie négative⁵ de la température de l'air dans la région (Mysak et al., 1996). Dans la polynie, la température de l'air est plus froide (-14°C) du côté canadien que du côté groenlandais (-9°C), et ce

5. L'anomalie de température est l'écart entre la température mesurée en un lieu, positive ou négative, par rapport à la température moyenne normale.

gradient est-ouest est plus marqué en hiver (jusqu'à 6°C d'écart) qu'en été (jusqu'à 4°C de différence) (Barber et al., 2001c). Par conséquent, l'épaisseur de la glace est plus mince du côté est que du côté ouest, avec une différence pouvant aller de 30 à 50 cm (Mundy, 2000; Barber et al., 2001c; Preußner et al., 2015). Généralement, en raison de la résurgence d'eau près des côtes, les glaces retrouvées sur la côte groenlandaise sont caractérisées comme des jeunes glaces, tandis que du côté canadien les glaces retrouvées sont plutôt de type pluriannuel jeune (> 30 cm), car elles sont originaires de l'Arctique et transportées dans la polynie par les courants (Mundy, 2000).

Dans la polynie, la circulation océanique cyclonique est fortement conditionnée par la bathymétrie, l'influence des vents et du mélange d'eau de fonte (Bâcle, 2000; Melling et al., 2001; Ingram et al., 2002). Elle peut être simplifiée en deux courants principaux qui concordent avec deux masses d'eaux retrouvées dans la polynie (Steffen, 1985; Bâcle, 2000) (figure 25). La masse d'eau de surface arctique, froide et relativement peu salée ($T < 0^{\circ}\text{C}$, $31.0 < S < 34.4$), s'écoule sur les ~ 200 premiers mètres du nord au sud avec le courant arctique en longeant la côte Canadienne avec une vitesse moyenne de $10 - 15 \text{ cm s}^{-1}$. La masse d'eau intermédiaire atlantique plus chaude et plus salée ($T > 0 - 2^{\circ}\text{C}$, $34.2 < S < 34.5$) arrive du sud en longeant la côte du Groenland avec le courant du Groenland ouest avec une vitesse moyenne de $3 - 5 \text{ cm s}^{-1}$. La majeure partie de ce courant tourne ensuite à l'ouest suivant l'isobathe 600 m jusqu'au détroit de Lancaster. L'autre partie continue vers le nord se divisant de part et d'autre des îles Carey. Ce courant peut même épisodiquement remonter jusqu'au bassin Kane. L'eau intermédiaire atlantique se situe sous la couche d'eau Arctique dans la polynie, mais peut rejoindre la surface lors d'événements de résurgence côtière et ainsi alimenter la production primaire (figure 25b).

Caractéristiques écologiques de la Polynie des Eaux du Nord

La dynamique annuelle de production de l'écosystème de la NOW est fortement dépendante de celle des glaces et est similaire à celle observée dans l'ensemble de l'Arctique. Le

cycle débute au printemps, lorsque le mélange hivernal a eu lieu, ayant rapporté les sels nutritifs à la surface (Yool et al., 2015). Le couvert de neige fond progressivement, permettant une augmentation de la lumière disponible pour les organismes photosynthétiques sympagiques (algues de glace) (Nicolaus et al., 2012). Cette première étape de fonte conduit généralement à la floraison des algues de glace (Fig. 27, (Hancke et al., 2018; Croteau et al., 2021)). Au cours de la saison, la glace de mer va disparaître progressivement, induisant une augmentation de la stratification de la couche de surface. Ceci permet la floraison phytoplanctonique pélagique, grâce au maintien des cellules photosynthétiques dans la couche euphotique, là où les niveaux lumineux et de sels nutritifs sont favorables à leur croissance (Bluhm et al., 2011; Cherkasheva et al., 2014; Yool et al., 2015). Les prédateurs-broueteurs ne possèdent pas la capacité métabolique de répondre rapidement à l'augmentation de biomasse phytoplanctonique lors de la floraison, celle-ci est donc dans les premiers temps non régulée par les broueteurs (Wassmann and Reigstad, 2011). Après cette prolifération, la quantité de sels nutritifs diminue et les prédateurs sont plus efficaces, ce qui induit une diminution de la biomasse et du taux de croissance phytoplanctonique dans le milieu (Kaiser et al., 2011). En raison de la différence d'efficacité entre certaines espèces phytoplanctoniques pour une concentration de nitrate donnée, on observe une modification de la dominance dans les communautés (i.e. changement de dominance du microphytoplancton tel que les diatomées, vers le nanophytoplancton tel que les flagellés) et une augmentation de l'activité bactérienne dans la colonne d'eau au cours de la saison. Lorsque le nitrate est limitant dans le milieu, la communauté en présence sera basée sur le recyclage de l'ammonium. À la fin de la saison, les bactéries, en raison de la grande quantité de matière organique disponible et la diminution de la biomasse phytoplanctonique, régénèrent le nitrate au début de l'hiver, clôturant ainsi le cycle annuel de production (Wassmann and Reigstad, 2011).

Les recherches actuelles permettent de dire que la NOW est l'une des polynies les plus productives de l'Arctique, supportant en abondance des espèces allant des producteurs pri-

maires jusqu'aux mammifères marins et oiseaux⁶. La présence d'espèces chassées⁷ par les communautés locales repose sur une production primaire pélagique⁸ de $56 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ainsi que sur la production primaire sympagique⁹ de $5 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ (figure 28, (Grebmeier and Barry, 1991; Legendre et al., 1992; Deming et al., 2002; Michel et al., 2006)). La production secondaire estivale moyenne estimée entre 0.001 à $0.149 \text{ gC m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ (Dvoretzky and Dvoretzky, 2015) est majoritairement dominée en termes d'abondance et de biomasse par les copépodes pélagiques¹⁰. Cette production élevée est expliquée par 1) l'ouverture tôt dans la saison de la polynie, lors de la fonte de la glace à la fin du printemps du côté est ce qui permet un accès à la lumière aux producteurs primaires (Barber et al., 2001c; Mei et al., 2002; Preußner et al., 2015), ainsi que par 2) une saison de production maintenue grâce à l'apport de sels nutritifs. Cet apport est dû à la résurgence d'eau à l'est (Tremblay et al., 2002b; Michel et al., 2015) et à la haute concentration de sels nutritifs présents dans le courant provenant de l'Arctique¹¹ et des eaux de la baie de Baffin dérivées par le courant du Groenland ouest¹².

En plus de la haute production phytoplanctonique en surface et son transfert efficace aux niveaux trophiques supérieurs, cette richesse biologique est basée sur l'export de la ma-

6. On retrouve de nombreux oiseaux, de 25 espèces différentes, constituant 50% de la population aviaire de l'Arctique de l'Est, et qui combinent leur saison de reproduction, de ponte et de période d'alimentation en fonction de l'ouverture de la polynie (Stirling, 1980).

7. Les narvals, les bélugas, les morses, les phoques ont une densité importante au printemps $> 1 \text{ ind km}^{-2}$ (Heide-Jørgensen et al., 2013).

8. Malgré de faibles concentrations initiales en chlorophylle au début de la saison ($< 0.3 \mu\text{g L}^{-1}$), 85% de la biomasse phytoplanctonique est représentée par de longues chaînes de diatomées (*Thalassiosira* spp., *Porosira glacialis*, *Fragilariopsis* sp., *Navicula* sp., *Nitzschia* sp., *Pauliella* sp., *Fossula* sp.), de grandes cellules solitaires (*Actinocyclus* sp. et *Coscinodiscus* sp.), ainsi que des diatomées centriques (Hargrave et al., 2002; Tremblay et al., 2006b; Tremblay and Smith Jr, 2007; Michel et al., 2015).

9. Vivant dans les anfractuosités, sous plusieurs mètres de glace et de neige dans certains cas, ces algues ne reçoivent que $\sim 1\%$ de l'irradiance incidente. Ce sont généralement des grandes diatomées ($> 20 \mu\text{m}$), des bactéries, des protistes hétérotrophes, qui se sont fait piéger lors de la formation du frasil (Arrigo et al., 2010). Ces algues de glaces constituent une source importante de nourriture pour le zooplancton brouteur lorsqu'aucune autre source n'est présente (e.g. phytoplancton pélagique Michel et al., 2006) et représentent également une grande quantité de matière organique qui — si elle n'est pas broutée — est de haute qualité pour les organismes benthiques lorsqu'elle est exportée (Wassmann and Reigstad, 2011; Kędra et al., 2015).

10. Tels que *Calanus hyperboreus*, *Calanus glacialis* et *Metridia longa* (Tremblay et al., 2006a). Leur taux de broutage est estimé à $1.0 - 1.1 \text{ gC m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ (Michel et al., 2006).

11. En moyenne, il y a 11 mmol m^3 de nitrate et 25 mmol m^3 de silice (Tremblay et al., 2002a; Tremblay and Smith Jr, 2007; Michel et al., 2015).

12. En moyenne, il y a 11 mmol m^3 de nitrate et 11.6 mmol m^3 de silice (Tremblay et al., 2002a).

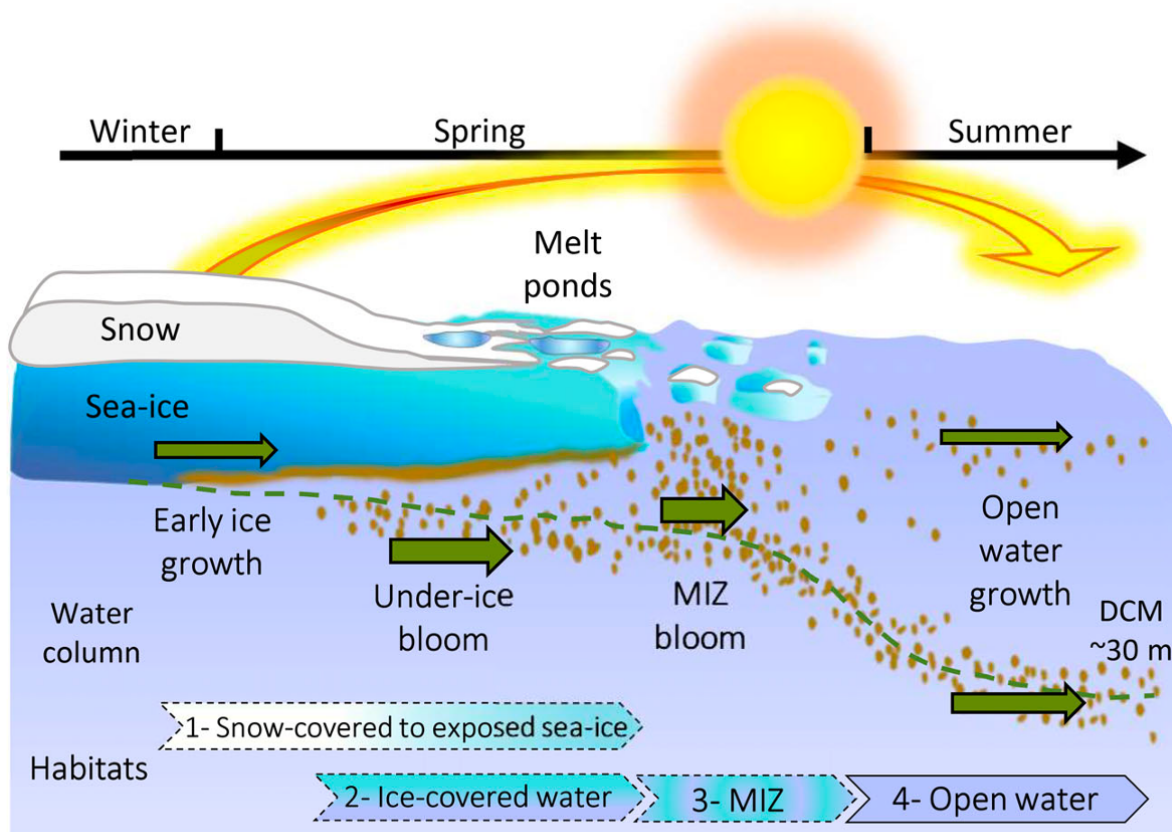
tière organique vers le domaine benthique via le couplage pélagio-benthique (Hargrave et al., 2002; Michel et al., 2006; Assmy et al., 2013). La production de surface dans la polynie est exportée sous forme de matière particulaire (POC) selon un gradient ouest-est. Cet export vertical annuel de POC dans la NOW est estimé à $92 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ (Klein et al., 2002). À l'ouest, 13% de cette production de surface sédimente tandis qu'à l'est seulement 1.7–5.7% est exportée vers le fond. Ce flux vertical de POC soutient un *hot spot* benthique d'une grande abondance et diversité d'espèces, surtout au centre de la polynie (Lalande, 2003), majoritairement des dépositivores¹³ capables d'une grande reminéralisation du carbone¹⁴. Ainsi, les réseaux trophiques pélagique et benthique reflètent dans leurs distributions spatiale et temporelle, la dynamique d'ouverture de la polynie et les phénomènes de production primaire en surface qui y sont liés (Deming et al., 2002; Michel et al., 2006; Darnis et al., 2012; Heide-Jørgensen et al., 2013). Cependant, la réduction du flux de carbone entre la surface et le fond traduit l'action importante de processus biologiques, physiques et chimiques au cours de l'export des particules (Tremblay et al., 2006a) qui pourraient être affectés si la dynamique de production en surface venait à être modifiée. Cela pouvant induire des perturbations dans l'apport du carbone aux communautés benthiques qui en dépendent.

Quels changements sont observés dans la polynie ?

Les changements climatiques ont une influence marquée sur les écosystèmes marins et particulièrement sur des processus et propriétés physico-chimiques clés qui régissent leurs dynamiques (Brierley and Kingsford, 2009; Passow and Carlson, 2012). Dans l'océan Arctique, la productivité et le transfert d'énergie entre échelons trophiques et vers le fond est fortement dépendant de l'évolution du couvert de glace, de l'augmentation des apports en eaux douces. Ces phénomènes modifient l'accès aux radiations UV et la stratification (Wassmann and Reigstad, 2011; Cherkasheva et al., 2014). Les écosystèmes arctiques sont donc

13. Tels que, par exemple, *Praxillura* sp., *Golfingia* sp., *Samythella* sp., *Polyphysia crassa* (Thomson, 1982).

14. $0.028 - 0.097 \text{ gC m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ (Darnis et al., 2012).



© Croteau Dany

Figure 27: Représentation schématique de la succession saisonnière de la production phyto-planctonique dans la baie de Baffin, modifiée de Croteau et al. (2021). MIZ correspond à la zone marginale de glace, et la ligne verte pointillée représente le maximum de chlorophylle de sous-surface (SCM, *Subsurface Chlorophyll Maximum*).

des sentinelles des changements climatiques et peuvent parfois nous permettre d'étudier et appréhender les impacts qu'ont les changements climatiques sur ces milieux, notamment au regard de la modification des dominances d'espèces dans l'écosystème et la variation des taux de production et d'exports associés.

En temps normal, une fonte précoce de la neige et de la glace, et un amincissement de cette dernière conduisent à une période libre de glace rallongée. Cette absence de glace offre un accès plus long aux radiations lumineuses ce qui permet à la saison productive de s'étendre sur une fenêtre temporelle supérieure à celle observée actuellement (Wassmann and Reigstad,

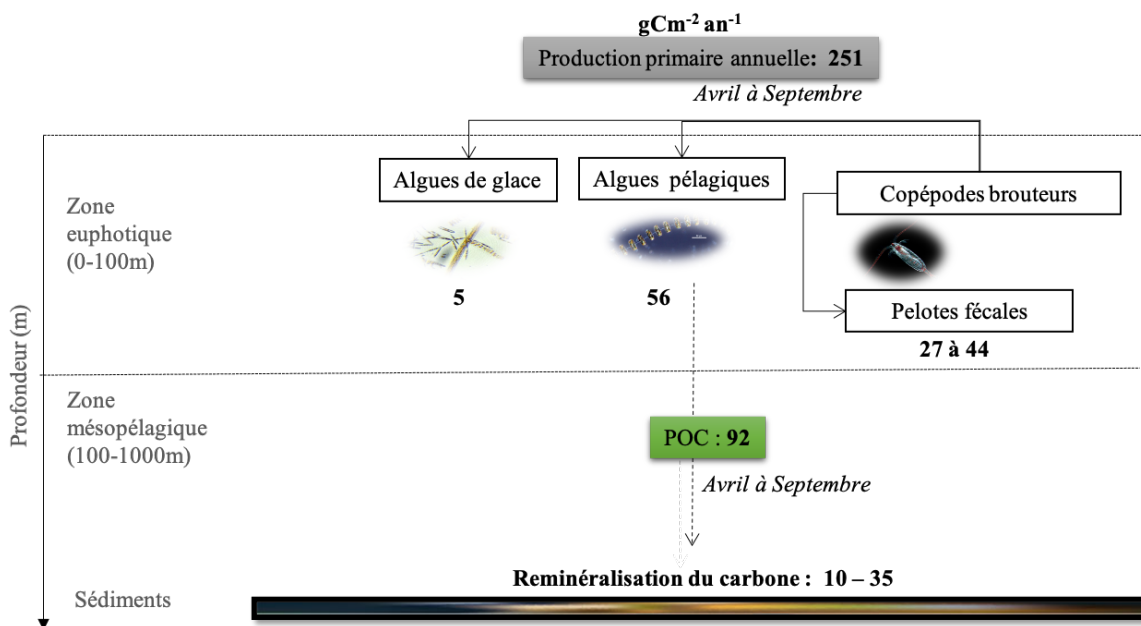


Figure 28: Représentation schématique de la production primaire annuelle dans la polynie des Eaux du Nord, ainsi que l'export de matière associée, pour l'est et l'ouest. Valeurs issues par exemple des travaux de Klein et al. (2002); Sampei et al. (2004); Michel et al. (2006); Tremblay and Smith Jr (2007); Darnis et al. (2012); Dvoretzky and Dvoretzky (2015).

2011; Jeffries et al., 2014). De ce fait, les communautés autotrophes réagissent plus tôt dans la saison, ce qui conduit à une consommation prématurée des sels nutritifs dans le milieu, et par conséquent à une période de processus hétérotrophes (croissance et reproduction) plus longue dans la colonne d'eau (Wassmann and Reigstad, 2011).

Or, dans la polynie, la situation est quelque peu différente. Lorsque la glace fond et s'amincit prématurément durant un hiver plus chaud, le pont de glace cède plus rapidement ou ne se forme tout simplement pas pendant l'hiver. Entre 1968 et 2018, cela s'est produit huit fois (1990, 1993, 1995, 2007, 2008, 2009, 2010 et 2018). Pendant ces années particulières, la concentration de glace est plus faible qu'à la normale dans le détroit de Nares et le Bassin Kane, mais plus élevée dans la région de la polynie, particulièrement dans la région ouest le long de la côte canadienne, la glace s'écoulant du nord au sud de façon quasi ininterrompue. Cette situation est illustrée par la figure 29.

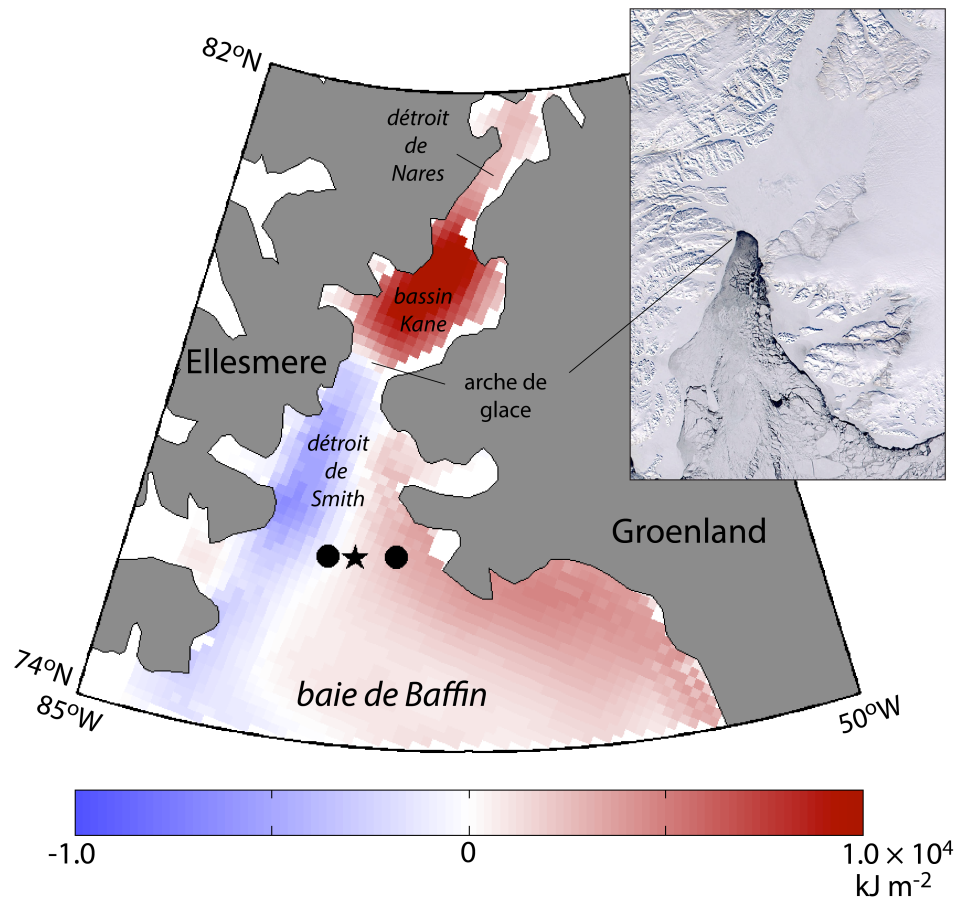


Figure 29: Emplacement géographique des stations où ont été prélevées les bivalves analysés dans l'étude de Olivier et al. (2020). La carte montre la différence entre la moyenne de l'irradiance cumulée au cours des saisons (janvier à octobre) en kJ m^{-2} pendant lesquelles il n'y a pas eu de polynie (1990, 1993, 1995, 2007, 2009 and 2010) et la moyenne climatologique (1979–2010). Le nord-est de la baie de Baffin et le détroit de Nares en amont de l'arche de glace, incluant le bassin Kane, présentent une anomalie positive alors que la région ouest du détroit de Smith présente une anomalie négative. La vignette montre une image visible de la polynie le 23 avril 2002 prise par le capteur *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) sur laquelle on voit que le pont de glace empêche la dérive de la glace de mer vers le sud. Modifiée avec permission de Olivier et al. (2020).

La lumière pénètre donc plus tôt et en plus grande quantité en amont de la polynie, où la production primaire qui y est donc plus élevée consomme une partie des sels nutritifs avant que ceux-ci n'atteignent la région de la polynie. Il en est de même pour l'autre principale voie d'entrée des sels nutritifs le long de la côte Groenlandaise. Pendant les années plus

chaudes, le couvert de glace du nord-est de la baie de Baffin est lui aussi moins important et la production primaire y est plus importante, réduisant ainsi la quantité de sels nutritifs qui en temps normal auraient alimenté la polynie. La relation entre l'anomalie d'irradiance cumulée et la production primaire est confirmée par l'étude de Bélanger et al. (2013) qui constate une tendance à la dilution de la forte production primaire jadis localisée tout du côté est de la polynie, juste en aval du pont de glace, vers les régions périphériques au nord et au sud-est.

Bélanger et al. (2013) estiment que cette diminution de la pénétration des rayons PAR (*Photosynthetically active radiation*) est responsable d'une baisse de la production primaire (PP) annuelle de $5 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ dans la polynie. La résolution de leur étude (9.28 km^2 pour la concentration en chlorophylle), permet également de constater que la tendance de la PP au centre de la polynie a diminué ($-5.0 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$) tandis qu'au nord du pont de glace, dans le bassin Kane, et dans le sud de la polynie (proche des côtes groenlandaises) la tendance est inverse avec une augmentation de la PP ($+5.0 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$). Ces variations de la productivité peuvent être soutenues également par l'étude de carottes sédimentaires et de la croissance de bivalves. Une carotte prise à l'ouest de la polynie présente une augmentation de la concentration en matière organique d'origine marine, supérieure à 30% depuis 1990 traduisant une augmentation du flux vertical de matière organique (pour un taux de sédimentation estimé constant dans la région) (Bailey et al., 2013). Au vu des courants dans la région, cette matière pourrait provenir du bassin Kane. De façon similaire, l'étude des stries de croissance de bivalves (*Astarte* sp.) retrouvés au fond de la polynie à 600 m de profondeur et l'augmentation de la croissance de ces organismes sur la période 2000-2010 soulignent qu'il y aurait eu une augmentation de la production en surface sur cette même période. Cette augmentation aurait permis un export de matière organique fraîche, notamment des diatomées, jusqu'au fond (Gaillard, 2015; Olivier et al., 2020). Cependant l'origine de cette production dans l'étude de Olivier et al. (2020) est encore incertaine et deux hypothèses sont formulées par les auteurs. La première hypothèse soutient que la matière organique est autochtone à la polynie, c'est-à-dire produite dans la région immédiatement au sud du pont de glace. Une modification de la temporalité des floraisons phytoplanctoniques au centre de la polynie n'aurait pas permis au

zooplancton brouteur de réguler dans le temps la floraison (Bélanger et al., 2013; Gaillard, 2015). Ceci aurait causé une sédimentation plus grande de matériel frais dans le fond qui se serait traduit par un fort signal de production de surface pour les organismes benthiques (Mäkelä et al., 2017a). La seconde hypothèse soutient que la matière organique fraîche consommée par les bivalves serait d'origine allochtone, donc provenant des régions périphériques à la polynie comme le bassin Kane et la côte groenlandaise. Pour valider ou invalider ces hypothèses, nous devons répondre à la question suivante : où au fond de l'océan arrive la matière organique produite en surface ? Pour y répondre, une certaine connaissance du devenir de la matière organique produite en surface est nécessaire, notamment en ce qui concerne sa sédimentation et son transport horizontal. Cette situation est illustrée à la figure 30.

Ces disparités de tendances de production en surface dans ces différentes études pour ces régions de la polynie peuvent être expliquées par l'action conjointe de la dynamique du pont de glace ces dernières années. Sa formation est de plus en plus aléatoire (Barber et al., 2001c; Vincent, 2019, 2020) ce qui modifie la temporalité du phytoplancton sympagique et pélagique, ainsi que la dynamique de consommation des sels nutritifs (Mei et al., 2002; Tremblay et al., 2002b,a; Michel et al., 2015). Ainsi, si la production augmente au nord (bassin Kane) ou à l'est (côte groenlandaise), lorsque les courants d'eau arrivent dans la polynie ils sont appauvris en sels nutritifs. Ceci induit une diminution de la production en surface au sein même de la polynie. Cependant la production allochtone peut être transportée par ces mêmes courants et être exportée verticalement vers le fond dans la polynie, où elle peut subvenir aux besoins des organismes benthiques.

Étude de Cas

Dans ce chapitre, nous allons adopter la seconde hypothèse des travaux de Gaillard (2015) et Olivier et al. (2020), et tenter de déterminer si la production primaire allochtone, qui a connu une tendance à la hausse dans les dernières décennies, peut être responsable des anomalies positives de croissance des bivalves récoltés au centre de la polynie sur la

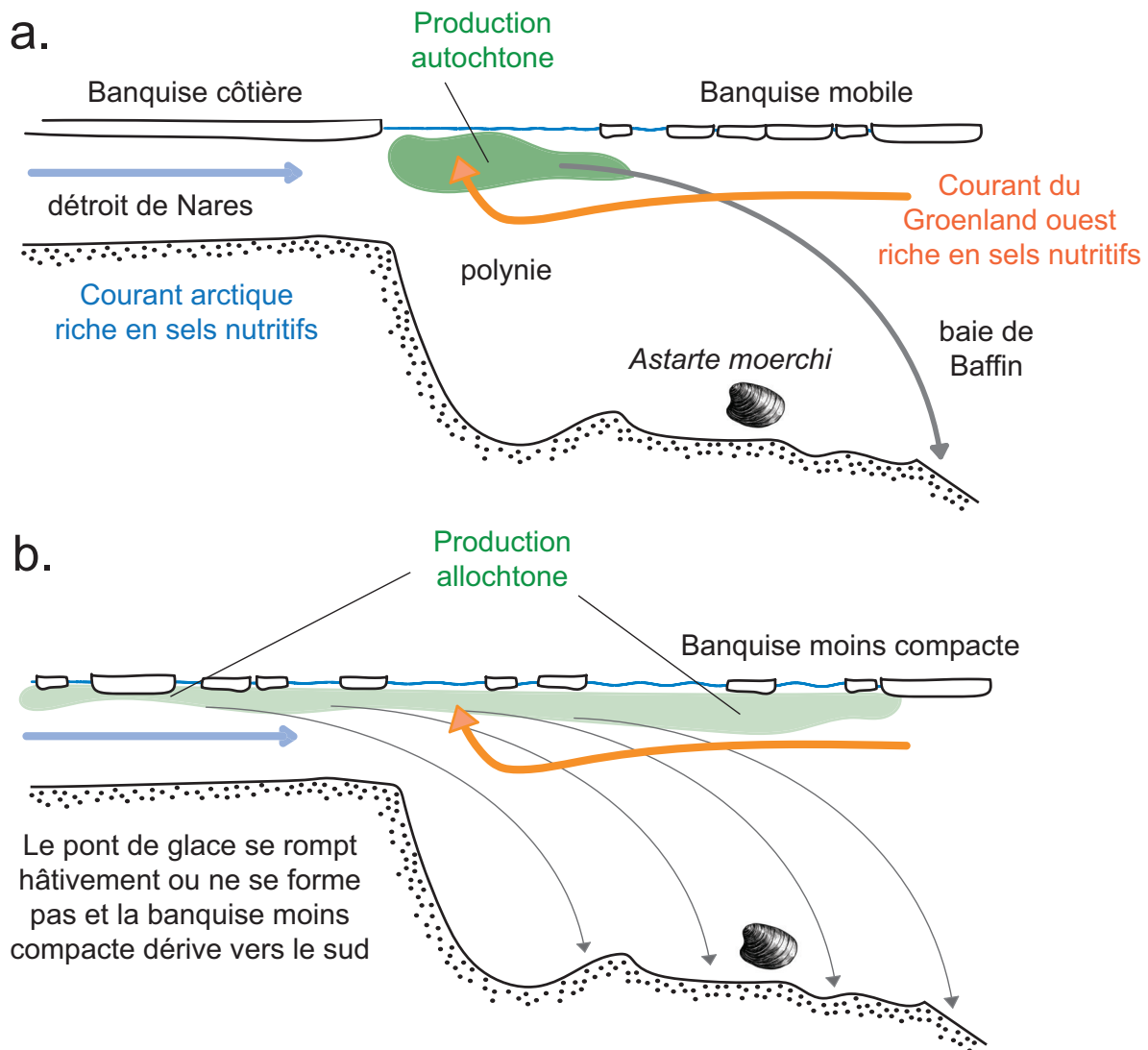


Figure 30: Schéma illustrant la production primaire printanière dans une coupe longitudinale de la polynie, du détroit de Nares à gauche à la baie de Baffin à droite. La banquise côtière dans le détroit de Nares et le couvert de glace compact de la baie de Baffin empêchent la lumière d'alimenter la production dans les eaux riches en sels nutritifs provenant de l'Arctique et de l'Atlantique. Lorsque le pont de la glace ne se forme pas ou qu'il se rompt tôt en saison, la lumière pénètre dans les régions périphériques et initie une production primaire qui s'effectue sur une étendue beaucoup plus large, mais de façon moins concentrée. Les lignes grises illustrent la trajectoire de la matière organique vers le fond et les changements possibles de destination par rapport à la position des bivalves *Astarte moerchi* étudiés par Olivier et al. (2020).

même période. Pour cela, nous devons nous demander si les échelles de temps et de distance verticale et horizontale sont compatibles avec des trajectoires favorisant l'export de cette production de manière à subvenir aux besoins alimentaires des bivalves. Dans un premier temps, les caractéristiques physique et biologique de trois régions de la polynie seront présentées et discutées. Le centre de la polynie (CP) représente la région autochtone, alors que le détroit de Smith (DS), qui englobe le bassin Kane et le nord de la polynie, et la côte groenlandaise (CG) au sud-est de la polynie représentent les régions périphériques où se fait la production allochtone (figure 24).

Nous allons déterminer les échelles de temps et de distance découlant de la dérive des particules depuis leur lieu de production jusqu'au fond pour chaque région, en supposant que les particules doivent atteindre le fond durant la même saison. De cette simple analyse, les valeurs de vitesse de chute et de taille qui remplissent ces conditions seront déterminées pour chaque région. Par une sommaire analyse réalisée avec l'aide du modèle développé dans les précédents chapitres, le temps requis pour qu'une distribution de particules phytoplanctoniques retrouvées en surface coagule pour créer des agrégats des tailles précédemment déterminées sera présenté. L'ensemble de ces résultats seront discutés à la lumière des connaissances disponibles sur la dynamique du système de la polynie, pour amener une réflexion sur l'hypothèse de travail.

3.3 Méthode

Environnements physique et biologique idéalisés des régions considérées

L'environnement physique de la polynie peut être ici simplifié tel que le courant horizontal moyen est considéré uniforme et stationnaire sur l'ensemble de la colonne d'eau pour chacune des trois régions. Les régions du détroit de Smith et le centre de la polynie seront regroupés comme étant l'ouest de la polynie. De ce fait, ces régions sont dominées par le courant arctique (AC) avec un courant moyen de $w_{AC}=12.5 \text{ cm s}^{-1}$, provenant du bassin Kane au

nord (figure 25a). Assumer que ce courant sera homogène sur la colonne d'eau est consistant avec l'étude de Melling et al. (2001), où de la surface jusqu'à 300 m de profondeur les vitesses sont de cet ordre de grandeur, pour ne diminuer à 2 cm s^{-1} qu'à partir de 500 m. Pour la région de la côte groenlandaise, qui sera classifiée comme l'est de la polynie, elle sera dominée par le courant du Groenland ouest (WGC) dont la valeur moyenne est $w_{\text{WGC}} = 4 \text{ cm s}^{-1}$, qu'on peut également considérer homogène sur toute la colonne d'eau (Melling et al., 2001).

D'un point de vue biologique, d'après les études de Lewis et al. (1996); Lovejoy et al. (2002); Booth et al. (2002), il est possible de connaître les groupes de phytoplancton dominants en surface pour chacune de ces 3 régions pour le mois de juin (figure 31). Pour chaque groupe, un genre a été utilisé comme référence afin de déterminer d'après la littérature les propriétés des particules utilisées dans notre étude (i.e. leur diamètre, leur vitesse de chute, leur densité et forme, tableau 3). Ces propriétés sont considérées constantes dans le temps et l'espace, et ne sont pas modifiées par des processus biologiques et physiques autres que la coagulation et fragmentation lorsque spécifié.

Temps d'export et distance de dérive estimés

Le temps T_i requis par une particule de chaque type de phytoplancton i pour atteindre la profondeur H peut être estimé grâce à leur vitesse de chute moyenne w_i telle que

$$T_i = \frac{H}{w_i}. \quad (3.1)$$

La distance horizontale l parcourue avant d'atteindre H est quant à elle obtenue par

$$l_i = T_i U = \frac{HU}{w_i} \quad (3.2)$$

où U est la vitesse horizontale du courant considéré.

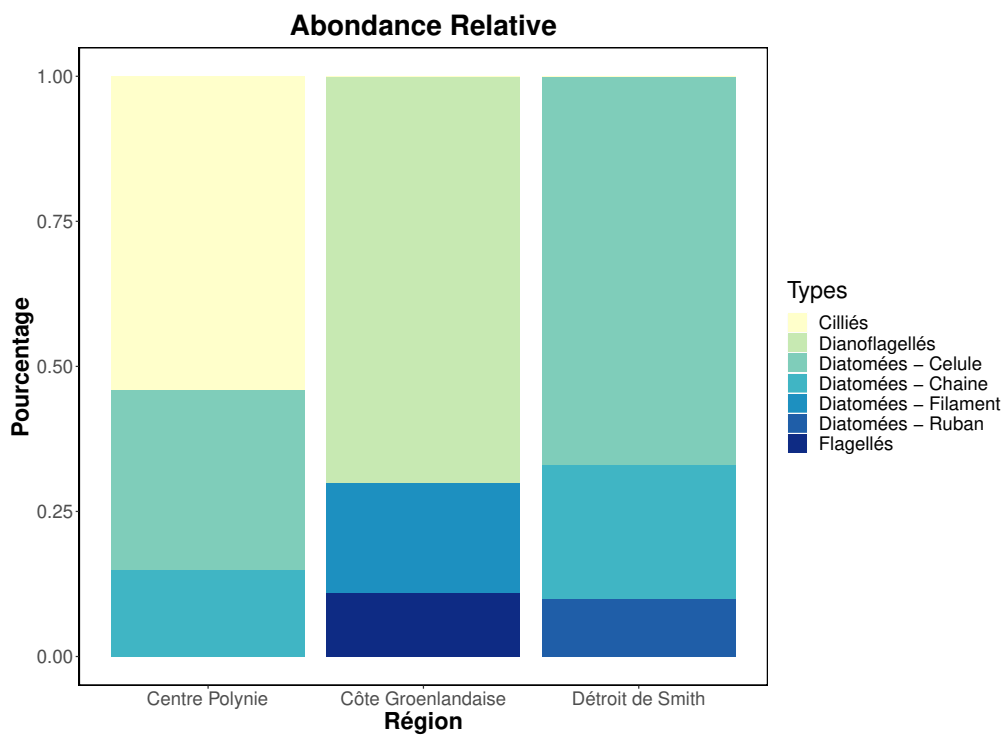


Figure 31: Abondance relative des trois types de phytoplanctons dominants en surface pour le mois de juin, pour les trois régions d'intérêt, estimées d'après Lovejoy et al. (2002).

Tableau 3: Propriétés des particules phytoplanctoniques des trois régions d'intérêt, soit le détroit de Smith (DS), le centre de la polynie (CP) et la côte groenlandaise (CG). Les estimations de vitesses de chute proviennent soit de mesure en laboratoire (Lab.) ou de mesure in situ. L'abréviation agr. signifie que la vitesse de chute est associée à un agrégat et non à une cellule individuelle.

Types	Diamètre µm	Forme voir figure 32	Vitesse de chute m j ⁻¹	Région
Flagellés				
<i>Dunaliella</i> sp.	9.2 ^[a]	Variée ^[b]	0.39 (Lab.) ^[c]	CG
Dinoflagellés				
<i>Ceratium</i> sp.	25 ^[d]	Triangulaire ^[e]	0.07 (In situ) ^[f]	CG
Ciliés				
<i>Parafavella</i> sp.	58-87 ^[g]	Cylindrique ^[h]	4.7 × 10 ⁻⁴ (Lab.) ^[i] - 1.4 (In situ) ^[j]	CP
Diatomées				
<i>Chaetoceros</i> sp. (cellule)	8.2 ^[k]	Globule ^[l]	0.5-0.85 (Lab.) ^[c,m,n]	CP et DS
<i>Thalassiosira</i> sp. (chaîne)	4-80 ^[c,o]	Cylindrique ^[o]	0.1-2.1 (Lab.) ^[c,m,p]	CP et DS
<i>Melosira arctica</i> (filament)	10-45 ^[o,q]	Sphérique-Ellipsoïde ^[q]	2.1 (In situ) ^[r]	CG
<i>Fragilariopsis</i> sp. (ruban)	20-54 ^[s]	Rectangulaire ^[r]	37-85 (In situ., agr.) ^[u]	DS
	^[a] Srirangan et al. (2015)	^[b] Ben-Amotz (2009)	^[c] Eppley et al. (1967)	
	^[d] Møller (2005)	^[e] Burns and Mitchell (1980)	^[f] Pollinger et al. (1993)	
	^[g] Gold and Morales (1975)	^[h] Monti and Minocci (2013)	^[i] Jonsson (1989)	
	^[k] Kristiansen et al. (2001)	^[l] Gallager et al. (1996)	^[j] Caron et al. (2004)	
	^[o] Hasle and Syvertsen (1997)	^[r] Von Quillfeldt (2001)	^[m] Huisman and Sommeijer (2002)	
	^[q] Kaczmarek and Jahn (2006)		^[n] Bienfang et al. (1982)	
	^[s] Laurenceau-Cornec et al. (2015)		^[p] Smayda and Boleyn (1965)	
			^[r] Haecky et al. (1998)	
			^[u] Onodera et al. (2015)	

Vitesses de chutes

D'après les équations 3.1 et 3.2, la vitesse de chute des particules est requise pour estimer le temps et la distance de dérive. Si les vitesses de chutes des particules ne sont pas disponibles dans la littérature, la connaissance de leur diamètre permet de la déterminer analytiquement. Les particules organiques n'étant jamais exactement sphériques, leur vitesse

de chute est donnée par Van Rijn et al. (1993) par

$$w = \begin{cases} w_1 = \frac{gD^2}{18\nu f(\gamma)} \left(\frac{\rho - \rho_w}{\rho_w} \right) & D \leq 100 \text{ } \mu\text{m} \\ w_2 = \frac{10\nu}{D} \left[\sqrt{1 + \frac{0.01gD^3}{\nu^2} \left(\frac{\rho - \rho_w}{\rho_w} \right)} - 1 \right] & 100 < D < 1000 \text{ } \mu\text{m} \\ w_3 = \frac{w_2(D = 1000\mu\text{m})}{\sqrt{g1000\mu\text{m} \left(\frac{\rho - \rho_w}{\rho_w} \right)}} \sqrt{gD \left(\frac{\rho - \rho_w}{\rho_w} \right)} & D \geq 1000 \text{ } \mu\text{m} \text{ et } \rho > \rho_w \end{cases} \quad (3.3)$$

où ν est la viscosité cinématique de l'eau de mer, D est le diamètre de la particule et ρ sa densité tandis que ρ_w est celle de l'eau de mer. Dans l'équation 3.3, γ est le facteur de forme de Corey (CSF) défini par Komar and Reimers (1978) tel que $\gamma = \frac{S}{\sqrt{IL}}$ avec L la dimension la plus longue de la particule, I la dimension la plus longue perpendiculaire à L , et S la dimension la plus longue perpendiculaire à L et I (figure. 32a). γ varie de 0 à 1 avec des valeurs extrêmes correspondant aux particules plates et sphériques respectivement (Komar and Reimers, 1978; Albertson, 1953; Nasiha and Shanmugam, 2018). $f(\gamma)$ dans l'équation 3.3, est une fonction du CSF telle que

$$f(\gamma) = \begin{cases} 2.18 - 2.09\gamma & 0 \leq \gamma < 0.4 \\ 0.946\gamma^{-0.378} & 0.4 \leq \gamma < 0.8 \\ 1 & 0.8 \leq \gamma \leq 1.0 \end{cases} \quad (3.4)$$

Simulations numériques

Après le travail effectué dans les chapitres 1 et 2, le développement actuel du modèle ne permet pas son utilisation pour des cas réalistes avec des spectres de diamètres non linéaires à faible résolution. Malgré tout, le modèle est robuste lorsqu'utilisé à haute résolution avec un espacement linéaire, et lorsque les réactions de coagulation et fragmentation sont ajustées avec les pré facteurs respectifs $\left(\frac{N}{N+1}\right)$ et $\left(\frac{1}{N+1}\right)$. Nous rappelons ici la formulation en triplet des

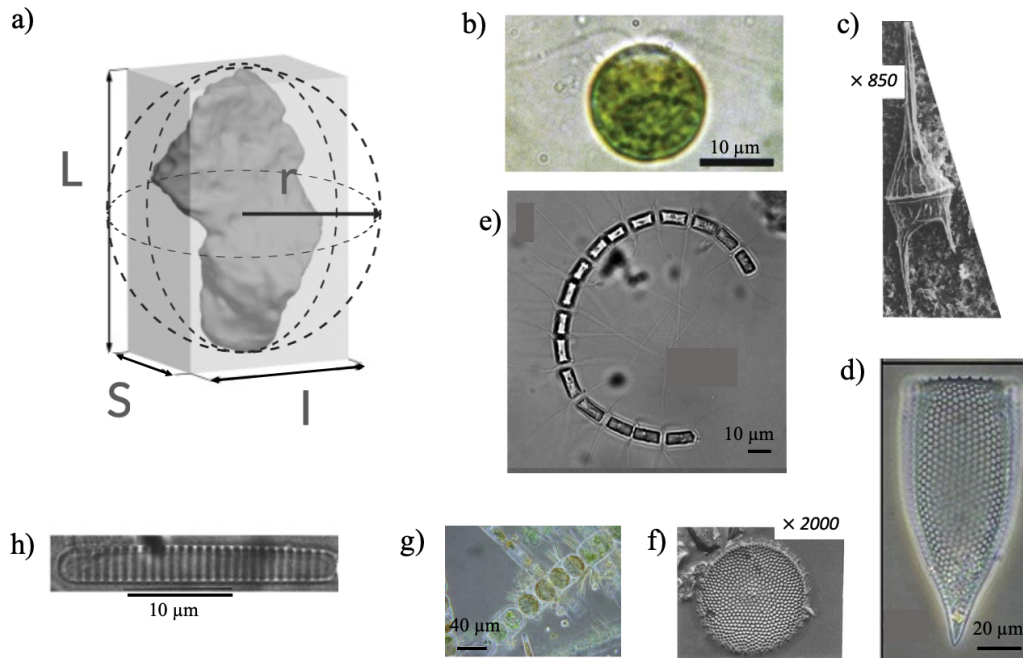


Figure 32: Dimensions et formes des particules phytoplanctoniques considérées. a) Dimensions requises pour calculer le facteur de forme de Corey (CSF) nécessaire à l'estimation de la vitesse de chute (section 3.3). L est la dimension la plus longue de la particule, I la dimension la plus longue perpendiculaire à L , et S la dimension la plus longue perpendiculaire à L et I . Modifiée d'après Bagheri et al. (2015). b) Flagellés *Dunaliella* sp. d'après Ben-Amotz (2009); c) Dinoflagellé *Ceratium* sp. d'après Burns and Mitchell (1980); d) Cilié *Parafavella* sp. d'après Monti and Minocci (2013); e) Diatomée *Chaetoceros* sp. d'après Pelusi et al. (2020); f) Diatomée *Thalassiosira* sp. d'après Rytter Hasle and Riddervold Heimdal (1998); g) Diatomée *Melosira arctica* d'après Poulin et al. (2014); h) Diatomée *Fragilariopsis* sp. d'après Von Quillfeldt (2001).

réactions présenté dans le chapitre 1 (Eq. 1.22) :

$$\begin{aligned} \delta C_{i,j}^k &= \delta C_{i,j}^k = \frac{1}{2} \left(- \left(\frac{N}{N+1} \right) \mathcal{K}_{ij} n_i n_j N_i + \left(\frac{1}{N+1} \right) \mathcal{F}_k n_k N_k \right) \\ \delta C_{j,i}^k &= \delta C_{j,i}^k = \frac{1}{2} \left(\underbrace{- \left(\frac{N}{N+1} \right) \mathcal{K}_{ij} n_i n_j N_j}_{\text{Coagulation}} + \underbrace{\left(\frac{1}{N+1} \right) \mathcal{F}_k n_k N_k}_{\text{Fragmentation}} \right). \end{aligned} \quad (3.5)$$

Pour rappel, \mathcal{K} et \mathcal{F} sont les taux de coagulation et de fragmentation respectivement, n est le nombre de particules et N est le contenu en carbone des particules dépendant de

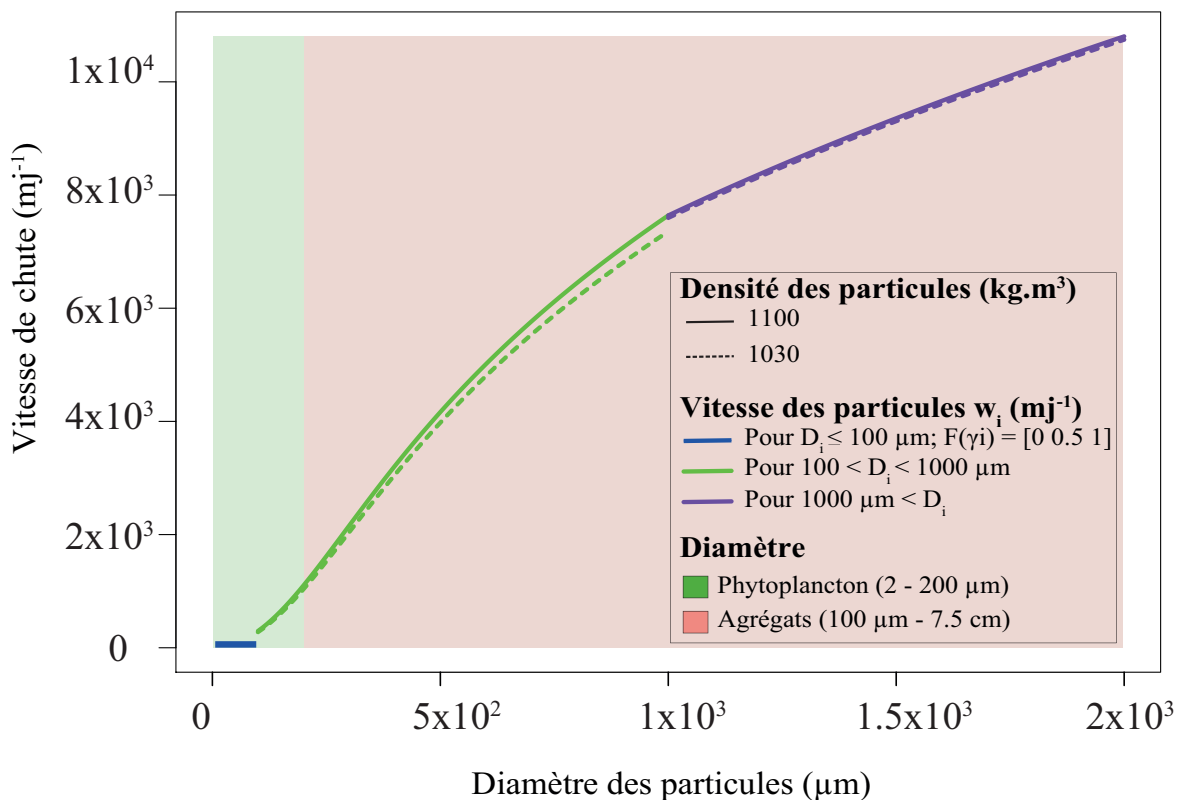


Figure 33: Vitesse de chute estimée en fonction du diamètre D et de la densité ρ des particules, selon les trois équations proposées par Van Rijn et al. (1993) (Eq. 3.3). Dans un souci de visualisation, la gamme de diamètres représentée est celle retrouvée communément dans l'océan ($1 \mu\text{m} < D < 1 \text{ cm}$ (Stemmann et al., 2004; Monroy et al., 2017)) mais tronquée à 2 mm. La gamme de densité des particules utilisée ($\rho_i = 1030$ à 1100 kg m^{-3}) est celle référencée dans l'étude de Miklasz and Denny (2010), qui élimine les densités retrouvées des particules ou agrégats ayant des vacuoles qui peuvent les rendre moins denses que l'eau de mer ($\rho_w = 1027 \text{ kg m}^{-3}$).

leur volume (Eq. 1.3). À haute résolution, le facteur multipliant la coagulation $\left(\frac{N}{N+1}\right)$ tend vers 1, mais le facteur multipliant la fragmentation $\left(\frac{1}{N+1}\right)$ demeure important pour corriger la dépendance intrinsèque à la résolution. C'est donc avec une configuration hautement résolue ($N = 2000$ et la classe additionnelle $\frac{3}{2}N$, cf. section 1.3.3.1 du chapitre 1) et sur un spectre de diamètre linéaire, que les simulations dans cette étude sont faites. Cette configuration du modèle est utilisée pour étudier l'évolution de la concentration du carbone C sur le spectre de diamètres considérés ($1 \mu\text{m} < D < 1 \text{ cm}$). L'ensemble des paramètres relatifs à cette configuration sont présentés dans le tableau 4.

Cette configuration est utilisée pour représenter les deux environnements distincts de l'est et de l'ouest de la polynie en termes de concentration totale de carbone retrouvée en surface. Dans la polynie, les concentrations en chlorophylle- a varient de 19.5 à 1.7 mg Chl- $a \text{ m}^{-3}$ à l'est et l'ouest respectivement (Lewis et al., 1996; Booth et al., 2002). Ceci équivaut à 89.37 et 7.79 mmolC m^{-3} considérant un rapport C:Chl- a de 55 : 1 et une masse molaire du carbone de 12 g mol^{-1} . Basée sur ces données *in situ*, la simulation qui représente l'est de la polynie (soit la côte groenlandaise dans notre cas idéalisé) est initialisée avec une concentration totale $C_T=100 \text{ mmolC m}^{-3}$, tandis que celle pour l'ouest est initialisée avec $C_T=10 \text{ mmolC m}^{-3}$. Pour rappel, dans cet environnement idéalisé, la simulation d'ouest représente à la fois les conditions biologiques retrouvées au centre de la polynie et au niveau du détroit de Smith. Cette concentration totale est distribuée sur le spectre de diamètres selon une pente $\Psi = -3$ (Eq. 1.26) et permet de représenter de manière réaliste les abondances relatives des types de phytoplanctons dans les régions d'intérêt (figure 31). La température de l'eau n'influence pas le taux de coagulation, mais une valeur de 0°C en surface est tout de même prescrite (voir figure 25b.). Le taux de dissipation d'énergie turbulente est fixé à $\epsilon = 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$, une valeur considérée comme limite inférieure pour laquelle la fragmentation physique peut avoir lieu (Takeuchi et al., 2019). Comme spécifié dans le chapitre 2, le zooplancton peut contribuer à la fragmentation notamment par le broutage (Banse, 1990; Green and Dagg, 1997; Van Der Jagt et al., 2020) ou lorsqu'il nage à proximité de particules (Dilling and Alldredge, 2000; Stemmann et al., 2000; Goldthwait et al., 2004). Bien qu'il préfère se nourrir de petites particules

(20 à 50 μm Van Der Jagt et al., 2020), ces particules connaissent des taux de fragmentation plus élevés que les plus grosses (Briggs et al., 2020). Cependant, lorsque le zooplancton rencontre des particules plus grosses par sa locomotion ou sa dérive, ces dernières sont plutôt fragmentées qu'ingérées. Ceci induit que la probabilité de briser de grosses particules est plus élevée que celle des plus petites (Fakhraee et al., 2020). D'après les observations *in situ* de Briggs et al. (2020), les taux de fragmentation biologique dans l'océan peuvent être de l'ordre de 0.03 à 0.27 j^{-1} . Comme la succession écologique, les relations trophiques et les mouvements verticaux ne sont pas explicitement modélisés dans cette représentation idéalisée, le taux de fragmentation biologique choisi \mathcal{F} est constant dans le temps et sur le spectre de diamètres (tableau 4). Cette configuration est réalisée dans un environnement 0D. De ce fait, bien que calculée dans les sections 3.4, la vitesse de chute des particules n'est pas prise en compte dans les estimations du taux de coagulation due à la sédimentation différentielle β_{D_s} et aucune concentration n'est considérée comme exportée verticalement ou ajoutée et retirée à des classes de tailles spécifiques selon des relations biologiques extérieures.

3.4 Résultats et discussion

Distance de dérive et vitesse de chute

Estimons d'abord la vitesse de chute nécessaire pour que les particules initialement en surface à DS, CG ou CP atteignent le fond au centre de la polynie. Si l'on considère le DS ou la CG comme région de départ des particules phytoplanctoniques en surface, la distance de dérive devrait être d'environ 200 km pour que celles-ci arrivent au centre de la polynie (figure 24). En revanche, celles se trouvant déjà au centre ne devraient avoir à dériver que de quelques kilomètres (~ 50 km) pour y rester.

Ainsi, pour une profondeur d'intérêt de $H=600$ m, et d'après les équations 3.1 et 3.2, la vitesse de chute des particules provenant du DS devrait être en moyenne de ~ 35 m j^{-1} pour que ces dernières puissent atteindre la profondeur voulue et dérivent sur la distance requise

Tableau 4: Variables et paramètres utilisés dans la configuration idéalisée. Les spécificités pour les deux environnements distincts (est et ouest) sont indiquées lorsqu'applicables.

Symbole	Description	Valeurs	Unités
C	Concentration de carbone	$\mathcal{N}D^{-\Psi}$	mmolC m^{-3}
C_T	Concentration totale initiale	100 (est) - 10 (ouest)	mmolC m^{-3}
Ψ	Pente de la distribution en concentration	-3	-
L	Gamme de diamètres D	10^{-6} à 10^{-2}	m
V	Volume des particules	$V = 2.8D^{2.49}$	m^3
\mathcal{N}	Contenu en carbone des particules	$\mathcal{N} = 1.09V^{0.52}$	mmolC
N	Résolution (i.e. nombre de classes)	2000	-
\mathcal{K}	Taux de coagulation ^[a]	1.8×10^{-17} à 1.9×10^{-6}	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$
\mathcal{F}	Taux de fragmentation ^[b]	1.74×10^{-6}	s^{-1}
ϵ	Taux de dissipation d'énergie cinétique turbulente	10^{-6}	$\text{m}^2 \text{s}^{-3}$
T	Température de l'eau	0	$^{\circ}\text{C}$
ρ	Densité des particules	1030	kg m^{-3}
ρ_w	Densité de l'eau de mer	1027	kg m^{-3}
Δt	Pas de temps	3500	s

^[a] Les coefficients de collision considérés sont uniquement ceux liés au mouvement Brownien (β_{Br}) et à la turbulence (β_{St}). Le taux d'adhésion (*stickiness*) est considéré constant ($\tilde{\alpha}_{ij} = 1$). Pour le détail de l'estimation du taux \mathcal{K} , se référer au Chapitre 2 (Sec. 2.3.1).

^[b] Ce taux de fragmentation ne réfère qu'à la fragmentation biologique (c.f. section 3.4).

(tableau 5). Selon la même méthode, la vitesse de chute des particules de la CG devrait être de $\sim 10 \text{ m j}^{-1}$ et de $\sim 125 \text{ m j}^{-1}$ pour celles au CP. Ces vitesses induisent que les particules atteindront le fond en 17.1, 4.8 et 60 jours pour DS, CP et CG respectivement. Ces temps concordent avec ceux recherchés pour un export rapide de la production de surface au cours d'une saison dans la polynie (tableau 5).

Ces vitesses de chute recherchées pour des particules phytoplanctoniques sont cependant bien au-delà de celles recensées dans la littérature pour les cellules individuelles (ta-

Tableau 5: Distance de dérive effective (L) pour atteindre une profondeur $H=600$ m, vitesse de chute et diamètres associés (pour $\rho_i=1030$ kg m⁻³) pour les particules originaires des trois régions d'intérêt (DS, CP et CG) d'après les équations 3.1 et 3.2. Les particules provenant de DS et CP subissent le courant arctique (AC, $U_{AC}=12.5 \pm 2.5$ cm s⁻¹) et celles provenant de CG subissent le courant du Groenland ouest ($U_{WGC}=4 \pm 2$ cm s⁻¹).

Région	Vitesse de chute m j ⁻¹	Distance de dérive km	Temps j	Diamètres μm
Détroit de Smith (ouest)	35	200 ± 40	20.0 ± 7.7	611
Centre de la Polynie (ouest)	125	50 ± 40	5.6 ± 4.8	1 031
Côte Groenlandaise (est)	10	200 ± 40	85 ± 54	331

bleau 3). Si ces vitesses issues de la littérature étaient associées aux courants moyens des régions d'origine des particules, celles-ci ne pourraient pas atteindre le fond du centre de la polynie au cours d'une saison, peu importe leur point de départ en surface (tableau 6). En revanche, on constate que la vitesse de chute estimée pour un agrégat de diatomées en ruban ($w_{D_{rub}} = 37 - 85$ m j⁻¹), se situe dans la gamme des vitesses de chute recherchées. Lorsque celle-ci est associée au courant moyen de sa région d'origine (DS), elle peut permettre à ce type de particules de dériver sur une centaine de kilomètres en moins de dix jours (tableau 6). Ceci souligne l'importance des processus d'accroissement en taille des particules organiques, tels que la formation de colonies ou la coagulation, dans l'augmentation de leur vitesse de chute.

Tailles requises des particules

D'après une représentation graphique de l'équation 3.3, il est possible de définir les diamètres D recherchés, pour que ces particules atteignent des vitesses de chute de 35 m j⁻¹, 10 m j⁻¹ et 125 m j⁻¹ (figure 33). Cependant, il existe un saut entre les deux fonctions de vitesses de chute énoncées par Van Rijn et al. (1993), dans lequel les vitesses que l'on re-

Tableau 6: Distance (L) et temps (T) de dérive pour atteindre 600 m, estimés d'après les équations 3.1 et 3.2. Les particules originaires de DS et CP subissent le courant arctique (AC, $U_{AC} = 12.5 \text{ cm s}^{-1}$) et celles de CG subissent le courant ouest-groenlandais (WGC, $U_{WGC}=4 \text{ cm s}^{-1}$). Les vitesses de chute des différents types de particules phytoplanctoniques considérées sont celles présentées dans le tableau 3.

Type	Région de départ (Courant associé)	Temps j	Distance de dérive km
Dinoflagellés	CG (WGC)	8 571.4	29 622.8
Flagellés	CG (WGC)	1 538.5	5 316.92
Diatomées-Cellule	CP et DS (AC)	888.8	9 600.0
Cilliés	CP (AC)	856.8	9 254.0
Diatomées-Chaine	CP et DS (AC)	545.5	5 890.9
Diatomées-Filament	CG (WGC)	285.7	987.4
Diatomées-Ruban	DS (AC)	9.8	106.2

cherche se positionnent. Ainsi, pour définir la vitesse de chute recherchée et le diamètre associé, la valeur moyenne entre les deux distributions définies sur l'ensemble du spectre de diamètre est considérée (figure 34). Selon cette règle, on peut conclure que le diamètre associé à une vitesse de chute de 35 m j^{-1} est de $611 \text{ }\mu\text{m}$, et de $1\,031 \text{ }\mu\text{m}$ et $331 \text{ }\mu\text{m}$ pour les vitesses de 125 m j^{-1} et 10 m j^{-1} respectivement, lorsque les particules possèdent une densité de $1\,030 \text{ kg m}^{-3}$ (figure 34, tableau 5)¹⁵. D'après les données disponibles dans littérature (tableau 3), il n'existe pas de particule phytoplanctonique possédant ces diamètres. Il faut donc qu'elles coagulent pour former un agrégat ou des colonies de diamètres équivalents aux diamètres susmentionnés pour assumer qu'elles puissent dériver et être exportées selon les distances et délais attendus.

15. À noter que pour une densité de $1\,100 \text{ kg m}^{-3}$, les tailles associées sont : $591 \text{ }\mu\text{m}$, $1\,026 \text{ }\mu\text{m}$ et $321 \text{ }\mu\text{m}$ pour des vitesses de 35 m j^{-1} , 10 m j^{-1} et 125 m j^{-1} respectivement (non présenté).

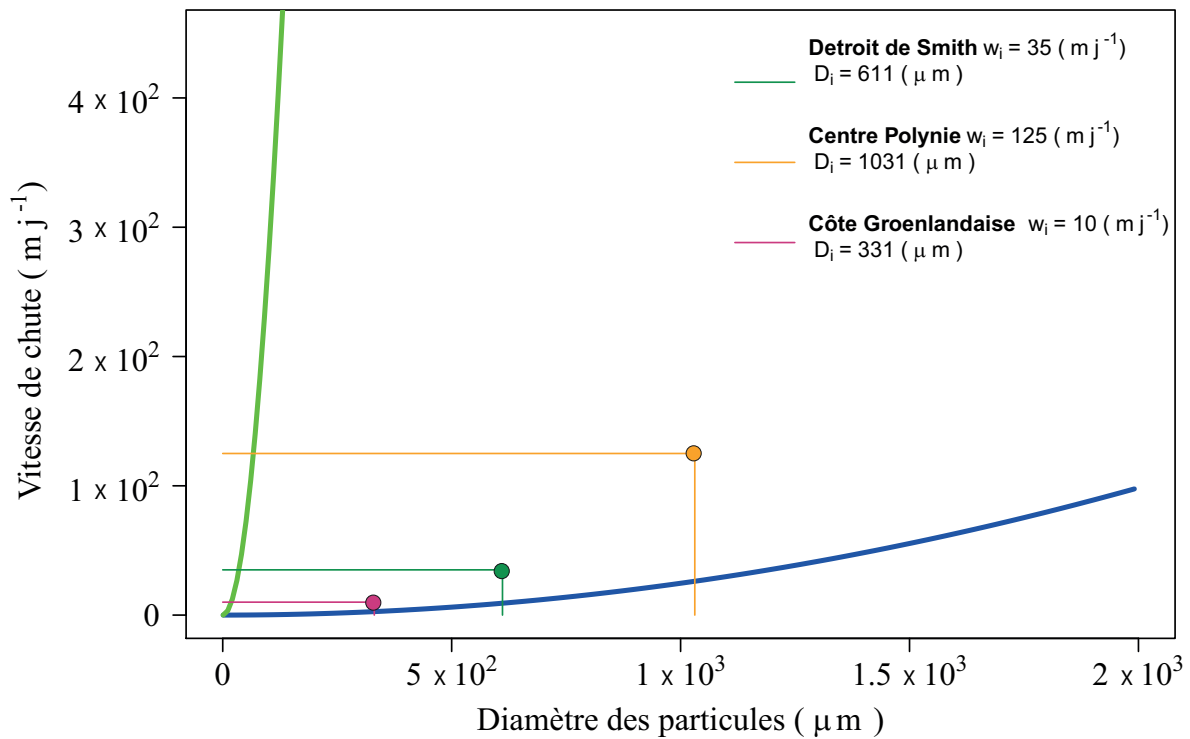


Figure 34: Diamètres recherchés D pour une densité ρ des particules de 1030 kg m^{-3} , considérant les vitesses de chutes souhaitées selon Eq. 3.3 de Van Rijn et al. (1993), sur l'ensemble du spectre de taille. Les lignes rose, grise et orange indiquent les vitesses et tailles recherchées pour les trois régions, tandis que la courbe bleue correspond à Eq. 3.3 pour $D \leq 100 \text{ }\mu\text{m}$ et la courbe verte à $100 \leq D \leq 1000 \text{ }\mu\text{m}$. Les valeurs de vitesse de chute recherchées étant dans le saut qui existe entre les deux fonctions, la moyenne des deux distributions est trouvée, pour déterminer la taille recherchée associée à ces vitesses de chutes pour les trois régions.

Simulations numériques

Les résultats précédents indiquent que la formation de colonies ou d'agrégats par coagulation est essentielle pour expliquer les diamètres recherchés. Il n'y a pas lieu ici de considérer la fragmentation, car les diamètres recherchés sont en deça de la taille à laquelle la fragmentation physique est active. La figure 35 montre en effet que les diamètres recherchés sont inférieurs à l'échelle de Kolmogorov pour un niveau de turbulence représentatif de l'intérieur de l'océan ($\epsilon > 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$), cette échelle étant considérée comme la limite à laquelle la fragmentation physique a lieu dans l'océan (Takeuchi et al., 2019).

Dans la configuration qui représente de manière idéalisée l'est de la polynie (CG) et uniquement lorsqu'est considérée la réaction de coagulation, on observe qu'avec une dominance de petites particules initialement dans le milieu (figure 36a), il faut un minimum d'un mois pour que 5% de la concentration initiale soit représentée par des particules d'une taille supérieure à $331 \mu\text{m}$ (Fig 36b). Dans une configuration similaire, mais où les deux réactions de coagulation et de fragmentation sont prises en compte, la même dynamique et temporalité est observée (non présenté), car le taux de fragmentation ne semble pas suffisamment élevé pour significativement fragmenter les particules créées par la coagulation. En revanche, pour les configurations idéalisées de l'ouest de la polynie (CP, DS), (figure 37), les tailles recherchées étant plus grandes qu'à l'est, il y aura en un mois et demi moins de 5% de la concentration initiale qui sera retrouvée dans le milieu dans les tailles attendues (figure 37b).

Plusieurs paramètres utilisés dans le modèle sont susceptibles d'influencer nos estimations. Comme nous l'avons utilisé dans une configuration que l'on sait robuste, soit avec une grande résolution et sur un spectre de diamètres linéaire (cf. Chapitre 2), la succincte analyse de sensibilité ne portera pas sur ces deux variables. L'influence des variables environnementales, telles que le niveau de turbulence et la température de l'eau, présent en compte dans le taux de coagulation (\mathcal{K}) ont déjà été présentées en détail dans le chapitre 2 et au vue des variables physiques de la polynie n'influenceront pas les résultats. Cependant, comme présentés

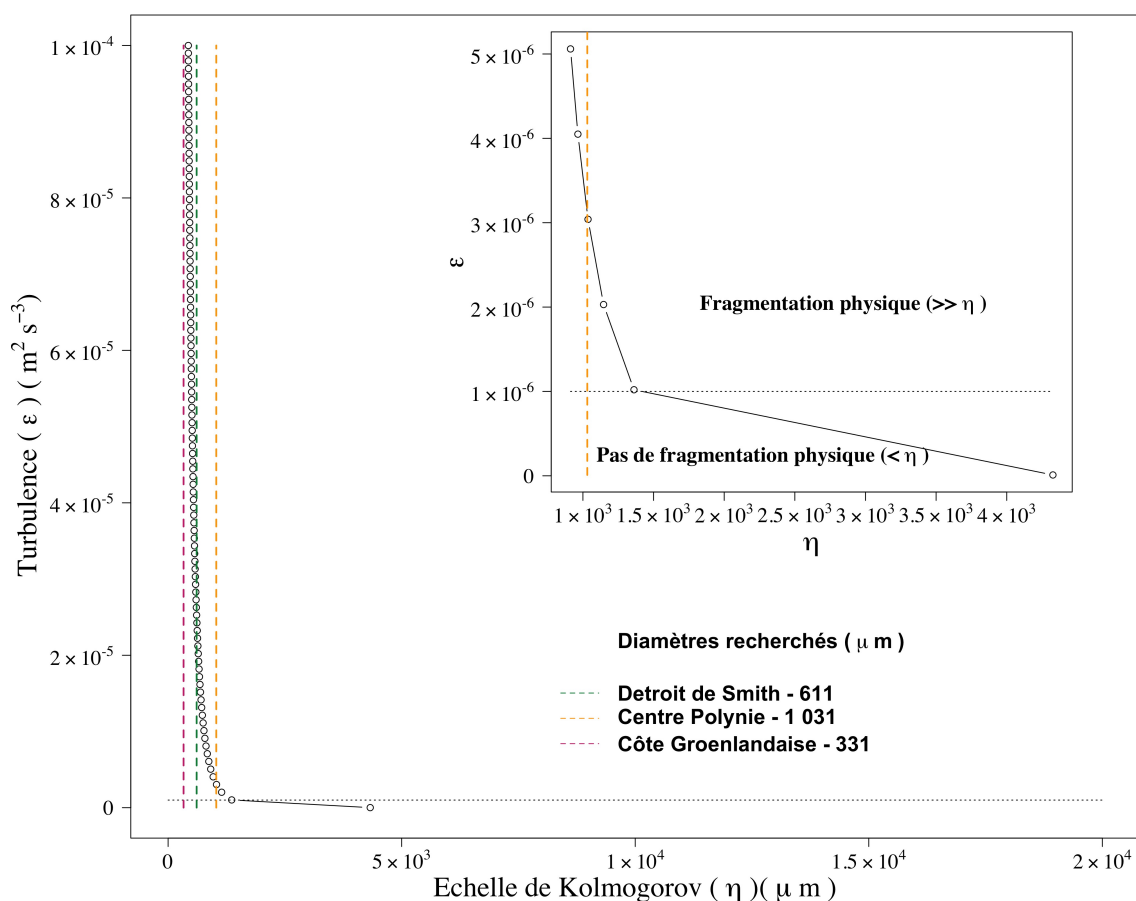


Figure 35: Variation de l'échelle de Kolmogorov avec les niveaux de turbulence retrouvés dans l'océan (Alldredge et al., 1990). La ligne pointillée noire représente le niveau de turbulence utilisé dans ce chapitre ($\epsilon > 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$). Les lignes colorées verticales représentent les trois diamètres d'agrégats recherchés dans ce chapitre pour les trois régions d'intérêt. La fragmentation physique a lieu dans l'océan lorsque les particules ont un diamètre qui est supérieur à l'échelle de Kolmogorov.

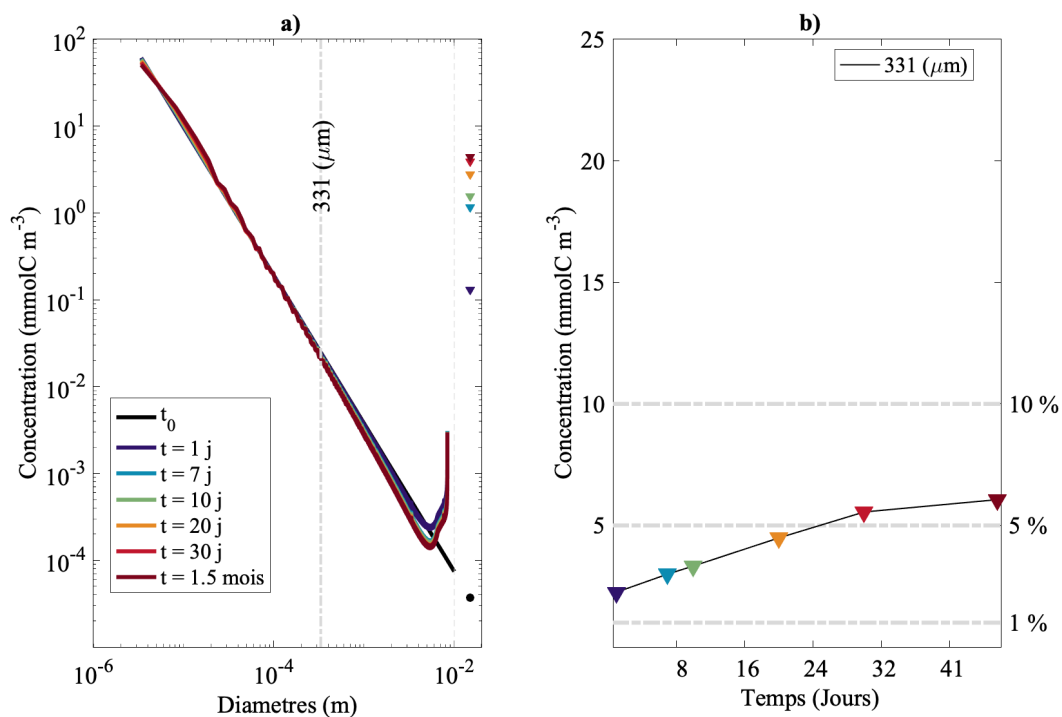


Figure 36: Simulations pour la région est de la polynie (CG). a) Distribution de la concentration sur le spectre de taille pour différentes durées pour la coagulation seulement. b) La somme des concentrations pour chaque classe de taille supérieure ou égale à la taille recherchée pour chaque durée pour la coagulation. Dans a) la ligne verticale en pointillés représente la taille d'agrégat recherchée, pour b) les lignes horizontales pointillées représentent les pourcentages de la concentration totale. Les paramètres utilisés dans ces simulations sont spécifiés dans le tableau 4. Les résultats pour la coagulation et la fragmentation ensemble ne sont pas présentés car identique à ceux présentés pour la coagulation (a-b).

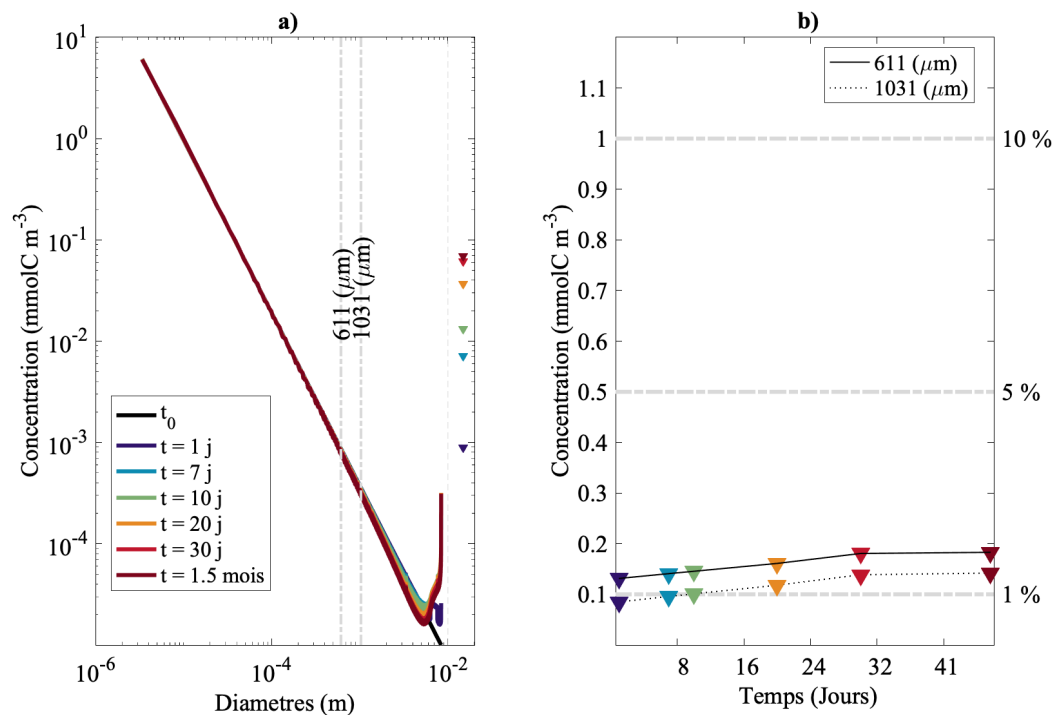


Figure 37: Simulations pour la région ouest de la polynie (DS et CP). a) Distribution de la concentration sur le spectre de taille pour différentes durées pour la coagulation seulement. b) La somme des concentrations pour chaque classe de taille supérieure ou égale à la taille recherchée pour chaque durée pour la coagulation. Dans a) les lignes verticales en pointillés représentent les tailles d'agrégats recherchées, pour b) les lignes horizontales pointillées représentent les pourcentages de la concentration totale. Les paramètres utilisés dans ces simulations sont spécifiés dans le tableau 4. Les résultats pour la coagulation et la fragmentation ensemble ne sont pas présentés car identique à ceux présentés pour la coagulation (a-b).

dans le Chapitre 2, la pente de la distribution en concentration (Ψ) et le taux de fragmentation choisi (\mathcal{F}) sont susceptibles d'influencer les résultats. Nous concentrerons donc notre analyse de sensibilité sur l'influence de la pente de la distribution en concentration et du taux de fragmentation.

D'après la figure 38a qui représente de manière idéalisée l'est de la polynie, on remarque que le choix d'une certaine pente de distribution en concentration influence la distribution initiale et donc le temps nécessaire pour avoir un certain pourcentage de la concentration initiale retrouvée dans les classes de tailles recherchées. Il est couramment accepté que la pente de la distribution de cette concentration sur la gamme de diamètres retrouvés dans l'océan varie entre -1.5 à -4 (Li et al., 2004; Dever et al., 2021). Avec une pente supérieure à -3 , la majorité de la concentration initiale se retrouve dans les grandes classes ($> 10^{-4}$ m) tandis que lorsque la pente est inférieure à -3 , la majorité de la concentration initiale se répartit dans les petites classes (figure 38a). Dans le cas où la coagulation et la fragmentation agissent ensemble pour $-4 < \Psi < -3$, les 1% de concentration dans les tailles recherchées ne seront pas atteints en un mois et demi (figure 38b). L'analyse de sensibilité faite sur une gamme de taux de fragmentation biologiques retrouvés dans l'océan, tels que relevée par Briggs et al. (2020), n'influencent pas les résultats présentés dans les figures 36 et 37.

3.5 Conclusions et perspectives

Les variations du couvert de glace, des apports en eaux douces, des radiations UV et de la stratification dans la colonne d'eau sont responsables de variations de la productivité primaire en Arctique (Cherkasheva et al., 2014). Dans leur revue sur le sujet, Post et al. (2013) soulignent qu'une diminution temporelle du couvert de glace réduit la durée de présence d'algues sympagiques tandis qu'elle allonge la temporalité de la floraison pélagique qui bénéficie d'un plus long accès aux rayons lumineux. D'autre part, la fonte des glaces de mer et l'apport des eaux de fontes des glaciers terrestres provoquent un adoucissement de l'eau

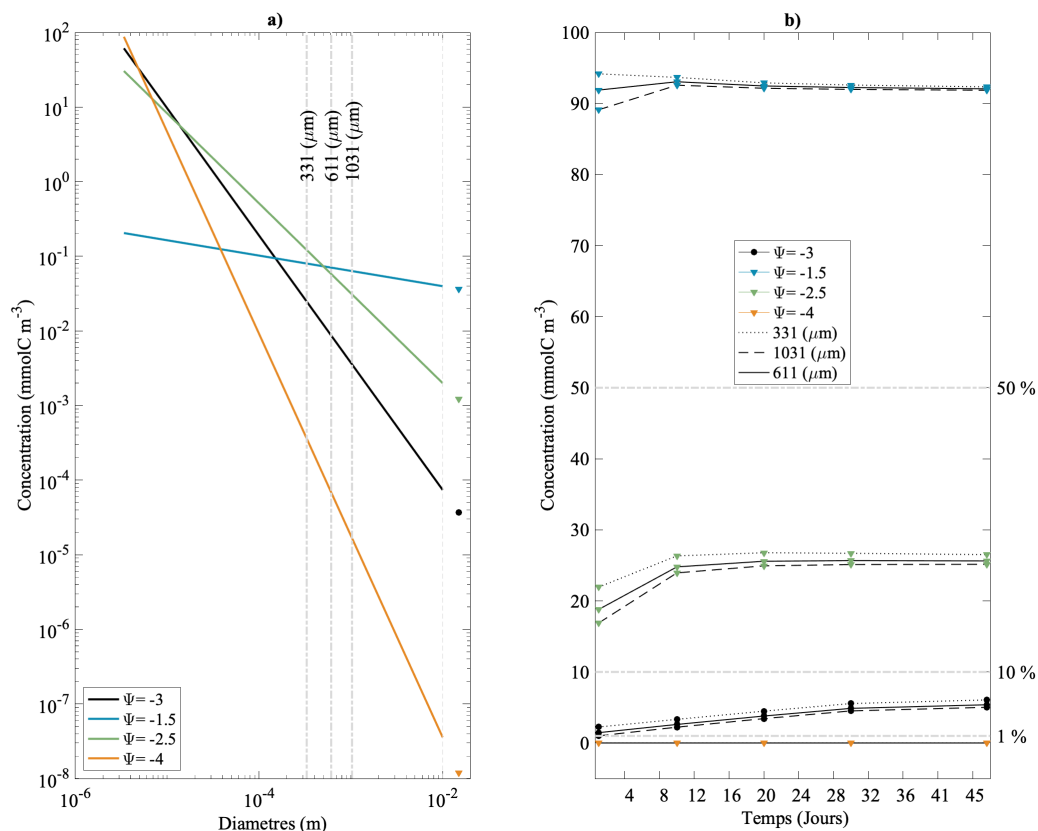


Figure 38: Analyse de sensibilité vis à vis de la pente de la distribution de concentration (Ψ). Simulation de l'est pour différentes valeurs de (Ψ) pour a) l'initialisation et b) la somme des concentrations pour chaque classes de tailles supérieures ou égales à la taille recherchée pour plusieurs durées. En a) les lignes verticales en pointillées représentent les tailles d'agrégats recherchés et en b) les lignes horizontales pointillées représentent les pourcentages de la concentration totale. Les autres paramètres de la simulation pour l'est sont spécifiés dans le tableau 4.

qui peut modifier la profondeur de la couche de mélange (généralement mince en Arctique (~ 50 m, Codispoti et al. (2013)) et ainsi avoir des répercussions sur la stratification et donc les flux de sels nutritifs dans le système (Smith Jr and Barber, 2007; Post et al., 2013). Cette modification de la quantité et de l'origine des sels nutritifs au cours de la saison peut changer les dominances de certaines espèces dans la communauté phytoplanctonique (Li et al., 2009; Passow and Carlson, 2012; Jeffries et al., 2014). Cette quantité de sels nutritifs conditionne

les successions phytoplanctoniques au cours de la saison. Leur haute concentration favorise en début de saison le microphytoplancton très compétitif dans ces milieux riches en sels nutritifs au détriment du nano- et picophytoplancton qui lui succède lorsque le milieu est appauvri au cours du temps (Morán et al., 2010). La réduction de concentration en sels nutritifs dans le milieu peut ainsi conduire à une diminution de l'abondance des diatomées. Ces dernières sont cependant connues pour former des chaînes ou des agrégats. La diminution de leur abondance peut donc induire une diminution du flux de carbone vers le fond (Passow and Carlson, 2012). La diversité, la biomasse et la productivité du benthos étant principalement limitées par la disponibilité en ressources (Piepenburg, 2005), bien qu'il soit capable de s'adapter aux conditions du milieu (Mäkelä et al., 2017a,b), toute modification de la production en surface et du flux de carbone est donc cruciale pour sa subsistance.

Dans le cas de la polynie des Eaux du Nord, les variations observées de l'environnement en raison des changements climatiques depuis plusieurs années, entraînent à la fois un décalage temporel entre les ressources et les consommateurs, et la dominance d'espèces comme précédemment mentionnée mais aussi un décalage spatial. Comme présenté dans la figure 29 et l'étude de Bélanger et al. (2013) la modification récente de la dynamique des glaces dans la région permet à la production primaire de se développer dans les régions extérieures à la polynie (i.e. bassin Kane et côte Groenlandaise) y épuisant les sels nutritifs, et diminuant ainsi la production au sein même de celle-ci. Ainsi pour appréhender si la matière organique qui a subvenu aux organismes benthiques au centre de la polynie dans les travaux de Gaillard (2015) et Olivier et al. (2020) est d'origine allochtone ou autochtone il faut comparer la dynamique et le devenir de la production en surface entre les régions extérieures à la polynie avec son centre.

Dans la région du détroit de Smith et de la côte Groenlandaise, la succession phytoplanctonique saisonnière reste similaire à celle retrouvée dans la baie de Baffin (figure 27), bien que la saison de production puisse s'être rallongée sur la période considérée en raison de la fonte hâtive de la glace (figure 26). Les particules phytoplanctoniques retrouvées en

abondance en surface dans ces deux régions (figure 31) n'ont cependant pas des vitesses de chutes et les tailles associées qui permettent leur export rapide en profondeur malgré les courants associés à ces régions (tableaux 3 et 6). C'est donc leur capacité à former diligemment des colonies ou des agrégats qui eux atteignent des tailles suffisamment grandes qui peut aider à justifier leur éventuel export rapide en profondeur dans la polynie. Certaines des espèces considérées sont connues pour former rapidement des colonies. De plus certains phénomènes liés aux floraisons phytoplanctoniques ou à certaines espèces, tels que la formation de substances extracellulaires, (EPS, *Extracellular Polymeric Substances*, Thornton, 2002), peuvent être responsables d'une augmentation du taux de coagulation des particules dans le milieu. Avec notre représentation idéalisée de l'écosystème et l'utilisation de notre modèle, on constate qu'avec les distributions de tailles des espèces phytoplanctoniques, il faut un mois de réactions de coagulation et de fragmentation en surface pour qu' environ 5% de la concentration de matière retrouvée initialement dans les petites tailles atteignent des tailles de particules subséquentes qui permettraient leur export vertical rapide (i.e $> 331 \mu\text{m}$) pour la côte groenlandaise (figure 36), mais seulement 1% serait atteint dans ce laps de temps pour les particules issues du détroit de Smith (figure 37). Pour le centre de la polynie, les particules phytoplanctoniques actuellement retrouvées en abondance en surface (figure 31) n'ont pas non plus des vitesses de chutes et les tailles associées qui permettraient leur export rapide en profondeur dans la polynie. Encore une fois c'est leur capacité à former des colonies ou des agrégats ou à produire des EPS qui est importante. En effet, dans la polynie des eaux du Nord, la sédimentation des EPS est une voie importante reliant la production primaire de surface au benthos (Grant et al., 2002). De la même manière que pour le détroit de Smith, il faudrait environ un mois pour qu' 1% de la production initiale soit représentée par des grandes tailles qui permettent un export rapide. Ces pourcentages de matière susceptible d'être exportée dans ces différentes régions reflètent ce qui est retrouvé *in situ*, notamment par l'étude de Klein et al. (2002) qui quantifie le pourcentage de matière exportée annuellement dans la polynie vis-à-vis la production phytoplanctonique annuelle en surface. Dans la polynie, deux floraisons sont retrouvées au printemps et à l'automne (Ardyna et al., 2014; Freyria et al.,

2021) et sont donc comptées dans les pourcentages de 1.7 à 13% de production exportée par Klein et al. (2002), tandis que dans nos simulations nous ne représentons qu'une seule floraison. Les délais de formation d'agrégats et la quantité de matière formée qui pourrait être exportée sont donc proches de ceux attendus, et ce malgré que les propriétés intrinsèques des particules aient été simplifiées et ne soient pas modifiées dans le temps et l'espace. Par exemple, une différence de formes ou de porosités entre les particules n'est pas considérée alors que cela peut influencer leur taux d'adhésion ou de vitesse de chute (Thornton, 2002) et donc faire varier les taux de coagulation ou de fragmentation. En somme, dans les distributions phytoplanctoniques actuelles, si les particules possèdent des capacités de formation de colonie, d'agrégation ou de production des EPS, elles peuvent toutes être à l'origine du flux de matière fraîche retrouvée en profondeur dans les travaux de Gaillard (2015); Olivier et al. (2020).

Cependant, dans le cas particulier du centre de la polynie, la modification de quantité et d'origine des sels nutritifs au cours de la saison pourrait changer les dominances de certaines espèces dans la communauté phytoplanctonique (Li et al., 2009; Passow and Carlson, 2012; Jeffries et al., 2014) pouvant avoir des répercussions sur l'ensemble du réseau trophique (Post et al., 2013). La modification de la dominance d'espèces pourrait modifier le flux vertical de POC dans la polynie. En effet, avec la figure 38, on constate qu'une modification de la distribution de concentration vers des petites tailles induit un très lent et faible taux de formation d'agrégats, en comparaison de la distribution actuelle. Ceci pourrait impliquer que si les organismes photosynthétiques présents n'ont pas une propension à la formation de colonie, ou d'EPS, et ce même si elles sont en moindre abondance (Thornton, 2002; Arino and Rudnicki, 2004), le flux vertical de matière d'origine phytoplanctonique serait réduit, et pourrait ne plus être responsable de la subsistance des organismes benthiques retrouvés au centre de la polynie.

De plus, dans sa revue sur le sujet, Post et al. (2013) soulignent qu'une diminution temporelle du couvert de glace réduit la durée de présence d'algues sympagiques. Les algues de

glaces telles que *Melosira arctica* sont connues pour former des colonies capables de recouvrir une grande surface (Kaczmarek and Jahn, 2006) avant d'être exportée rapidement vers le fond (Boetius et al., 2013). La réduction de leur période de prolifération pourrait donc avoir un impact sur le signal de leur production en surface retrouvé dans les organismes benthiques, et le recrutement du zooplancton qui lui est phénologiquement lié. Aussi bien dans le milieu sympagique que pélagique et selon certaines considérations apportées par Thackeray (2012), un décalage temporel (*i.e. mismatch*) entre les producteurs primaires et secondaires peut avoir des conséquences sur l'ensemble de la dynamique de l'écosystème et donc sur le flux vertical de POC. En effet, par son activité de migration nyctémérale et de broutage, le zooplancton est responsable d'une grande partie de l'export de carbone vers le fond lorsqu'il meurt ou qu'il produit des pelotes fécales. Ces deux types de particules font partie des grandes particules qui sédimentent rapidement. Donc toute asynchronicité spatio-temporelle causée par des modifications du milieu peuvent avoir des conséquences sur le flux vertical de la matière vers le fond, et donc sur le couplage pélogo-benthique.

Ce travail souhaitait apporter une réflexion vis-à-vis de la question que posent Gaillard (2015) et Olivier et al. (2020) concernant l'origine de la matière organique fraîche qui a accéléré la croissance d'organismes benthiques au cours des dernières décennies. Basée sur leur perspective, notre hypothèse de travail était que cette production de surface pourrait être d'origine allochtone à la polynie, en raison des capacités de coagulation et de fragmentation des particules, ce qui modifie leurs propriétés et peut donc justifier leur advection au centre de la polynie. Il apparaît que notre paramétrisation simple de l'écosystème de la polynie à ce stade, permet d'apporter une première intuition sur le devenir spatial de la production de surface dans la région de la polynie, et conduit également à un succinct aperçu des conséquences qu'un changement de dominance des espèces en raison de modifications du milieu avec les changements climatiques pourrait avoir sur le flux vertical de la matière organique dans la région.

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'océan joue un rôle essentiel de premier ordre dans le cycle mondial du carbone. Il y a donc un grand intérêt à comprendre comment le cycle du carbone océanique évoluera dans un contexte de changements climatiques au 21^e siècle (Palevsky and Doney, 2021). Un élément clé est la pompe biologique dans laquelle une fraction du carbone organique produit par la photosynthèse en surface est exportée dans l'océan profond où il peut être séquestré à long terme (Le Moigne, 2019). Dans un système aussi complexe et non linéaire, il est particulièrement difficile d'évaluer la capacité de l'océan à capter et séquestrer du carbone atmosphérique en réponse à certains forçages naturels ou anthropiques. Par exemple, quel sera l'impact de l'absence soutenue de glace pluri annuelle dans l'Océan Arctique ? Quel est l'impact associé à l'extinction des grands poissons et prédateurs apicaux ? Et qu'en sera-t-il des effets de l'augmentation de la température, de l'acidification et de la désoxygénation des océans côtiers sur la pompe biologique ?

Pour nous aider à répondre à ces questions et pour faire des prédictions, des modèles numériques représentant les principaux processus affectant le système Terre ont été développés. Bien que ces modèles s'entendent assez bien sur l'élévation des températures atmosphériques en réponse aux émissions de gaz à effet de serre, il en est autrement pour leur capacité à évaluer le potentiel de séquestration du carbone par la pompe biologique. Pour y arriver, il y a nécessité de développer cette capacité de modélisation, et ce en se basant le plus possible sur les processus de base qui affectent la pompe biologique. Une approche empirique est certes souvent plus proche de la réalité observée, mais diminue le pouvoir prédictif lorsque les conditions générales dans lesquelles ces observations ont été effectuées évoluent. Rappelons que des changements significatifs sont prévus dans la production primaire des océans et par répercussions dans la biomasse animale marine (Bindoff et al., 2019).

Les modèles numériques évaluent généralement l'efficacité de la pompe biologique par sa capacité d'exporter verticalement de la matière organique et selon plusieurs facteurs qui

sont connus pour l'influencer. Généralement l'attention est portée sur la représentation des changements du milieu qui conditionnent le taux de production primaire nette en surface et ceux observés dans les processus qui affectent à proprement parler l'efficacité d'exportation de cette production. La variabilité de cet export dépend entre autres de celle de l'approvisionnement en sels nutritifs, de la croissance du phytoplancton, du comportement des prédateurs et de la formation d'agrégats, qui créent une hétérogénéité spatiale et une intermittence temporelle dans le flux vertical (Bisson et al., 2018). Cet export de matière particulaire est donc influencé par la taille des particules, la densité, la morphologie, les interactions écologiques et les facteurs physiques, qui présentent tous une hétérogénéité spatiale et temporelle substantielle (Alldredge and Gotschalk, 1988; Burd and Jackson, 2009). Les projections des modèles numériques indiquent que le flux vertical de matière particulaire diminuera au cours du 21^e siècle (Bopp et al., 2013; Laufkötter et al., 2016), mais il existe une incertitude significative dans ces estimations, en raison de notre versatilité quant à la quantification adéquate de ce flux dans l'océan d'aujourd'hui (Palevsky and Doney, 2018).

Apports aux connaissances

L'ensemble du travail effectué dans les chapitres 1 et 2 est donc une contribution nécessaire à l'amélioration de la représentation et la quantification du flux vertical de carbone dans les modèles globaux. Au lieu d'adopter un modèle existant, nous avons entrepris de redériver et développer une paramétrisation des réactions de coagulation et de fragmentation, basée sur la forme discrète de l'équation de Smoluchowski (1916). Ceci nous a permis d'identifier un certain nombre d'aspects importants du problème qui sont souvent trop peu documentés dans la littérature. À notre connaissance, les précédents efforts de recherche sur la paramétrisation numérique de ces réactions, tels que par exemple les travaux de Jackson (2001); Burd (2013); Jackson and Burd (2015); Jokulsdottir and Archer (2016), n'ont pas été orienté explicitement vers une éventuelle utilisation dans les OGCMs. Parmi les innovations que nous apportons, notons la définition d'une classe terminale au spectre discret (figure 39). Cette classe permet

notamment de borner le spectre de taille de manière conservative. De plus, les résultats du chapitre 1, bien que satisfaisants dans des configurations simplifiées où toutes les variables et tous les paramètres considérés étaient linéaires ou constants, ont permis d'identifier et circonscrire un certain nombre de défis reliés à des configurations plus réalistes. En effet, lorsque les variables telles que la distribution en concentration, le spectre de taille ou le contenu en azote des particules sont non-linéaires, la conservativité est compromise et les résultats varient en fonction du nombre de classes. Là encore, ces aspects ne sont que très peu discutés de façon explicite dans la littérature.

En ce sens, le travail accompli dans le chapitre 2 représente une contribution significative à l'avancement des connaissances et à l'applicabilité des modèles de coagulation et de fragmentation dans les modèles couplés. Les biais associés aux différentes non-linéarités des variables ont été investigués et les considérations à prendre ont été définies. Par exemple, dans une formulation discrète, la distribution en concentration est intrinsèquement liée au spectre de taille utilisé et ces deux aspects doivent être considérés ensemble plutôt que séparément dans l'étude de sensibilité à la résolution. La présentation de la dépendance des taux de coagulation et de fragmentation avec des variables biologiques ou physiques a permis de mettre en lumière la nécessité ou non selon les modèles utilisés, de coupler ces taux aux variables environnementales. Si le milieu est très hétérogène (e.g. niveau de turbulence, concentration de zooplancton) un couplage avec les champs physiques et biologiques peut être nécessaire pour intégrer leurs variations, mais si le milieu est considéré homogène ces paramètres peuvent être déterminés indépendamment d'un couplage et estimés constants.

En investissant des efforts dans le développement d'une paramétrisation robuste, exacte et efficace, le couplage avec un modèle biogéochimique ou un modèle physique n'a pu être réalisé tel qu'initialement envisagé. Toutefois, les connaissances acquises à propos de la coagulation des particules marines et la confiance acquise avec l'utilisation de la paramétrisation nous ont permis d'étudier de façon éclairée le cas particulier du couplage pélagobenthique dans une polynie arctique. Le chapitre 3 s'intéresse à une hypothèse formulée par Olivier et al.

(2020) selon laquelle une augmentation de la production primaire dans les zones périphériques (allochtones) à la polynie des Eaux du Nord expliquerait l'augmentation de l'anomalie de croissance de bivalves situés à 600 m de profondeur. Cette hypothèse repose toutefois sur le fait que les microalgues produites en surface atteignent le fond au cours de la même saison, quelques semaines à quelques mois après leur production. En combinant les connaissances des propriétés de ces microalgues avec le modèle de coagulation, nous avons pu déterminer que cette hypothèse est en effet plausible. Plusieurs incertitudes persistent toutefois, mais ce résultat montre toute l'importance que la prise en compte du devenir des particules marines dans l'environnement peut avoir pour une région comme la polynie des Eaux du Nord, qui abrite un écosystème d'une productivité exceptionnelle et d'une importance capitale pour les populations inuites du Canada et du Groenland qui en dépendent directement.

Limitations

Malgré les résultats encourageants à ce stade, certains aspects restent à étudier ou à développer pour pouvoir compter sur l'utilisation de cette paramétrisation dans les modèles régionaux ou globaux, que ce soit pour l'étude des écosystèmes côtiers ou pour quantifier l'intensité de la pompe biologique. Par exemple, la sensibilité du modèle à la borne supérieure du spectre de taille, ajoutée pour que le système reste représentatif et conservatif, n'a pas été investiguée. Il serait intéressant d'appréhender l'influence que ce choix a sur nos résultats, notamment dans des configurations de variables non linéaires.

Pour un agrégat d'une masse donnée, la dimension fractale affecte la taille de l'agrégat, sa densité et sa vitesse de sédimentation et donc sa fréquence de collisions avec d'autres particules, le tout de manière non linéaire (Dissanayake et al., 2018). La dimension fractale qui détermine la relation entre le diamètre et le volume dans le présent travail (i.e. chapitres 1 et 3) est considérée constante pour tout le spectre considéré. Cependant, dans un désir de représenter différents types de particules détritiques (e.g. phytodétritus, carcasses de zooplancton, pelotes fécales et agrégats) ces valeurs de dimensions fractales devraient pouvoir varier sur le

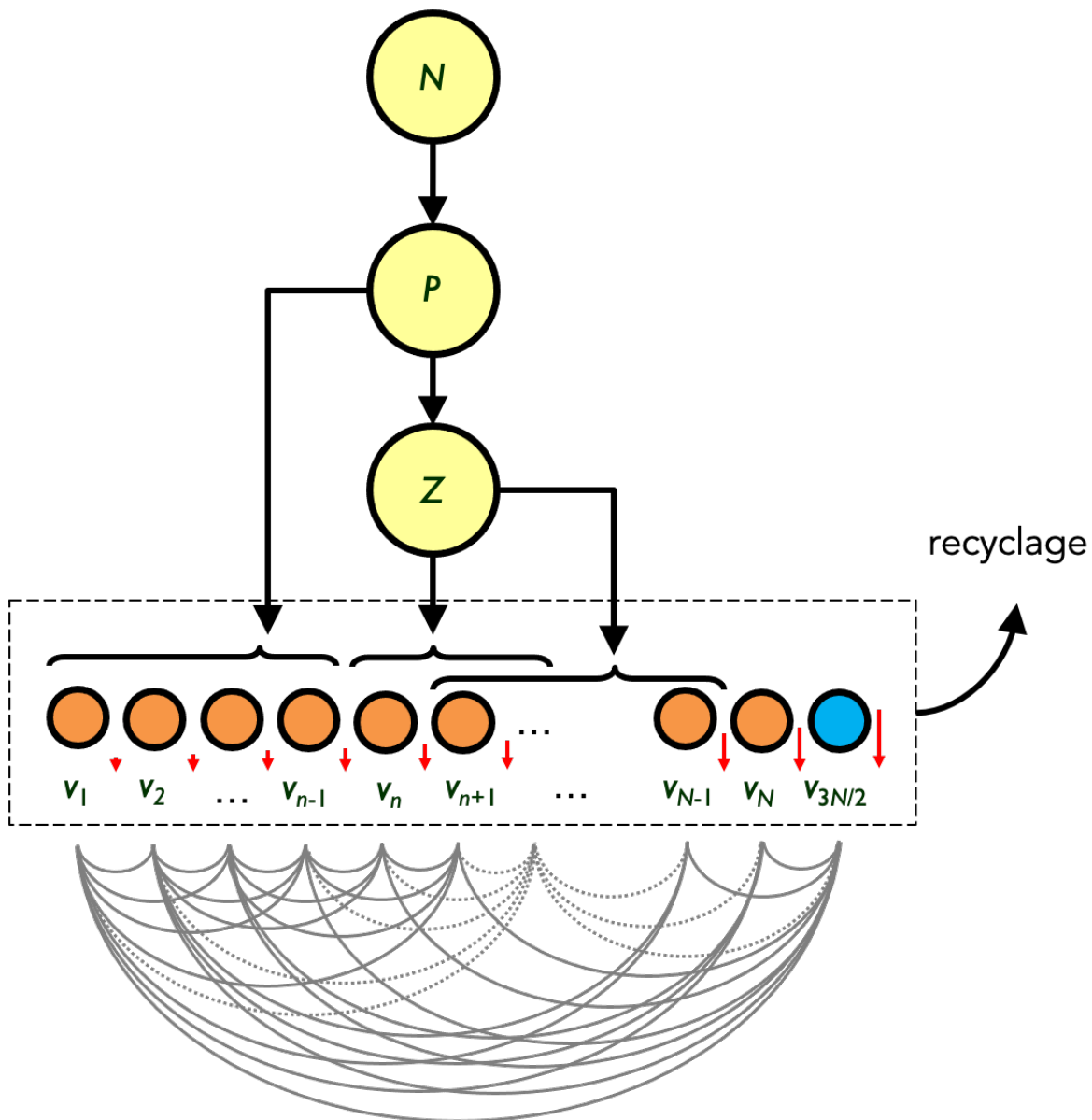


Figure 39: Schéma conceptuel d'un modèle biogéochimique classique de type NPZD qui établit les liens entre les éléments inorganiques représentés ici par l'azote N , les producteurs primaires P , les producteurs secondaires Z et un nombre arbitraire de variables détritiques qui interagissent par coagulation et fragmentation. Une des innovations de notre travail est l'ajout de la classe terminale $\frac{3}{2}N$ représentée en bleu qui permet de borner le spectre de taille de manière conservative. Ces compartiments agissent comme principaux agents d'export de matière organique vers le fond.

spectre. Un autre point à considérer est l'adhérence (*stickiness*). Elle est importante, car elle détermine non seulement la probabilité d'adhésion une fois qu'une collision entre deux particules s'est produite, mais elle joue également un rôle dans la détermination de la structure de l'agrégat. Les particules très collantes ont tendance à coller lors de leur première collision et à créer des particules hautement poreuses, donc ayant une dimension fractale faible ($\lambda_2 < 3$, Jackson et al., 1997). Inversement, les particules à faible adhérence ont tendance à entrer en collision plusieurs fois avant d'adhérer, ce qui mène généralement à des agrégats plus compacts, de dimension fractale plus élevée ($\lambda_2 \sim 3$, Jackson et al., 1997)). La plupart des simulations de formation d'agrégats supposent une adhésion constante pour toutes les particules. En réalité, les particules devraient avoir des probabilités d'adhérence différentes résultant en des agrégats de compositions différentes (Dissanayake et al., 2018).

Tel que mentionné par Laufkötter et al. (2016), dans la plupart des modèles, le processus le plus incertain est la formation de particules. Les modèles ne s'accordent pas sur l'inclusion et le paramétrage de la formation des phytodétritus, des pelotes fécales ou de carcasses de zooplancton, ou de la dynamique d'agrégation des particules. Cette situation est illustrée dans la figure 39 par les flèches provenant des variables P et Z vers les variables détritiques. Or, bien que notre paramétrisation ait été développée en ce sens, nos simulations n'incluent pas de sources ou de pertes de particules via des processus biogéochimiques. Cependant, la variation dans le temps du nombre de particules de certaines classes de tailles du à des processus écologiques pourrait être représentée si la paramétrisation était couplée à un modèle biogéochimique. C'est pourquoi nous avons considéré des distributions initiales de particules qui soient proches de ce que l'on retrouve généralement dans l'océan (Dever et al., 2021). Or, il serait particulièrement intéressant de vérifier si ce modèle est capable de reproduire des résultats obtenus en laboratoire dans des conditions contrôlées.

En raison du temps imparti, cette paramétrisation n'a pas été développée et testée sur une ou plusieurs dimensions spatiales. Cependant, il est bien établi dans la littérature que la distribution des particules est variable avec la profondeur (Durkin et al., 2021), comme en

témoigne l'utilisation de paramétrisations qui atténuent le flux de particules avec la profondeur (e.g. Martin et al., 1987). Ainsi le développement de cette paramétrisation sur plusieurs dimensions et couplée à un modèle biogéochimique pourrait également permettre de rendre compte de manière plus réaliste des relations spatio-temporelles entre l'environnement physique et biologique et la dynamique des particules lors d'évènement de coagulation et de fragmentation.

En ce sens, le couplage de cette paramétrisation avec des champs physiques variables (e.g. transport, turbulence, température) en plusieurs dimensions spatiales devrait ultimement mener à une prévision améliorée du flux vertical de carbone. En effet l'étude de Fakhrae et al. (2020) souligne que les facteurs environnementaux dans leur modèle jouent un rôle bien plus important dans l'efficacité de la pompe biologique que les facteurs biotiques tels que la taille des particules, ou la production de particules par le zooplancton.

Perspectives d'applications

Gestion des déversements de pétrole dans l'océan

Les marées noires en surface ont des impacts notables sur les organismes, notamment sur les organismes benthiques, pouvant entraîner des effets négatifs à long terme sur l'environnement touché (Ross, 2019). D'après la revue de Jacketti et al. (2020), à la suite d'un déversement de pétrole lourd, ce dernier peut immédiatement couler dans le fond lorsque sa densité initiale est supérieure à l'eau de mer ou après avoir interagi avec des sédiments ou des particules organiques en suspension dans la colonne d'eau. Lorsque les différentes formes du pétrole (e.g. les résidus de combustion et l'huile) coagulent avec des particules de neige marine naturelles, des agrégats de phytoplancton, des microbes ou des détritiques organiques, de la neige marine pétrolifère (MOS, *Marine Oil Snow*) est formée (Daly et al., 2016; Burd et al., 2020). Cette formation de MOS est en particulier amplifiée par la sécrétion d'EPS (*Extracellular Polymeric Substances*) par les organismes en raison du stress lié à l'exposition à

des dispersants ou à de l'huile, et par la turbulence du milieu qui peut être induite par l'explosion qui augmente les probabilités de rencontre (Jacketti et al., 2020). La taille des agrégats de neige pétrolifère marine peut varier considérablement, des petites particules compactes aux particules de plusieurs centimètres (Jacketti et al., 2020). Ces MOS sédimentent selon un processus nommé MOSSFA *Marine Oil Snow Sedimentation and Flocculent Accumulation*. Au cours de leur descente, le sort des MOS dépend de l'advection horizontale par les courants, de la fragmentation physique et biologique de la consommation et décomposition microbienne (Passow and Overton, 2020; Quigg et al., 2020). Ces processus de perte lors de l'export vertical des MOS sont de nos jours encore largement inexplorés (Burd et al., 2020), tout comme le sont ces mêmes processus pour l'étude de la pompe biologique du carbone.

La formation et la sédimentation du MOS contribuent à l'élimination du pétrole de la colonne d'eau, mais ce processus n'est pas souvent pris en compte dans les stratégies de réponse à un déversement d'hydrocarbures (Dissanayake et al., 2018). En effet, les recherches sur les événements de MOSSFA n'ont débuté que récemment suite à la marée noire qui s'est produite du 20 avril au 15 juillet 2010 lors de l'accident survenu sur la plate-forme de forage *Deepwater Horizon* dans le golfe du Mexique (Jacketti et al., 2020; Burd et al., 2020). Les MOSSFA associés à cet accident sont responsables d'un export vertical de 20% environ des résidus non considérés par les autres processus de transformation ou d'export connus (Passow and Overton, 2020). Compte tenu de la quantité potentiellement importante de pétrole exportée sur le fond marin par ces processus, il est important de les comprendre, et notamment ceux affectant la formation de MOS et l'occurrence d'événements MOSSFA. En ce sens, disposer de modèles prédictifs pour la gestion du sort des déversements d'hydrocarbures qui intègrent adéquatement ces processus, est nécessaire pour développer des stratégies d'intervention appropriées et déterminer les bilans de masse pour les hydrocarbures déversés (Dissanayake et al., 2018).

Malgré la reconnaissance de l'importance de la formation de MOS et d'événements MOSSFA associés, il n'existe à ce jour que très peu de modèles numériques pour prédire le

transport du pétrole dans la colonne d'eau (e.g. Perlin et al., 2020; Ji et al., 2020). Parmi ces modèles, celui de Dissanayake et al. (2018) a déjà montré l'utilité d'utiliser un modèle de coagulation et de fragmentation basé sur les spectres de particules pour appréhender la dynamique des MOSSFA. Suite à des expériences en laboratoire sur la capacité de coagulation entre différentes espèces de phytoplanctons et type de pétrole, Passow et al. (2019) ont souligné que lorsque les concentrations sont toutes deux connues, la quantité de pétrole capturée par les agrégats peut être estimée, et que les modèles permettraient de faire une estimation raisonnable de l'incorporation de pétrole dans les agrégats s'ils utilisent ces concentrations connues comme paramètres d'entrée. Fait intéressant, les limitations de leurs expériences en laboratoire et de modélisation sont très similaires à celles présentées dans les conclusions de notre travail. Il existe donc un lien intéressant et pertinent à faire entre notre paramétrisation et les améliorations prévues et son utilisation ultérieure pour d'autres questions de recherche (e.g. dégradation bactérienne des MOS lors de MOSSFA (Gregson et al., 2021), variations de la flottabilité et des vitesses de chute des MOS (Brakstad et al., 2018), etc.).

Dans la baie de Baffin, des prospections pour des forages sont en cours, et notamment des analyses de sensibilité de l'écosystème si un accident arrivait sont réalisées par les gouvernements canadiens, groenlandais et danois (Dickins et al., 1990; Clausen et al., 2016). Ces analyses sont principalement centrées sur les échelons trophiques supérieurs (i.e. crustacés, oiseaux, mammifères marins, humains). En hiver, la polynie est classée comme extrêmement sensible, mais déclassée à hautement sensible pour les 3 autres saisons (Clausen et al., 2016). Or une considération des producteurs primaires et de leur capacité à former des agrégats devrait être considérée dans ces recommandations, car comme précédemment mentionnée, leur présence et capacité de coagulation pourrait avoir des impacts qui devraient être pris en compte au même titre dans les analyses de sensibilité du milieu.

Devenir des plastiques dans l'océan

Les microplastiques (MP) et les nanoplastiques (NP) sont définis comme des particules de plastique de diamètre < 5 mm à < 100 nm, respectivement (Wang et al., 2021). La concentration de MP dans l'océan peut être aussi élevée que $102\,000$ particules m^{-3} comme retrouvé par exemple dans les eaux suédoises (Long et al., 2015). Une fois dans l'océan, la plupart des plastiques ont tendance à rester dans la couche de surface où ils subissent des processus photochimiques (e.g. les rayons UV), mécaniques (e.g. l'action des vagues) et biologiques (e.g. l'action microbienne) qui les dégradent et les fragmentent (Barnes et al., 2009; de Haan et al., 2019; Wang et al., 2021). Ces plastiques peuvent également coaguler après collision et attachement entre mêmes types de particules (homoagrégation) ou avec d'autres types de particules retrouvées dans la colonne d'eau (hétéroagrégation) (Wang et al., 2021). Dans l'environnement marin, on retrouve surtout de la coagulation par hétéroagrégation.

Tout comme pour les particules organiques, ce sont les propriétés de surface des plastiques qui vont favoriser leur capacité de coagulation par hétéroagrégation (Oriekhova and Stoll, 2018). Une fois coagulée avec de la matière organique, favorisée notamment par la sécrétion de TEP (*Transparent Exopolymer Particles*) ou la colonisation des surfaces (*biofouling*), la densité des agrégats va être modifiée et leur permettra d'être exportés rapidement vers le fond marin (Long et al., 2015). La taille, la structure (dimension fractale) et la cinétique de la coagulation vont de la même manière que pour l'export vertical dans le cadre de la pompe biologique être reliés à la vitesse de chute de ces agrégats plastiques (Wang et al., 2021). Cependant, les propriétés physico-chimiques des MP, y compris leur forme, leur densité et les constituants chimiques, varient considérablement dans l'environnement. Ces grandes variations rendent difficile la détection *in situ* et l'estimation quantitative de la formation des agrégats plastiques dans l'océan, et les études sur le sujet relativement rares (Wang et al., 2021). Le peu qui sont réalisées sont principalement issues d'expériences contrôlées en laboratoire, comme celle d'Oriekhova and Stoll (2018). De plus, tout comme il existe une disparité d'effort de recherche entre la surface et le fond de l'océan pour de nombreux autres

sujets, l'étude du changement de nature, de présence ou d'abondance des débris anthropiques plastiques sur le fond marin est beaucoup moins étudiée qu'en surface (Barnes et al., 2009). Les rares modèles qui étudient la distribution et le transport des MP sont principalement concentrés sur la surface (e.g. Law et al., 2010) ou sur le fond (e.g. Ballent et al., 2013) et n'utilisent aucune paramétrisation de coagulation ou de fragmentation agissant sur les MP.

Ainsi, de la même manière que l'on questionne l'impact d'une modification de l'export de la matière organique de surface en profondeur pour la subsistance des organismes benthiques dans un cadre de changement climatique, appréhender les conséquences d'une modification de l'export des particules de plastiques associées est une question pertinente (Long et al., 2015). L'augmentation croissante d'accumulation de plastique dans l'océan, et le risque de toxicité qu'ils représentent pour l'ensemble du réseau trophique, et notamment pour les organismes benthiques (de Haan et al., 2019), en font une perspective intéressante à étudier à l'aide d'une paramétrisation de coagulation et fragmentation telle que développée dans le présent travail.

ANNEXE I

COLONISATIONS ET EXPLORATIONS HUMAINES DE LA POLYNIE DES EAUX DU NORD

Le premier peuple venant du Canada ayant pu traverser le pont de glace au niveau du détroit de Smith pour s'installer au Groenland sur les côtes de la polynie, furent les Saqqaq (3900 av. J.C. – 800 av. J.C.) (Meldgaard, 2004), puis le peuple Dorset (500 av. J.C – XV^e s.), et le peuple Thule (1000 – XIII^e s.) (Grønnow and Sørensen, 2004) (figure 40). Ces derniers étant les ancêtres des populations inuites actuelles (Hastrup et al., 2018b). Ces peuples ont principalement pu survivre en hiver grâce à la chasse au morse (Dunbar and Dunbar, 1972; Grønnow, 2012; Gotfredsen et al., 2018) et aux nombreuses autres ressources fournies par la polynie en période estivale (p. ex. la baleine boréale, et le phoque annelé) (Schledermann, 1980; Hastrup et al., 2018b). Il existe d'ailleurs des indices permettant de dater au XIII^e siècle, des échanges commerciaux de produits issus de la polynie entre les Inuits et les Norses (i.e. les Vikings) (Bâcle, 2000; Schledermann and McCullough, 2003).

Par la suite, c'est l'importance des échanges commerciaux (des épices cette fois-ci), qui poussèrent les puissances coloniales européennes à subventionner des expéditions pour découvrir la possibilité d'une route commerciale au nord de l'Amérique pour rejoindre l'Asie, qui permettra d'obtenir les premières traces écrites des conditions dans cette partie de l'Arctique. Cette route nommée le « Passage du Nord-Ouest » par les Anglais ou le « Déroit d'Anián » par les Espagnols fut recherchée par de nombreux navigateurs et explorateurs du XVI^e au XIX^e siècles (Foucrier, 2000). Le premier dont il est fait mention dans la littérature

est Giovanni Caboto (?-1498) qui fut engagé, au milieu des années 1490, par le roi Henri VII d'Angleterre (1457-1509) pour effectuer un voyage par delà l'Atlantique à la recherche d'une route menant à l'Asie (Tudor, 1496), intérêt qui fut suivi par l'expédition de Gaspar C. Real (1450-1501) engagé en 1500 par Manuel I^{er} (1469-1521), roi du Portugal. Certains historiens avancent que ce dernier se serait rendu jusqu'à l'entrée du détroit d'Hudson et du détroit de Davis situé ~850 km au sud de la polynie (Litalien et al., 2007) (figure 41). Du côté pacifique, c'est Francisco de Ulloa (?-1540) en 1539 qui embarqua pour une expédition, financée sur les fonds privés du conquistador espagnol Hernán Cortés (1485-1547), pour explorer la côte pacifique, et trouver le mythique Détroit d'Anián qui était supposé mener au Golfe du Saint-Laurent et prouver ainsi l'existence du Passage du Nord-Ouest (Sykes, 1915). Bien qu'infructueuses ces expéditions pionnières ont stimulé l'intérêt des puissances économiques de l'époque pour cartographier le nord de l'Amérique et découvrir le passage du Nord-Ouest (Litalien et al., 2007). S'en sont donc ensuivies de nombreuses expéditions depuis celle en 1576 de Martin Frobisher (1535-1594) (Regard, 2010) jusqu'à celle de William Baffin (1584-1622) et Robert Bylot (?-1622) lors de leur voyage à bord du *Discovery* en 1616 (figure 41).

Cette expédition de Baffin et Bylot, permit de découvrir les détroits de Lancaster, Smith et Jones, et de faire la première mention d'une « zone libre de glace dans l'Arctique » et plus particulièrement sur la côte Est du Groenland. Ils furent ainsi les premiers à réaliser les cartes du nord de la baie de Baffin et du sud de la polynie, et restèrent les seuls navigateurs durant 236 ans à avoir atteint de si hautes latitudes (Litalien et al., 2007; Serreze and Barry, 2014). Cependant, après des siècles d'exploration, cette expédition de 1616 sonnera l'heure de la désaffection des bailleurs de fonds pour le déploiement d'expéditions onéreuses pour la recherche du fameux passage du Nord-Ouest pour deux siècles (Litalien et al., 2007), avant le regain d'intérêt reflété par l'ambitieuse expédition menée par le capitaine John Franklin (1786-1847), en 1845 sur les bombardes *HMS Erebus* et *HMS Terror*. Mais malgré ces découvertes par des explorateurs, le nom de « Polynie des eaux du Nord » fut cependant attribué par les baleiniers, qui à partir de 1718 naviguaient du détroit de Davis jusqu'au sud de la

NOW et ce jusqu'au début du XX^e siècle (Dunbar and Dunbar, 1972). Nous devons d'ailleurs aux journaux de bord des voiliers et baleiniers de l'époque, les premiers témoignages de la date d'ouverture de la polynie entre juin et juillet (Dunbar and Dunbar, 1972). Pour la limite nord de la polynie (i.e. le pont de glace) il faudra attendre l'envoi des expéditions parties à la recherche de l'expédition Franklin (1845-1847) portée disparue, pour en voir la première mention (Ross, 2002).

Le navire *USS Advance*, mené par le capitaine et médecin Elisha K. Kane (1820-1857) lors de la seconde¹⁶ expédition Grinnell (1853) envoyée pour retrouver la TEF en remontant la côte groenlandaise, fut stoppé à la fin août par les glaces et hiverna au port de Rensselaer dans la baie de Peabody (plus tard renommée bassin de Kane) (Rink and Shaw, 1858; Bâcle, 2000; Johnson, 2003). Malgré les expéditions précédentes dans la baie de Baffin pour retrouver la TEF¹⁷, Kane fut le premier navigateur à hiverner toute la saison dans la région (Bâcle, 2000), permettant ainsi de récolter parmi les premières données des conditions que l'on pouvait retrouver dans la polynie (Kane, 1859; Serreze and Barry, 2014). Par la suite dans les années 1860-70, jusqu'à 1900 c'est surtout la course pour atteindre le pôle Nord et la perpétuelle recherche du passage du Nord-Ouest, qui (re)motiva les expéditions dans la région. Au cours de celles-ci furent ré-explorés le détroit de Smith¹⁸ et de Lancaster¹⁹, et explorés le bassin de Kane ainsi que le détroit de Nares²⁰ (Serreze and Barry, 2014) (figure 41). L'ensemble des expéditions permirent de décrire la polynie comme une région où les conditions étaient difficiles telles qu'un vent continu de Nord-Est, de fréquentes bourrasques, de forts courants vers le sud, l'émiettement de la glace et la formation constante de frasil²¹ (Kane,

16. La Première expédition Grinnell de 1850, avait déjà été envoyée afin de retrouver la trace de l'expédition Franklin (TEF) avec le *USS Advance*, sous le commandement d'Edwin de Haven (1816 - 1865) ainsi que le *USS Rescue* commandé par Samuel P. Griffin (?-1887).

17. Telles que celles de 1850 à 1854 du capitaine Robert McClure (1807-1873) à bord du *HMS Investigator* et du capitaine Richard Collinson (1811 - 1883) à bord du *HMS Enterprise*, celle en 1852 de l'amiral Edward Belcher (1799 - 1877) à bord du *HMS Assistance* pour retrouver la TEF et réapprovisionner les navires *HMS Investigator* et *HMS Enterprise*, et la dernière expédition menée de 1857-1858 sous le commandement de Francis L. McClintock (1819-1907) à bord du *Fox* (Ross, 2002)

18. Expédition de Charles F. Hall (1821 – 1871), en 1871 à bord du *USS Polaris*.

19. Expédition de Roald Amundsen (1872-1928), en 1903 à bord du *Gjøa*.

20. Expédition de George Nares (1831-1915), en 1875-1876 à bord du *HMS Alert*.

21. Le frasil est le premier indice visuel de la formation des glaces, par l'apparition de fines aiguilles ou

1857, 1915; Bâcle, 2000).

Depuis ces premières descriptions, plusieurs scientifiques essayèrent de comprendre et d'expliquer la présence de la polynie dans la région. En 1855, l'officier Maury M.F. (1806-1873) de l'US Navy, supposa la présence d'un courant de fond chaud allant à contre-courant de celui de surface, et qui remonterait dans une région où la bathymétrie le permettait conditionnant ainsi une zone libre de glace (Maury, 1855; Dunbar, 1989). Par la suite, le cartographe Petermann A.H. (1822-1878), en 1860, avançait quant à lui qu'un bras de l'océan Atlantique remontant vers le nord pourrait être responsable de la formation de la NOW (Tammihaar et al., 1999; Bâcle, 2000). Malgré ces prémises de questionnement sur l'origine de la polynie dans la région, il faudra attendre la fin des années 1960 et les études de Dunbar (1969) ou de Muench (1970) pour que la curiosité des océanographes physiiciens les pousse à s'y intéresser de nouveau (Deming et al., 2002), et c'est seulement en 1991 qu'une première expédition²² sera réalisée pour collecter des données océanographiques (biologiques et physiques) des conditions printanières le long d'un transect est-ouest (Lewis et al., 1996).

Cette campagne océanographique fut rendue possible grâce à la mise en place du programme international de recherche sur les polynies en Arctique de 1989 (IAPP, *International Arctic Polynya Program*) du comité scientifique de l'Océan Arctique (AOSB, *Arctic Ocean Science Board*). C'est en effet lors de la création du programme que la NOW a été identifiée comme un site clé pour développer des recherches interdisciplinaires et internationales (Deming et al., 2002). Dans ce cadre, fut financée en 1997 l'étude internationale sur la polynie des Eaux du Nord (*The International North Water Study*), par le CRSNG ainsi que par des instituts japonais et américains (Barber et al., 2001b; Fortier et al., 2001). La question centrale de ce projet ambitieux était de comprendre la nature du couplage entre les processus

plaquettes de glace dans les premiers centimètres de la couche de surface. Elles donnent un aspect huileux à la surface de la mer (GCC, 2012).

22. Expédition de 48 h du *MV Arctic* dans la zone, du 17 au 19 mai, co-financée par des projets de Lewis et al. soutenus par Pêches et Océans Canada (Institut des sciences océaniques), le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie (CRSNG) du Canada, le Groupe interuniversitaire de recherches océanographiques du Québec (GIROQ) et les Fonds pour la Formation de chercheurs et l'aide à la recherche (FCAR) du Québec.

biologiques et les mécanismes physiques qui permettent, dans l'espace et le temps de créer et de maintenir la polynie (Bâcle, 2000; Barber et al., 2001b). Basés sur les axes d'intérêts de l'IAPP, les principaux objectifs de recherche à mener dans la NOW étaient de (1) comprendre le lien entre l'hydrodynamisme, le cycle du carbone et la production primaire (2) et de créer des modèles décrivant les impacts potentiels du changement climatique sur la dynamique de la NOW (Bâcle, 2000). Ce projet basé sur 3 années de suivi : 1997-1999, donna lieu à de nombreux échantillonnages *in situ* dont les publications des résultats sont répertoriées par Deming et al. (2002). Depuis 2003, le navire *NGCC Amundsen* de la garde côtière canadienne effectue des expéditions durant les saisons printanière, estivale et automnale dans l'Arctique Canadien, pour soutenir une grande diversité de programmes de recherche (Science, 2021). Ainsi, avec cet ensemble d'expéditions, il existe actuellement des données océanographiques, plus ou moins éparses, de la polynie depuis 30 ans.

Mais outre l'intérêt scientifique de comprendre cette région, les communautés inuites dépendantes de la polynie se sont rencontrées en septembre 2013 lors d'un atelier animé par le Conseil Circumpolaire Inuit à Nuuk au Groenland, pour discuter et partager leurs préoccupations et aspirations pour le futur de la région (Lyberth and Egede, 2013). Cette rencontre a mené, malgré de nombreuses difficultés, à la mise en place de la commission Pikialasorsuaq. Cette dernière souligne l'intérêt commun pour la mise en place d'un dialogue international pour la gestion future de la polynie. En effet, il existe une nécessité de mettre en place des stratégies de protection pour les générations futures, avant que la région ne subisse l'augmentation de la navigation, du tourisme, de la pêche, du développement et de l'exploitation des ressources non renouvelables. Cette commission met également en avant, la nécessité de requérir le savoir traditionnel inuit conjointement au savoir scientifique, pour la prise de décisions concernant la gestion, afin de permettre que la polynie reste une zone écologique clé pour d'importantes espèces marines, des poissons jusqu'aux oiseaux permettant une durabilité pour les générations futures (Okalik Eegeesiak, 2017). Ainsi, autant d'un point de vue scientifique que d'un point de vue socio-économique et politique, la polynie des Eaux du Nord est dès l'or une zone clé à étudier en Arctique.

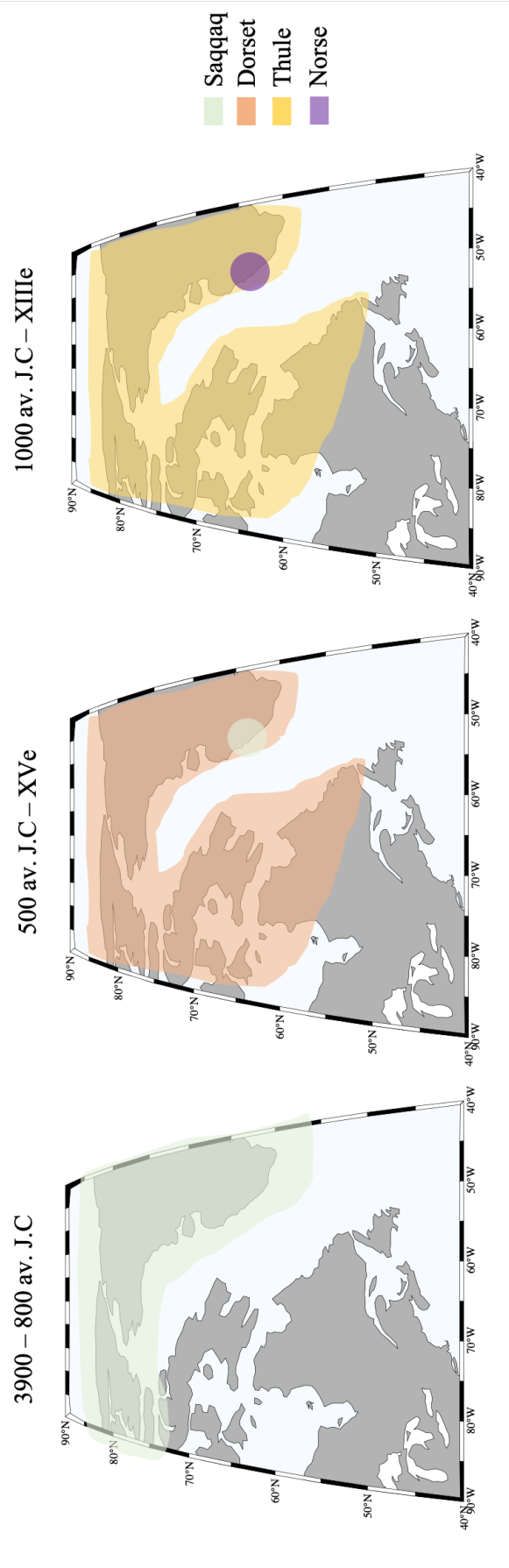


Figure 40: Contexte historique de colonisation de l'Arctique Canadien. Répartition géographique et temporelle des différents peuples ayant vécu aux abords de la baie de Baffin et de la Polynie des Eaux du Nord d'après Grønnow and Sørensen (2004).

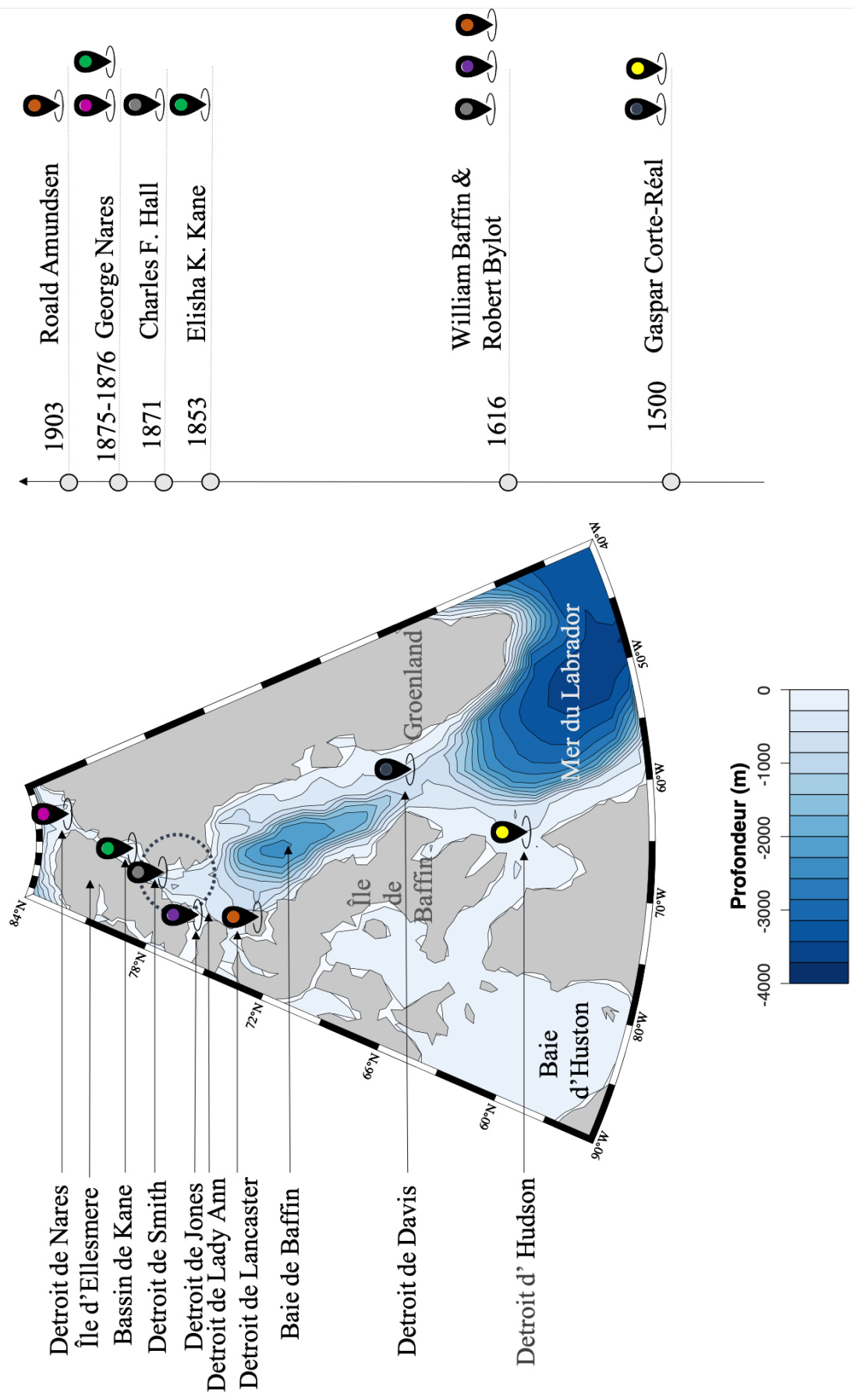


Figure 41: Contexte historique de l'exploration maritime du Nord de la baie de Baffin. Représentation schématique de la progression de l'exploration maritime pour la découverte du passage du Nord-Ouest ayant conduit à la découverte de la Polynésie des Eaux du Nord de 1500 aux années 1900.

BIBLIOGRAPHIE

- Ackleh, A.S., 1997. Parameter estimation in a structured algal coagulation-fragmentation model. *Nonlinear Anal Theo.* 28, 837–854. doi :10.1016/0362-546X(95)00195-2.
- Adler, A., 2014. The ship as laboratory : Making space for field science at sea. *J. Hist. Biol.* 47, 333–362. doi :10.1007/s10739-013-9367-7.
- Albertson, M.L., 1953. Effect of Shape on the Fall Velocity of Gravel Particles, in : *Proc. 5th Hydraulics Conf., State University of Iowa Studies in Engineering.* pp. 243–261.
- Allredge, A., 1998. The carbon, nitrogen and mass content of marine snow as a function of aggregate size. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 45, 529–541. doi :10.1016/S0967-0637(97)00048-4.
- Allredge, A.L., Gotschalk, C., 1988. In situ settling behavior of marine snow. *Limnol. Oceanogr.* 33, 339–351. doi :10.4319/lo.1988.33.3.0339.
- Allredge, A.L., Gotschalk, C., 1989. Direct observations of the mass flocculation of diatom blooms : characteristics, settling velocities and formation of diatom aggregates. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 36, 159–171. doi :10.1016/0198-0149(89)90131-3.
- Allredge, A.L., Granata, T.C., Gotschalk, C.C., Dickey, T.D., 1990. The physical strength of marine snow and its implications for particle disaggregation in the ocean. *Limnol. Oceanogr.* 35, 1415–1428. doi :10.4319/lo.1990.35.7.1415.
- Allen, E.J., 1917. Food from the sea. *J. Mar. Biol. Ass. UK* 11, 380–398. doi :10.3138/9781442663053-015.
- Allen, E.J., Nelson, E.W., 1910. On the artificial culture of marine plankton organisms. *J. Mar. Biol. Ass. VIII*, 421–74. doi :10.1242/jcs.s2-55.218.361.
- Ambrose, W.G., Renaud, P.E., 1995. Benthic response to water column productivity patterns : Evidence for benthic-pelagic coupling in the northeast water polynya. *J. Geophys. Res.* 100, 4411–4421. doi :10.1029/94JC01982.
- Anderson, L.G., Macdonald, R.W., 2015. Observing the arctic ocean carbon cycle in a changing environment. *Polar Res.* 34, 26891. doi :10.3402/polar.v34.26891.
- Anderson, T., Gentleman, W., 2012. The legacy of gordon arthur riley (1911–1985) and the development of mathematical models in biological oceanography. *J. Mar. Res.* 70, 1–30. doi :10.1357/002224012800502390.
- Anderson, T.R., 2005. Plankton functional type modelling : running before we can walk ? *J. Plankton Res.* 27, 1073–1081. doi :10.1093/plankt/fbi076.

- Anderson, T.R., Gentleman, W., Sinha, B., 2010. Influence of grazing formulations on the emergent properties of a complex ecosystem model in a global ocean general circulation model. *Prog. Oceanogr.* 87, 201–213. doi :10.1016/j.pocean.2010.06.003.
- Archibald, K.M., Siegel, D.A., Doney, S.C., 2019. Modeling the impact of zooplankton diel vertical migration on the carbon export flux of the biological pump. *Global Biogeochem. Cycles* 33, 181–199. doi :10.1029/2018GB005983.
- Ardyna, M., Babin, M., Gosselin, M., Devred, E., Bélanger, S., Matsuoka, A., Tremblay, J.É., 2013. Parameterization of vertical chlorophyll a in the arctic ocean : impact of the subsurface chlorophyll maximum on regional, seasonal and annual primary production estimates. *Biogeoscience* 10. doi :10.5194/bg-10-4383-2013.
- Ardyna, M., Babin, M., Gosselin, M., Devred, E., Rainville, L., Tremblay, J.É., 2014. Recent arctic ocean sea ice loss triggers novel fall phytoplankton blooms. *Geophys. Res. Lett.* 41, 6207–6212. doi :10.1002/2014GL061047.
- Arino, O., Rudnicki, R., 2004. Phytoplankton dynamics. *Comptes Rendus Biologies* 327, 961–969. doi :10.1016/j.crvi.2004.03.013.
- Arístegui, J., Gasol, J.M., Duarte, C.M., Herndl, G.J., 2009. Microbial oceanography of the dark ocean's pelagic realm. *Limnol. Oceanogr.* 54, 1501–1529. doi :10.4319/lo.2009.54.5.1501.
- Ariza, A., Garijo, J., Landeira, J., Bordes, F., Hernández-León, S., 2015. Migrant biomass and respiratory carbon flux by zooplankton and micronekton in the subtropical northeast atlantic ocean (canary islands). *Prog. Oceanogr.* 134, 330–342. doi :10.1016/j.pocean.2015.03.003.
- Aronson, R.B., Smith, K.E., Vos, S.C., McClintock, J.B., Amsler, M.O., Moksnes, P.O., Ellis, D.S., Kaeli, J., Singh, H., Bailey, J.W., et al., 2015. No barrier to emergence of bathyal king crabs on the antarctic shelf. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 112, 12997–13002. doi :10.1073/pnas.1513962112.
- Arrhenius, S., 1896a. Ueber den Einfluss des atmosphärischen Kohlensäuregehalts auf die Temperatur der Erdoberfläche. PA Norstedt & Söner.
- Arrhenius, S., 1896c. Xxxi. on the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *London Edinburgh Dublin Phil. Mag. J. Sci.* 41, 237–276. doi :10.1080/14786449608620846.
- Arrhenius, S., 1903. *Lehrbuch der kosmischen Physik.* volume 2. S. Hirzel.
- Arrhenius, S.A., 1896b. Nature's heat usage. *Nordisk Tidskrift* 14, 121–130.
- Arrigo, K.R., Mock, T., Lizotte, M.P., 2010. Primary producers and sea ice. *Sea Ice* 2, 283–325.

- Arrigo, K.R., Van Dijken, G.L., 2003. Phytoplankton dynamics within 37 antarctic coastal polynya systems. *J. Geophys. Res.* 108. doi :10.1029/2002JC001739.
- Assmy, P., Ehn, J.K., Fernández-Méndez, M., Hop, H., Katlein, C., Sundfjord, A., Bluhm, K., Daase, M., Engel, A., Fransson, A., et al., 2013. Floating ice-algal aggregates below melting arctic sea ice. *PLoS One* 8, e76599. doi :10.1371/journal.pone.0076599.
- Atkins, W., 1922. The hydrogen ion concentration of sea water in its biological relations. *J. Mar. Biol. Ass. UK* 12, 717–771. URL : http://plymsea.ac.uk/id/eprint/529/1/The_hydrogen_ion_concentration_of_sea_water_in_its_biological_relations.pdf.
- Atkins, W., 1923a. The phosphate content of fresh and salt waters in its relationship to the growth of the algal plankton. *J. Mar. Biol. Ass. UK* 13, 119–150. doi :10.1017/S002531540001095X.
- Atkins, W., 1923b. The silica content of some natural waters and of culture media. *J. Mar. Biol. Ass. UK* 13, 151–159. doi :10.1017/S0025315400010961.
- Aumont, O., Ethé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., Gehlen, M., 2015. PISCES-v2 : an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. *Geosci. Model Dev.* 8, 2465–2513. doi :10.5194/gmd-8-2465-2015.
- Aumont, O., Maier-Reimer, E., Blain, S., Monfray, P., 2003. An ecosystem model of the global ocean including fe, si, p colimitations. *Glob. Biogeochem. Cy.* 17, 1060. doi :10.1029/2001GB001745.
- Azam, F., 1998. Microbial control of oceanic carbon flux : the plot thickens. *Science* 280, 694–696. doi :10.1126/science.280.5364.694.
- Azam, F., Malfatti, F., 2007. Microbial structuring of marine ecosystems. *Nat. Rev. Microbiol.* 5, 782–791. doi :10.1038/nrmicro1747.
- Azam, F., Smith, D., Steward, G., Hagström, Å., 1994. Bacteria-organic matter coupling and its significance for oceanic carbon cycling. *Microbial ecol.* 28, 167–179. doi :10.1007/BF00166806.
- Bach, L.T., Boxhammer, T., Larsen, A., Hildebrandt, N., Schulz, K.G., Riebesell, U., 2016. Influence of plankton community structure on the sinking velocity of marine aggregates. *Glob. Biogeochem. Cy.* 30, 1145–1165. doi :10.1002/2016GB005372.
- Bâcle, J., 2000. The physical oceanography of waters under the North Water Polynya. Ph.D. thesis. Citeseer. URL : <https://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk2/ftp03/MQ64314.pdf>.

- Bâcle, J., Carmack, E.C., Ingram, R.G., 2002. Water column structure and circulation under the north water during spring transition : April–july 1998. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 4907–4925. doi :10.1016/S0967-0645(02)00170-4.
- Bagheri, G., Bonadonna, C., Manzella, I., Vonlanthen, P., 2015. On the characterization of size and shape of irregular particles. *Powder Technol.* 270, 141–153. doi :10.1016/j.powtec.2014.10.015.
- Bailey, J.N.L., Macdonald, R.W., Sanei, H., Outridge, P.M., Johannessen, S.C., Hochheim, K., Barber, D., Stern, G.A., 2013. Change at the margin of the north water polynya, baffin bay, inferred from organic matter records in dated sediment cores. *Mar. Geol.* 341, 1–13. doi :10.1016/j.margeo.2013.04.017.
- Ballard, R.D., 2006. Archaeological oceanography, in : *Remote Sensing in Archaeology*. Springer, pp. 479–497. URL : 10.1007/0-387-44455-6_19.
- Ballent, A., Pando, S., Purser, A., Juliano, M., Thomsen, L., 2013. Modelled transport of benthic marine microplastic pollution in the nazaré canyon. *Biogeosciences* 10, 7957–7970. doi :10.5194/bg-10-7957-2013.
- Banks, J., 1771. *The Endeavour Journal of Sir Joseph Banks*. AUK Classics. URL : <http://adc.library.usyd.edu.au/data-2/p00021.pdf>.
- Banse, K., 1990. New views on the degradation and disposition of organic particles as collected by sediment traps in the open sea. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 37, 1177–1195. doi :10.1016/0198-0149(90)90058-4.
- Barber, D., Marsden, R., Minnett, P., Ingram, G., Fortier, L., 2001a. Physical processes within the north water (now) polynya. *Atmos. Ocean* 39, 163–166. doi :10.1080/07055900.2001.9649673.
- Barber, D., Marsden, R., Minnett, P., Ingram, G., Fortier, L., 2001b. Physical processes within the north water (now) polynya. *Atmos. Ocean* 39, 163–166. doi :10.1080/07055900.2001.9649673.
- Barber, D.G., Hanesiak, J., Chan, W., Piwowar, J., 2001c. Sea-ice and meteorological conditions in northern baffin bay and the north water polynya between 1979 and 1996. *Atmos. Ocean* 39, 343–359. doi :10.1080/07055900.2001.9649685.
- Barnes, D.K., Galgani, F., Thompson, R.C., Barlaz, M., 2009. Accumulation and fragmentation of plastic debris in global environments. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., B, Biol. Sci.* 364, 1985–1998. doi :10.1098/rstb.2008.0205.
- Bauer, J.E., Cai, W.J., Raymond, P.A., Bianchi, T.S., Hopkinson, C.S., Regnier, P.A., 2013. The changing carbon cycle of the coastal ocean. *Nature* 504, 61–70. doi :10.2475/ajs.282.4.451.

- Bégovic, M., 2001. Contribution à l'étude du système des carbonates en Méditerranée-Distribution et variation spatio-temporelle de la pression partielle de CO₂ dans les eaux superficielles du bassin Liguro-Provençal. Theses. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. URL : <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00002793>.
- Behrenfeld, M.J., O'Malley, R.T., Siegel, D.A., McClain, C.R., Sarmiento, J.L., Feldman, G.C., Milligan, A.J., Falkowski, P.G., Letelier, R.M., Boss, E.S., 2006. Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature* 444, 752–755. doi :10.1038/nature05317.
- Bélanger, S., 2001. Analyse spatio-temporelle des patrons de chlorophylle dans la polynie now par télédétection du capteur seawifs. Université de Sherbrooke URL : <http://savoirs.usherbrooke.ca/handle/11143/2229>.
- Bélanger, S., Babin, M., Tremblay, J.É., 2013. Increasing cloudiness in arctic dampens the increase in phytoplankton primary production due to sea ice receding. *Biogeoscience* 10, 4087–4101. doi :10.5194/bg-10-4087-2013.
- Belcher, A.C., 2016. Controls on the attenuation of sinking particulate organic carbon in the mesopelagic. Ph.D. thesis. University of Southampton. , 194pp.
- Ben-Amotz, A., 2009. The alga *Dunaliella*. CRC Press. 221pp.
- Berelson, W.M., 2001. Particle settling rates increase with depth in the ocean. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 237–251. doi :10.1016/S0967-0645(01)00102-3.
- Berger, W.H., 1968. Planktonic foraminifera : selective solution and paleoclimatic interpretation, in : *Deep Sea Res.*, Elsevier. pp. 31–43. doi :10.1016/0011-7471(68)90027-2.
- Bianchi, D., Galbraith, E.D., Carozza, D.A., Mislan, K., Stock, C.A., 2013. Intensification of open-ocean oxygen depletion by vertically migrating animals. *Nat. Geosci.* 6, 545–548. doi :10.1038/ngeo1837.
- Bienfang, P., Harrison, P., Quarmby, L., 1982. Sinking rate response to depletion of nitrate, phosphate and silicate in four marine diatoms. *Mar. Biol.* 67, 295–302. doi :10.1007/BF00397670.
- Bindoff, N., Cheung, W., Kairo, J., Arístegui, J., Guinder, V., Hallberg, R., Hilmi, N., Jiao, N., Karim, M., Levin, L., O'Donoghue, S., Cuicapusa, S.P., Rinkevich, B., Suga, T., Tagliabue, A., , Williamson, P., 2019. Changing ocean, marine ecosystems, and dependent communities, in : Pörtner, H.O., Roberts, D., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Alegría, A., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., Rama, B., Weyer, N. (Eds.), IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, pp. 447–587.

- Bisson, K., Siegel, D., DeVries, T., Cael, B., Buesseler, K., 2018. How data set characteristics influence ocean carbon export models. *Glob. Biogeochem. Cy.* 32, 1312–1328. doi :10.1029/2018GB005934.
- Blackford, J., Radford, P., 1995. A structure and methodology for marine ecosystem modeling. *Neth. J. Sea Res.* 33(3/4), 247–260. doi :10.1016/0077-7579(95)90048-9.
- Bluhm, B.A., Gebruk, A.V., Gradinger, R., Hopcroft, R.R., Huettmann, F., Kosobokova, K.N., Sirenko, B.I., Weslawski, J.M., 2011. Arctic marine biodiversity : an update of species richness and examples of biodiversity change. *Oceanogr.* 24, 232–248. doi :10.5670/oceanog.2011.75.
- Boetius, A., Albrecht, S., Bakker, K., Bienhold, C., Felden, J., Fernández-Méndez, M., Hendricks, S., Katlein, C., Lalande, C., Krumpen, T., et al., 2013. Export of algal biomass from the melting arctic sea ice. *Science* 339, 1430–1432. doi :10.1126/science.1231346.
- Bolin, B., 1960. On the exchange of carbon dioxide between the atmosphere and the sea. *Tellus* 12, 274–281. doi :10.3402/tellusa.v12i3.9402.
- Booth, B., Larouche, P., Bélanger, S., Klein, B., Amiel, D., Mei, Z.P., 2002. Dynamics of chaetoceros socialis blooms in the north water. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 5003–5025. doi :10.1016/S0967-0645(02)00175-3.
- Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J.C., Doney, S.C., Dunne, J.P., Gehlen, M., Halloran, P., Heinze, C., Ilyina, T., Seferian, R., et al., 2013. Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century : projections with cmip5 models. *Biogeoscience* 10, 6225–6245. doi :10.5194/bg-10-6225-2013.
- Boyd, P., Claustre, H., Levy, M., Siegel, D., Weber, T., 2019. Multi-facted particle pumps drive carbon sequestration in the ocean. *Nature* 568, 327–335. doi :10.1038/s41586-019-1098-2.
- Brakstad, O.G., Lewis, A., Beegle-Krause, C., 2018. A critical review of marine snow in the context of oil spills and oil spill dispersant treatment with focus on the Deepwater Horizon oil spill. *Mar. Poll. Bull.* 135, 346–356. doi :10.1016/j.marpolbul.2018.07.028.
- Brierley, A.S., Kingsford, M.J., 2009. Impacts of climate change on marine organisms and ecosystems. *Curr. Chem. Biol.* 19, R602–R614. doi :10.1016/j.cub.2009.05.046.
- Briggs, N., Dall’Olmo, G., Claustre, H., 2020. Major role of particle fragmentation in regulating biological sequestration of co2 by the oceans. *Science* 367, 791–793. doi :10.1126/science.aay1790.
- Brown, O.B., Cheney, R.E., 1983. Advances in satellite oceanography. *Rev. Geophys.* 21, 1216–1230. doi :10.1029/rg021i005p01216.

- danske dybhavsekspedition jorden rundt und bruun, Frederick, A., 1956. The Galathea Deep Sea Expedition, 1950-1952, described by members of the expedition. New York, :Macmillan,. doi :10.5962/bhl.title.7477.
- Bryan, K., Cox, M.D., 1967. A numerical investigation of the oceanic general circulation. *Tellus* 19, 54–80. doi :10.3402/tellusa.v19i1.9761.
- Buesseler, K.O., Antia, A.N., Chen, M., Fowler, S.W., Gardner, W.D., Gustafsson, O., Harada, K., Michaels, A.F., Rutgers van der Loeff, M., Sarin, M., et al., 2007. An assessment of the use of sediment traps for estimating upper ocean particle fluxes. *J. Mar. Res.* 65, 345–416. doi :10.1357/002224007781567621.
- Buesseler, K.O., Bacon, M.P., Cochran, J.K., Livingston, H.D., 1992. Carbon and nitrogen export during the jgofs north atlantic bloom experiment estimated from 234th : 238u disequilibria. *Deep Sea Res. Part 1 Oceanogr. Res. Pap.* 39, 1115–1137. doi :10.1016/0198-0149(92)90060-7.
- Buesseler, K.O., Boyd, P.W., 2009. Shedding light on processes that control particle export and flux attenuation in the twilight zone of the open ocean. *Limnol. Oceanogr.* 54, 1210–1232. doi :10.4319/lo.2009.54.4.1210.
- Buesseler, K.O., Boyd, P.W., Black, E.E., Siegel, D.A., 2020. Metrics that matter for assessing the ocean biological carbon pump. *Proc. Nat. Acad. Sci.* 117, 9679–9687. doi :10.1073/pnas.1918114117.
- Buesseler, K.O., Trull, T.W., Steinberg, D.K., Silver, M.W., Siegel, D.A., Saitoh, S.I., Lamberg, C.H., Lam, P.J., Karl, D.M., Jiao, N., et al., 2008. Vertigo (vertical transport in the global ocean) : A study of particle sources and flux attenuation in the north pacific. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 55, 1522–1539. doi :10.1016/j.dsr2.2008.04.024.
- Burd, A., Buchan, A., Church, M., Landry, M., McDonnell, A., Passow, U., Steinberg, D., Benway, H., 2016. Towards a transformative understanding of the ocean's biological pump : Priorities for future research, in : Report of the NSF Biology of the Biological Pump Workshop, Hyatt Place New Orleans New Orleans, LA. pp. 19–20. doi :10.1575/1912/8263.
- Burd, A.B., 2013. Modeling particle aggregation using size class and size spectrum approaches. *J. Geophys. Res.* 118, 3431–3443. doi :10.1002/jgrc.20255.
- Burd, A.B., Chanton, J.P., Daly, K.L., Gilbert, S., Passow, U., Quigg, A., 2020. The science behind marine-oil snow and mossfa : past, present, and future. *Progr. Oceano.* , 102398doi :10.1016/j.pocean.2020.102398.
- Burd, A.B., Jackson, G.A., 1997. Predicting particle coagulation and sedimentation rates for a pulsed input. *J. Geophys. Res.* 102, 10545–10561. doi :10.1029/96JC03592.

- Burd, A.B., Jackson, G.A., 2002. Modeling steady-state particle size spectra. *Environ. Sci. Technol.* 36, 323–327. doi :10.1021/es010982n.
- Burd, A.B., Jackson, G.A., 2009. Particle Aggregation. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 1, 65–90. doi :10.1146/annurev.marine.010908.163904.
- Burns, D., Mitchell, J., 1980. Some dinoflagellates of the genus ceratium from around new zealand. *New Zealand J. Mar. Freshwater Res.* 14, 149–153. doi :10.1080/00288330.1980.9515856.
- Butenschön, M., Clark, J., Aldridge, J.N., Allen, J.I., Artioli, Y., Blackford, J., Bruggeman, J., Cazenave, P., Ciavatta, S., Kay, S., Lessin, G., van Leeuwen, S., van der Molen, J., de Mora, L., Polimene, L., Saille, S., Stephens, N., Torrs, R., 2016. Ersem 15.06 : a generic model for marine biogeochemistry and the ecosystem dynamics of the lower trophic levels. *Geosci. Model Dev.* 9, 1293–1339. doi :10.5194/gmd-9-1293-2016.
- Callendar, G.S., 1938. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 64, 223–240. doi :10.1002/qj.49706427503.
- Campanyà-Llovet, N., Snelgrove, P.V., Parrish, C.C., 2017. Rethinking the importance of food quality in marine benthic food webs. *Prog. Oceanogr.* 156, 240–251. doi :10.1016/j.pocean.2017.07.006.
- Carlson, C., Bates, N., Hansell, D., Steinberg, D., 2001. Carbon cycle, in : Steele, J.H. (Ed.), *Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition)*. second edition ed.. Academic Press, Oxford, pp. 477–486. doi :10.1016/B978-012374473-9.00272-1.
- Caron, G., Michel, C., Gosselin, M., 2004. Seasonal contributions of phytoplankton and fecal pellets to the organic carbon sinking flux in the north water (northern baffin bay). *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 283, 1–13. doi :10.3354/meps283001.
- Carter, L., Burnett, D., Drew, S., Marle, G., Hagadorn, L., Bartlett-McNeil, D., , Irvine, N., 2009. Submarine cables and the oceans : connecting the world. *Biodiversity Series 31*, ICPC/UNEP/UNEP-WCMC. 391pp.
- Chapman, W.L., Walsh, J.E., 2007. A synthesis of antarctic temperatures. *J. Clim.* 20, 4096–4117. doi :10.1175/JCLI4236.1.
- Cherkasheva, A., Bracher, A., Melsheimer, C., Köberle, C., Gerdes, R., Nöthig, E.M., Bauerfeind, E., Boetius, A., 2014. Influence of the physical environment on polar phytoplankton blooms : a case study in the fram strait. *J. Mar. Sys.* 132, 196–207. doi :10.1016/j.jmarsys.2013.11.008.
- Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., Chhabra, A., DeFries, R., Galloway, J., Heimann, M., Jones, C., Quéré, C.L., Myneni, R., Piao, S., Thornton, P., 2013. Carbon and other biogeochemical cycles, in : Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.K.,

- Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P. (Eds.), *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom. 1535pp.
- Cialdi, A., Secchi, P.A., 1865. Sur la transparence de la mer. *CR Acad. Hebd. Seances Acad. Sci. D.* 61, 100–104.
- Clausen, D., Mosbech, A., Boertmann, D., Johansen, K., Nymand, J., Potter, S., Myrup, M., 2016. Environmental oil spill sensitivity atlas for the northwest greenland (75°-77° n) coastal zone. Aarhus University, DCE – Danish Centre for Environment and Energy, 160 pp. Scientific Report from DCE – Danish Centre for Environment and Energy No. 196 URL : <http://dce2.au.dk/pub/SR196.pdf>.
- Claustre, H., Johnson, K.S., Takeshita, Y., 2020. Observing the global ocean with biogeochemical-argo. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 12, 23–48. doi :10.1146/annurev-marine-010419-010956.
- Codispoti, L.A., Kelly, V., Thessen, A.E., Matrai, P., Suttles, S., 2013. Synthesis of primary production in the arctic ocean : iii. nitrate and phosphate based estimates of net community production. *Progr. Oceanogr.* 110, 126–150. doi :10.1016/j.pocean.2012.11.006.
- Cooper, L., 1933. Chemical constituents of biological importance in the english channel, november, 1930, to january, 1932. part i. phosphate, silicate, nitrate, nitrite, ammonia. *J. Mar. Biol. Ass. UK* 18, 677–728. URL : http://plymsea.ac.uk/id/eprint/801/1/Chemical_constituents_of_biological_importance_in_the_English_Channel%2C_November%2C_1930_to_January%2C_1932.__Part_I.__Phosphate%2C_silicate%2C_nitrate%2C_nitrite%2C_ammonia.pdf.
- Coppola, L., 2002. Utilisation des isotopes du Thorium pour l'étude des particules marines dans l'Océan Austral, la mer de Barents et la Méditerranée. Ph.D. thesis. Université Paul Sabatier - Toulouse III. 256pp.
- Cornec, M., Claustre, H., Mignot, A., Guidi, L., Lacour, L., Poteau, A., D'Ortenzio, F., Gentili, B., Schmechtig, C., 2021. Deep chlorophyll maxima in the global ocean : occurrences, drivers and characteristics. *Glob. Biogeochem. Cy.* , e2020GB006759doi :10.1029/2020GB006759.
- Council, N.R., 2011. *Assessing the Requirements for Sustained Ocean Color Research and Operations*. Washington, DC : The National Academies Press. doi :<https://doi.org/10.17226/13127>.
- Croteau, D., Guérin, S., Bruyant, F., Ferland, J., Campbell, D.A., Babin, M., Lavaud, J., 2021. Contrasting nonphotochemical quenching patterns under high light and darkness aligns with light niche occupancy in arctic diatoms. *Limnol. Oceanogr.* 66, S231–S245. doi :10.1002/lno.11587.

- Dalton, H.J., Hood, F.W.H.W., Brothers, R., 1847. The botany of the Antarctic voyage of H.M. discovery ships Erebus and Terror in the Years 1839-1843 :under the command of Captain Sir James Clark Ross. volume v.1 Text (1844). London :Reeve Brothers,. URL : <https://www.biodiversitylibrary.org/item/22023>.
- Daly, K.L., Passow, U., Chanton, J., Hollander, D., 2016. Assessing the impacts of oil-associated marine snow formation and sedimentation during and after the deepwater horizon oil spill. *Anthropocene* 13, 18–33. doi :10.1016/j.ancene.2016.01.006.
- Dam, H.G., Drapeau, D.T., 1995. Coagulation efficiency, organic-matter glues and the dynamics of particles during a phytoplankton bloom in a mesocosm study. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 42, 111–123. doi :10.1016/0967-0645(95)00007-D.
- Darnis, G., Robert, D., Pomerleau, C., Link, H., Archambault, P., Nelson, R.J., Geoffroy, M., Tremblay, J.É., Lovejoy, C., Ferguson, S.H., et al., 2012. Current state and trends in canadian arctic marine ecosystems : Ii. heterotrophic food web, pelagic-benthic coupling, and biodiversity. *Clim. Change* 115, 179–205. doi :10.1007/s10584-012-0483-8.
- Davis, R., Sherman, J., Dufour, J., 2001. Profiling alaces and other advances in autonomous subsurface floats. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 18, 982–993. doi :10.1175/1520-0426(2001)018<0982:PAAOAI>2.0.CO;2.
- Dayton, P.K., Mordida, B., Bacon, F., 1994. Polar marine communities. *Am. Zoo.* 34, 90–99. doi :10.1093/icb/34.1.90.
- De La Rocha, C., Passow, U., 2014. 8.4 - the biological pump, in : Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. second edition ed.. Elsevier, Oxford, pp. 93–122. doi :10.1016/B978-0-08-095975-7.00604-5.
- De La Rocha, C.L., Passow, U., 2007. Factors influencing the sinking of POC and the efficiency of the biological carbon pump. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 54, 639–658. doi :10.1016/j.dsr2.2007.01.004.
- Del Giorgio, P., Williams, P., 2005. *Respiration in aquatic ecosystems*. OUP Oxford.
- Deming, J.W., Fortier, L., Fukuchi, M., 2002. The international north water polynya study (now). *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 4887–4892.
- Denman, K., 2003. Modelling planktonic ecosystems : parameterizing complexity. *Prog. Oceanogr.* 57, 429–452. doi :10.1016/S0079-6611(03)00109-5.
- Denman, K., Brasseur, G., Chidthaisong, A., Ciais, P., Cox, P., Dickinson, R., Hauglustaine, D., Heinze, C., Holland, E., Jacob, D., U.Lohmann, Ramachandran, S., da Silva Dias, P., Wofsy, S., Zhang, X., 2007. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry, in : Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.,

- M.Tignor, Miller, H. (Eds.), *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, pp. 501–587.
- Dever, M., Nicholson, D., Omand, M., Mahadevan, A., 2021. Size-differentiated export flux in different dynamical regimes in the ocean. *Glob. Biogeochem. Cy.* 35, e2020GB006764. doi :10.1029/2020GB006764.
- deYoung, B., Werner, F., Batchelder, H., Carlotti, F., Fiksen, Ø., Hofmann, E., Kim, S., Kishi, M., Yamazaki, H., 2010. Dynamics of marine ecosystems : Integration through models of physical-biological interactions, in : Barange, M., Field, J., Harris, R., Hofmann, E., Perry, R., Werner, F., Ashby, D. (Eds.), *Marine Ecosystems and Global Change*. Oxford University Press, Oxford, pp. 89 – 128.
- Dickins, D., Bjerkelund, I., Vonk, P., Potter, S., Finley, K., Stephen, R., Holdsworth, C., Reimer, D., Godon, A., Duval, W., 1990. Lancaster sound region : A coastal atlas for environmental protection. *Pol. Rec.* .
- Dilling, L., Alldredge, A.L., 2000. Fragmentation of marine snow by swimming macrozooplankton : A new process impacting carbon cycling in the sea. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 47, 1227–1245. doi :10.1016/S0967-0637(99)00105-3.
- Dissanayake, A.L., Burd, A.B., Daly, K.L., Francis, S., Passow, U., 2018. Numerical modeling of the interactions of oil, marine snow, and riverine sediments in the ocean. *J. Geophys. Res. Oceans* 123, 5388–5405. doi :10.1029/2018JC013790.
- Doney, S., Kleypas, J., Sarmiento, J., Falkowski, P., 2002. The us jgofs synthesis and modeling project – an introduction. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 49, 1–20. doi :10.1016/S0967-0645(01)00092-3.
- Doney, S.C., Glover, D.M., Najjar, R.G., 1996. A new coupled, one-dimensional biological-physical model for the upper ocean : Applications to the jgofs bermuda atlantic time-series study (bats) site. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 43, 591–624. doi :10.1016/0967-0645(95)00104-2.
- Doney, S.C., Lindsay, K., Moore, J.K., 2003. Global ocean carbon cycle modeling, in : Fasham, M. (Ed.), *Ocean Biogeochemistry*. Springer, Verlag Berlin Heidelberg. volume 4, pp. 217–238. doi :10.1007/978-3-642-55844-3_10.
- Doney, S.C., Ruckelshaus, M., Duffy, J.E., Barry, J.P., Chan, F., English, C.A., Galindo, H.M., Grebmeier, J.M., Hollowed, A.B., Knowlton, N., et al., 2012. Climate change impacts on marine ecosystems. *Ann. Rev.* doi :10.1146/annurev-marine-041911-111611.

- Doyon, P., Klein, B., Ingram, R., Legendre, L., Tremblay, J.E., Therriault, J.C., 2000. Influence of wind mixing and upper-layer stratification on phytoplankton biomass in the gulf of st. lawrence. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 47, 415–433. doi :10.1016/S0967-0645(99)00113-7.
- Ducklow, H.W., Purdie, D.A., Williams, P.J.L., Davies, J.M., 1986. Bacterioplankton : a sink for carbon in a coastal marine plankton community. *Science* 232, 865–867. doi :10.1126/science.232.4752.865.
- Ducklow, H.W., Steinberg, D.K., Buesseler, K.O., 2001. Upper ocean carbon export and the biological pump. *Oceanogr.* 14, 50–58. doi :10.5670/oceanog.2001.06.
- Dumont, D., 2010. Modélisation du pont de glace et des processus océaniques à méso-échelle dans la polynie des Eaux du Nord. Ph.D. thesis. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique. URL : <http://espace.inrs.ca/id/eprint/1509>.
- Dumont, D., Gratton, Y., Arbetter, T.E., 2009. Modeling the dynamics of the north water polynya ice bridge. *J. Phys. Oceanogr.* 39, 1448–1461. doi :10.1175/2008JPO3965.1.
- Dunbar, M., 1969. The geographical position of the north water. *Arctic* 22, 438–441. URL : <https://www.jstor.org/stable/40489906>.
- Dunbar, M., 1989. The arctic ocean as a biological environment, in : Rey, A., Verra, A. (Eds.), *Proceedings of the Sixth Conference of the Comité Arctique International*, E.J Brill, New York, USA. pp. 35–47.
- Dunbar, M., Dunbar, M., 1972. The history of the north water. *Proc. R. Soc. Edinburgh Section B : Biol. Sci.* 72, 231–241. doi :10.1017/S0080455X00001788.
- Durkin, C.A., Buesseler, K.O., Cetinić, I., Estapa, M.L., Kelly, R.P., Omand, M., 2021. A visual tour of carbon export by sinking particles. *bioRxiv* doi :10.1101/2021.02.16.431317.
- Dutkiewicz, S., Follows, M.J., Parekh, P., 2005. Interactions of the iron and phosphorus cycles : A threeU+2010dimensional model study. *Glob. Biogeochem. Cy.* 19. doi :10.1029/2004GB002342.
- Dvoretzky, V., Dvoretzky, A., 2015. Zooplankton in the areas of polynya formation in the seas of the arctic ocean. *Russian J. Mar. Biol.* 41, 223–237. doi :10.1134/S1063074015040070.
- D’Ortenzio, F., Thierry, V., Eldin, G., Claustre, H., Testor, P., Coatanoan, C., Tedetti, M., Guinet, C., Poteau, A., Prieur, L., et al., 2010. White book on oceanic autonomous platforms for biogeochemical studies : Instrumentation and measure (pabim). technical report. 56pp. doi :10.13140/RG.2.1.3706.5763.

- Ebelmen, J., 1848. Recherches sur la décomposition des roches C. R. C. R. Acad. Sci. Paris.
- Engel, A., 2000. The role of transparent exopolymer particles (TEP) in the increase in apparent particle stickiness during the decline of a diatom bloom. *J. Plankton Res.* 22, 485–497. doi :10.1093/plankt/22.3.485.
- Eppley, R.W., Holmes, R.W., Strickland, J.D., 1967. Sinking rates of marine phytoplankton measured with a fluorometer. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 1, 191–208. doi :10.1016/0022-0981(67)90014-7.
- Everett, J.D., Baird, M.E., Buchanan, P., Bulman, C., Davies, C., Downie, R., Griffiths, C., Heneghan, R., Kloser, R.J., Laiolo, L., et al., 2017. Modeling what we sample and sampling what we model : challenges for zooplankton model assessment. *Front. Mar. Sci.* 4, 77. doi :10.3389/fmars.2017.00077.
- Fakhraee, M., Planavsky, N.J., Reinhard, C.T., 2020. The role of environmental factors in the long-term evolution of the marine biological pump. *Nat. Geosci.* 13, 812–816. doi :10.1038/s41561-020-00660-6.
- Fasham, M., Ducklow, H.W., McKelvie, M., 1990. A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *J. Mar. Res.* 48(3), 591–639. doi :10.1357/002224090784984678.
- Field, C.B., Behrenfeld, M.J., Randerson, J.T., Falkowski, P., 1998. Primary production of the biosphere : integrating terrestrial and oceanic components. *Science* 281, 237–240. doi :10.1126/science.281.5374.237.
- Fischer, A.D., Moberg, E.A., Alexander, H., Brownlee, E.F., Hunter-Cevera, K.R., Pitz, K.J., Rosengard, S.Z., Sosik, H.M., 2014. Sixty years of sverdrup : A retrospective of progress in the study of phytoplankton blooms. *Oceano.* 27, 222–235. doi :10.5670/oceanog.2014.26.
- Flynn, K.J., 2005. Castles built on sand : dysfunctionality in plankton models and the inadequacy of dialogue between biologists and modellers. *J. Plankton Res.* 27, 1205–1210. doi :10.1093/plankt/fbi099.
- Fogg, G., 1990. Our perceptions of phytoplankton : an historical sketch the first founders' lecture. *British Phycol. J.* 25, 103–115. doi :10.1080/00071619000650101.
- Foote, E., 1856. Art. xxxi.—circumstances affecting the heat of the sun's rays. *Am. J. Sci. Arts (1820-1879)* 22, 382. URL : <https://www.biodiversitylibrary.org/item/51607>.
- Fortier, L., Fortier, M., Fukuchi, M., Barber, D., Gratton, Y., Legendre, L., Odate, T., Hargrave, B., et al., 2001. The international north water polynya study (now) : A progress report (scientific note) .

- Foucrier, A., 2000. La preuve par les coquillages bleus : la californie (xvie-xviiiè siècles), île ou péninsule ? *Genèses. Sciences sociales et histoire* 40, 33–52. doi :/10.3406/genes.2000.1634.
- Fowler, G.H., 1912. *Science of the Sea : An Elementary Handbook of Practical Oceanography for Travellers, Sailors, and Yachtsmen.* John Murray.
- Fowler, S.W., Knauer, G.A., 1986. Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the oceanic water column. *Prog. Oceanogr.* 16, 147–194. doi :10.1016/0079-6611(86)90032-7.
- Freyria, N.J., Joli, N., Lovejoy, C., 2021. A decadal perspective on north water microbial eukaryotes as arctic ocean sentinels. *Sci. Rep.* 11, 1–14. doi :10.1038/s41598-021-87906-4.
- Gaillard, B., 2015. Utilisation des bivalves filtreurs comme bio-archives des effets du changement climatique sur le réseau trophique arctique. Ph.D. thesis. Université du Québec à Rimouski.
- Gallager, S.M., Davis, C.S., Epstein, A.W., Solow, A., Beardsley, R.C., 1996. High-resolution observations of plankton spatial distributions correlated with hydrography in the great south channel, georges bank. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 43, 1627–1663. doi :10.1016/S0967-0645(96)00058-6.
- Galvez, M.E., Gaillardet, J., 2012. Historical constraints on the origins of the carbon cycle concept. *CR Geosci.* 344, 549–567. doi :10.1016/j.crte.2012.10.006.
- Garneau, M.È., 2002. Variations horizontales des taux de prise de l'azote par le phytoplancton de la région des eaux du Nord, Mer de Baffin, en août-septembre 1999. Ph.D. thesis. Université du Québec à Rimouski. URL : <http://semaphore.uqar.ca/id/eprint/932>.
- Gattuso, J.P., Hansson, L., 2011. *Ocean acidification.* Oxford University Press. 203pp.
- GCC, 2012. *Navigation dans les glaces en eaux Canadiennes.* Ministre des Pêches et Océans Canada, Programme de déglacage, Services maritimes Garde côtière canadienne Pêches et Océans Canada Ottawa (Ontario) K1A 0E6. URL : <https://www.ccg-gcc.gc.ca/publications/icebreaking-deglacage/ice-navigation-glaces/docs/ice-navigation-dans-les-galces-fra.pdf>.
- Gehlen, M., Bopp, L., Emprin, N., Aumont, O., Heinze, C., Ragueneau, O., 2006. Reconciling surface ocean productivity, export fluxes and sediment composition in a global biogeochemical ocean model. *Biogeoscience* 3, 521–537.
- Gehlen, M., Gruber, N., Gangstø, R., Bopp, L., Oschlies, A., 2011. Biogeochemical consequences of ocean acidification and feedbacks to the earth system, in : Gattuso, J.P., Hansson, L. (Eds.), *Ocean acidification.* Oxford University Press. volume 1, pp. 230–248.

- Gelbard, F., Tambour, Y., Seinfeld, J.H., 1980. Sectional representations for simulating aerosol dynamics. *J. Colloid Interface Sci.* 76, 541–556. doi :10.1016/0021-9797(80)90394-X.
- George, W.K., 2013. *Lectures in Turbulence for the 21st Century*. Chalmers University of Technology. 303pp.
- Gil, M.A., 2013. Unity through nonlinearity : a unimodal coral–nutrient interaction. *Ecol.* 94, 1871–1877. doi :10.1890/12-1697.1.
- Gloege, L., Mc Kinley, G.A., Mouw, C., Ciochetto, A.B., 2017. Global evaluation of particulate organic carbon flux parameterizations and implications for atmospheric pco₂. *Glob. Biogeochem. Cy.* 31, 1192–1215. doi :10.1002/2016GB005535.
- Gold, K., Morales, E., 1975. Tintinnida of the new york bight : loricae of parafavella gigantea, p. parumdentata, and ptychocylis obtusa. *Trans. Am. Microscopical Soc.* , 142–145doi :10.2307/3225543.
- Goldthwait, S., Yen, J., Brown, J., Alldredge, A., 2004. Quantification of marine snow fragmentation by swimming euphausiids. *Limnol. Oceanogr.* 49, 940–952. doi :10.4319/lo.2004.49.4.0940.
- Golubić, S., Krumbein, W., Schneider, J., 1979. The carbon cycle, in : *Studies in environmental science*. Elsevier. volume 3, pp. 29–45. doi :10.1016/s0166-1116(08)71053-7.
- Gontikaki, E., van Oevelen, D., Soetaert, K., Witte, U., 2011. Food web flows through a sub-arctic deep-sea benthic community. *Prog. Oceanogr.* 91, 245–259. doi :10.1016/j.pocan.2010.12.014.
- Gotfredsen, A.B., Appelt, M., Hastrup, K., 2018. Walrus history around the north water : Human–animal relations in a long-term perspective. *Ambio* 47, 193–212. doi :10.1007/s13280-018-1027-x.
- Gould, W.J., 2005. From swallow floats to argo—the development of neutrally buoyant floats. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 52, 529–543. doi :10.1016/j.dsr2.2004.12.005.
- Gran, H.H., 1927. *The production of plankton in the coastal waters off Bergen : March-April 1922*. Technical Report. [Fiskeridirektoratets havforskningsinstitut].
- Grant, J., Hargrave, B., MacPherson, P., 2002. Sediment properties and benthic–pelagic coupling in the north water. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 5259–5275. doi :10.1016/S0967-0645(02)00189-3.
- Grebmeier, J., Barry, J., 2007. Benthic processes in polynyas. *Elsevier Oceano. Ser.* 74, 363–390. doi :10.1016/S0422-9894(06)74011-9.

- Grebmeier, J.M., Barry, J.P., 1991. The influence of oceanographic processes on pelagic-benthic coupling in polar regions : a benthic perspective. *J. Mar. Sys.* 2, 495–518. doi :10.1016/0924-7963(91)90049-Z.
- Grebmeier, J.M., McRoy, C.P., 1988. Pelagic-benthic coupling on the shelf of the northern bering and chukchi seas. 111. benthic food supply and carbon cycling. *Mar. Ecol. Prog. Ser* 53, 79–91. doi :10.3354/meps053079.
- Green, E.P., Dagg, M.J., 1997. Mesozooplankton associations with medium to large marine snow aggregates in the northern gulf of mexico. *J. Plankton Res.* 19, 435–447. doi :10.1093/plankt/19.4.435.
- Gregory, J., 1997. The density of particle aggregates. *Water Sci. Technol.* 36-4, 1–13. doi :10.1016/S0273-1223(97)00452-6.
- Gregson, B.H., McKew, B.A., Holland, R.D., Nedwed, T.J., Prince, R.C., McGenity, T.J., 2021. Marine oil snow, a microbial perspective. *Front. Mar. Sci.* 8, 11. doi :10.3389/fmars.2021.619484.
- Gremion, G., Nadeau, L.P., 2021. Source code and user manual of the coagfrag model (version version 1). Zenodo 2021-01-11. doi :10.5281/zenodo.4432896.
- Gremion, G., Nadeau, L.P., Dufresne, C., Schloss, I.R., Archambault, P., Dumont, D., 2021. A discrete interaction numerical model for coagulation and fragmentation of marine detritic particulate matter. *Geosci. Model Dev. Discuss.* , 1–30doi :10.5194/gmd-2020-423.
- Grønnow, B., 2012. An archaeological reconstruction of saqqaq bows, darts, harpoons, and lances. *Études/Inuit/Studies* 36, 23–48. doi :10.7202/1015952ar.
- Grønnow, B., Sørensen, M., 2004. Palaeo-eskimo migrations into greenland : the canadian connection. *Dynamics of northern societies* , 59–74.
- Groom, S., Sathyendranath, S., Ban, Y., Bernard, S., Brewin, R., Brotas, V., Brockmann, C., Chauhan, P., Choi, J.k., Chuprin, A., et al., 2019. Satellite ocean colour : current status and future perspective. *Front. Mar. Sci.* 6, 485. doi :10.3389/fmars.2019.00485.
- Guidi, L., Gorsky, G., Claustre, H., Miquel, J., Picheral, M., Stemann, L., 2008. Distribution and fluxes of aggregates > 100 µm in the upper kilometer of the south-eastern pacific. *Biogeoscience* 5, 1361–1372. doi :10.5194/bg-5-1361-2008.
- de Haan, W.P., Sanchez-Vidal, A., Canals, M., Party, N.S.S., 2019. Floating microplastics and aggregate formation in the western mediterranean sea. *Mar. Pol. Bul.* 140, 523–535. doi :10.1016/j.marpolbul.2019.01.053.
- Haeckel, E., 1904. *Kunstformen der Natur*. Bibliographisches Institut, Leipzig and Vienna.

- Haecky, P., Jonsson, S., Andersson, A., 1998. Influence of sea ice on the composition of the spring phytoplankton bloom in the northern baltic sea. *Polar Biol.* 20, 1–8. doi :10.1007/s003000050270.
- Hancke, K., Lund-Hansen, L.C., Lamare, M.L., Højlund Pedersen, S., King, M.D., Andersen, P., Sorrell, B.K., 2018. Extreme low light requirement for algae growth underneath sea ice : A case study from station nord, ne greenland. *J. Geophys. Res.* 123, 985–1000. doi :10.1002/2017JC013263.
- Hannah, C.G., Dupont, F., Dunphy, M., 2009. Polynyas and tidal currents in the canadian arctic archipelago. *Arctic* , 83–95URL : <https://www.jstor.org/stable/40513267>.
- Hansell, D.A., 2002. Doc in the global ocean carbon cycle. *Biogeochemistry of marine dissolved organic matter* doi :10.1016/b978-012323841-2/50017-8.
- Hansen, K., 2018. *Abundance Distributions; Large Scale Features*. Springer International Publishing, Cham. pp. 205–251. doi :10.1007/978-3-319-90062-9_8.
- Harada, N., 2016. Potential catastrophic reduction of sea ice in the western arctic ocean : Its impact on biogeochemical cycles and marine ecosystems. *Glob. Planet. Chan.* 136, 1–17. doi :10.1016/j.gloplacha.2015.11.005.
- Hardy, A.C., 1936. The continuous plankton recorder. *Discovery Rep.* 11, 457–510.
- Hargrave, B., Walsh, I., Murray, D., 2002. Seasonal and spatial patterns in mass and organic matter sedimentation in the north water. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 5227–5244. doi :10.1016/S0967-0645(02)00187-X.
- Harvey, H., 1934. Measurement of phytoplankton population. *J. Mar. Biol. Ass. UK* 19, 761–773. doi :10.1017/S0025315400046786.
- Harvey, H., 1950. On the production of living matter in the sea off plymouth. *J. Mar. Biol. Ass. UK* 29, 97–137. doi :10.1017/S002531540005623X.
- Harvey, H., Cooper, L., Lebour, M.V., Russell, F., 1935. Plankton production and its control. *J. Mar. Biol. Ass. UK* 20, 407–441. doi :10.1017/S0025315400045318.
- Hasle, G.R., Syvertsen, E.E., 1997. Marine diatoms, in : Tomas, C.e. (Ed.), *Identifying marine phytoplankton*. Academic Press, Inc., pp. 5–385.
- Hastrup, K., Andersen, A.O., Grønnow, B., Heide-Jørgensen, M.P., 2018a. Life around the north water ecosystem : Natural and social drivers of change over a millennium. *Ambio* 47, 213–225. doi :10.1007/s13280-018-1028-9.
- Hastrup, K., Mosbech, A., Grønnow, B., 2018b. Introducing the north water : Histories of exploration, ice dynamics, living resources, and human settlement in the thule region. *Ambio* 47, 162–174. doi :10.1007/s13280-018-1030-2.

- Hawkins, E., Jones, P.D., 2013. On increasing global temperatures : 75 years after callendar. *Q. J. R. Meteor. Soc.* 139, 1961–1963. doi :10.1002/qj.2178.
- Heide-Jørgensen, M.P., Burt, L.M., Hansen, R.G., Nielsen, N.H., Rasmussen, M., Fossette, S., Stern, H., 2013. The significance of the north water polynya to arctic top predators. *Ambio* 42, 596–610. doi :10.1007/s13280-012-0357-3.
- Heidi M., S., 2018. The discoveries awaiting us in the ocean's twilight zone.
- Heinze, C., Maier-Reimer, E., Winn, K., 1991. Glacial pco2 reduction by the world ocean : Experiments with the hamburg carbon cycle model. *Paleoceanogr.* 6, 395–430. doi :10.1029/91PA00489.
- Henrichs, S.M., Reeburgh, W.S., 1987. Anaerobic mineralization of marine sediment organic matter : Rates and the role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy. *Geomicrobiol. J.* 5, 191–237. doi :10.1080/01490458709385971.
- Henschke, N., Everett, J.D., Richardson, A.J., Suthers, I.M., 2016. Rethinking the role of salps in the ocean. *Trends Ecol. Evol.* 31, 720–733. doi :10.1016/j.tree.2016.06.007.
- Hensen, V., 1895. Ergebnisse der in dem Atlantischen Ocean von Mitte Juli bis Anfang November 1889 ausgeführten Plankton-Expedition der Humboldt-Stiftung. Auf Frund von gemeinschaftlichen Untersuchungen einer Reihe von Fach-Forschern.. volume Bd.1.B (Methodik der Untersuchungen). Kiel,Lipsius & Tischer,.
- Henson, S., Le Moigne, F., Giering, S., 2019. Drivers of carbon export efficiency in the global ocean. *Glob. Biogeochem. Cy.* 33, 891–903. doi :10.1029/2018GB006158.
- Hernández-León, S., Ikeda, T., 2005. Zooplankton respiration, in : Del Giorgio, P., Williams, P. (Eds.), *Respiration in aquatic ecosystems*. Oxford University Press Oxford, New York, pp. 57–82.
- Heymans, J.J., Bundy, A., Christensen, V., Coll, M., de Mutsert, K., Fulton, E.A., Piroddi, C., Shin, Y.J., Steenbeek, J., Travers-Trolet, M., 2020. The ocean decade : A true ecosystem modeling challenge. *Front. Mar. Sci.* 7, 766. doi :10.3389/fmars.2020.554573.
- Hidalgo, M., Browman, H.I., 2019. Developing the knowledge base needed to sustainably manage mesopelagic resources. *ICES J. Mar. Sci.* 76, 609–615. doi :10.1093/icesjms/fsz067.
- Hill, P.S., 1992. Reconciling aggregation theory with observed vertical fluxes following phytoplankton blooms. *J. Geophys. Res. Oceans* 97, 2295–2308. doi :10.1029/91JC02808.
- Hill, P.S., 1996. Sectional and discrete representations of flocculation breakage in agitated suspensions. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 43, 679–702. doi :10.1016/0967-0637(96)00030-1.

- Hoagland, P., Jin, D., Holland, M., Kostel, K., Taylor, E., Renier, N., Holmes, M., 2019. Ecosystem services of the mesopelagic. Woods Hole Oceano. Inst. doi :10.1575/1912/25013. 35pp.
- Hoegh-Guldberg, O., Bruno, J.F., 2010. The impact of climate change on the world's marine ecosystems. *Science* 328, 1523–1528. doi :10.1126/science.1189930.
- Honjo, S., Roman, M.R., 1978. Marine copepod fecal pellets : production, preservation and sedimentation. *J. mar. Res* 36, 45–57.
- Hood, R.R., Laws, E.A., Armstrong, R.A., Bates, N.R., Brown, C.W., Carlson, C.A., Chaig, F., Doneyh, S.C., Falkowskii, P.G., Feelyj, R.A., Friedrichsk, M., Landryl, M.R., Moorem, J.K., Nelsonn, D.M., Richardson, T.L., Salihoglup, B., Schartauq, M., Tooleh, D.A., D., W.J., 2006. Pelagic functional group modeling : Progress, challenges and prospects. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 53, 459–512. doi :10.1016/j.dsr2.2006.01.025.
- Houghton, R.A., 2003. The contemporary carbon cycle. *Treatise on geochemistry* 8, 473–513. doi :10.1016/B0-08-043751-6/08168-8.
- Huisman, J., Sommeijer, B., 2002. Maximal sustainable sinking velocity of phytoplankton. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 244, 39–48. doi :10.3354/meps244039.
- ICES, 2019. Workshop on The Development of Practical Survey Methods for Measurements and Monitoring in the Mesopelagic Zone (WKMESOMeth). Technical Report. ICES Scientific Reports. 43pp.
- Ingram, R.G., Bâcle, J., Barber, D.G., Gratton, Y., Melling, H., 2002. An overview of physical processes in the north water. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 4893–4906. doi :10.1016/S0967-0645(02)00169-8.
- IOC-UNESCO, 2017. Global ocean science report - the current status of ocean science around the world, UNESCO Publishing, Paris, p. 45-84.
- IPCC, 2019. Special report on the ocean and cryosphere in a changing climate, in : Pörtner, H.O., Roberts, D., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Alegría, A., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., Rama, B., Weyer, N. (Eds.), [in press].
- Isensee, K., Bédard-Vallée, Déniz-Gonzalez, A., Youm, I., Olivari, D., Valdés, M., L., de Pinho, R., 2020. Definitions, data collection and data analysis, in : Isensee, K. (Ed.), IOC-UNESCO, Global Ocean Science Report 2020–Chart in Capacity for Ocean Sustainability. UNESCO Publishing, Paris, p. 53-66.
- Jacketti, M., Beegle-Krause, C., Englehardt, J.D., 2020. A review on the sinking mechanisms for oil and successful response technologies. *Mar. Pol. Bul.* 160, 111626. doi :10.1016/j.marpolbul.2020.111626.

- Jackson, G.A., 1990. A model of the formation of marine algal flocs by physical coagulation processes. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 37, 1197–1211. doi :10.1016/0198-0149(90)90038-W.
- Jackson, G.A., 2001. Effect of coagulation on a model planktonic food web. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 48, 95–123. doi :10.1016/S0967-0637(00)00040-6.
- Jackson, G.A., Burd, A.B., 1998. Aggregation in the marine environment. *Environ. Sci. Technol.* 32(19), 2805–2814. doi :10.1021/es980251w.
- Jackson, G.A., Burd, A.B., 2015. Simulating aggregate dynamics in ocean biogeochemical models. *Prog. Oceanogr.* 133, 55–65. doi :10.1016/j.pocean.2014.08.014.
- Jackson, G.A., Logan, B.E., Alldredge, A.L., Dam, H.G., 1995. Combining particle size spectra from a mesocosm experiment measured using photographic and aperture impedance (coulter and elzone) techniques. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 42, 139–157. doi :10.1016/0967-0645(95)00009-F.
- Jackson, G.A., Maffione, R., Costello, D.K., Alldredge, A.L., Logan, B.E., Dam, H.G., 1997. Particle size spectra between 1 μ m and 1 cm at monterey bay determined using multiple instruments. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 44, 1739–1767. doi :10.1016/S0967-0637(97)00029-0.
- Jackson, R., 2020. Eunice foote, john tyndall and a question of priority. *Notes and Records* 74, 105–118. doi :10.1098/rsnr.2018.0066.
- Jansen, H., 2001. Modelling the Marine Carbonate Pump and its Implications on the Atmospheric CO₂ Concentration. Ph.D. thesis. Universität Bremen. URL : <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:gbv:46-diss000002053>.
- Jeffries, M.O., Richter-Menge, J., Overland, J.E., 2014. Arctic Repot Card 2014. Technical Report. NOAA. 187pp.
- Jeppesen, E., Appelt, M., Hastrup, K., Grønnow, B., Mosbech, A., Smol, J.P., Davidson, T.A., 2018. Living in an oasis : Rapid transformations, resilience, and resistance in the north water area societies and ecosystems. *Ambio* 47, 296–309. doi :10.1007/s13280-018-1034-y.
- Ji, C., Beegle-Krause, C.J., Englehardt, J.D., 2020. Formation, detection, and modeling of submerged oil : A review. *J. Mar. Sci. Eng.* 8, 642. doi :10.3390/jmse8090642.
- Jiao, N., Herndl, G.J., Hansell, D.A., Benner, R., Kattner, G., Wilhelm, S.W., Kirchman, D.L., Weinbauer, M.G., Luo, T., Chen, F., et al., 2010. Microbial production of recalcitrant dissolved organic matter : long-term carbon storage in the global ocean. *Nat. Rev. Microbiol.* 8, 593–599. doi :10.1038/nrmicro2386.

- Johnson, R.E., 2003. Kane, elisha kent, in : Dictionnaire biographique du Canada. Université Laval/University of Toronto. volume 8.
- Jokulsdottir, T., Archer, D., 2016. A stochastic, lagrangian model of sinking biogenic aggregates in the ocean (slams 1.0) : model formulation, validation and sensitivity. *Geosci. Model Dev.* 9, 1455–1476. doi :10.5194/gmd-9-1455-2016.
- Jonsson, P.R., 1989. Vertical distribution of planktonic ciliates– an experimental analysis of swimming behaviour. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 52, 39–53. doi :10.3354/MEPS052039.
- Kaczmarska, I., Jahn, R., 2006. Taxonomic appraisal of *Melosira arctica* Dickie and description of a new variety (Bacillariophyta). *Bot. Mar.* 49, 151–164. doi :10.1515/BOT.2006.020.
- Kaiser, M.J., Attrill, M.J., Jennings, S., Thomas, D.N., Barnes, D.K., et al., 2011. *Marine ecology : processes, systems, and impacts*. Oxford University Press, United Kingdom.
- Kalle, K., 1951. Meereskundlich-chemische untersuchungen mit hilfe des pulfrich-photometers von zeiss. *Deutsche Hydrografische Zeitschrift* 4, 92–96.
- Kane, E.K., 1857. *The United States Grinnell Expedition in Search of Sir John Franklin : A Personal Narrative*. Sheldon, Blakeman & Company.
- Kane, E.K., 1859. *Arctic explorations : the second Grinnell expedition in search of Sir John Franklin, 1853,'54,'55*. London ; Edinburgh ; New York ; T. Nelson.
- Kane, E.K., 1915. *Adrift in the Arctic Ice Pack : From the History of the First US Grinnell Expedition in Search of Sir John Franklin*. 5, Nelson Doubleday.
- Kang, I.S., Ahn, M.S., Miura, H., Subramanian, A., 2019. Chapter 14 - gcms with full representation of cloud microphysics and their mjo simulations, in : Robertson, A.W., Vitart, F. (Eds.), *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*. Elsevier, pp. 305–319. doi :10.1016/B978-0-12-811714-9.00014-0.
- Kapur, P.C., 2019. Self-preserving size spectra of comminuted particles. *Chem. Eng. Sci.* 27, 425–431. doi :10.1016/0009-2509(72)85079-6.
- Karakas, G., Nowald, N., Schäfer-Neth, C., Iversen, M., Barkmann, W., Fischer, G., Marchesiello, P., Schlitzer, R., 2009. Impact of particle aggregation on vertical fluxes of organic matter. *Prog. Oceanogr.* 83, 331–341. doi :10.1016/j.pocean.2009.07.047.
- Karl, D.M., Knauer, G.A., Martin, J.H., 1988. Downward flux of particulate organic matter in the ocean : a particle decomposition paradox. *Nature* 332, 438–441. doi :10.1038/332438a0.

- Karlusich, J.J.P., Ibarbalz, F.M., Bowler, C., 2020. Exploration of marine phytoplankton : from their historical appreciation to the omics era. *J. Plankton Res.* 42, 595–612. doi :10.1093/plankt/fbaa049.
- Kearney, K., Hermann, A., Cheng, W., Ortiz, I., Aydin, K., 2020. A coupled pelagic–benthic–sympagic biogeochemical model for the bering sea : documentation and validation of the bestnpz model (v2019.08.23) within a high-resolution regional ocean model. *Geosci. Model Dev.* 13, 597–650. doi :10.5194/gmd-13-597-2020.
- Kędra, M., Moritz, C., Choy, E.S., David, C., Degen, R., Duerksen, S., Ellingsen, I., Gorska, B., Grebmeier, J.M., Kirievskaya, D., et al., 2015. Status and trends in the structure of arctic benthic food webs. *Polar Res.* 34, 23775. doi :10.3402/polar.v34.23775.
- Khain, A., Beheng, K., Heymsfield, A., Korolev, A., Krichak, S., Levin, Z., Pinsky, M., Phillips, V., Prabhakaran, T., Teller, A., et al., 2015. Representation of microphysical processes in cloud-resolving models : Spectral (bin) microphysics versus bulk parameterization. *Rev. Geophys.* 53, 247–322. doi :10.1002/2014RG000468.
- Khatiwala, S., 2007. A computational framework for simulation of biogeochemical tracers in the ocean. *Glob. Biogeochem. Cy.* 21. doi :10.1029/2007GB002923.
- Kintisch, E., 2018. Project lifts the veil on life in the ocean’s twilight zone. doi :10.1126/science.361.6404.738.
- Kirillin, G., Grossart, H.P., Tang, K.W., 2012. Modeling sinking rate of zooplankton carcasses : Effects of stratification and mixing. *Limnol. Oceanogr.* 57, 881–894. doi :10.4319/lo.2012.57.3.0881.
- Kishi, M.J., Kashiwai, M., Ware, D.M., Megrey, B.A., Eslinger, D.L., Werner, F.E., Noguchi-Aita, M., Azumaya, T., Fujii, M., Hashimoto, S., Huang, D., Iizumi, H., Ishida, Y., Kang, S., Kantakov, G.A., Kim, H.C., Komatsu, K., Navrotsky, V.V., Smith, S.L., Tadokoro, K., Tsuda, A., Yamamura, O., Yamanaka, Y., Yokouchi, K., Yoshie, N., Zhang, J., Zuenko, Y.I., Zvalinsky, V.I., 2007. Nemuro—a lower trophic level model for the north pacific marine ecosystem. *Ecol. Model.* 202, 12–25. doi :10.1016/j.ecolmodel.2006.08.021.
- Kjørboe, T., 2000. Colonization of marine snow aggregates by invertebrate zooplankton : Abundance, scaling, and possible role. *Limnol. Oceanogr.* 45, 479–484. doi :10.4319/lo.2000.45.2.0479.
- Kjørboe, T., Andersen, K.P., Dam, H.G., 1990. Coagulation efficiency and aggregate formation in marine phytoplankton. *Mar. Biol.* 107, 235–245. doi :10.1007/BF01319822.
- Kjørboe, T., Lundsgaard, C., Olesen, M., Hansen, J.L.S., 1994. Aggregation and sedimentation processes during a spring phytoplankton bloom : A field experiment to test coagulation theory. *J. Mar. Res.* 52, 297–323. doi :10.1357/0022240943077145.

- Kjørboe, T., Thygesen, U.H., 2001. Fluid motion and solute distribution around sinking aggregates. II. Implications for remote detection by colonizing zooplankters. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 211, 15–25. doi :10.3354/meps211015.
- Klein, B., LeBlanc, B., Mei, Z.P., Beret, R., Michaud, J., Mundy, C.J., von Quillfeldt, C.H., Garneau, M.È., Roy, S., Gratton, Y., et al., 2002. Phytoplankton biomass, production and potential export in the north water. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 4983–5002. doi :10.1016/S0967-0645(02)00174-1.
- Knauss, J.M., 2005. The growth of british fisheries during the industrial revolution. *Ocean Dev. Int. Law* 36, 1–11. doi :10.1080/00908320490508912.
- Kobayashi, M., Adachi, Y., Ooi, S., 1999. Breakup of fractal flocs in a turbulent flow. *Langmuir* 15, 4351–4356. doi :10.1021/la980763o.
- Komar, P.D., Reimers, C.E., 1978. Grain Shape Effects on Settling Rates. *J. Geol.* 86, 193–209.
- Krey, J., 1939. Die bestimmung des chlorophylls in meerwasser-schöpfproben. *ICES J. Mar. Sci.* 14, 201–209. doi :10.1093/icesjms/14.2.201.
- Kriest, I., 2002. Different parameterizations of marine snow in a 1d-model and their influence on representation of marine snow, nitrogen budget and sedimentation. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 49, 2133–2162. doi :10.1016/S0967-0637(02)00127-9.
- Kriest, I., 2017. Calibration of a simple and a complex model of global marine biogeochemistry. *Biogeoscience* 14, 4965–4984. doi :10.5194/bg-14-4965-2017.
- Kriest, I., Evans, G.T., 1999. Representing phytoplankton aggregates in biogeochemical models. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 46, 1841–1859. doi :10.1016/S0967-0637(99)00032-1.
- Kristiansen, S., Farbrot, T., Naustvoll, L.J., 2001. Spring bloom nutrient dynamics in the oslofjord. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 219, 41–49. doi :10.3354/meps219041.
- Lalande, C., 2003. Composition et structure de la communauté benthique et quantification de la bioturbation dans la polynie des eaux du nord. Université du Québec à Rimouski, Master thesis, 87pp.
- Lampitt, R., Wishner, K., Turley, C., Angel, M., 1993. Marine snow studies in the northeast atlantic ocean : distribution, composition and role as a food source for migrating plankton. *Mar. Biol.* 116, 689–702. doi :10.1007/BF00355486.
- Laufkötter, C., Vogt, M., Gruber, N., Aumont, O., Bopp, L., Doney, S.C., Dunne, J.P., Hauck, J., John, J.G., Lima, I.D., et al., 2016. Projected decreases in future marine export production : the role of the carbon flux through the upper ocean ecosystem. *Biogeoscience* 13, 4023–4047. doi :10.5194/bg-13-4023-2016.

- Laurenceau-Cornec, E.C., Trull, T.W., Davies, D.M., Christina, L., Blain, S., 2015. Phytoplankton morphology controls on marine snow sinking velocity. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 520, 35–56. doi :10.3354/meps11116.
- Lavoie, D., Macdonald, R.W., Denman, K.L., 2009. Primary productivity and export fluxes on the canadian shelf of the beaufort sea : A modelling study. *J. Mar. Sys.* 75, 17–32. doi :10.1016/j.jmarsys.2008.07.007.
- Lavoisier, A., 1774. Opuscule physique et chimique. In : Oeuvres de Lavoisier. volume 1 of 1864. Imprimerie impériale, Paris. URL : <https://archive.org/details/opusclesphysique00lavo>. p. 439–654.
- Lavoisier, A., 1778. Considérations générales sur la nature des acides et sur les principes dont ils sont composés. In : Oeuvres de Lavoisier. volume 2 of 1865. Imprimerie impériale, Paris. P. 248–260.
- Lavoisier, A., 1781. Mémoire sur la formation de l'acide nommé air fixe ou acide crayeux. In : Oeuvres de Lavoisier. volume 2 of 1865. Imprimerie impériale, Paris. URL : <http://moro.imss.fi.it/lavoisier/bookdetailframe.asp?bookid=575>.
- Lavoisier, A., 1789. Traité élémentaire de chimie. In : Oeuvres de Lavoisier. volume 1 of 1864. Imprimerie impériale, Paris. 433pp.
- Lavoisier, A., 1792. Rapport sur la végétation. In : Oeuvres de Lavoisier. volume 4 of 1868. Imprimerie impériale, Paris. P. 536–538.
- Lavoisier, A., 1793. Sur le charbon. In : Oeuvres de Lavoisier. volume 5 of 1892. Imprimerie impériale, Paris. P. 303–310.
- Law, K.L., Morét-Ferguson, S., Maximenko, N.A., Proskurowski, G., Peacock, E.E., Hafner, J., Reddy, C.M., 2010. Plastic accumulation in the north atlantic subtropical gyre. *Science* 329, 1185–1188. doi :10.1126/science.1192321.
- Le Moigne, F., 2019. Pathways of organic carbon downward transport by the oceanic biological carbon pump. *Front. Mar. Sci.* 6 :634. doi :10.3389/fmars.2019.00634.
- Le Moigne, F.A., Henson, S.A., Cavan, E., Georges, C., Pabortsava, K., Achterberg, E.P., Ceballos-Romero, E., Zubkov, M., Sanders, R.J., 2016. What causes the inverse relationship between primary production and export efficiency in the southern ocean? *Geophys. Res. Lett.* 43, 4457–4466. doi :10.1002/2016GL068480.
- Le Quéré, C., Andrew, R.M., Friedlingstein, P., Sitch, S., Hauck, J., Pongratz, J., Pickers, P.A., Korsbakken, J.I., Peters, G.P., Canadell, J.G., et al., 2018. Global carbon budget 2018. *Earth Sys. Sci. Data* 10, 2141–2194. doi :10.5194/essd-10-2141-2018.

- Le Quéré, C., 2006. Reply to horizons article ‘plankton functional type modelling : running before we can walk’ anderson (2005) : I. abrupt changes in marine ecosystems ? *J. Plankton Res.* 28, 871–872. doi :10.1093/plankt/fbl014.
- Le Quéré, C., Harrison, S.P., Prentice, I.C., Buitenhuis, E.T., Aumont, O., Bopp, L., Claustre, H., Cotrim Da Cunha, L., Geider, R., Giraud, X., Klaas, C., Kohfeld, K.E., Legendre, L., Manizza, M., Platt, T., Rivkin, R.B., Sathyendranath, S., Uitz, J., Watson, A.J., Wolf-Gladrow, D., 2005. Ecosystem dynamics based on plankton functional types for global ocean biogeochemistry models. *Glob. Chang. Biol.* 11, 2016–2040. doi :10.1111/j.1365-2486.2005.1004.x.
- Le Traon, P.Y., 2018. Satellites and operational oceanography, in : *New Frontiers in Operational Oceanography*. GODAE OceanView, pp. 161–190. doi :10.17125/gov2018.ch07.
- Lebrato, M., Pahlow, M., Frost, J.R., Küter, M., de Jesus Mendes, P., Molinero, J.C., Oschlies, A., 2019. Sinking of gelatinous zooplankton biomass increases deep carbon transfer efficiency globally. *Glob. Biogeochem. Cy.* 33, 1764–1783. doi :10.1029/2019GB006265.
- Lee, J.K., Samanta, D., Nam, H.G., Zare, R.N., 2018. Spontaneous formation of gold nanostructures in aqueous microdroplets. *Nat. Commun.* 9, 1–9.
- Legendre, L., Ackley, S.F., Dieckmann, G.S., Gulliksen, B., Horner, R., Hoshiai, T., Melnikov, I.A., Reeburgh, W.S., Spindler, M., Sullivan, C.W., 1992. Ecology of sea ice biota. *Polar Biol.* 12, 429–444. doi :10.1007/BF00243114.
- Legendre, L., Rivkin, R.B., Weinbauer, M.G., Guidi, L., Uitz, J., 2015. The microbial carbon pump concept : Potential biogeochemical significance in the globally changing ocean. *Prog. Oceanogr.* 134, 432–450. doi :10.1016/j.pocean.2015.01.008.
- Leles, S.G., Valentin, J.L., Figueiredo, G.M., 2016. Evaluation of the complexity and performance of marine planktonic trophic models. *An. Acad. Bras. Cienc.* 88, 1971–1991. doi :10.1590/0001-3765201620150588.
- Lewis, E.L., Ponton, D., Legendre, L., Leblanc, B., 1996. Springtime sensible heat, nutrients and phytoplankton in the northwater polynya, canadian arctic. *Cont. Shelf Res.* 16, 1775–1792. doi :10.1016/0278-4343(96)00015-5.
- Li, W.K., McLaughlin, F.A., Lovejoy, C., Carmack, E.C., 2009. Smallest algae thrive as the arctic ocean freshens. *Science* 326, 539–539. doi :10.1126/science.1179798.
- Li, X., Passow, U., Logan, B.E., 1998. Fractal dimensions of small (15–200 μm) particles in eastern pacific coastal waters. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 45, 115–131. doi :10.1016/S0967-0637(97)00058-7.
- Li, X.Y., Zhang, J.J., Lee, J.H., 2004. Modelling particle size distribution dynamics in marine waters. *Water Res.* 38, 1305–1317. doi :10.1016/j.watres.2003.11.010.

- Li, Y., Ji, R., Jenouvrier, S., Jin, M., Stroeve, J., 2016. Synchronicity between ice retreat and phytoplankton bloom in circum-antarctic polynyas. *Geophys. Res. Lett.* 43, 2086–2093. doi :10.1002/2016GL067937.
- Lima, I.D., Olson, D.B., Doney, S.C., 2002. Intrinsic dynamics and stability properties of size-structured pelagic ecosystem models. *J. Plankton Res.* 24, 533–556. doi :10.1093/plankt/24.6.533.
- Litalien, R., Palomino, J.F., Vaugeois, D., 2007. La mesure d'un continent : atlas historique de l'Amérique du Nord, 1492-1814. Presses Paris Sorbonne. doi :10.14375/NP.9782894485491.
- Llort, J., Langlais, C., Matear, R., Moreau, S., Lenton, A., Strutton, P.G., 2018. Evaluating southern ocean carbon eddy-pump from biogeochemical-argo floats. *J. Geophys. Res.* 123, 971–984. doi :10.1002/2017JC012861.
- Long, M., Moriceau, B., Gallinari, M., Lambert, C., Huvet, A., Raffray, J., Soudant, P., 2015. Interactions between microplastics and phytoplankton aggregates : impact on their respective fates. *Mar. Chem.* 175, 39–46. doi :10.1016/j.marchem.2015.04.003.
- Lovejoy, C., Legendre, L., Martineau, M.J., Bâcle, J., Von Quillfeldt, C., 2002. Distribution of phytoplankton and other protists in the north water. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 5027–5047. doi :10.1016/S0967-0645(02)00176-5.
- Lyberth, B., Egede, P., 2013. PIKIALASORSUAQ – “Bridging the Bay” workshop. Technical Report. Inuit Circumpolar Council (ICC) - Greenland. P.O. Box 204, 3900 Nuuk. [Www.inuit.org](http://www.inuit.org).
- L'OCÉAN, 2019. L'océan, pompe à carbone. ocean-climate.org , 13.
- Mäkelä, A., Witte, U., Archambault, P., 2017a. Benthic macroinfaunal community structure, resource utilisation and trophic relationships in two canadian arctic archipelago polynyas. *PloS one* 12, e0183034. doi :10.1371/journal.pone.0183034.
- Mäkelä, A., Witte, U., Archambault, P., 2017b. Ice algae versus phytoplankton : resource utilization by arctic deep sea macroinfauna revealed through isotope labelling experiments. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 572, 1–18. doi :10.3354/meps12157.
- Manabe, S., Bryan, K., 1969. Climate calculations with a combined ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.* 26, 786–789. doi :10.1175/1520-0469(1969)026<0786:CCWACO>2.0.CO;2.
- Manabe, S., Bryan, K., Spelman, M.J., 1975. A global ocean-atmosphere climate model. part i. the atmospheric circulation. *J. Phys. Oceanogr.* 5, 3–29. doi :10.1175/1520-0485(1975)005<0003:AGOACM>2.0.CO;2.

- Mari, X., Passow, U., Migon, C., Burd, A.B., Legendre, L., 2017. Transparent exopolymer particles : Effects on carbon cycling in the ocean. *Prog. Oceanogr.* 151, 13–37. doi :10.1016/j.pocean.2016.11.002.
- Martin, A., Boyd, P., Buesseler, K., Cetinic, I., Claustre, H., Giering, S., Henson, S., Irigoien, X., Kriest, I., Memery, L., et al., 2020. The oceans' twilight zone must be studied now, before it is too late. *Nature* 580, 26–28. doi :10.1038/d41586-020-00915-7.
- Martin, J., Tremblay, J.É., Gagnon, J., Tremblay, G., Lapoussière, A., Jose, C., Poulin, M., Gosselin, M., Gratton, Y., Michel, C., 2010. Prevalence, structure and properties of subsurface chlorophyll maxima in canadian arctic waters. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 412, 69–84. doi :10.3354/meps08666.
- Martin, J.H., Knauer, G.A., Karl, D.M., Broenkow, W.W., 1987. Vertex : carbon cycling in the northeast pacific. *Deep Sea Res. Part 1 Oceanogr. Res. Pap.* 34, 267–285. doi :10.1016/0198-0149(87)90086-0.
- Maul, G.A., 2012. Introduction to satellite oceanography. volume 3. Springer Science & Business Media. 356pp.
- Maury, M.F., 1855. The physical geography of the sea. Harper & Brothers. URL : <http://name.umd.umich.edu/AFK9140.0001.001>.
- McCave, I., 1984. Size spectra and aggregation of suspended particles in the deep ocean. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 31, 329–352. doi :10.1016/0198-0149(84)90088-8.
- Mei, Z.P., Legendre, L., Gratton, Y., Tremblay, J.É., LeBlanc, B., Mundy, C., Klein, B., Gosselin, M., Larouche, P., Papakyriakou, T., et al., 2002. Physical control of spring–summer phytoplankton dynamics in the north water, april–july 1998. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 4959–4982. doi :10.1016/S0967-0645(02)00173-X.
- Meldgaard, M., 2004. Ancient harp seal hunters of Disko Bay (Vol. 330) : Subsistence and settlement at the Saqqaq culture site Qeqertasussuk (2400-1400 BC), West Greenland. Museum Tusulanum Press. doi :10.26530/OAPEN_342353.
- Melling, H., Gratton, Y., Ingram, G., 2001. Ocean circulation within the north water polynya of baffin bay. *Atmos. Ocean* 39, 301–325. doi :10.1080/07055900.2001.9649683.
- Meredith, M., Sommerkorn, M., Cassotta, S., Derksen, C., Ekaykin, A., Hollowed, A., Kofinas, G., Mackintosh, A., Melbourne-Thomas, J., Muelbert, M., Ottersen, G., Pritchard, H., Schuur, E., 2019. Polar regions, in : Pörtner, H.O., Roberts, D., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Alegría, A., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., Rama, B., Weyer, N. (Eds.), IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, pp. 203–320.

- Meredith, M.P., Venables, H.J., Clarke, A., Ducklow, H.W., Erickson, M., Leng, M.J., Lenaerts, J.T., van den Broeke, M.R., 2013. The freshwater system west of the antarctic peninsula : spatial and temporal changes. *J. Clim.* 26, 1669–1684. doi :10.1175/JCLI-D-12-00246.1.
- Michel, C., Hamilton, J., Hansen, E., Barber, D., Reigstad, M., Iacozza, J., Seuthe, L., Niemi, A., 2015. Arctic ocean outflow shelves in the changing arctic : A review and perspectives. *Prog. Oceanogr.* 139, 66–88. doi :10.1016/j.pocean.2015.08.007.
- Michel, C., Ingram, R., Harris, L., 2006. Variability in oceanographic and ecological processes in the canadian arctic archipelago. *Prog. Oceanogr.* 71, 379–401. doi :10.1016/j.pocean.2006.09.006.
- Miklasz, K.A., Denny, M.W., 2010. Diatom sinkings speeds : Improved predictions and insight from a modified stokes' law. *Limnol. Oceanogr.* 55, 2513–2525. doi :10.4319/lo.2010.55.6.2513.
- Miller, C.B., Wheeler, P.A., 2012. *Biological oceanography*. John Wiley & Sons. 187pp.
- Miller, K.A., Thompson, K.F., Johnston, P., Santillo, D., 2018. An overview of seabed mining including the current state of development, environmental impacts, and knowledge gaps. *Front. Mar. Sci.* 4, 418. doi :10.3389/fmars.2017.00418.
- Moll, A., Radach, G., 2003. Review of three-dimensional ecological modelling related to the north sea shelf system : Part 1 : models and their results. *Prog. Oceanogr.* 57, 175–217. doi :10.1016/S0079-6611(03)00067-3.
- Møller, E.F., 2005. Sloppy feeding in marine copepods : prey-size-dependent production of dissolved organic carbon. *J. Plankton Res.* 27, 27–35. doi :10.1093/plankt/fbh147.
- Monroy, P., Hernández-García, E., Rossi, V., López, C., 2017. Modeling the dynamical sinking of biogenic particles in oceanic flow. *NPG* 24, 293–305. doi :10.5194/npg-24-293-2017.
- Montagnes, D.J., Franklin, M., 2001. Effect of temperature on diatom volume, growth rate, and carbon and nitrogen content : reconsidering some paradigms. *Limnol. Oceanogr.* 46, 2008–2018. doi :10.4319/lo.2001.46.8.2008.
- Monti, M., Minocci, M., 2013. Microzooplankton along a transect from northern continental norway to svalbard. *Polar Res.* 32, 19306. doi :10.3402/polar.v32i0.19306.
- Moore, J.K., Doney, S.C., Kleypas, J.A., Glover, D.M., Fung, I.Y., 2002. An intermediate complexity marine ecosystem model for the global domain. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 49, 403–462. doi :10.1016/S0967-0645(01)00108-4.
- Morales Maqueda, M., Willmott, A., Biggs, N., 2004. Polynya dynamics : A review of observations and modeling. *Rev. Geophys.* 42. doi :10.1029/2002RG000116.

- Morán, X.A.G., LÓPEZ-URRUTIA, Á., CALVO-DÍAZ, A., Li, W.K., 2010. Increasing importance of small phytoplankton in a warmer ocean. *Glob. Change Biol.* 16, 1137–1144. doi :10.1111/j.1365-2486.2009.01960.x.
- Moriarty, R., 2009. The role of macro-zooplankton in the global carbon cycle. Ph.D. thesis. University of East Anglia. 234pp.
- de Morvaux, G., Lavoisier, A., Bertholet, C., De Fourcroy, A., 1789. *Méthode de Nomenclature Chimique*. Cuchet, Paris. URL : <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k1050402r>.
- Muench, R.D., 1970. The physical oceanography of the northern Baffin Bay region. Ph.D. thesis. University of Washington. URL : <https://digital.lib.washington.edu/researchworks/bitstream/handle/1773/11061/7116983.pdf?sequence=1>.
- Mulvaney, R., Abram, N.J., Hindmarsh, R.C., Arrowsmith, C., Fleet, L., Triest, J., Sime, L.C., Alemany, O., Foord, S., 2012. Recent antarctic peninsula warming relative to holocene climate and ice-shelf history. *Nature* 489, 141–144. doi :10.1038/nature11391.
- Mundy, C.J., 2000. Sea ice physical processes and biological linkages within the north water polynya during 1998. URL : <http://hdl.handle.net/1993/2569>. m.Sc thesis, University of Manitoba.
- Murray, J., Thomson, S., Wyville, C., 1886. Report on the scientific results of the voyage of H.M.S. Challenger during the years 1873-76 under the command of Captain George S. Nares and the late Captain Frank Tourle Thomson, R.N.. volume 2v. : pls., ill. Edinburgh : Neill,. 318pp.
- Mysak, L., Ingram, R., Wang, J., Van Der Baaren, A., 1996. The anomalous sea-ice extent in hudson bay, baffin bay and the labrador sea during three simultaneous nao and enso episodes. *Atmos. Ocean* 34, 313–343. doi :10.1080/07055900.1996.9649567.
- Mysak, L.A., Huang, F., 1992. A latent-and sensible-heat polynya model for the north water, northern baffin bay. *J. Phys. Oceanogr.* 22, 596–608. doi :10.1175/1520-0485(1992)022<0596:ALASHP>2.0.CO;2.
- Nasiha, H.J., Shanmugam, P., 2018. Estimation of settling velocity of sediment particles in estuarine and coastal waters. *Estuar. Coast. Mar. Sci.* 203, 59–71. doi :10.1016/j.ecss.2018.02.001.
- Nayak, A.R., Twardowski, M.S., 2020. “breaking” news for the ocean’s carbon budget. *Science* 367, 738–739. doi :10.1126/science.aba7109.
- Neumann, T., 2000. Towards a 3-d ecosystem model of the baltic sea. *J. Marine Syst.* 25(3-4), 405–419. doi :10.1016/S0924-7963(00)00030-0.

- Nicolaus, M., Katlein, C., Maslanik, J., Hendricks, S., 2012. Changes in arctic sea ice result in increasing light transmittance and absorption. *Geophys. Res. Lett.* 39. doi :10.1029/2012GL053738.
- Nielsen, E.S., 1952. The use of radio-active carbon (c14) for measuring organic production in the sea. *ICES J. Mar. Sci.* 18, 117–140. doi :10.1093/icesjms/18.2.117.
- Nielsen, E.S., Hansen, V.K., 1958. Measurements with the carbon-14 technique of the respiration rates in natural populations of phytoplankton. *Deep Sea Res.* 5, 222–233. doi :10.1016/0146-6313(58)90015-7.
- Nihoul, J.C., 2011. *Modelling of marine systems*. Elsevier. 134pp.
- Okalik Eegeesiak, Eva Aariak, K.V.K., 2017. *PEOPLE OF THE ICE BRIDGE : THE FUTURE OF THE PIKIALASORSUAQ*. Technical Report. Pikialasorsuaq Commission. Inuit Circumpolar Council Canada, Ottawa, Canada. URL : www.pikialasorsuaq.org.
- Olivier, F., Gaillard, B., Thébault, J., Meziane, T., Tremblay, R., Dumont, D., Bélanger, S., Gosselin, M., Jolivet, A., Chauvaud, L., 2020. Shells of the bivalve *astarte moerchi* give new evidence of a strong pelagic-benthic coupling shift occurring since the late 1970s in the north water polynya. *Phil. Trans. R. Soc. A* 378, 20190353. doi :10.1098/rsta.2019.0353.
- Omand, M.M., D'Asaro, E.A., Lee, C.M., Perry, M.J., Briggs, N., Cetinić, I., Mahadevan, A., 2015. Eddy-driven subduction exports particulate organic carbon from the spring bloom. *Science* 348, 222–225. doi :10.1126/science.1260062.
- Onodera, J., Watanabe, E., Harada, N., Honda, M., 2015. Diatom flux reflects water-mass conditions on the southern northwind abyssal plain, arctic ocean. *Biogeoscience* 12, 1373–1385. doi :10.5194/bg-12-1373-2015.
- Oriekhova, O., Stoll, S., 2018. Heteroaggregation of nanoplastic particles in the presence of inorganic colloids and natural organic matter. *Env. Sci. Nano* 5, 792–799. doi :10.1039/C7EN01119A.
- Palevsky, H.I., Doney, S.C., 2018. How choice of depth horizon influences the estimated spatial patterns and global magnitude of ocean carbon export flux. *Geophys. Res. Lett.* 45, 4171–4179. doi :10.1029/2017GL076498.
- Palevsky, H.I., Doney, S.C., 2021. Sensitivity of 21st century ocean carbon export flux projections to the choice of export depth horizon. *Glob. Biogeochem. Cy.* , e2020GB006790doi :10.1029/2020GB006790.
- Palmer, J.R., Totterdell, I.J., 2001. Production and export in a global ocean ecosystem model. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 48, 1169–1198. doi :10.1016/S0967-0637(00)00080-7.

- Pandya, J.D., Spielman, L.A., 1982. Floc breakage in agitated suspensions : theory and data processing strategy. *J. Colloid Interface Sci.* 90, 517–531. doi :10.1016/0021-9797(82)90317-4.
- Parsons, T., 1966. A survey of methods, in : Unesco (Ed.), Determination of photosynthetic pigments in sea-water. Scientific Committee on Oceanic Research, pp. 21–31.
- Passow, U., 2000. Formation of transparent exopolymer particles, tep, from dissolved precursor material. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 192, 1–11. doi :10.3354/meps192001.
- Passow, U., Carlson, C.A., 2012. The biological pump in a high CO₂ world. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 470, 249–271. doi :10.3354/meps09985.
- Passow, U., Overton, E.B., 2020. The complexity of spills : The fate of the deepwater horizon oil. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 13. doi :10.1146/annurev-marine-032320-095153.
- Passow, U., Sweet, J., Francis, S., Xu, C., Dissanayake, A., Lin, Y.Y., Santschi, P., Quigg, A., 2019. Incorporation of oil into diatom aggregates. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 612, 65–86. doi :10.3354/meps12881.
- Pego, R.L., 2007. Lectures on dynamics in models of coarsening and coagulation, in : Dynamics in models of coarsening, coagulation, condensation and quantization. World Scientific, pp. 1–61. URL : <https://www.math.cmu.edu/CNA/Publications/publications2006/001abs/06-CNA-001.pdf>.
- Pelusi, A., Santelia, M.E., Benvenuto, G., Godhe, A., Montresor, M., 2020. The diatom chaetoceros socialis : spore formation and preservation. *J. Phycol.* 55, 1–10. doi :10.1080/09670262.2019.1632935.
- Perlin, N., Paris, C.B., Berenshtein, I., Vaz, A.C., Faillettaz, R., Aman, Z.M., Schwing, P.T., Romero, I.C., Schlüter, M., Liese, A., et al., 2020. Far-field modeling of a deep-sea blowout : sensitivity studies of initial conditions, biodegradation, sedimentation, and subsurface dispersant injection on surface slicks and oil plume concentrations, in : Deep Oil Spills. Springer, pp. 170–192. doi :10.1007/978-3-030-11605-7_11.
- Phillips, N.A., 1956. The general circulation of the atmosphere : A numerical experiment. *J. R. Meteorol Soc.* 82, 123–164. doi :10.1002/qj.49708235202.
- Picheral, M., Guidi, L., Stemmann, L., Karl, D.M., Iddaoud, G., Gorsky, G., 2010. The underwater vision profiler 5 : An advanced instrument for high spatial resolution studies of particle size spectra and zooplankton. *Limnol. Oceanogr. : Methods* 8, 462–473. doi :10.4319/lom.2010.8.462.
- Piepenburg, D., 2005. Recent research on arctic benthos : common notions need to be revised. *Polar Biol.* 28, 733–755. doi :10.1007/s00300-005-0013-5.

- Pilskaln, C., Villareal, T., Dennett, M., Darkangelo-Wood, C., Meadows, G., 2005. High concentrations of marine snow and diatom algal mats in the North Pacific Subtropical Gyre : Implications for carbon and nitrogen cycles in the oligotrophic ocean. *Deep Sea Res Part 1 Oceanogr Res Pap.* I 52, 2315–2332. doi :10.1016/j.dsr.2005.08.004.
- Plank, T., Manning, C.E., 2019. Subducting carbon. *Nature* 574, 343–352. doi :10.1038/s41586-019-1643-z.
- Plante, M., Tremblay, B., Losch, M., Lemieux, J.F., 2020. Landfast sea ice material properties derived from ice bridge simulations using the maxwell elasto-brittle rheology. *Cryosph.* 14, 2137–2157. doi :10.5194/tc-14-2137-2020.
- Ploug, H., Grossart, H.P., 2000. Bacterial growth and grazing on diatom aggregates : Respiratory carbon turnover as a function of aggregate size and sinking velocity. *Limnol. Oceanogr.* 45, 1467–1475. doi :10.4319/lo.2000.45.7.1467.
- Pollingher, U., Bürgi, H., Ambühl, H., 1993. The cysts of *Ceratium hirundinella* : Their dynamics and role within a eutrophic (lake sempach, switzerland). *Aquatic Sci.* 55, 10–18. doi :10.15-1621/93/010010-09.
- Pomeroy, L.R., 1974. The ocean's food web, a changing paradigm. *Bioscience* 24, 499–504. doi :10.2307/1296885.
- Pomeroy, L.R., leB. William, P.J., Azam, F., Hobbie, J.E., 2007. The microbial loop. *Oceanogr.* 20, 28–33. URL : <https://www.jstor.org/stable/24860040>.
- Post, E., Bhatt, U.S., Bitz, C.M., Brodie, J.F., Fulton, T.L., Hebblewhite, M., Kerby, J., Kutz, S.J., Stirling, I., Walker, D.A., 2013. Ecological consequences of sea-ice decline. *Science* 341, 519–524. doi :10.1126/science.1235225.
- Poulin, M., Underwood, G.J., Michel, C., 2014. Sub-ice colonial *Melosira arctica* in arctic first-year ice. *Diatom Res.* 29, 213–221. doi :10.1080/0269249X.2013.877085.
- Preußner, A., Heinemann, G., Willmes, S., Paul, S., 2015. Multi-decadal variability of polynya characteristics and ice production in the north water polynya by means of passive microwave and thermal infrared satellite imagery. *Remote Sens. Lett.* 7, 15844–15867. doi :10.3390/rs71215807.
- Pruppacher, H.R., Klett, J.D., 2010. *Microphysics of clouds and precipitation.* Number v. 18 in *Atmos. Oceanogr. Sciences Library*, Springer, Dordrecht ; New York. doi :10.1007/978-0-306-48100-0. 384pp.
- Quigg, A., Passow, U., Daly, K.L., Burd, A., Hollander, D.J., Schwing, P.T., Lee, K., 2020. *Marine Oil Snow Sedimentation and Flocculent Accumulation (MOSSFA) Events : Learning from the Past to Predict the Future.* Springer International Publishing. pp. 196–220. doi :10.1007/978-3-030-11605-7_12.

- Raick, C., Soetaert, K., M., G., 2006. Model complexity and performance : How far can we simplify? *Prog. Oceanogr.* 70, 27–57. doi :10.1016/j.pocean.2006.03.001.
- Rangama, Y., 2004. Variabilité spatio-temporelle des flux air-mer de CO₂ dans l’océan sud : apport des mesures satellitaires. Ph.D. thesis. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. 156pp.
- Raven, J.A., Falkowski, P.G., 1999. Oceanic sinks for atmospheric co₂. *Plant Cell Env.* 22, 741–755. doi :10.1046/j.1365-3040.1999.00419.x.
- Redfield, A.C., 1958. The biological control of chemical factors in the environment. *Am. Sci.* 46, 205–221. URL : <https://www.jstor.org/stable/27827150>.
- Regard, F., 2010. «mad north-north-west» : le mythe du passage du nord-ouest, angleterre (1576-1859). Atala URL : <http://www.lycee-chateaubriand.fr/wp-content/uploads/2016/05/Atala13Regard.pdf>.
- Reid, P., Colebrook, J., Matthews, J., Aiken, J., Team, C.P.R., 2003. The continuous plankton recorder : concepts and history, from plankton indicator to undulating recorders. *Prog. Oceanogr.* 58, 117–173. doi :10.1016/j.pocean.2003.08.002.
- Revelle, R., Suess, H.E., 1957. Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric co₂ during the past decades. *Tellus* 9, 18–27. doi :10.3402/tellusa.v9i1.9075.
- Richards, F.A., Thompson, T.G., 1952. The estimation and characterization of plankton populations by pigment analysis. *J. Mar. Res* 11. 156pp.
- Richardson, L.F., 1922. *Weather prediction by numerical process.* Cambridge university press. 78pp.
- Riley, G.A., 1946. Factors controlling phytoplankton populations on georges bank. *J. Mar. Res.* 6, 54–73. URL : <http://images.peabody.yale.edu/publications/jmr/jmr06-01-04.pdf>.
- Rink, H., Shaw, D., 1858. On the supposed discovery, by dr. ek kane, usn, of the north coast of greenland, and of an open polar sea, &c. ; as described in’arctic explorations in the years 1853, 1854, 1855’. *J. R. Geogr. Soc. Lond.* , 272–287doi :10.2307/1798324.
- Robinson, C., Steinberg, D.K., Anderson, T.R., Arístegui, J., Carlson, C.A., Frost, J.R., Ghiglione, J.F., Hernandez-Leon, S., Jackson, G.A., Koppelman, R., et al., 2010. Mesopelagic zone ecology and biogeochemistry—a synthesis. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 57, 1504–1518. doi :10.1016/j.dsr2.2010.02.018.
- Rodhe, H., Charlson, R., Crawford, E., 1997. Svante arrhenius and the greenhouse effect. *Ambio* , 2–5URL : www.jstor.org/stable/4314542.

- Roemmich, D., Alford, M.H., Claustre, H., Johnson, K., King, B., Moum, J., Oke, P., Owens, W.B., Pouliquen, S., Purkey, S., Scanderbeg, M., Suga, T., Wijffels, S., Zilberman, N., Bakker, D., Baringer, M., Belbeoch, M., Bittig, H.C., Boss, E., Calil, P., Carse, F., Carval, T., Chai, F., Conchubhair, D.Ó., d'Ortenzio, F., Dall'Olmo, G., Desbruyeres, D., Fennel, K., Fer, I., Ferrari, R., Forget, G., Freeland, H., Fujiki, T., Gehlen, M., Greenan, B., Hallberg, R., Hibiya, T., Hosoda, S., Jayne, S., Jochum, M., Johnson, G.C., Kang, K., Kolodziejczyk, N., Körtzinger, A., Traon, P.Y.L., Lenn, Y.D., Maze, G., Mork, K.A., Morris, T., Nagai, T., Nash, J., Garabato, A.N., Olsen, A., Pattabhi, R.R., Prakash, S., Riser, S., Schmechtig, C., Schmid, C., Shroyer, E., Sterl, A., Sutton, P., Talley, L., Tanhua, T., Thierry, V., Thomalla, S., Toole, J., Troisi, A., Trull, T.W., Turton, J., Velez-Belchi, P.J., Walczowski, W., Wang, H., Wanninkhof, R., Waterhouse, A.F., Waterman, S., Watson, A., Wilson, C., Wong, A.P.S., Xu, J., Yasuda, I., 2019. On the future of argo : A global, full-depth, multi-disciplinary array. *Front. Mar. Sci.* 6, 439. doi :10.3389/fmars.2019.00439.
- Roemmich, D., Johnson, G.C., Riser, S., Davis, R., Gilson, J., Owens, W.B., Garzoli, S.L., Schmid, C., Ignaszewski, M., 2009. The argo program : Observing the global ocean with profiling floats. *Oceano.* 22, 34–43. URL : <https://www.jstor.org/stable/24860957>.
- Ross, J., 2019. Potential role of marine snow in the fate of spilled oil in cook inlet, alaska. Master's Theses and Capstones URL : <https://scholars.unh.edu/thesis/1331>. 133pp.
- Ross, W.G., 2002. The type and number of expeditions in the franklin search 1847-1859. *Arctic* , 57–69 URL : <https://www.jstor.org/stable/40512918>.
- Russell, F., 1927. The vertical distribution of plankton in the sea. *Biol. Rev.* 2, 213–262. doi :10.1111/j.1469-185X.1927.tb00878.x.
- Russell, F.S., 1925. The vertical distribution of marine macroplankton. an observation on diurnal changes. *J. Mar. Biol. Ass. UK* 13, 769–809. doi :10.1017/S0025315400009267.
- Ryabinin, V., Barbière, J., Haugan, P., Kullenberg, G., Smith, N., McLean, C., Troisi, A., Fischer, A., Aricò, S., Aarup, T., Pissierssens, P., Visbeck, M., Enevoldsen, H.O., Rigaud, J., 2019. The un decade of ocean science for sustainable development. *Front. Mar. Sci.* 6, 470. doi :10.3389/fmars.2019.00470.
- Rytter Hasle, G., Riddervold Heimdal, B., 1998. The net phytoplankton in kongsfjorden, svalbard, july 1988, with general remarks on species composition of arctic phytoplankton. *Polar Res.* 17, 31–52. doi :10.3402/polar.v17i1.6605.
- Sabine, C.L., Feely, R.A., Gruber, N., Key, R.M., Lee, K., Bullister, J.L., Wanninkhof, R., Wong, C., Wallace, D.W., Tilbrook, B., et al., 2004. The oceanic sink for anthropogenic co2. *Science* 305, 367–371. doi :10.1126/science.1097403.

- Sampei, M., Sasaki, H., Hattori, H., Fukuchi, M., Hargrave, B.T., 2004. Fate of sinking particles, especially fecal pellets, within the epipelagic zone in the north water (now) polynya of northern baffin bay. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 278, 17–25. doi :10.3354/meps278017.
- Sarmiento, J.L., Gruber, N., 2006. *Ocean biogeochemical dynamics*. Princeton University Press. 457pp.
- Sarmiento, J. L. and Slater, R.D., Fasham, M.J.R., Ducklow, H.W., Toggweiler, J.R., Evans, G.T., 1993. A seasonal three-dimensional ecosystem model of nitrogen cycling in the north atlantic euphotic zone. *Glob. Biogeochem. Cy.* 7, 417–450. doi :10.1029/93GB00375.
- Schindler, D.E., Hilborn, R., 2015. Prediction, precaution, and policy under global change. *Science* 347, 953–954. doi :10.1126/science.1261824.
- Schledermann, P., 1980. Polynyas and prehistoric settlement patterns. *Arctic* , 292–302 URL : <https://www.jstor.org/stable/40509028>.
- Schledermann, P., McCullough, K., 2003. Inuit-norse contact in the smith sound region, in : *Contact, Continuity, and Collapse : The Norse Colonization of the North Atlantic*, pp. 183–205. doi :10.1484/M.SEM-EB.3.3836.
- Schofield, O., Ducklow, H.W., Martinson, D.G., Meredith, M.P., Moline, M.A., Fraser, W.R., 2010. How do polar marine ecosystems respond to rapid climate change? *Science* 328, 1520–1523. doi :10.1126/science.1185779.
- Science, A., 2021. Ngcc amundsen - expéditions passées. URL : <https://amundsenscience.ulaval.ca/fr/expeditions/expeditions-passees/>.
- Seiwell, H., 1935. The annual organic production and nutrient phosphorus requirement in the tropical western north atlantic. *ICES J. Mar. Sci.* 10, 20–32. doi :10.1093/icesjms/10.1.20.
- Serreze, M.C., Barry, R.G., 2014. *The Arctic climate system*. Cambridge University Press. doi :10.5860/choice.187422. 439pp.
- Siegenthaler, U., Sarmiento, J.L., 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature* 365, 119–125. doi :10.1038/365119a0.
- Silver, M., 2015. Marine snow : A brief historical sketch. *Limnol. Oceanogr. Bulletin* 24, 5–10. doi :10.1002/lob.10005.
- Smayda, T.J., Boleyn, B.J., 1965. Experimental observations on the flotation of marine diatoms. i. *thalassiosira cf. nana*, *thalassiosira rotula* and *nitzschia seriata*. *Limnol. Oceanogr.* 10, 499–509. doi :10.4319/lo.1965.10.4.0499.

- Smith, S.D., Muench, R.D., Pease, C.H., 1990. Polynyas and leads : An overview of physical processes and environment. *J. Geophys. Res.* 95, 9461–9479. doi :10.1029/JC095iC06p09461.
- Smith Jr, W., Barber, D., 2007. Polynyas and climate change : a view to the future. Elsevier *Oceano. Ser.* 74, 411–419. doi :10.1016/S0422-9894(06)74013-2.
- Smoluchowski, M.v., 1916. Drei vortrage uber diffusion, brownsche bewegung und koagulation von kolloidteilchen. *Z. Phys.* 17, 557–571. URL : <https://fbc.pionier.net.pl/id/oai:jbc.bj.uj.edu.pl:387533>.
- Soetaert, K., Herman, P.M., Middelburg, J.J., Heip, C., Smith, C.L., Tett, P., Wild-Allen, K., 2001. Numerical modelling of the shelf break ecosystem : reproducing benthic and pelagic measurements. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 48, 3141–3177. doi :10.1016/S0967-0645(01)00035-2.
- Soetaert, K., Middelburg, J.J., Herman, P.M., Buis, K., 2000. On the coupling of benthic and pelagic biogeochemical models. *Earth Sci. Rev.* 51, 173–201. doi :10.1016/S0012-8252(00)00004-0.
- Spicer, P.T., Pratsinis, S.E., 1996. Coagulation and fragmentation : Universal steady-state particle-size distribution. *AIChE J.* 42, 1612–1620. doi :10.1002/aic.690420612.
- Srirangan, S., Sauer, M.L., Howard, B., Dvora, M., Dums, J., Backman, P., Sederoff, H., 2015. Interaction of temperature and photoperiod increases growth and oil content in the marine microalgae *dunaliella viridis*. *PloS one* 10, e0127562. doi :10.1371/journal.pone.0127562.
- St John, M.A., Borja, A., Chust, G., Heath, M., Grigorov, I., Mariani, P., Martin, A.P., Santos, R.S., 2016. A dark hole in our understanding of marine ecosystems and their services : perspectives from the mesopelagic community. *Front. Mar. Sci.* 3, 31. doi :10.3389/fmars.2016.00031.
- Steffen, K., 1985. Warm water cells in the north water, northern baffin bay during winter. *J. Geophys. Res.* 90, 9129–9136. doi :10.1029/JC090iC05p09129.
- Steinberg, D.K., Landry, M.R., 2017. Zooplankton and the ocean carbon cycle. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 9, 413–444. doi :10.1146/annurev-marine-010814-015924.
- Stemann, L., Jackson, G.A., Ianson, D., 2004. A vertical model of particle size distributions and fluxes in the midwater column that includes biological and physical processes—part i : model formulation. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 51, 865–884. doi :10.1016/j.dsr.2004.03.001.

- Stemmann, L., Picheral, M., Gorsky, G., 2000. Diel variation in the vertical distribution of particulate matter (> 0.15 mm) in the nw mediterranean sea investigated with the underwater video profiler. *Deep Sea Res. Part 1 Oceanogr. Res. Pap.* 47, 505–531. doi :10.1016/S0967-0637(99)00100-4.
- Stirling, I., 1980. The biological importance of polynyas in the canadian arctic. *Arctic* , 303–315 URL : <https://www.jstor.org/stable/40509029>.
- Stommel, H., 1955. Direct measurements of sub-surface currents. *Deep Sea Res.* 2, 284 – 285. doi :10.1016/0146-6313(55)90006-X.
- Sverdrup, H.U., Johnson, M.W., Fleming, R.H., et al., 1942. *The Oceans : Their physics, chemistry, and general biology.* volume 1087. Prentice-Hall New York.
- Swallow, J.C., 1955. A neutral-buoyancy float for measuring deep currents. *Deep Sea Res.* 3, 74–81. doi :10.1016/0146-6313(55)90037-X.
- Swart, N.C., Fyfe, J.C., Hawkins, E., Kay, J.E., Jahn, A., 2015. Influence of internal variability on arctic sea-ice trends. *Nat. Clim. Chan.* 5, 86–89. doi :10.1038/nclimate2483.
- Sykes, G., 1915. The mythical straits of anian. *Bul. Am. Geograph. Soc.* 47, 161–172. doi :10.2307/201238.
- Takeuchi, M., Doubell, M.J., Jackson, G.A., Yukawa, M., Sagara, Y., Yamazaki, H., 2019. Turbulence mediates marine aggregate formation and destruction in the upper ocean. *Sci. Rep.* 9, 1–8. doi :10.1038/s41598-019-52470-5.
- Talley, L.D., Pickard, G.L., Emery, W.J., Swift, J.H., 2011. Chapter s16 - instruments and methods, in : Talley, L.D., Pickard, G.L., Emery, W.J., Swift, J.H. (Eds.), *Descriptive Physical Oceanography (Sixth Edition).* sixth edition ed.. Academic Press, Boston, pp. 1 – 83. doi :10.1016/B978-0-7506-4552-2.10028-9.
- Tammiksaar, E., Sukhova, N., Stone, I.R., 1999. Hypothesis versus fact : August petermann and polar res. *Arctic* , 237–243 doi :10.1017/4051-1776.
- Taucher, J., Bach, L.T., Riebesell, U., Oschlies, A., 2014. The viscosity effect on marine particle flux : A climate relevant feedback mechanism. *Glob. Biogeochem. Cy.* 28, 415–422. doi :10.1002/2013GB004728.
- Taylor, J.R., Ferrari, R., 2011. Ocean fronts trigger high latitude phytoplankton blooms. *Geophys. Res. Lett.* 38. doi :10.1029/2011GL049312.
- Team, A.S., 1998. On the design and implementation of argo - an initial plan for the global array of profiling floats. *The Hague : International CLIVAR Project Office* , 32.
- Thackeray, S.J., 2012. Mismatch revisited : what is trophic mismatching from the perspective of the plankton ? *J. Plankton Res.* 34, 1001–1010. doi :10.1093/plankt/fbs066.

- Thomson, D.H., 1982. Marine benthos in the eastern canadian high arctic : multivariate analyses of standing crop and community structure. *Arctic* , 61–74.
- Thornton, D., 2002. Diatom aggregation in the sea : mechanisms and ecological implications. *European J. Phycol.* 37, 149–161. doi :10.1017/S0967026202003657.
- Tremblay, J., Gagnon, J., 2009. The effects of irradiance and nutrient supply on the productivity of arctic waters : a perspective on climate change, in : Nihoul, J., Kostianoy, A. (Eds.), *Influence of Climate Change on the Changing Arctic and Sub-Arctic Conditions*. NATO Science for Peace and Security Series C : Environmental Security. Springer, Dordrecht, pp. 73–93. doi :10.1007/978-1-4020-9460-6_7.
- Tremblay, J.É., Gratton, Y., Carmack, E.C., Payne, C.D., Price, N.M., 2002a. Impact of the large-scale arctic circulation and the north water polynya on nutrient inventories in baffin bay. *J. Geophys. Res.* 107, 26–1. doi :10.1029/2000JC000408.
- Tremblay, J.E., Gratton, Y., Fauchot, J., Price, N.M., 2002b. Climatic and oceanic forcing of new, net, and diatom production in the north water. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 4927–4946. doi :10.1016/S0967-0645(02)00171-6.
- Tremblay, J.E., Hattori, H., Michel, C., Ringuette, M., Mei, Z.P., Lovejoy, C., Fortier, L., Hobson, K.A., Amiel, D., Cochran, K., 2006a. Trophic structure and pathways of biogenic carbon flow in the eastern north water polynya. *Prog. Oceanogr.* 71, 402–425. doi :10.1016/j.poccean.2006.10.006.
- Tremblay, J.E., Michel, C., Hobson, K.A., Gosselin, M., Price, N.M., 2006b. Bloom dynamics in early opening waters of the arctic ocean. *Limnol. Oceanogr.* 51, 900–912. doi :10.4319/lo.2006.51.2.0900.
- Tremblay, J.É., Smith Jr, W., 2007. Primary production and nutrient dynamics in polynyas. *Elsevier Oceanogr. Ser.* 74, 239–269. doi :10.1016/S0422-9894(06)74008-9.
- Tudor, H., 1496. Lettre patente émise par henri vii le 5 mars 1496, autorisant cabot à entreprendre un voyage pour découvrir de nouveaux territoires. Domaine public - Photo fournie à titre gracieux par le Public Record Office Image Library, le Royaume-Uni URL : <https://www.collectionscanada.gc.ca/obj/h24/f1/nlc000840-v6.jpg>.
- Turner, J., Summerhayes, C., Sparrow, P., Mayewski, M., Convey, P., di Prisco, G., Gutt, J., Hodgson, D., Speich, S., Worby, T., Bo, S., Klepikov, A., 2015. Antarctic climate change and the environment 2015 update. Antarctic Treaty Consultative Meeting, Bulgaria : Sofia, Bulgaria.
- Turner, J.T., 2002. Zooplankton fecal pellets, marine snow and sinking phytoplankton blooms. *Aquat. Microbial Ecol.* 27, 57–102. doi :10.3354/ame027057.

- Uitz, J., Claustre, H., Gentili, B., Stramski, D., 2010. Phytoplankton class-specific primary production in the world's oceans : Seasonal and interannual variability from satellite observations. *Global Biogeochem. Cycles* 24. doi :10.1029/2009GB003680.
- Van Der Jagt, H., Wiedmann, I., Hildebrandt, N., Niehoff, B., Iversen, M.H., 2020. Aggregate feeding by the copepods calanus and pseudocalanus controls carbon flux attenuation in the arctic shelf sea during the productive period. *Front. Mar. Sci.* doi :10.3389/fmars.2020.543124.
- Van Rijn, L.C., et al., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. volume 1006. Aqua publications Amsterdam. 78pp.
- Van Ruth, P.D., Ganf, G.G., Ward, T.M., 2010. The influence of mixing on primary productivity : a unique application of classical critical depth theory. *Prog. Oceanogr.* 85, 224–235. doi :10.1016/j.pocean.2010.03.002.
- Vernadsky, W., 1924. *La Géochimie*. Felix Alcan. 425pp.
- Vichi, M., Pinardi, N., Masina, S., 2007. A generalized model of pelagic biogeochemistry for the global ocean ecosystem. part i : Theory. *J. Mar. Sys.* 64, 89–109. doi :10.1016/j.jmarsys.2006.03.006.
- Vidussi, F., Roy, S., Lovejoy, C., Gammelgaard, M., Thomsen, H.A., Booth, B., Tremblay, J.E., Mostajir, B., 2004. Spatial and temporal variability of the phytoplankton community structure in the north water polynya, investigated using pigment biomarkers. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 61, 2038–2052. doi :10.1139/f04-152.
- Villa-Alfageme, M., de Soto, F., Ceballos, E., Giering, S., Le Moigne, F.A., Henson, S., Mas, J.L., Sanders, R., 2016. Geographical, seasonal, and depth variation in sinking particle speeds in the north atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 43, 8609–8616. doi :10.1002/2016GL069233.
- Vincent, R., 2019. A study of the north water polynya ice arch using four decades of satellite data. *Sci. rep.* 9, 1–12. doi :10.1038/s41598-019-56780-6.
- Vincent, R.F., 2020. An examination of the non-formation of the north water polynya ice arch. *Remote Sens. Environ.* 12, 2712. doi :10.3390/rs12172712.
- Volk, T., Hoffert, M.I., 1985. Ocean carbon pumps : Analysis of relative strengths and efficiencies in ocean-driven atmospheric co2 changes. *The carbon cycle and atmospheric CO2 : natural variations Archean to present* 32, 99–110. doi :10.1029/GM032p0099.
- Von Quillfeldt, C., 2001. Identification of some easily confused common diatom species in arctic spring blooms. *Bot. Mar.* 44, 375–389. doi :10.1515/bot.2001.048.

- Wang, J., Mysak, L.A., Ingram, R.G., 1994. Interannual variability of sea-ice cover in hudson bay, baffin bay and the labrador sea. *Atmos. Ocean* 32, 421–447. doi :10.1080/07055900.1994.9649505.
- Wang, X., Bolan, N., Tsang, D.C., Sarkar, B., Bradney, L., Li, Y., 2021. A review of microplastics aggregation in aquatic environment : Influence factors, analytical methods, and environmental implications. *J. Haz. Mat.* 402, 123496. doi :10.1016/j.jhazmat.2020.123496.
- Wang, Z.A., Moustahfid, H., Mueller, A.V., Michel, A.P.M., Mowlem, M., Glazer, B.T., Mooney, T.A., Michaels, W., McQuillan, J.S., Robidart, J.C., Churchill, J., Sourisseau, M., Daniel, A., Schaap, A., Monk, S., Friedman, K., Brehmer, P., 2019. Advancing observation of ocean biogeochemistry, biology, and ecosystems with cost-effective in situ sensing technologies. *Front. Mar. Sci.* 6, 519. doi :10.3389/fmars.2019.00519.
- Ward, B.A., Dutkiewicz, S., Jahn, O., Follows, M.J., 2012. A size-structured food-web model for the global ocean. *Limnol. Oceanogr.* 57, 1877–1891. doi :10.4319/lo.2012.57.6.1877.
- Wassmann, P., Reigstad, M., 2011. Future arctic ocean seasonal ice zones and implications for pelagic-benthic coupling. *Oceano.* 24, 220–231. URL : <https://www.jstor.org/stable/24861317>.
- Webb, P., 2019. Introduction to oceanography. Roger Williams University. 284pp.
- Wernand, M.R., 2010. On the history of the secchi disc. *J. Eur. Opt. Soc. Rapid Publ.* 5. doi :10.2971/jeos.2010.10013s.
- Wiebe, P.H., Boyd, S.H., Winget, C., 1976. Particulate matter sinking to the deep-sea floor at 2000 m in the Tongue of the Ocean, Bahamas, with a description of a new sedimentation trap. *Woods Hole Oceano. Inst.*
- Wiggert, J., Murtugudde, R., Christian, J., 2006. Annual ecosystem variability in the tropical indian ocean : Results of a coupled bio-physical ocean general circulation model. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 53, 644–676. doi :10.1016/j.dsr2.2006.01.027.
- Williams, R.G., Follows, M.J., 2011. Ocean dynamics and the carbon cycle : Principles and mechanisms. Cambridge University Press. 246pp.
- Wilson, W.S., Fellous, J.L., Kawamura, H., Mitnik, L., 2005. A history of oceanography from space. *Origins* 1, 1940–1970.
- Yool, A., Popova, E., Coward, A., 2015. Future change in ocean productivity : Is the arctic the new atlantic ? *J. Geophys. Res.* 120, 7771–7790. doi :10.1002/2015JC011167.

- Yool, A., Popova, E.E., Anderson, T.R., 2011. Medusa-1.0 : a new intermediate complexity plankton ecosystem model for the global domain. *Geosci. Model Dev.* 4, 381–417. doi :10.5194/gmd-4-381-2011.
- Zahnow, J.C., Maerz, J., Feudel, U., 2011. Particle-based modeling of aggregation and fragmentation processes : Fractal-like aggregates. *Physica D.* 240, 882–893. doi :10.1016/j.physd.2011.01.003.