



HAL
open science

Contributions des processus physiques à la variabilité récente (1980-2015) des concentrations en nutriments dans le gyre subpolaire en Atlantique Nord

Alizée Dale

► **To cite this version:**

Alizée Dale. Contributions des processus physiques à la variabilité récente (1980-2015) des concentrations en nutriments dans le gyre subpolaire en Atlantique Nord. Océan, Atmosphère. Université Paris-Saclay, 2023. Français. NNT : 2023UPASJ024 . tel-04460570

HAL Id: tel-04460570

<https://theses.hal.science/tel-04460570>

Submitted on 15 Feb 2024

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

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

Contributions des processus physiques à la variabilité récente (1980-2015) des concentrations en nutriments dans le gyre subpolaire en Atlantique Nord

*Contributions of physical processes to the recent variability
(1980-2015) of nutrient concentrations in the North Atlantic
Subpolar Gyre*

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n° 129, Sciences de l'Environnement d'Ile-de-France (SEIF)

Spécialité de doctorat : Géosciences.

Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes

Référent : Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines

Thèse préparée dans le **Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement** (Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ), sous la direction de **Marion GEHLEN**, Directrice de recherche, HDR, et de la co-direction de **Douglas WALLACE**, Professeur.

Thèse soutenue à Paris-Saclay, le 26 Octobre 2023, par

Alizée DALE

Composition du jury

Membres du jury avec voix délibérative

Gilles Réverdin Directeur de recherche, LOCEAN, Paris, France	Président
Thomas Gorgues Ingénieur de recherche, IRD, IUEM, LOPS, Plouzané, France	Rapporteur & Examineur
Jean-Éric Tremblay Professeur, Université Laval, Québec, QC, Canada	Rapporteur & Examineur
Marina Levy Directeur de recherche, LOCEAN, Paris, France	Examinatrice
Pascale Lherminier Cadre de recherche, Ifremer, LOPS, Plouzané, France	Examinatrice

Titre : Contributions des processus physiques à la variabilité récente (1980-2015) des concentrations en nutriments dans le gyre subpolaire en Atlantique Nord

Mots clés : Gyre Subpolaire, NEMO-PISCES, Nutriments, Transport, Entrainement

Résumé : En Atlantique Nord, le gyre subpolaire (GSP) joue un rôle clé dans le cycle du carbone et la variabilité du climat. Il est le siège d'un bloom phytoplanctonique printanier vigoureux, entretenu par le transport saisonnier de nutriments et modulé par la lumière. Les macro-nutriments (NO₃, PO₄, DSI) sont principalement apportés à la couche de mélange (CM) par transport latéral depuis les hautes latitudes (principalement par les détroits de Davis et d'Hudson), et les basses latitudes par le Courant Nord-Atlantique (NAC), ou par transport vertical depuis la base de la CM où des concentrations plus élevées sont présentes. Il a été suggéré que ces processus d'approvisionnement varient en fonction de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO), un mode majeur de variabilité climatique naturelle. Lorsque l'indice de NAO est négatif, comme ce fut le cas du milieu des années 1990 à la fin des années 2000, les conditions physiques sont similaires à celles prévues sous changement climatique (i.e. réchauffement et réduction de la salinité et de la convection profonde (CP), ralentissement de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique, augmentation de la stratification). Dans la même période, une baisse des concentrations en nutriments a été observée dans toute la région, conduisant à l'hypothèse que les processus sous-jacents pourraient être similaires à ceux qui agissent sous changement climatique pour réduire les niveaux de nutriments dans la CM. L'objectif principal de cette thèse est d'analyser et de quantifier les contributions des processus dynamiques (i.e. le transport latéral et vertical) à la variabilité observée des concentrations en nutriments dans la CM du GSP entre 1980 et 2015. L'analyse utilise un modèle couplé physique-biogéochimie (NEMO-PISCES) discrétisé sur une grille au quart de degré. Une évaluation de la variabilité spatiale et temporelle des concentrations en nutriments et des principaux processus physiques du modèle, tels que la CP dans la mer du Labrador et le transport laté-

ral d'eau et de nutriments, a été réalisée en comparaison avec des données d'observation. L'accent a d'abord été mis sur la mer du Labrador, qui est une région caractérisée par une CP hivernale intense et variable, cela en fait un laboratoire idéal pour distinguer le rôle de la variabilité de la CP hivernale de celui de la circulation du GSP et des apports Arctique. Malgré son affaiblissement, la contribution du transport de DSI arctique à travers les détroits de Davis et d'Hudson à la variabilité observée des nutriments s'est avérée négligeable (= 3 %). La CP a été identifiée comme le principal moteur de la baisse des concentrations de DSI pré-bloom en mer du Labrador. L'étude a ensuite été étendue à l'ensemble du GSP avec une évaluation de la variabilité récente des concentrations en nutriments dans la CM par l'analyse de la variabilité des transports latéraux et verticaux entre les périodes de forte NAO positive, de NAO négative et la période qui suit. Outre la variabilité temporelle des concentrations en réponse au forçage atmosphérique, des différences régionales apparaissent, avec une contribution dominée par le transport vertical dans les mers du Labrador et d'Irminger, induites par des variations de la profondeur de la CM. La variabilité des transports de nutriments traversant le GSP est cohérente avec la variabilité des nutriments au sein du GSP, mais dé耦plée des nutriments transportés par le Gulf stream via le NAC à l'ouest de 38°N. Dans cette thèse, j'ai mis en évidence la prédominance du mélange vertical dans la variabilité contemporaine des concentrations de nutriments par rapport aux apports latéraux. Je montre qu'un ralentissement de la circulation générale associé à une stratification de la colonne d'eau conduit à l'affaiblissement des flux verticaux de nutriments. Ainsi, une réduction des concentrations futures en nutriments et potentiellement de la production primaire dans le GSP est attendue sous changement climatique.

Title : Contributions of physical processes to the recent variability (1980-2015) of nutrient concentrations in the North Atlantic Subpolar Gyre

Keywords : Subpolar Gyre, NEMO-PISCES, Nutrients, Transport, Entrainment

Abstract : The Subpolar Gyre (SPG) of the North Atlantic plays a key role in the carbon cycle and climate variability. It is the site of a vigorous spring phytoplankton bloom, maintained by the seasonal transport of nutrients in association with light. Macronutrients (NO₃, PO₄, DSi) are supplied predominantly to the mixed layer by lateral transport from high latitudes (mainly through the Davis and Hudson Straits), from lower latitudes by the North Atlantic Current, or by vertical transport from below the mixed layer where higher concentrations are present. These supply processes have been suggested to vary in response to the North Atlantic Oscillation, a major mode of natural climate variability. When the NAO index is negative, as it was from the mid-1990s to the end of the 2000s, physical conditions are similar to those projected for climate change (i.e., warming and freshening, weakening of deep convection, slowing down of the Atlantic Meridional Overturning Circulation, increasing stratification). During the same period, a decline in macronutrient concentrations was observed throughout the region leading to the hypothesis that underlying processes could be similar to those acting under global warming to reduce mixed layer nutrient levels. The main objective of this thesis was to analyze and quantify the contributions of dynamic processes (i.e., lateral and vertical transport) to the observed variability in macronutrient mixed layer concentrations within the SPG between 1980 and 2015. The analysis used output from a coupled physical-biogeochemical model (NEMO-PISCES) discretized on a quarter-degree grid. An assessment of the model's representation of the spatial and temporal variability of macronutrient concentrations and the main physical processes, such as deep convection in the Labrador Sea, and lateral transport of water and nutrients, was car-

ried out in comparison with data from observations. An initial focus was on the Labrador Sea, which is a region characterized by deep, intense, and variable winter convection, making it an ideal laboratory for distinguishing the role of variability in deep winter convection from that of the Subpolar Gyre circulation and inputs from the Arctic Ocean. Despite some weakening, the contribution of changes of Arctic DSi transport through the Davis and Hudson Straits to observed nutrient variability was shown to be negligible (= 3%). Deep convection was identified as the main driver of the decline in pre-bloom DSi concentrations in the Labrador Sea. The study was extended next to the broader SPG, with assessment of the recent variability of macronutrient concentrations in the mixed layer through analysis of the variability of lateral and vertical transports between a period of strong positive NAO, a period of negative NAO, and the period following. In addition to the temporal variability of concentrations in response to atmospheric forcing, regional differences emerged, with a contribution dominated by vertical transport in the Labrador and Irminger Seas, led by variations in the depth of the mixed layer. Zonally-integrated nutrient transport east and north of the SPG are coherent with the variability of nutrients within the SPG but decoupled from nutrients transported by the Gulf stream via the North Atlantic Current west of 38°N. In this thesis, I highlighted the predominance of vertical mixing in the contemporary variability of nutrient concentrations, compared with lateral inputs. I show that a slowing of the general circulation associated with stratification of the water column leading to the weakening of vertical nutrient fluxes, as is the case projected for climate change conditions, would lead to a reduction in macronutrient concentrations and potential future primary production in the SPG.

Remerciements

Malgré la difficulté des derniers mois d'écriture, et de son inévitable imperfection, l'aboutissement de cette thèse marque la fin d'un long cursus universitaire et scolaire. Il traduit l'aboutissement d'un rêve d'enfant dys- et surtout curieux, dévorant les *Sciences et Découvertes* et voulant "faire de la science". Cette réussite universitaire est due en partie au soutien, à l'encouragement et à l'aide financière de ma famille, envers laquelle je suis reconnaissante. Je remercie particulièrement ma soeur Anne-Sophie, qui m'a très tôt donné confiance en mes capacités, en me prodiguant des méthodes d'apprentissages qui m'ont accompagnées jusqu'à aujourd'hui. Une autre part de cet accomplissement repose sur des enseignantes marquants mon parcours scolaires, telles que Mme Canion, Mme Réglier, et Mme Teuma, ainsi que sur mon orthophoniste, Catherine Assouad.

Cette thèse porte l'empreinte des membres du jury qui y ont apporté leurs regards critiques, des sources de discussions et des corrections. C'est pourquoi je tiens à remercier l'ensemble du jury d'avoir accepté de réviser et d'examiner ma thèse. Merci à mes rapporteurs Thomas Gorgues et Jean-Éric Tremblay que j'ai eu le plaisir de rencontrer à cette occasion. Je tiens également à exprimer ma gratitude envers mes examinatrices, Pascale Lherminier et Marina Levy, pour leur pertinence et leur souci du détail. Enfin, un grand merci à Gilles Réverdin pour avoir accepté de présider ma soutenance de thèse dans ces conditions particulières.

Cette thèse a été rendu possible grâce à Marion Gehlen et Douglas Wallace, qui m'ont donné leur confiance et ont pris le temps de me former durant ces quatre dernières années. Merci Marion et Doug de m'avoir laissé définir les contours de ma propre thèse, en mélangeant physique et biogéochimie. Je tiens à remercier Marion pour ses derniers mots d'encouragement durant ces derniers mois d'écriture de thèse et d'article. Vos digressions et touches d'humour ont fait parti intégrante de mon parcours doctoral. Ces moments de vie m'ont permis de relâcher la pression à certains moments, et je vous en remercie tous les deux. Merci pour les conversations légères sur les pertes de sandwiches à vélo, ou sur les stocks de chips et de bières à l'arrivée d'un ouragan.

Mes quatre années passées au LSCE ont été jonchées de rencontres et d'échanges scientifiques. À mon arrivée, j'ai intégré l'équipe MERMAID, équipe plutôt disparate thématiquement, mais qui retrouve une cohérence lorsqu'il s'agit de discuter de sujets divers ou de brasser de la bière. Merci aux membres de l'équipe MERMAID de m'avoir accueilli. Merci aux deux chefs d'équipes : Olivier Marti, qui a su jouer le rôle de garant technique à la perfection pour ma soutenance de thèse, et à Jérôme Servonnat. Tout le monde sait que je pourrais écrire une seconde thèse sur l'inimitable et incroyable Jérôme Servonnat. Mais, je vais me contenter d'un grand merci pour sa bonne humeur, ses blagues de mauvais goût, sa volonté à réunir et à se soucier de chacun. Jérôme, merci aussi pour les conversations profondes au Bombardier, au Brass&co, au Hall of beer et j'en passe ! Dans l'équipe MERMAID, je me suis trouvée un petit frère de thèse flamboyant, et poète à ses heures perdues. Germain, je te remercie d'avoir pris la casquette du Happiness Manager pour dynamiser le labo avec ton chamboule-tout, tes championnat de volley, et tes apéros vin-fromage. Je te remercie surtout de m'avoir permis de créer de bons souvenirs, et de former une petite équipe de spécialiste de l'Atlantique Nord.

Mon intégration au LSCE n'aurait pas été la même sans l'équipe CLIM et leur thé du matin pré-covid, ni sans l'ancienne génération du bureau arc-en-ciel et des doctorants présents à mon arrivée. Merci Julia Bres, Fanny Lhardy, Marie Sicard et Audrey Brouillet pour votre accueil, et vos retours sur expérience. Merci aussi à Fanny Adam, Sarah Amram, Maureen Beaudor, Marion Bezaud, Camille Cadiou, Cyril Caram, Clément Dehont, Bastien François, Meriem Krouma, Robin Noyelle, Quentin Pikeroen, Delphine Tardif, et Victor Van Aalderen que j'ai pu côtoyer autour d'un café ou d'une bière. Merci aussi à l'équipe de Halifax de m'avoir accueilli, et plus particulièrement à Kitty Kam qui a pris le temps de me faire découvrir les traditions canadiennes.

Je remercie chaleureusement l'ensemble de mes amis du LSCE : Anthony Bernus, Stella Bourdin, Alizée Chemison, Yann Cohen, Ségolène Crossouard, Clément Devennet, Dieu Hoang, Gaëlle Leloup, Sophie Morellon, et Diane Ségalla. Notamment ceux de l'ASPADCEO, qui réunissent les éléments de soutiens essentiels à l'achèvement de cette thèse. La citation de Clément, qui ferme ces remerciements, n'est qu'un témoignage de la façon nous avons tous, individuellement, mais aussi collectivement traversés nos expériences de thèses avec humour, ironie et soutien dans les moments de doutes et d'anxiétés. Je remercie aussi mes amies Saloua Péatier et Lucile Ricard pour leurs encouragements et leur aide en python. Je remercie mes amis de longue date Julia Busto, Wassila Benkou et Florent Albouy pour leur soutien avant et durant cette période.

Je remercie encore une fois, et plus individuellement Alizée Chemison, avec qui j'ai eu la chance de former et de partager le bureau des "Alizés" durant la majeure partie de ma thèse. Merci pour le thé et les longues discussions qui l'ont accompagnés. Merci d'avoir écrit ta thèse avant moi pour que je puisse la prendre en modèle, et pour toutes les actions bienveillantes, voir presque "maternelles", que je ne pourrais énumérer tant elles ont été nombreuses.

Finalement, je remercie la personne qui m'a encouragé quand je doutais le plus de moi, qui m'a épaulé durant l'écriture de ma thèse, qui s'est portée volontaire pour en relire l'intégralité. Merci, Chloé Roudaut, d'avoir pris en charge toutes les tâches ménagères, et mes responsabilités pour me permettre de me concentrer sur ma thèse. Merci pour les lapins. Merci d'avoir couru pendant des heures avec moi pour que je puisse relâcher mon stress. Merci pour ta patience et pour avoir supporté des heures de discussions sur la variabilité des nutriments. Merci de t'y être sincèrement intéressée alors que tu n'y connaissais rien.

Reprise de Daniel Balavoine par Clément Devennet pour "Henri le Manuscrit" :

"J'me présente, je m'appelle Henri
J'voudrais bien avoir trois parties, être entier
Être beau, étonner les savants
Puis surtout être intelligent
Mais pour tout ça, il faudrait qu'elle bosse à plein temps
J'suis une thèse, je cite tous mes copains
J'veux faire des confs et que ça se lise bien, se lise bien."

*" S'il y a des problèmes, il y a des solutions.
S'il n'y a pas de solutions, c'est qu'il n'y a pas de problèmes. "*

Jean-Bernard Dale

Table des matières

Introduction Générale	10
1 Contexte bibliographique	15
1.1 Dynamique physique de l'Atlantique Nord Subpolaire	15
1.1.1 Importance de l'Atlantique Nord	15
1.1.2 Géographie de l'Atlantique Nord Subpolaire	16
1.1.3 Les forçages atmosphériques	16
1.1.4 Le Gyre Subpolaire	19
1.1.5 La convection profonde	20
1.2 Dynamique biogéochimique de l'Atlantique Nord Subpolaire	22
1.2.1 Rôle des nutriments dans la pompe biologique	22
1.2.2 Sources et puits d'azote, du phosphore et de la silice	23
1.3 Interaction entre la dynamique physique et le cycle biogéochimique des éléments	27
1.3.1 Flux de nutriments à la base de la couche de mélange	27
1.3.2 Imports de nutriments dans l'Atlantique Nord Subpolaire et sources de variabilités	28
1.4 Modélisation des interactions entre la physique et le cycle biogéochimique	31
1.5 Synthèse du chapitre et objectifs de la thèse	32
2 Modèle et Données	35
2.1 Système de modélisation NEMO	35
2.1.1 OPA : Modèle global de circulation océanique	35
2.1.2 Discrétisation et grille ORCA	37
2.1.3 LIM3 : Modèle de glace de mer	37
2.1.4 PISCES : Modèle de biogéochimie	39
2.2 Particularités de la simulation utilisée	44
2.2.1 DRAKKAR Forcing Set	45
2.2.2 Diagnostiques en ligne	45
2.3 Données et produits issus d'observations <i>in situ</i>	46
3 Évaluation des sorties du modèle	49
3.1 Sélection de la période d'analyse	50
3.2 Température et salinité	50
3.2.1 Propriétés à la surface de l'eau	50
3.2.2 Propriétés le long des sections hydrographiques	51
3.3 Couche de mélange	57
3.4 Nitrate, Phosphate et silice dissoute	57
3.4.1 Concentrations de surface	57
3.4.2 Concentrations le long des sections hydrographiques	58
3.5 Transport d'eau et de nutriments	63
3.6 Limite du modèle : Accumulation de silice dissoute en profondeur	64
3.7 Conclusion	66
4 La convection profonde comme source de variabilité principale au déclin de DSI en mer du Labrador	69
4.1 Introduction	69
4.2 Article soumis à <i>Biogeosciences</i>	70

5	Évaluation des contributions du transport d'origine subtropical et des processus à la base de la couche de mélange à l'échelle du GSP	113
5.1	Introduction	113
5.2	Article en préparation pour <i>Biogeosciences</i>	114
6	Conclusion et perspectives	145
6.1	Limites du modèle et de l'approche	147
6.2	Variabilité des nutriments sous changement climatique	148
6.2.1	Points de bascules climatiques	148
6.2.2	Variation des modes de variabilités atmosphériques	149
6.3	Ouverture : Variabilité de la dernière décennie	149
A	Revue bibliographique sur l'indice et la variabilité du Gyre Subpolaire	153
B	Participation à la présentation d'un poster au 57e congrès de la Société canadienne de météorologie et d'océanographie	157
	Liste des figures	161
	Liste des tableaux	167

Introduction générale

L'Atlantique Nord Subpolaire est une région où a lieu une production primaire printanière intense dont la réduction pourrait avoir un impact écologique et biogéochimique local. La production primaire correspond à la capacité du phytoplancton à transformer le carbone minéral en carbone organique par photosynthèse. Pour réaliser la synthèse de matière organique et d'oxygène, la photosynthèse utilise la lumière pour transformer des éléments nutritifs et du dioxyde de carbone (CO_2). Ainsi, elle dépend à la fois de la lumière et de la concentration en matière minérale [Hecky and Kilham, 1988, Kirk, 1994, Sterner and Hessen, 1994, Moore et al., 2013].

Les éléments constituant les nutriments sont nombreux, mais ceux nécessaires en plus grandes quantités (de l'ordre de la micromole), appelés macro-nutriments, sont l'azote (N) et le phosphore (P). À cela, s'ajoute la silice (Si) qui constitue le squelette des diatomées. Ces éléments se trouvent respectivement dans l'océan sous forme d'ions nitrate (NO_3^-), phosphate (PO_4^{3-}) et d'acide silicique ($\text{Si}(\text{OH})_4$), appelé Silice Dissoute ou DSi. La concentration en macro-nutriments en surface, la couche où le phytoplancton a accès à la lumière, en Atlantique Nord Subpolaire dépend en partie de la variabilité de leurs sources et de l'activité biologique [Harrison and Li, 2007, McKinley et al., 2018].

Les concentrations en nutriments sont distribuées de manière inégales à l'échelle du globe, et en fonction de la profondeur. Horizontalement, les principales sources de nutriments sont les courants descendant d'Arctique [Torres-Valdés et al., 2013] ou ceux dérivant du "nutrient stream", au Sud du Gyre Subpolaire (GSP; [Williams et al., 2000, Whitt and Jansen, 2020]). Les concentrations étant plus importantes en profondeur, les flux advectifs et diffusifs ascendant, ainsi que l'entraînement par approfondissement de la couche de mélange, participent à enrichir la couche de surface sur la verticale, notamment en mer du Labrador où une convection profonde hivernale intense a lieu. Cet enrichissement fait suite à un appauvrissement en surface perpétué par une floraison de phytoplanctons au printemps. À la suite de cette activité biologique, un processus de reminéralisation des nutriments à partir des déchets biologiques participe à redistribuer les nutriments en profondeur. Néanmoins, la variabilité des propriétés physiques de l'eau sous l'influence du forçage atmosphérique amène les sources de nutriments à varier avec le temps, et avec elles, les concentrations en nutriments et la production primaire.

En l'occurrence, à la fin des années 1990, les concentrations de surface en NO_3^- , PO_4^{3-} et DSi ont chuté dans l'ensemble de la région subpolaire [Yeats et al., 2006, Pepin et al., 2013, Hátún et al., 2017, Tesdal et al., 2022]. Cette diminution des concentrations coïncide avec un changement de régime de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), le principal mode de variabilité dans l'Atlantique Nord Subpolaire. La NAO bascule d'un indice fort et positif entre la fin des années 1980 à 1995, à un indice négatif entre l'hiver 1996 et le début des années 2000 [Barrier et al., 2015]. Ce changement a entraîné une réduction de la tension exercée par le vent d'ouest à la surface de l'océan, de même qu'une diminution des pertes de chaleur associées. Il en résulte un changement de propriétés de l'eau et des courants. Malgré les connaissances actuelles sur les sources de nutriments de l'Atlantique Nord Subpolaire, il est difficile de déterminer quelles sont les contributions des processus physiques à ce type de variations, notamment celles liées aux changements de signe de l'indice de NAO, et par quels mécanismes ces acteurs opèrent.

Le déclin des concentrations à la surface du GSP pourrait principalement s'expliquer par une réduction du transport de nutriments. Parmi ces sources de nutriments se trouvent : (i) les transports de nutriments d'origine Arctique traversant l'archipel Arctique Canadien à l'ouest, et les mers Nordiques à l'est; (ii) les transports de nutriments provenant du sud et dérivant du Gulf Stream qui s'étend jusqu'au GSP via le Courant Nord Atlantique (en anglais, NAC); et, (iii) les apports verticaux ascendants qui se traduisent par le transport du fond de la colonne d'eau vers la couche de surface.

Hátún et al. [2017] propose une description des mécanismes pouvant expliquer le déclin des concentrations en DSi observé dans l'ensemble du GSP à partir du milieu des années 1990. Selon eux, le déclin de DSi résulte

conjointement de l'affaiblissement de la convection profonde hivernale en mer du Labrador et de la réduction de la circulation du GSP, régulatrice des apports de DSi provenant du courant du Labrador et de l'eau de la mer du Labrador (regroupés sous le nom d'Eau Subarctique). Le déclin de DSi est également attribué aux contributions relatives des eaux Subarctiques riches en nutriments et des eaux Subtropicales pauvres en nutriments se mélangeant dans la partie est du GSP, au sud de l'Islande. Les eaux Subtropicales sont définies par [Hátún et al. \[2017\]](#) comme un ensemble d'eaux venant du Gulf Stream et du Golf de Gascogne, dont la contribution est accentuée lorsque le GSP est affaibli. En résumé, leurs travaux mettent en évidence l'importance (i) des flux verticaux (convection en mer du Labrador et zone de mélange à l'est du GSP), et (ii) de la circulation du GSP à advecter les eaux subarctiques ou à laisser pénétrer les eaux Subtropicales dans la zone de mélange à l'est du GSP.

En lien avec l'étude de [Hátún et al. \[2017\]](#), [Williams et al. \[2000, 2006, 2011\]](#) soutiennent l'idée que les concentrations de surface sont maintenues par l'association du transport horizontal et du mélange vertical. Un premier point de divergence est observé entre les conclusions de [Hátún et al. \[2017\]](#) et celles de [Williams et al. \[2000, 2011\]](#). Tandis que [Hátún et al. \[2017\]](#) montrent que l'eau d'origine subtropicale tend à réduire les concentrations dans le GSP, [Williams et al. \[2000, 2011\]](#) défendent l'idée que les couches supérieures du NAC maintiennent les concentrations dans le GSP. D'un autre côté, en comparaison au volume d'eau transporté par la couche supérieure du NAC vers la zone de mélange à l'est du GSP, l'eau pauvre en nutriments du Golf de Gascogne [[Palter et al., 2005](#), [Williams et al., 2011](#)] est minoritaire [[Daniault et al., 2016](#)].

Un deuxième point de divergence est constaté entre [Williams et al. \[2000, 2006, 2011\]](#) et [Whitt \[2019\]](#), cette fois-ci concernant le rôle du NAC dans le maintien des concentrations en nutriments du GSP. Selon [Whitt \[2019\]](#), les nutriments transférés dans la couche de mélange avant leur arrivée dans le GSP, notamment sur le bord ouest du Gyre Subtropical, seraient consommés localement par photosynthèse ou mis en recirculation dans le Gyre Subtropical. Cela se traduit par une contribution négligeable de la variabilité des concentrations en nutriments de la couche de mélange à celle du GSP. En revanche, la couche de subsurface du Gulf Stream et du NAC, aussi nommée "nutrient stream", constituerait l'essentiel des ressources en nutriments situées à la surface du GSP. L'ensemble de ces divergences ajoute une incertitude quant aux sources de variabilité des nutriments du GSP. Les conclusions apportées par [Williams et al. \[2000, 2006, 2011\]](#) et [Whitt \[2019\]](#) induisent une importante contribution relative du mélange diapycnal, c'est-à-dire du transport vertical déplaçant les nutriments du fond de la colonne d'eau à la surface. En outre, [McKinley et al. \[2018\]](#) ont démontré l'importance de l'advection et de la diffusion horizontale et verticale à l'est du GSP, et de leurs composantes verticales au centre du GSP. Par la même occasion, ils mettent en lumière les différences entre les régions du GSP. Cela est cohérent avec l'idée que la variabilité de la convection profonde, localisée en mer du Labrador, serait l'un des facteurs prédominants de la variabilité des concentrations en nutriments de la couche de mélange du GSP, comme suggéré par [Hátún et al. \[2017\]](#), et vérifié plus récemment par [Tesdal et al. \[2022\]](#).

La plupart des nutriments provenant de l'Arctique atteignent l'Atlantique Nord après avoir traversés les détroits de Davis et d'Hudson [[Torres-Valdés et al., 2013](#)]. Le reste de ces nutriments franchit la dorsale entre le Groenland et l'Écosse [[Torres-Valdés et al., 2013](#), [Kelly et al., 2019](#)]. Depuis le milieu des années 1990, le transport de nutriments vers l'ouest diminue, tandis qu'il augmente vers l'est, sans contrebalancer la diminution du côté ouest [[Kelly et al., 2019](#)]. Cette situation engendre une réduction générale du transport d'eau originaire de l'Arctique en Atlantique Nord. Cette dernière est attribuée à la rétention de l'eau par le Gyre du Beaufort, situé au nord de l'Alaska, due à son intensification [[Aksenov et al., 2016](#), [Kelly et al., 2019](#), [Zhang et al., 2021](#)]. En outre, les concentrations de DSi diminuent également depuis le milieu des années 1990 à plusieurs points de passage des courants qui s'écoulent de l'Arctique vers l'Atlantique [[Hátún et al., 2017](#)]. Cependant, malgré la concordance de ces réductions liées à l'Arctique avec celles observées dans le GSP, la contribution de l'Arctique demeure insignifiante pour les concentrations constatées dans le GSP d'après [Hátún et al. \[2017\]](#).

En conclusion, un ensemble de questions émerge. Ces questions sont les suivantes :

- Q1. Les contributions à la variabilité des concentrations en macro-nutriments du GSP des branches supérieures et inférieures du NAC sont-elles positives ou négatives? Et de quelles importances sont-elles par rapport aux autres contributeurs?
- Q2. Si la conclusion de Whitt [2019] est la bonne, par quel mécanisme l'eau riche en nutriments, transportée en profondeur, remonte-t-elle pour enrichir la couche de mélange?
- Q3. Peut-on vérifier le rôle de la convection profonde hivernale de la mer du Labrador dans la variabilité des concentrations en nutriments du GSP suggéré par Hátún et al. [2017]?

L'objectif de cette thèse est de contribuer à répondre aux questions énoncées ci-dessus. Son objectif principal est d'accroître notre compréhension des sources de variabilité des nutriments du GSP. Pour ce faire, un modèle général de circulation couplé à un modèle de biogéochimie résolvant l'Atlantique Nord Subpolaire à une résolution de 15 à 20 km est utilisé. Cette approche permet d'étudier finement les rôles des processus physiques, en utilisant (i) le calcul du transport de volume d'eau pour chaque point de grille au pas de temps du modèle, et (ii) des diagnostics de subduction du volume d'eau et des nutriments à la base de la couche de mélange, également calculés au pas de temps du modèle.

Dans le premier chapitre, nous rappelons les principaux éléments de contexte et nous approfondissons les connaissances concernant les sources de variabilité des nutriments en Atlantique Nord.

Le chapitre 2 est consacré à la description du modèle utilisé. Pour garantir sa pertinence, son évaluation est présentée dans le chapitre 3 par comparaison à des ensembles de données basées sur des observations, dont les descriptions sont également fournies dans le chapitre 2.

Dans le chapitre 4, nous examinons de près la contribution de la variabilité de la convection profonde hivernale en mettant l'accent sur la mer du Labrador. L'objectif est de vérifier le rôle de la convection profonde (Q3.) en analysant directement la variabilité de la profondeur de la couche de mélange et le mélange vertical à l'aide des diagnostics aux pas de temps du modèle. Par la même occasion, cette focalisation sur la mer du Labrador nous permet de décrire la variabilité interannuelle du transport de nutriment d'origine Arctique à l'embouchure du détroit de Davis et d'Hudson, couvrant ainsi la période précédant le changement de signe de l'indice NAO, et de quantifier directement sa contribution qui jusqu'à présent avait été estimée de manière indirecte.

Après avoir fait le point sur les contributions de l'Arctique et de la convection profonde en mer du Labrador, le chapitre 5 aborde les contributions du transport provenant du Sud en se basant sur les différentes hypothèses formulées par Williams et al. [2000, 2006, 2011], Hátún et al. [2017] et Whitt [2019] (Q1. et Q2.). Pour cela, tous les diagnostics de subductions sont pris en compte, ainsi que le calcul du transport le long de sections positionnées à des endroits clés autour du GSP.

Enfin, dans un sixième et dernier chapitre, nous discutons de la façon dont nos résultats se positionnent vis-à-vis des questions énoncées, et comment cette thèse contribue au champ de recherche qui lui est propre.

1 - Contexte bibliographique

L'eau de mer est composée d'un ensemble d'éléments chimiques contrôlés à la fois par la biologie et la physique. Parmi ces éléments, seule une partie entre dans la composition des organismes vivants, et constitue les nutriments. Les nutriments ne sont ni répartis de façon homogène à la surface de l'océan, ni en fonction de la profondeur [Sarmiento, 2006]. Leur répartition est modulée par la pompe biologique, par le mélange vertical de l'eau, par la circulation ou par des apports externes. En Atlantique Nord Subpolaire, la convection profonde intense prenant place en mer du Labrador est un des facteurs essentiels participant à la redistribution des concentrations des nutriments de subsurface en surface. Ainsi, le contexte bibliographique de cette thèse se situe à l'intersection de deux domaines de recherche : la physique et la biogéochimie marine. Les connaissances clés attribuées à la physique de la région d'étude, comprenant le forçage atmosphérique, la circulation océanique globale et locale, le mélange vertical et la variabilité induite de ces processus, sont abordées dans la première partie. Un rappel des cycles des principaux éléments biogéochimiques étudiés et de leurs sources de variabilité constitue le sujet de la deuxième partie. Une troisième partie établit le lien entre les deux premières en exposant les principales connaissances sur les interactions entre les deux domaines de recherche précédents, indispensables à la compréhension des notions abordées dans cette thèse. Enfin, la dernière partie présente les approches utilisées, c'est-à-dire les méthodes de calcul et d'analyses employées à la résolution des questions posées en introduction.

1.1 . Dynamique physique de l'Atlantique Nord Subpolaire

1.1.1 . Importance de l'Atlantique Nord

La circulation océanique globale peut être représentée par deux branches distinctes : une branche en surface transportant de l'eau chaude et peu dense, et une branche plus froide et dense qui circule en profondeur (Fig. 1.1). Autrefois connue sous le nom de circulation thermohaline, cette dynamique était supposée être uniquement modulée par la température (thermo) et la salinité (haline) des masses d'eau transportées. De nos jours, on parle plutôt de Circulation Méridienne de Retournement (CMR), un terme plus large prenant en compte l'influence des vents. En surface, la friction avec les vents entraîne le déplacement de l'eau dans leur direction, c'est ce que l'on appelle le transport d'Ekman. La force de Coriolis, due à la rotation de la Terre, dévie ensuite ce mouvement des masses d'eau vers la droite dans l'hémisphère Nord, et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. Les variations de densité, c'est-à-dire de température et de salinité, régissent quant à elles le déplacement des masses d'eau en profondeur.

En raison de l'inclinaison de la Terre, le rayonnement solaire est plus intense aux tropiques et plus faible dans les hautes latitudes, créant un déséquilibre de chaleur entre les masses d'eau à travers le globe qui est à l'origine de la CMR. La CMR est un mécanisme essentiel pour la régulation du climat, car elle redistribue la chaleur entre les tropiques et les pôles en parcourant le globe des basses vers les hautes latitudes. Dans l'Atlantique Nord, l'eau chaude en provenance de l'équateur apporte près de 70% de la chaleur transportée par l'océan en direction des pôles [Trenberth and Caron, 2001], faisant de cette région l'une des plus importantes pour la régulation du climat. De plus, en plongeant, l'eau transporte des nutriments sous forme de particules (cellules mortes, détritiques, pelotes fécales, etc.) directement dans la couche profonde de l'océan, favorisant la répartition des nutriments à l'échelle globale.

1.1.2 . Géographie de l'Atlantique Nord Subpolaire

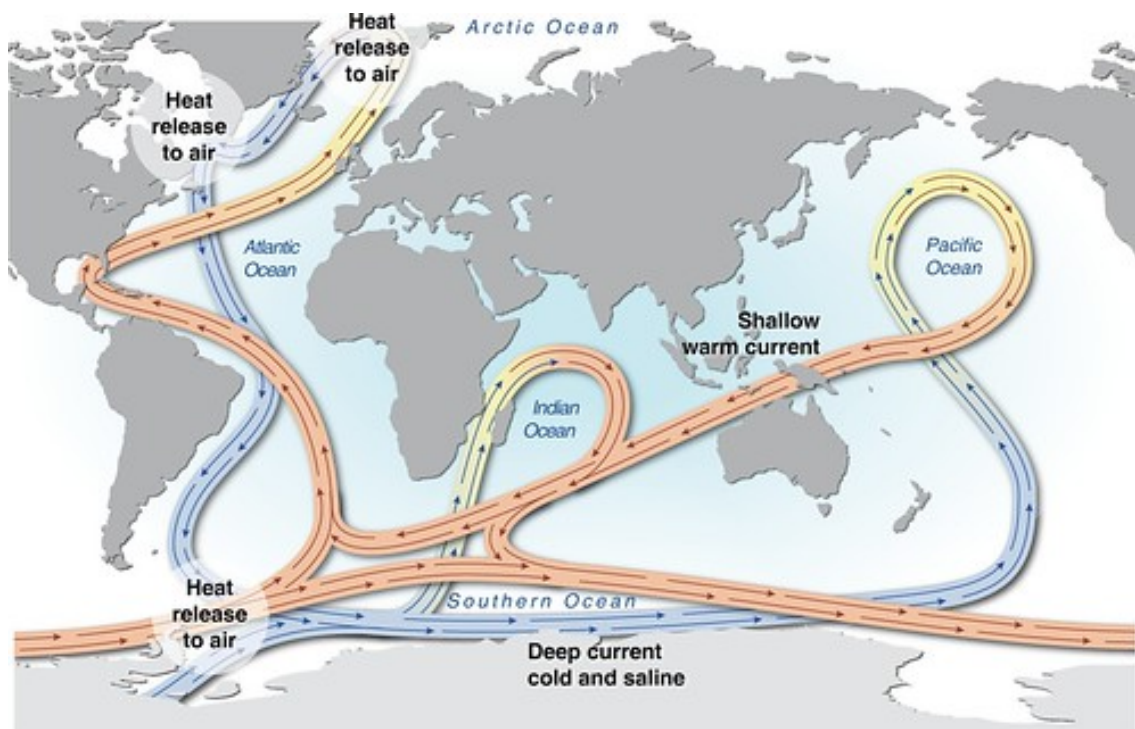


FIGURE 1.1 – **Représentation schématique de la circulation méridienne de retournement.** Hugo Ahlenius, UNEP/GRID-Arendal.

L'interaction entre le vent et la surface de l'océan engendre la formation d'une circulation giratoire, formant les Gyres. En Atlantique, se trouve notamment le Gyre SubTropical (GST) qui suit une circulation anticyclonique, et le GSP qui suit une circulation cyclonique. La zone Subpolaire peut être délimitée par les structures topographiques qui la borde (par les détroits de Davis et de Hudson au Nord-Ouest, la dorsale entre le Groenland et l'Écosse au Nord-Est) et par une frontière dynamique opposant le GSP et le GST. Elle peut aussi être définie plus largement par des coordonnées (47–65°N et 0–60°O, [Holliday et al. \[2020\]](#)). L'Atlantique Nord Subpolaire est une région décrite et caractérisée par un ensemble de mers et de reliefs bathymétriques, tels que la mer du Labrador située à l'ouest du Groenland, la mer d'Irminger à l'est du Groenland, le bassin islandais, séparés de la mer d'Irminger par la dorsale de Reykjanes à la limite nord-est. En opposition, sa limite sud est décrite par un contraste entre les eaux froides et peu salées du Nord transportées par les courants profonds de l'Arctique qui s'écoulent et débordent du détroit de Davis et de la dorsale Groenland-Écosse [[Zunino et al., 2014](#), [Hátún et al., 2017](#)], et celles chaudes et salées du Courant Nord-Atlantique (7,0 - 20,0°C, 35,0-36,7 ‰; [Emery \[2001\]](#)). Les courants de débordement (ou Overflow, en anglais) transportent de l'eau froide et peu salée d'Arctique (-1,5 - 3,0°C, 34,7 - 34,9 ‰; [Emery \[2001\]](#), [Østerhus et al. \[2019\]](#)) et convergent vers la mer du Labrador où ils enrichissent les couches intermédiaires et plus profondes. Le courant de l'Est du Groenland et le courant du Labrador (EGC et LC sur la figure 1.2) sont deux autres courants transportant de l'eau froide et moins salée d'Arctique (0,0 - 4°C, 34,0 - 35,0 ‰; [Emery \[2001\]](#), [Østerhus et al. \[2019\]](#)).

1.1.3 . Les forçages atmosphériques

Les vents d'Ouest (westerlies, en anglais), qui sont eux-mêmes forcés par les rayonnements solaires, forcent la région Subpolaire. Ils sont générés par un processus qui est similaire à celui de la CMR, mais qui a lieu dans l'atmosphère. L'air plus chaud à la surface de la Terre monte, se refroidit et redescend, formant ainsi les cellules atmosphériques d'Hadley, de Ferrel et les cellules polaires (Fig. 1.3). Les intersections de ces cellules créent des zones de hautes et de basses pressions en raison des masses d'air de températures différentes qui se rencontrent.

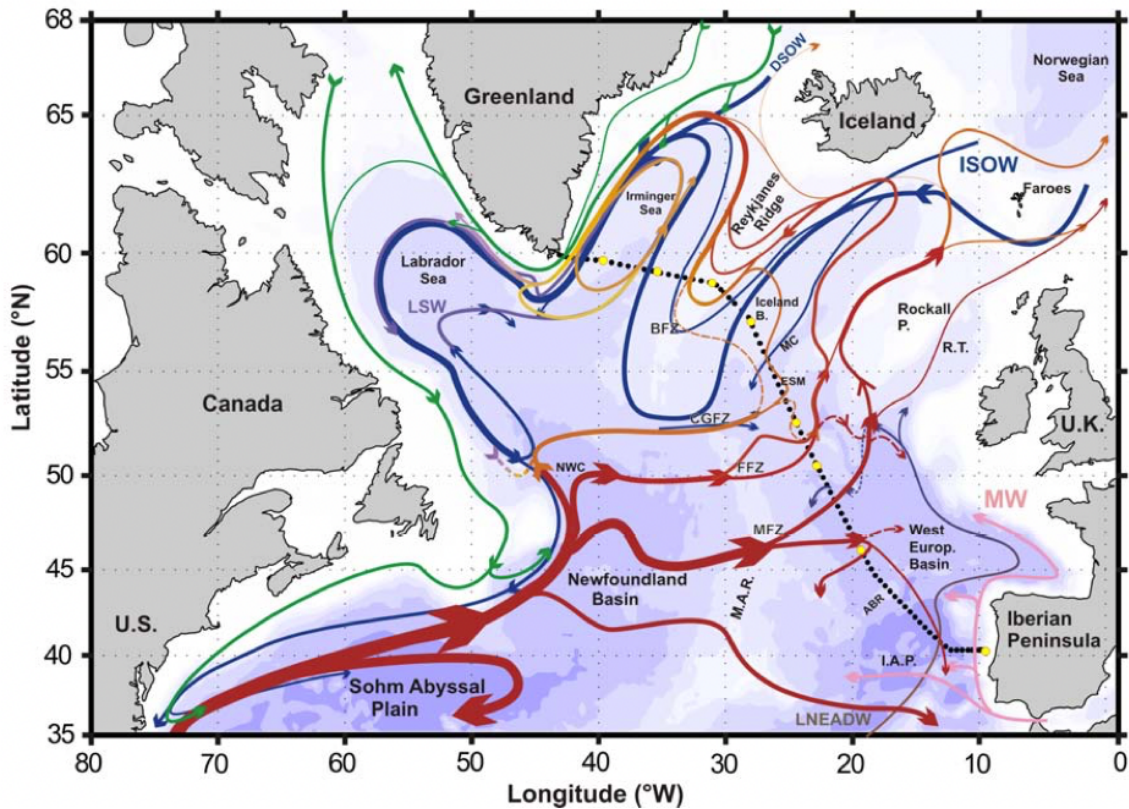


FIGURE 1.2 – **Circulation schématique dans l'Atlantique Nord par [Daniault et al., 2016]** Le fond bleu indique la bathymétrie. Les lignes rouges décrivent les voies des courants de surface tandis que celles en bleu foncée représentent les courants profonds. Les lignes vertes représentent les courants frais et froids sur les plateaux. Les lignes violettes indiquent la propagation de l'eau de la mer du Labrador (LSW). À l'Est se trouvent le plateau et le bassin de Rockall (Rockall P. et RT pour Rockall Trough en anglais, respectivement), ainsi que la dorsale de Reykjanes. Abréviations de quelques masses d'eau : DSOW= Overflow du détroit du Danemark, ISOW = Overflow de la dorsale Islande-Écosse, WBC = Western Boundary Current, MW = Mediterranean Water. Le courant Nord Atlantique (NAC) est constitué de masses d'eau qui se déplacent vers le nord-est de l'Amérique du Nord jusqu'aux côtes de l'Europe représentées en rouge dans la partie sud du schéma. Il participe à délimiter le GSP du GST.

Ces zones se situent à l'équateur, à 30°N, et à 60°N (Fig. 1.3).

L'Atlantique Nord subpolaire se trouve entre la zone de haute pression à 30°N et celle de basse pression à 60°N. En réalité, ces zones ne sont pas stables, mais oscillent autour de leurs latitudes respectives. De cette instabilité, résulte la formation et l'intensification de courant jet, et notamment des vents d'Ouest. Dans la région d'étude, la variabilité de la différence de pression entre les hautes et les basses pressions est décrite par l'oscillation Nord Atlantique (North Atlantic Oscillation en anglais; NAO) [Bliss and Walker, 1932, Hurrell et al., 2003]. Les hautes et les basses pressions forment respectivement l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. En été, l'anticyclone des Açores domine et recouvre presque entièrement l'Atlantique Nord. En hiver, il s'affaiblit, et se déplace vers l'équateur, c'est alors la dépression d'Islande qui domine [Hurrell et al., 2003]. À mesure que le gradient de pression entre les deux s'intensifie, les vents d'ouest se renforcent [Hurrell et al., 2003]. L'intensification de la haute pression et la réduction de la basse pression correspondent à une phase de NAO positive (NAO+) et, réciproquement, de NAO négative (NAO-) [Wang and Schimel, 2003, Cassou, 2004].

La NAO se distingue difficilement [Feldstein and Franzke, 2006] d'un schéma de pression situé au-dessus de l'Arctique dont la variabilité est décrite par l'Oscillation Arctique (ou AO, de l'anglais Arctic Oscillation; Thompson and Wallace [1998]). L'AO se réfère aussi au NAM (de l'anglais, Northern Annular Mode; Wallace [2000], Hamouda et al. [2021]). Cette oscillation se définit comme une distribution symétrique de hautes pressions au-dessus de l'Atlantique Nord et du Pacifique Nord, entourant une basse pression centrée sur l'Arctique [Thompson and Wallace, 1998, Feldstein and Franzke, 2006, Hamouda et al., 2021]. Alors que certaines études accordent plus d'importance à l'AO en indiquant que la NAO n'en serait qu'une extension régionale [Thompson and Wallace, 1998], d'autres à l'inverse sont plus sceptiques sur la robustesse de l'existence de l'AO [Ambaum et al., 2001] comme mode de variabilité à part entière. En effet, les deux zones de hautes pressions en symétries faisant partie de la définition de l'AO, respectivement situées au-dessus du Pacifique et de l'Atlantique, peuvent co-exister indépendamment [Ambaum et al., 2001]. Une récente étude [Hamouda et al., 2021] indique que la NAO et l'AO pourraient se décorréler sous l'influence du changement climatique d'après des simulations sous les conditions du scénario RCP 8.5¹ (de l'anglais Representative Concentration Pathway, ancien scénario de projection future caractéristique d'une forte émission de GES). D'après leurs simulations, et par rapport à la période historique (1901-2000) la variabilité de l'AO en Atlantique Nord serait réduite et la variabilité de la structure Pacifique s'intensifierait, menant à déséquilibrer la structure de l'AO vers le Pacifique. D'un autre côté la NAO ne présenterait pas de changement significatif, affirmant le contraste entre les deux oscillations.

La NAO et l'AO présentent une variabilité annuelle, intrasaisonnière [Cassou, 2004], interannuelle [Cassou, 2004] et multi-décennale [Hurrell, 1995] corrélée [Hamouda et al., 2021]. En hiver, le vortex troposphérique formé par la basse pression centrée sur l'Arctique tend à être plus fort qu'en été. De même que le gradient de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande tend à être plus fort en hiver. Dans les deux cas, cela participe à l'intensification des vents d'Ouest en hiver. Il est ainsi plus pertinent de quantifier la variabilité interannuelle de la NAO et de l'AO en fonction des mois d'hiver malgré une variabilité intrasaisonnière hivernale [Cassou, 2004]. Néanmoins, c'est aussi en hiver que les deux oscillations sont les plus corrélées [Rogers and McHugh, 2002, Feldstein and Franzke, 2006]. Depuis 1980, l'indice de NAO hivernale présente des indices majoritairement positifs et plus intenses que durant les années ultérieures [Cassou, 2004, Pörtner et al., 2019], remontant jusqu'à 1950 [Hughes et al., 2012]. En revanche, la période comprise entre 1996 et 2010 correspond à une anomalie négative de l'indice de NAO [Hughes et al., 2012, Brodeau and Koenigk, 2016].

1.1.4 . Le Gyre Subpolaire

1. Selon les modèles MPI-ESM-LR et IPSL-CM5A-LR [Hamouda et al., 2021].

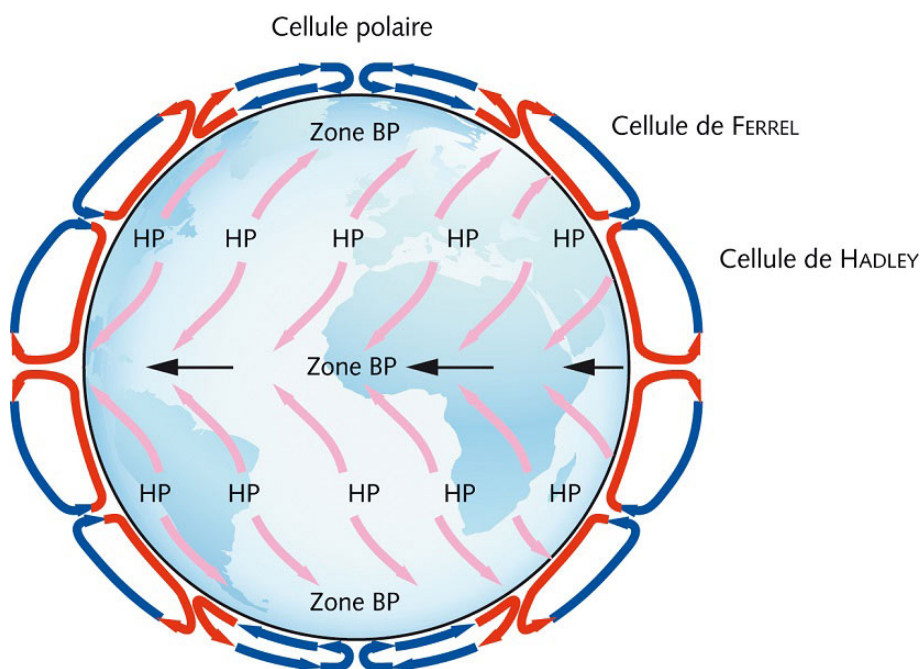


FIGURE 1.3 – **Représentation schématique de la circulation atmosphérique globale d'après Moreau [2013].** BP : région en dépression relative, HP : région en haute pression où s'installe le jet stream subtropical. Les flèches roses incurvées montrent la déviation des vents due à la force de Coriolis, vers la droite dans l'hémisphère nord, vers la gauche dans l'hémisphère sud.

Le GSP présente une saisonnalité et une variabilité interannuelle dépendante du vent qui le lie étroitement à la variabilité de la NAO. La circulation cyclonique du GSP est intense en novembre et s'affaiblit en août [Foukal and Lozier, 2017]. Un fort rotationnel du vent en automne, et un ralentissement progressif de ce dernier en été explique cette saisonnalité [Häkkinen et al., 2011, Foukal and Lozier, 2017].

Des indices de Gyre basés sur des EOF² de la SSH ou sur la fonction de courant moyenne (Annexe A) a permis de mettre en évidence une tendance négative de l'intensité du GSP initié au milieu des années 1990 et s'étendant jusqu'à la fin des années 2000. En parallèle, entre 1993 et 2004, un réchauffement a été observé [Häkkinen and Rhines, 2004]. Le réchauffement associé semble avoir été suffisant pour diminuer le gradient de densité méridien, et provoquer un ralentissement de la circulation et du transport [Häkkinen and Rhines, 2004]. Durant cette période, les courants froids (< 11°C) ont affiché un affaiblissement, tandis que les courants chauds (>= 11°C) ont montré dans une tendance positive à plus long terme [Clark et al., 2022] traduisant une entrée d'eau subtropical dans la région subpolaire. Entre 2012 et 2016, un refroidissement et une diminution de la salinité ont été observés dans le GSP [Holliday et al., 2020, Fox et al., 2022a, Clark et al., 2022]. Une augmentation du transport d'eau douce, froide et riche en nutriments depuis la mer du Labrador, et suivant le courant du Labrador pourrait expliquer ces anomalies [Holliday et al., 2020, Fox et al., 2022a, Clark et al., 2022, Caínzos et al., 2023]. L'ensemble de ces changements semblent se répéter presque tous les 10 ans (e.g., des anomalies de salinité ont été relevées dans les années 1960, 1970 et 1990 [Holliday et al., 2020]). Ces anomalies seraient liées à des variations de la NAO [Chaudhuri et al., 2011]. Étant sensible aux variations du vent, la circulation du GSP est renforcée pendant les phases de NAO positive [Lohmann et al., 2009b]. Durant les phases de NAO négative, les flux de chaleur et la rotation du vent agiraient pour l'affaiblir [Lohmann et al., 2009a]. De manière générale, la NAO influence la variabilité de la zone. Lorsque l'indice de NAO est positif (resp. négatif), la convection profonde est

2. de l'anglais, Empirical Orthogonal Function.

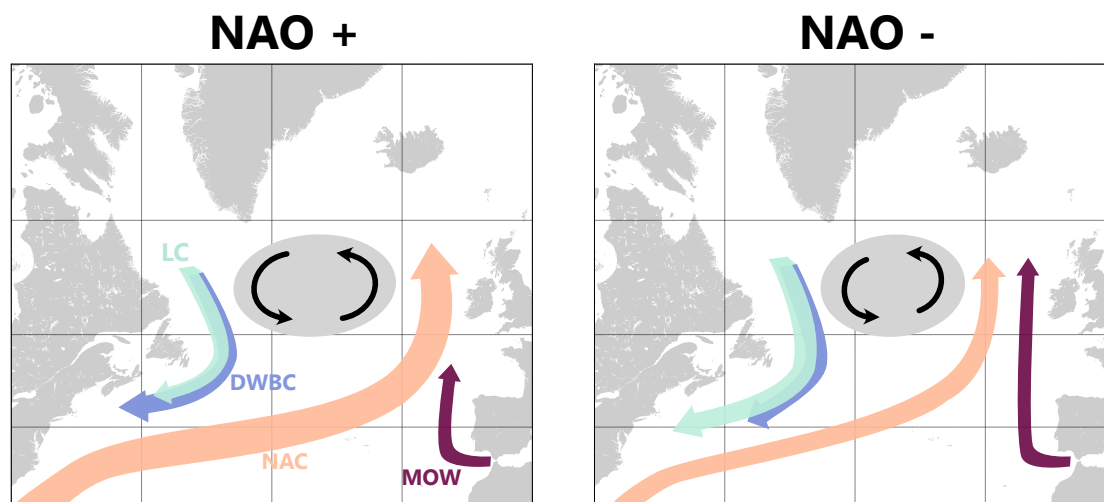


FIGURE 1.4 – Représentation schématique des différences réponses de l'Atlantique Nord subpolaire au régime de la NAO d'après [Chaudhuri et al., 2011]. L'épaisseur des lignes indique une augmentation ou diminution du transport. Le courant du Labrador (LC; à plus de 1000 m), le DWBC (Deep Western Boundary Current en anglais; à 1000 m), le Courant Nord Atlantique (NAC en anglais), et la MOW vers le nord (Mediterranean Outflow Water en anglais; 500-1500 m) sont représentés par des flèches bleu clair, bleu foncé, orange, et violette, respectivement. Le GSP s'étend et se contracte, respectivement en NAO+ et en en NAO-.

plus intense (resp. plus faible; Bersch [2002], Lohmann et al. [2009b], Häkkinen et al. [2011]), limitant le passage au courant du Labrador qui est alors plus faible (resp. plus fort; Chaudhuri et al. [2011]). Au sud-ouest, le Gulf Stream se déplace vers le nord (resp. vers le sud), et se prolonge jusqu'au plateau de Rockall à travers le courant Nord Atlantique qui se décale vers l'Est (resp. vers l'Ouest; Hakkinen and Rhines [2009], Chaudhuri et al. [2011]). Le décalage vers l'ouest de le NAC en conditions de NAO négative permettrait alors à un plus grand volume d'eau méditerranéen, faible en nutriments, de longer la bordure Est du GSP [Chaudhuri et al., 2011].

Même si les études ne remettent pas en cause l'affaiblissement du GSP, un consensus concernant son lien avec la variabilité de sa superficie n'a pas encore été établi (Annexe A). Alors que certains supposent que le GSP se contracte zonalement lorsqu'il s'affaiblit [Häkkinen and Rhines, 2004, Hátún et al., 2017, Hátún and Chafik, 2018, Biri and Klein, 2019], d'autres montrent que sa taille ne varie pas [Foukal and Lozier, 2017]. L'ambiguïté sur la possibilité de voir le GSP s'étendre ou se contracter en fonction de son intensité reposerait sur la définition du GSP et sur la façon dont est évaluée sa variabilité [Holliday et al., 2020]. En adoptant une nouvelle approche, Holliday et al. [2020] proposent de redéfinir la variabilité de la superficie du GSP, non pas sur des fonctions de courant et des EOFs, mais plutôt sur l'évolution spatiale des propriétés de l'eau (salinité et densité). D'après eux, le GSP est limité par un front où se mélangent une eau subpolaire froide et peu salée à une eau chaude et salée transportée par le NAC. En observant la façon dont les isolignes de salinité évoluent dans le temps, ils arrivent à visualiser la contraction et l'expansion du GSP en fonction du temps. De cette manière, l'affaiblissement du GSP ne serait pas causé par un déplacement significatif du NAC, mais plutôt par l'expansion ou le retrait zonal (i.e., d'est en ouest) des masses d'eau subpolaires, riches en nutriments, à l'est du GSP.

1.1.5 . La convection profonde

La convection profonde qui a lieu en mer du Labrador est un processus essentiel de la variabilité des concentrations en nutriments en Atlantique Nord Subpolaire. En outre, elle tient un rôle clé dans le bilan thermique

océan-atmosphère et dans le système climatique.

La mer du Labrador connaît des pertes de chaleur uniques qui s'étendent généralement aux masses d'eau profondes qui ne sont pas en contact avec l'atmosphère [Straneo, 2006]. Cela est dû à la formation d'eau qui a lieu en hiver par convection profonde [Straneo, 2006, Yashayaev and Loder, 2009, 2016]. Cette dernière résulte de la déstabilisation de la couche de surface de la colonne d'eau, qui est induite par une perte de flottabilité. Cette perte de flottabilité se traduit par la densification de l'eau de surface en réponse à une vigoureuse perte de chaleur [Straneo, 2006, Chanut et al., 2008, Lozier, 2012]. Le refroidissement de la surface entraîne alors la déstratification de la colonne d'eau, et mène à son renversement, formant ainsi une nouvelle masse d'eau. La masse d'eau nouvellement formée : l'eau de la mer du Labrador (Labrador Sea Water, LSW en anglais), fait partie de la branche profonde de la CMR.

La convection profonde dans la mer du Labrador est un processus saisonnier qui varie fortement d'une année à l'autre [Yashayaev and Loder, 2016, 2017]. Son intensité est mesurée à travers l'approfondissement de la couche de mélange qui est une couche d'eau caractérisée par des propriétés physiques et chimiques homogènes. Elle s'étend de la surface jusqu'à la thermocline. La thermocline est ici définie comme une couche à la limite entre l'eau froide de la subsurface, isolée de l'atmosphère, et la couche de mélange, influencée par l'atmosphère, identifiable par un fort gradient de température (Fig. 1.5). En été et au printemps, une forte stratification se produit entre les eaux de surface et de subsurface en raison du réchauffement de l'atmosphère. En hiver, la stratification s'affaiblit, laissant l'eau de surface se mélanger verticalement avec l'eau de subsurface. Il en résulte une couche de mélange plus profonde en hiver qu'au printemps et en été. On parle de convection profonde lorsque le refroidissement hivernal de la surface de l'eau entraîne un mélange vertical qui transforme la couche de surface en une masse d'eau plus dense. Le refroidissement de la surface de l'océan est induit par la circulation atmosphérique cyclonique au-dessus de l'Atlantique Nord en hiver, qui advecte l'air arctique froid et sec au-dessus des eaux relativement chaudes ($\sim 2^\circ\text{C}$) de la mer du Labrador [Group, 1998]. Entre 1987 et 1994, la mer du Labrador a connu des événements de convections profondes extrêmes avec des profondeurs de couche de mélange (en anglais Mixed Layer Depth ou MLD) atteignant entre 1000 et 2400 m [Lazier et al., 2002, Yashayaev and Loder, 2016]. Des convections profondes intenses se sont également produites au cours du XXI^e siècle, en 2000-2003, 2008 et 2014-2015 [Yashayaev and Loder, 2016]. Entre ces événements extrêmes, la mer du Labrador a été partiellement restratifiée, avec une convection hivernale moins profonde atteignant 1 000 m au milieu des années 1990 [Lazier et al.,

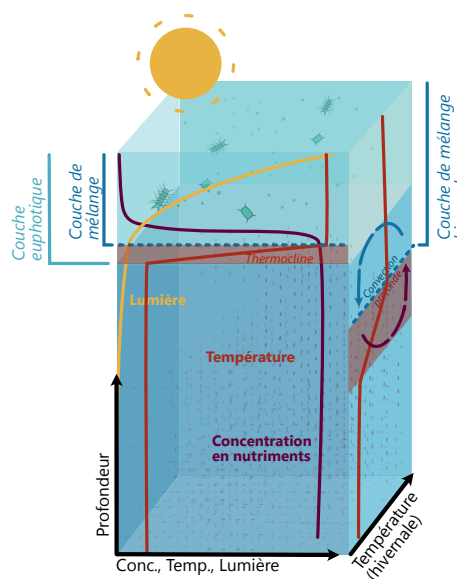


FIGURE 1.5 – **Représentation schématique de la colonne d'eau, et des distributions de la lumière, des concentrations en nutriments, et de la température en fonction de la profondeur.** La face avant illustre les propriétés de l'eau au printemps/été, et le côté droit représente les conditions hivernales. La température est représentée en rouge. La thermocline correspond à l'intervalle de profondeur auquel est associé un fort gradient de température représenté par la surface en transparence rouge. Au printemps et en été, la couche de mélange est inférieure à la couche euphotique. À la fin de l'été, la couche de mélange s'approfondit, et la convection profonde hivernale enrichie en nutriments la couche de surface.

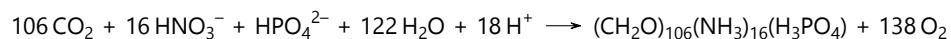
2002].

1.2 . Dynamique biogéochimique de l'Atlantique Nord Subpolaire

La pompe biologique du carbone est responsable de l'hétérogénéité de la distribution des nutriments. Elle repose sur la transformation de la matière inorganique en matière organique par photosynthèse, et regroupe un ensemble de processus formant un cycle de la matière. Après sa production, une partie de la matière organique produite est exportée de la couche euphotique vers les couches profondes, tandis que le reste est recyclé en surface ou subsurface, par reminéralisation (Fig. 1.6). De ce fait, la production de matière organique en surface appauvrit l'eau en nutriments, là où la dynamique physique de l'océan participe à l'enrichir et à l'homogénéiser. Ainsi, sans la pompe biologique la distribution des nutriments dans l'océan ne varierait que très peu [Sarmiento \[2006\]](#).

1.2.1 . Rôle des nutriments dans la pompe biologique

Production Primaire De part sa pompe biologique, le carbone (C) est limité par la disponibilité des éléments tels que l'azote (N) et le phosphore (P). Le rapport de Redfield [\[Redfield, 1958\]](#) indique dans quelles proportions l'azote, le phosphore, mais aussi les autres nutriments sont utilisés par rapport au carbone au cours de la production primaire [\[Van Cappellen, 2003\]](#). Les nutriments peuvent être ainsi définis comme la matière inorganique limitant la production primaire et entrant dans la composition chimique des organismes vivants [\[Sarmiento, 2006\]](#). Parmi ces éléments, l'hydrogène (H), le carbone, l'azote, l'oxygène et le phosphore entre dans la composition de tous les organismes, et sont présents en grande quantité dans l'océan [\[Sarmiento, 2006\]](#). L'hydrogène, le carbone et l'oxygène sont utilisés sous la forme de dioxyde de carbone (CO₂), d'ions bicarbonates (HCO₃⁻), et d'ions carbonates (CO₃²⁻) dans la réaction de photosynthèse. Les nutriments nécessaires en grandes quantités sont appelés macro-nutriments (de l'ordre du mmol/m³) et regroupent les nitrates (NO₃⁻), et les phosphates (PO₄³⁻). La photosynthèse s'écrit ainsi, d'après la réaction chimique suivante :



Les diatomées forment leurs squelettes à partir de la transformation d'acide silicique dissous (Si(OH)₄) en silice biogénique (BSi) [\[Van Cappellen, 2003\]](#). En Atlantique Nord Subpolaire, les diatomées sont responsables de 60% à 80% de la production primaire [\[Rousseaux and Gregg, 2013\]](#), ce qui rend l'acide silicique dissous essentiel à la production primaire de cette région. En plus des macro-éléments, le phytoplancton consomme des métaux-traces, considérés comme des micro-nutriments (présent à des concentrations de l'ordre du μmol/m⁻³) tels que le fer, le zinc, le manganèse, le cuivre, le molybdène et le nickel [\[Quéguiner, 2013\]](#). Les micro-éléments sont nécessaires en faibles quantités, mais peuvent être limitants dans certaines régions du globe où ils régulent les populations de phytoplanctons [\[Martin, 1990, Sarmiento, 2006, Morel et al., 2006, Moore et al., 2013\]](#). De ces métaux-traces, seul le fer est limitant en Atlantique Nord Subpolaire, notamment à l'Est du GSP [\[Moore et al., 2013\]](#). Ces nutriments sont soumis à leurs cycles biogéochimiques respectifs, ainsi qu'à la dynamique de l'océan (circulation latéral, convection profonde, remontée d'eau, etc.)

La photosynthèse a lieu à la surface de l'océan, dans la couche euphotique. Cette couche a pour particularité d'être suffisamment éclairée par la lumière du soleil pour soutenir la photosynthèse. Elle s'étend de la surface jusqu'à la profondeur à laquelle seulement 1% du rayonnement photosynthétique actif de la surface est encore présente [\[Kirk, 1994\]](#). Dans la section précédente, il a été vu que la profondeur de la couche de mélange varie saisonnièrement en fonction de la stratification de la colonne d'eau. Au printemps, lorsque la couche de mélange se stratifie avec le réchauffement des couches de surface, les concentrations en nutriments deviennent l'une des sources principales de variabilité de la production primaire. En plus de la lumière et de la disponibilité

des nutriments, la prédation et la température ajoute des contraintes à la réalisation de la production primaire par les organismes photosynthétiques [Eppley, 1972, Behrenfeld, 2010, Strock and Menden-Deuer, 2021].

Recyclage de la matière En réalité, deux types de productions peuvent être distinguées : la production nouvelle qui est alimentée par des apports extérieurs au système (apports atmosphériques et fluviaux, injection depuis la subsurface), et la production régénérée durant laquelle sont consommés des nutriments "recyclés" [Quéguiner, 2013]. Le processus de recyclage des nutriments implique la décomposition de matières organiques et d'organismes vivants (Sarmiento [2006]; voir cycle de la matière, Fig. 1.6). Les organismes responsables de cette décomposition sont appelés décomposeurs, se sont principalement des bactéries. Ils se nourrissent de la matière organique, et libèrent des nutriments sous formes de composés inorganiques tels que l'ammoniac (NH_3) et les nitrates (NO_3^-). La reminéralisation des nutriments vient supporter et relancer la production primaire durant l'été en permettant le réapprovisionnement de la couche euphotique. Dans cette couche, et durant les épisodes de bloom printanier, les nutriments nécessaires à la production primaire sont rapidement consommés par le phytoplancton. C'est en partie ce processus qui explique la variabilité du profil vertical des concentrations en nutriments (Fig. 1.5), et l'intérêt porté aux flux de nutriments ascendant incluant l'advection, la diffusion, et l'entraînement hivernale de nutriments vers la couche de mélange. Dans la région subpolaire, les concentrations en phosphates (abrégé en PO_4) et en nitrates (abrégé en NO_3) sont faibles en surface, et augmentent progressivement jusqu'à un plateau atteint avant 1000 m de profondeur (Fig. 1.7). Elles augmentent à nouveau au-delà de 3500 m et jusqu'au fond de la colonne d'eau. Cela diffère du profil de la concentration en silice dissoute (abrégé en DSi) qui atteint un premier plateau autour de 200 m, mais dont les concentrations augmentent progressivement en profondeur jusqu'à 2000 m, et de façon plus abrupte en profondeur. La différence entre les PO_4 , les NO_3 et la DSi réside dans le fait que PO_4 et NO_3 sont des constituants de la matière organique [Van Cappellen, 2003]. Ainsi, leur décomposition et leur recyclage sont réalisés biologiquement par des bactéries. D'un autre côté, la BSi constitue le squelette de certains organismes siliceux comme les diatomées. Après la mort de l'organisme porteur du squelette, la particule de silice se dissout dans l'eau sous forme de DSi ($\text{Si}(\text{OH})_4$; Van Cappellen [2003]).

1.2.2 . Sources et puits d'azote, du phosphore et de la silice

Phosphore et silice La silice et le phosphore sont, respectivement les deuxième, et onzième éléments les plus abondants de la croûte terrestre [Paytan and McLaughlin, 2007, Struyf et al., 2009]. Ils arrivent dans l'océan principalement par les rivières après érosion des sols sous forme dissoute et particulaire [Paytan and McLaughlin, 2007, Struyf et al., 2009]. Néanmoins, après avoir rejoint l'océan, 40% du phosphore serait retenu dans les plateaux continentaux, et ne jouerait pas un rôle important dans l'océan [Brion et al., 2004, Paytan and McLaughlin, 2007]. En plus des apports fluviaux, une part substantielle du phosphore, et mineure de la silice proviendrait d'origines atmosphériques (aérosols, cendres volcaniques, poussières minérales; Treguer et al. [1995], Paytan and McLaughlin [2007]). En fin de cycle, le phosphore quitte l'océan par enfouissement dans les sédiments après être resté de 20 000 à 130 000 ans dans l'océan [Delaney, 1998, Paytan and McLaughlin, 2007, Sigman and Hain, 2012], tandis que le temps de résidence de la silice ne dépasserait pas les 10 000 ans [Treguer et al., 1995].

Azote À l'instar de la silice et du phosphore, le cycle de l'azote est principalement contrôlé par la biologie à travers deux processus : (i) la fixation du diazote (N_2), et (ii) la dénitrification. La fixation du N_2 est un processus permettant de rendre biologiquement disponible le N_2 . La dénitrification est le processus inverse qui permet de transformer le nitrate en N_2 (Fig. 1.8). Le plus grand réservoir d'azote est l'atmosphère qui contient environ 78% de l'azote globale [Zhang et al., 2020]. Il entre dans l'océan par échange air-mer à la surface de l'océan, par fixation du N_2 par les cyanobactéries. Une fois dans l'océan, l'azote fixé, dont le nitrate (NO_3^-) en est la forme la

plus abondante [Zhang et al., 2020], peut être transformé en matière organique dans la zone euphotique (Fig. 1.8). Le nitrate sort du système dès lors qu'il sera transformé par dénitrification avec un temps de résidence pouvant atteindre 3 000 ans [Gruber, 2004].

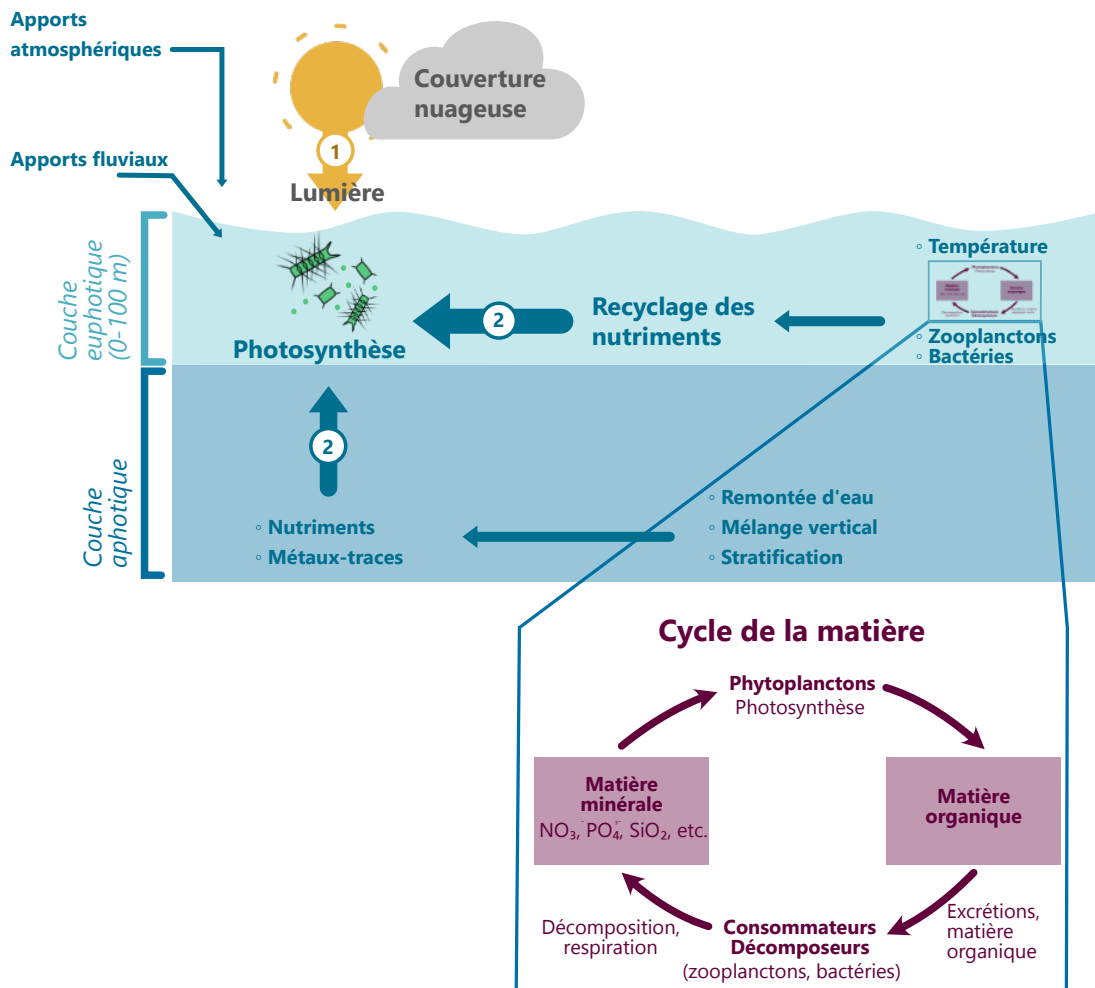


FIGURE 1.6 – **Représentation schématique des principaux facteurs contrôlant la production primaire.** Traduit et modifié d'après Boyd et al. [2014]. La lumière et les apports en nutriments modulés par les échanges verticaux tels que la remontée d'eau, le mélange vertical, et la stratification, ainsi que le recyclage des nutriments sont les principaux facteurs contrôlant la production primaire. La température limite directement et indirectement (propriétés de l'eau, stratification, recyclage des nutriments) la production primaire. L'atmosphère et les rivières participent à enrichir l'océan en nutriments en petites quantités. Le cycle de la matière est représenté à droite. Les consommateurs regroupent l'ensemble des organismes constituant la chaîne alimentaire, à partir du consommateurs primaires (herbivores). Les décomposeurs correspondent à l'ensemble des organismes (bactéries, champignons) capables de minéraliser les résidus issues des consommateurs ou d'autres décomposeurs.

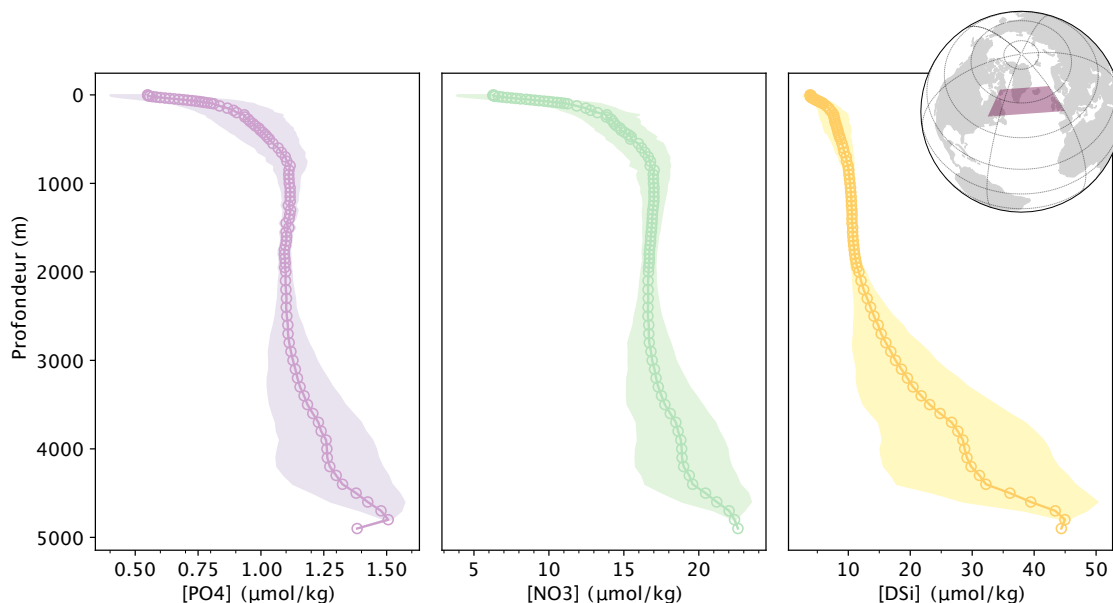


FIGURE 1.7 – **Profils verticaux moyens de concentration en phosphate (PO_4^{3-}), nitrate (NO_3^-), et silice dissoute (DSi) en Atlantique Nord.** Les concentrations sont des moyennes sur la zone du GSP ($48\text{-}65^\circ\text{N}$ et $-70\text{-}0^\circ\text{E}$) calculées à partir de moyennes annuelles sur la période 1955-2017 de la réanalyse du WOA18. Les écart-types des concentrations moyennes par niveaux de profondeurs sont représentés en transparence. Les données présentées sont rendues disponibles par le centre national de l'information environnementale des États-Unis (<https://www.ncei.noaa.gov>).

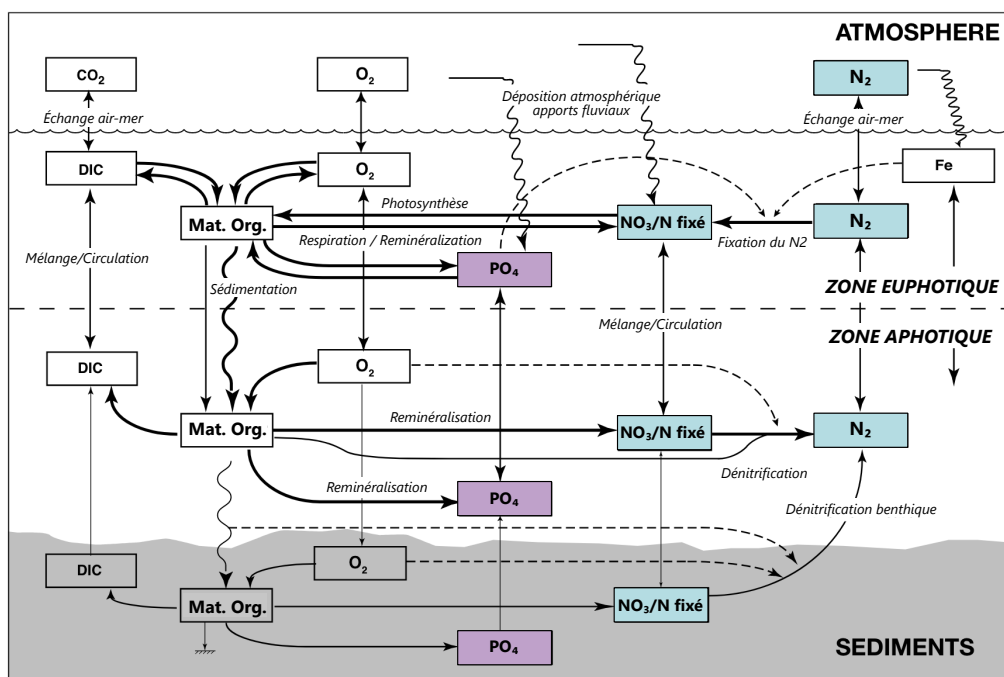


FIGURE 1.8 – **Représentation schématique du cycle de l'azote d'après Gruber [2004].** En bleu et en violet sont mis en évidence, respectivement, les interactions de l'azote, et du phosphore.

1.3 . Interaction entre la dynamique physique et le cycle biogéochimique des éléments

La circulation des masses d'eau joue un rôle important dans la répartition des éléments intervenant dans les cycles biogéochimiques. Les flux verticaux enrichissent la couche de surface à partir de l'océan profond de manière à rendre disponibles de nouveaux éléments, et la circulation océanique permet d'apporter des éléments provenant de régions plus riches et de les redistribuer dans des régions plus pauvres.

1.3.1 . Flux de nutriments à la base de la couche de mélange

Le transport d'une parcelle d'eau est défini comme l'addition du mouvement de la masse d'eau entraînée par le courant, i.e. l'advection, et du mouvement aléatoire des molécules dans l'eau, i.e. la diffusion moléculaire. La diffusion moléculaire est un processus qui n'implique pas de force externe, mais qui s'appuie sur les différences de propriétés entre les masses d'eau [Fisk and Jonathan, 1999]. Cela se traduit par une tendance des molécules d'une région à forte concentration à aller vers une région à plus faible concentration. La diffusion moléculaire est souvent associée à la diffusion turbulente qui correspond aux mouvements aléatoires, chaotiques, et tourbillonnants des molécules dus à des tourbillons. Dans les faits, la diffusion turbulente est plus importante que la diffusion moléculaire [Sarmiento, 2006]. Comme on peut l'imaginer, les nutriments sont transportés avec le mouvement de ces masses d'eau. Dans le cas des nutriments, leur transport peut avoir une source biologique ou chimique. La variation de la concentration d'un élément (C en mmol.m^{-3}) d'un volume d'eau à un endroit fixe est alors une somme de la variation de sa concentration en fonction du temps due à l'advection, à la diffusion, et à l'ensemble des sources (i.e., taux de croissance du phytoplancton, taux de reminéralisation, taux de fixation pour l'azote) et des puits (i.e., taux de mortalité, taux de prédation) liés aux transformations chimiques et à la biologie (Autres; éq. (1.1)). L'équation (1.1) donne pour un fluide incompressible ($\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$) l'équation (1.2) décrivant le transport de tout traceur [Sarmiento, 2006] où U est le vecteur vitesse, D le tenseur de diffusivité (addition des coefficients de diffusion moléculaire et turbulente en $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$).

$$\partial_t C = \partial_t C|_{\text{advection}} + \partial_t C|_{\text{diffusion}} + \text{Autres} \quad (1.1)$$

$$\partial_t C = \underbrace{-U \nabla C}_{\text{advection}} + \underbrace{\nabla \cdot (D \cdot \nabla C)}_{\text{diffusion}} + \text{Autres} \quad (1.2)$$

Les termes développés (l'advection et la diffusion) sont liés aux mouvements des masses d'eau. Ce sont ceux dont la variabilité fait le sujet de cette thèse en raison du rôle qu'ils entretiennent dans le contrôle des concentrations. Il a été choisi de faire abstraction des termes associés aux transformations chimiques et biologiques dans l'idée de comprendre l'influence des processus de nature physique sur la variabilité des nutriments. Pour ces termes, nous baserons nos hypothèses sur des études antérieures.

De par l'homogénéité des propriétés de la couche de mélange, il est plus pertinent, concernant la disponibilité en nutriments, d'étudier la dynamique de la couche de mélange que celle de la couche euphotique. Les flux verticaux de nutriments quittant la couche de mélange sont regroupés sous la définition de subduction proposée par Cushman-Roisin [1987] pour parler du "processus par lequel la convergence et/ou le retrait de la couche de mélange fait que le fluide anciennement turbulent devient partie intégrante de la couche sous-jacente". On parle d'obduction ou d'induction pour parler du flux inverse, c'est-à-dire de l'ensemble des flux intégrant la couche de mélange depuis une couche plus profonde [Williams et al., 2000, 2006, Levy et al., 2013]. Cet import de masse d'eau dans la couche de mélange transmet par la même occasion les propriétés de l'eau (chaleur, sel, oxygène, nutriments, etc.). En plus de l'advection et de la diffusion, l'obduction fait intervenir un troisième terme qui est l'entraînement. L'entraînement est un processus par lequel de la chaleur, du sel ou des nutriments sont transférés dans la couche de mélange lorsque celle-ci s'approfondit entre deux intervalles de temps. L'entraînement

($C_p \partial_t h$, où h est la profondeur de la couche de mélange) apparaît après intégration du transport (éq. (1.2)) à travers la couche de mélange.

1.3.2 . Imports de nutriments dans l'Atlantique Nord Subpolaire et sources de variabilités

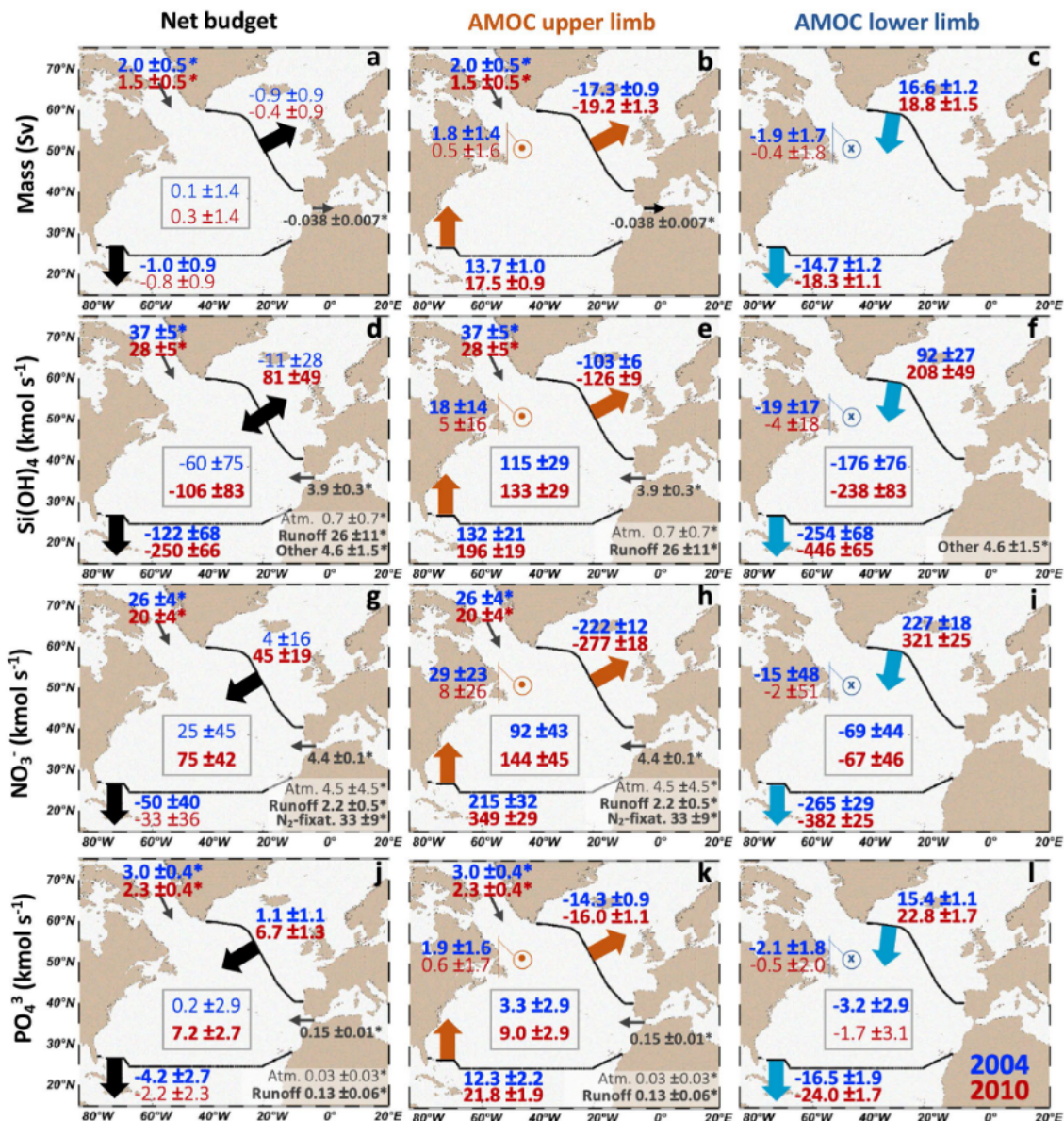


FIGURE 1.9 – Budget de nutriments d’après Carracedo et al. [2021]. Le transport de masse d’eau et de nutriments a été calculé dans Carracedo et al. [2021] à travers la section OVIDE au nord-est, et une section à 24.5°N au sud. De haut en bas sont présentés les budgets de volume d’eau (en Sverdrup, 1 Sv=10⁶ m³.s⁻¹), de silice dissoute, de nitrate et de phosphate pour les années 2004 (bleu) et 2010 (rouge). La première colonne indique les valeurs nettes, tandis que la deuxième et la troisième colonnes, représentent la branche supérieure et profonde de la CMR.

Les transports nets de nutriments de l’Atlantique Nord Subpolaire sont dirigés, en profondeur vers le sud, et en surface vers le nord, suivant respectivement la branche inférieure et supérieure de la CMR (resp. AMOC lower limb et AMOC upper limb, Fig. 1.9). Le phosphore et la silice présentent une distribution spatiale proche.

Leurs concentrations sont fortes en Arctique, et décroissent dans l'Atlantique des hautes vers les basses latitudes (Fig. 1.10). Les concentrations en NO_3^- , quant à elles, sont, en moyenne, maximales dans l'Atlantique Nord Subpolaire et dans les mers Nordiques. Cela s'explique par le fait que la région subpolaire soit autotrophe, la production phytoplanctonique est supérieure à la respiration [Carracedo et al., 2021]. Les fortes concentrations en NO_3^- s'explique aussi de par le fait que la fixation de N_2 soit supérieure à la dénitrification [Singh et al., 2013].

Pour l'ensemble des macro-nutriments (PO_4^{3-} , NO_3^- , DSi), la variabilité de l'advection latérale, i.e. les variations de la circulation océanique, est la source principale de variabilité dans le budget de nutriments de l'Atlantique Nord, en particulier pour la DSi [Carracedo et al., 2021]. Le transport de nutriments en provenance de l'Arctique est une source importante de DSi et de PO_4^{3-} , dont la majorité (82%) de la DSi, et 7% des PO_4^{3-} sont d'origine fluviale [Torres-Valdés et al., 2013]. La voie préférée des nutriments venus d'Arctique est majoritairement celle qui longe le côté ouest du Groenland en traversant le détroit de Davis [Torres-Valdés et al., 2013]. Kelly et al. [2019] suggèrent l'existence d'une variabilité interannuelle du volume d'eau passant par les détroits de Davis et d'Hudson avant de pénétrer en Atlantique Nord. Cette voie d'accès aurait été la plus empruntée dans les années 1980, mais serait en déclin depuis les années 1990 Kelly et al. [2019]. Ce passage est en concurrence avec le détroit de Fram et la mer de Barents, qui mènent tous deux à la dorsale Groenland-Écosse. Depuis les années 1990, le passage par la dorsale Groenland-Écosse a été de plus en plus emprunté, ce qui entre en compétition avec le passage par les détroits de Davis et d'Hudson. Malgré l'augmentation du transport d'eau à travers les mers nordiques dans les années 1990, cette augmentation ne compense pas totalement la perte aux détroits de Davis et d'Hudson. Cela se traduit par une baisse du transport arrivant d'Arctique en Atlantique Nord, de même qu'à une baisse du transport en nutriments [Hátún et al., 2017]. À la limite sud de l'Atlantique Nord Subpolaire, à 47°N, les apports de l'Arctique constituent 90% des apports en PO_4 se dirigeant vers le sud, et 12% des apports de DSi [Torres-Valdés et al., 2013].

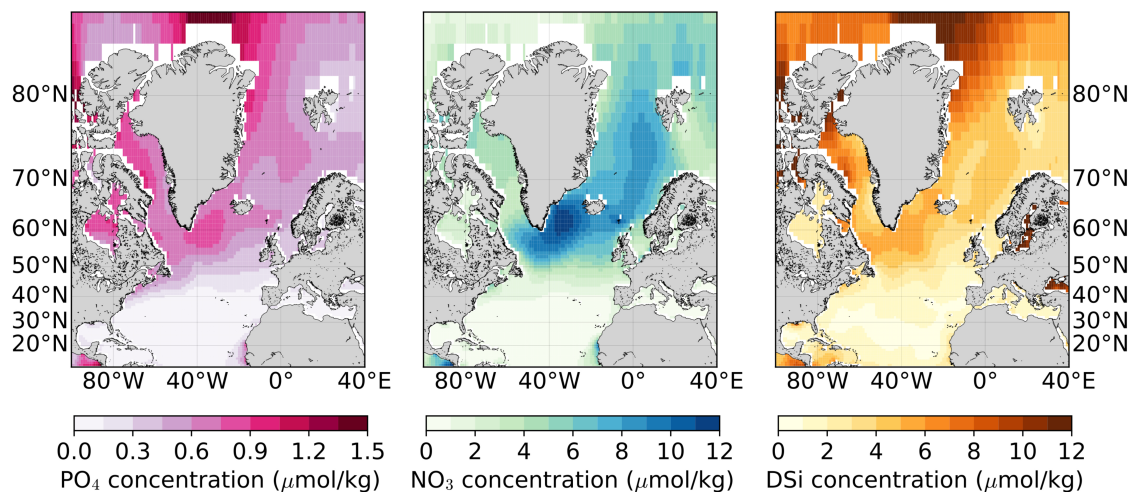


FIGURE 1.10 – **Concentration moyenne en phosphate (PO_4^{3-}), nitrate (NO_3^-), et silice dissoute (DSi) en Atlantique Nord.** Les concentrations sont des moyennes annuelles sur la période 1955-2017 de la réanalyse du World Ocean Atlas 2018 (WOA18) moyennées sur les 100 premiers mètres de profondeur. Les données présentées sont rendues disponibles par le centre national de l'information environnementale des États-Unis (<https://www.ncei.noaa.gov>).

Au sud du GSP et le long des côtes américaines, circule le Gulf Stream. C'est un courant intense (de l'ordre de 74.9 ± 1.7 Sv mesuré entre 2000 et 2009 Caínzos et al. [2022]) transportant des eaux riches en nutriments, ce qui lui doit le nom de "Nutrient Stream" [Williams et al., 2000, Whitt and Jansen, 2020]. D'après Williams

et al. [2000, 2006, 2011] et Whitt and Jansen [2020], le Gulf Stream serait la source principale de nutriments des couches supérieures du GSP. Néanmoins, la manière dont le Gulf Stream contribue aux ressources en nutriments du GSP n'est pas claire. D'un côté, Williams et al. [2000, 2006, 2011] proposent qu'il participe à enrichir le GSP directement en surface, tandis que d'un autre côté Whitt and Jansen [2020] indiquent que la contribution des couches de surface du Gulf Stream serait négligeable. En revanche, Whitt and Jansen [2020] proposent que les couches inférieures à la couche de mélange, riches en nutriments, seraient les principales sources de nutriments du GSP. Selon Williams et al. [2000, 2006, 2011], un transfert de nutriments, par advection et par mélange vertical, aurait lieu à travers la couche de mélange en amont du NAC. Les nutriments seraient alors transportés en surface jusque dans le GSP par le NAC. D'après Whitt and Jansen [2020], les nutriments seraient transportés par les couches de densité supérieures à 27.2 kg.m^{-3} jusqu'au GSP, car très peu d'échanges ont lieu entre les couches de densité inférieures à 27.2 kg.m^{-3} entre le GST et le GSP.

La variabilité de l'ensemble de ces flux induit des variations des concentrations en nutriments au sein du GSP. Notamment, entre le milieu des années 1990 et la fin des années 2000, les concentrations des trois macronutriments en surface de l'ensemble du GSP ont chuté. Les concentrations en DSI ont diminué de $-0,04 \mu\text{M.an}^{-1}$ en mer du Labrador [Yeats et al., 2006, Hátún et al., 2017]. Par rapport à la période 1965-2010, les concentrations en NO_3^- ont diminué de $-0,50$ à $-0,70 \mu\text{M}$ entre 1980 et 2010 en mer du Labrador, et celles des PO_4^{3-} ont été réduites de $-0,29 \mu\text{M}$ à partir de 1993 [Pepin et al., 2013]. Ces tendances dans les modèles et les simulations se retrouvent également à l'est du GSP avec des tendances de $-0,0025$ à $-0,015 \text{ mmol.m}^{-3}.\text{an}^{-1}$ pour le PO_4 entre 1998 et 2007 [McKinley et al., 2018] et de $-0,06$ à $-0,08 \mu\text{M.an}^{-1}$ pour la DSI entre 1990 et 2015 [Hátún et al., 2017].

En ce qui concerne la DSI, la variabilité du transport arctique semble négligeable dans le déclin des concentrations observées au sein du GSP [Hátún et al., 2017]. En 2000, l'étude de Williams et al. a mis en évidence que la variabilité du NO_3^- de la couche euphotique était principalement contrôlée par les échanges verticaux dans l'ensemble du GSP, et de ceux en amont du GSP, là où la couche profonde du nutrient stream se mélange à la couche de mélange. Cette conclusion a été confirmée en 2018 par McKinley et al., qui ont montré que la tendance du PO_4 des cent premiers mètres de profondeur était plus sensible aux variations des apports verticaux au centre du GSP, au sud du Cap Farvel. En revanche, la tendance du PO_4 dans la partie est du GSP semble être contrôlée aussi bien par l'advection et la diffusion latérales que diapycnales. Plus récemment, Tesdal et al. ont montré que les concentrations en DSI en mer du Labrador pouvaient à la fois être modulées par la convection profonde, comme cela est le cas au centre du bassin, mais aussi par la circulation du GSP sur le plateau continental du Groenland. La figure 1.11 résume l'ensemble des sources de variabilités principales découvertes jusqu'à présent. Elle met en avant les processus dominants les concentrations en nutriments locales en rouge.

Ainsi, le rôle de cette thèse est d'analyser et/ou de confirmer l'importance de la variabilité induites par les flux à travers la couche de mélange, ainsi que celle induite par la circulation du GSP, par la NAC, ou par les courants d'origine Arctique. Pour ce faire, l'utilisation d'un modèle de circulation générale couplé à un modèle de biogéochimie a été utilisé. L'utilisation d'un modèle offre la possibilité de quantifier la variabilité de l'ensemble des flux de nutriments à la base de la couche de mélange, les transports de nutriments en direction du GSP ou encore les concentrations en nutriments.

Processus contribuant à la variabilité des nutriments du Gyre Subpolaire

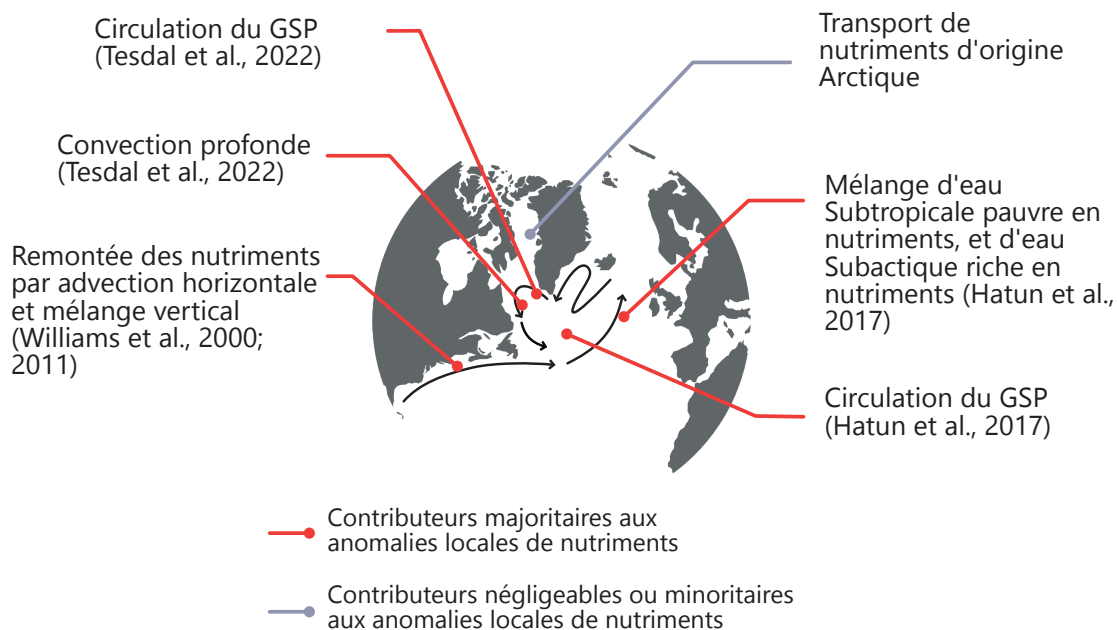


FIGURE 1.11 – Représentation schématique des principaux processus physiques contribuant à la variabilité des concentrations en nutriments du GSP.

1.4 . Modélisation des interactions entre la physique et le cycle biogéochimique

L'océanographie expérimentale permet de suivre les propriétés physiques et chimiques sur l'ensemble de la colonne d'eau par des mesures répétées effectuées à des stations, et le long de sections hydrographiques. À cela s'ajoutent les observations de la surface de l'océan par satellites, qui permettent de donner des indications sur la concentration en chlorophylle (couleur de l'eau), la température (radiométrie infrarouge ou micro-onde), la salinité (radiométrie micro-ondes), ainsi que sur la topographie (altimétrie radar) [Verron and Brasseur, 2017]. Bien que l'initiative des projets internationaux d'observations *in-situ* permettent d'obtenir des observations globales de l'océan (e.g. projet Argo, World Ocean Circulation Experiment), ou de décrire sa variabilité interannuelle ou bi-annuelle localement (e.g. projet Observatoire de la Variabilité Interannuelle à DEcennale), des limites persistent dans l'étude de la variabilité à moyenne et grande échelle spatiale comme temporelle. C'est avec la volonté de repousser les limites de l'océanographie expérimentale que les premiers modèles de circulation océanique générale ont vu le jour.

Le premier modèle est développé à la fin des années 1960 par K. Bryan. Il se base sur les mêmes équations que nos modèles contemporains, et utilise les mêmes approximations tout en respectant les propriétés de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie [Tréguier, 2002]. Les équations utilisées sont les équations primitives, c'est-à-dire que sont les équations de Navier-Stokes avec l'approximation hydrostatique (i.e. la pression en tout point de l'océan est due au poids de l'eau située au-dessus), et de l'approximation de Boussinesq (i.e. la variation de la densité est négligée; [Boussinesq, 1877]). Ainsi, la principale avancée dans la modélisation de la circulation océanique réside dans la puissance de calcul des ordinateurs [Tréguier, 2002]. Cette source de progrès permet notamment d'étendre la résolution des équations à l'échelle du globe, et sur des grilles de plus en plus fines. Le raffinement de la grille des modèles donne accès à l'étude des processus

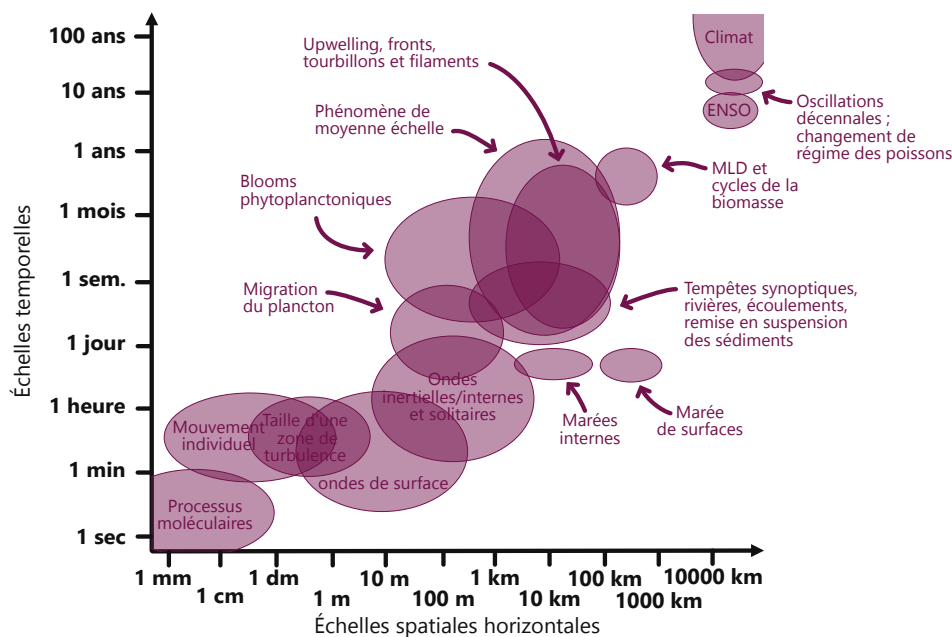


FIGURE 1.12 – Échelles de temps (ordonnée) et d'espace (abscisse) de plusieurs processus physiques et biologiques. Traduction des diagrammes de Chang and Dickey [2007] et de Dickey [2003].

physiques, chimiques et biologiques de plus petite échelle, ainsi qu'à l'analyse des interactions entre différentes échelles spatiales et temporelles (Fig. 1.12). De ce fait, l'utilisation d'un modèle de circulation générale de l'océan est pertinent pour la compréhension des contributions des sources de variabilité des concentrations en nutriments car cela met en lien des échelles importantes de temps (variabilité saisonnière, annuelle, multi-annuelle à décennales), comme d'espace (de l'ordre de quelques mètres sur le plan vertical, de plusieurs centaines à milliers de kilomètres sur le plan horizontal). Néanmoins, les modèles ne remplacent pas les observations. Les observations sont employées plusieurs fois dans le processus de construction des modèles (Fig. 1.13). Elles sont assimilées par le modèle de façon à l'initialiser, et à le corriger si nécessaire.

1.5 . Synthèse du chapitre et objectifs de la thèse

Ce chapitre a mis en lumière les dynamiques physiques et biogéochimiques qui régissent l'Atlantique Nord Subpolaire. Il met particulièrement en évidence la nécessité de comprendre les sources de variabilité des macronutriments (NO_3 , PO_4 , DSi) pour le rôle qu'ils entretiennent dans la pompe biologique du carbone. Il a été montré que dans un contexte impliquant des interactions entre d'importantes échelles spatiales et temporelles, la modélisation s'avère être un outil plus que pertinent.

Cette thèse se concentre sur l'étude de la variabilité historique des interactions physique-biogéochimiques dans le but de définir et de quantifier les contributions relatives des sources hydrodynamiques (i.e., la circulation océanique locale, la convection profonde, et l'ensemble des flux de nutriments verticaux à la base de la couche de mélange) à la variabilité des concentrations en nutriments de l'Atlantique Nord Subpolaire. Les principaux objectifs de cette thèse sont de déterminer l'importance relative des processus de petite échelle (entraînement, diffusion et advection verticale), et des processus régionaux/sous-régionaux (convection, circulation du SPG) dans la variabilité des nutriments de l'Atlantique Nord subpolaire, en les inscrivant dans un contexte plus large de variabilité des régimes climatiques (NAO, AO).

Pour cela, plusieurs questions de recherche ont été introduites :

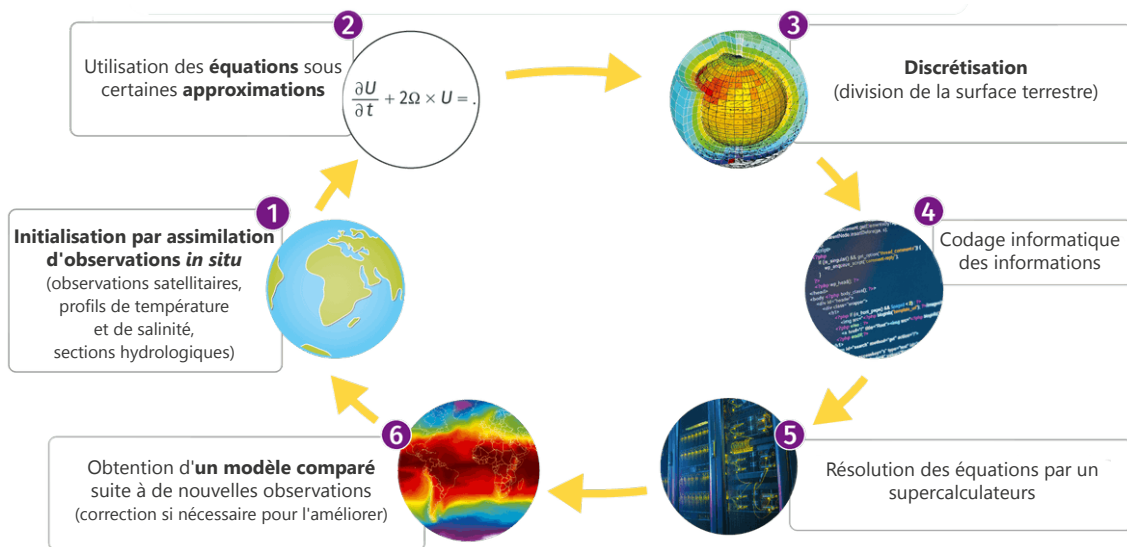


FIGURE 1.13 – Étapes de la construction d'un modèle climatique modifié à partir de lelivrescolaire.fr.

- Q1. Quels est le signe de la contribution des nutriments transportés par le NAC ? Quelle est l'importance de cette contribution par rapport aux autres contributeurs ?
- Q2. Si la conclusion de Whitt [2019] est la bonne, par quel mécanisme l'eau riche en nutriment, transportée en profondeur, remonte pour enrichir la couche de mélange ?
- Q3. Peut-t-on vérifier le rôle de la convection profonde hivernale de la mer du Labrador dans la variabilité des concentrations en nutriments du GSP suggéré par Hátún et al. [2017] ?

Points clés :

- ▶ Les NO_3 , les PO_4 et la DSi sont des macro-nutriments nécessaires à la production primaire du GSP, et dont le déclin de leurs concentrations se produisant dans les années 1990, à la surface du GSP est mal compris.
- ▶ La région subpolaire n'est pas une région homogène. Les facteurs de variabilité des concentrations en nutriments varient localement en fonction des caractéristiques locales des sous-régions constituant l'Atlantique Nord Subpolaire. La mer du Labrador est définie par une forte convection profonde au centre, autour duquel circule les courants formant le GSP. Au sud et à l'est est situé le front entre le GST et le GSP. La bordure Est du GSP est aussi caractérisée par une zone de mélange entre des eaux pauvres nutriments et des eaux riches en nutriments.
- ▶ La variabilité des concentrations en NO_3 , PO_4 et DSi dans la couche de mélange du GSP est modulée par un ensemble de processus physiques qui comprend la circulation océanique locale, la convection profonde ainsi qu'un ensemble de processus dyapycnaux à la base de la couche de mélange.

2 - Modèle et Données

L'objectif de ce chapitre est de fournir une description (i) du système de modélisation NEMO, (ii) du modèle global couplé physique-biogéochimie utilisé tout au long de cette thèse, et (iii) des données et produits issus d'observations employés pour valider le modèle.

2.1 . Système de modélisation NEMO

NEMO¹ est une plateforme de modélisation de l'océan constitué de trois composantes majeures [Madec et al., 2022] :

- OPA² pour la modélisation de la dynamique et thermodynamique de l'océan,
- LIM³ pour la dynamique des processus liés à la glace de mer,
- TOP⁴ pour la dynamique des cycles biogéochimiques, incluant le modèle de biogéochimie PISCES⁵.

Cette section a pour objectif de décrire les principaux aspects des trois composantes du modèle utilisé dans cette thèse. Pour des détails plus approfondis, veuillez consulter Madec et al. [2022] pour la description complète d'OPA, Vancoppenolle et al. [2009] pour LIM3, et Aumont et al. [2015] pour PISCES.

2.1.1 . OPA : Modèle global de circulation océanique

La circulation océanique est simulée grâce à la composante OPA développée par Madec et al. [1998]. L'océan étant un fluide, sa dynamique peut être décrite en utilisant les équations primitives, qui regroupent les équations fondamentales de la dynamique. Ces équations permettent une bonne approximation du mouvement des fluides, en se basant sur les principes de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie. Les variables prognostiques du modèle, à savoir la température, la salinité et les composantes tridimensionnelles de la vitesse, sont résolues par ces équations [Madec et al., 1998].

Les équations primitives regroupent un ensemble d'équations fondamentales de la dynamique des fluides. Elles comprennent l'équation de conservation de la masse (ou équation de continuité), l'équation d'état de l'eau de mer, les équations de conservation de la chaleur et de la salinité, et les équations de conservation de la quantité de mouvement.

- L'équation de continuité est définie comme la conservation de la masse volumique ρ :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v}) = 0$$

- L'équation d'état de l'eau de mer indique que la masse volumique de l'eau de mer dépend de la température T , de la salinité S et de la pression p :

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

1. Nucleus for European Modelling of the Ocean
2. Océan PAralléliisé
3. Louvain-la-Neuve sea Ice Model
4. Tracers in Ocean Paradigm
5. Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies

- Les équations de conservation de la température et de la salinité se traduisent par le transport de la température et de la salinité :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (T\vec{U}) + D^T + F^T$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (S\vec{U}) + D^S + F^S$$

où D et F se réfèrent respectivement aux termes de paramétrisation des processus sous-mailles, et aux termes de forçage à la surface pour la température et la salinité.

- La conservation de la quantité de mouvement dans un référentiel en rotation est définie selon les équations de Navier-Stokes :

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} = \frac{1}{\rho}\vec{\nabla}P + \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times \vec{U} + D^U \quad (2.1)$$

où \vec{U} est le vecteur vitesse tel que $\vec{U} = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}$, ρ la densité, l'opérateur $\vec{\nabla}$ exprime le gradient ($\vec{\nabla} = \frac{\partial}{\partial x}\vec{i} + \frac{\partial}{\partial y}\vec{j} + \frac{\partial}{\partial z}\vec{k}$) avec $(\vec{i}, \vec{j}, \vec{k})$ l'ensemble des vecteurs unitaires orthogonaux tel que \vec{k} est orienté verticalement vers le haut, et (\vec{i}, \vec{j}) sont tangents aux surfaces géopotentielles. P est la pression, \vec{g} désigne l'accélération gravitationnelle, la force de Coriolis est définie comme $f = 2\vec{\Omega} \times \vec{U}$ avec Ω le vecteur de rotation de la Terre. D^U désigne la paramétrisation de la physique de petite échelle (soit, inférieure ou égale aux mailles de la grille du modèle).

Pour résoudre ces équations, il est nécessaire d'utiliser des approximations et des hypothèses simplificatrices. NEMO est basé sur les suivantes :

- Approximation de sphéricité de la Terre : Les surfaces géopotentielles de la Terre sont approximées par des sphères renvoyant à une gravité localement verticale, et indépendante de la latitude.
- Approximation Couche mince : Face au rayon de la Terre, la profondeur est négligeable.
- Hypothèse de fermeture de la turbulence : Les flux turbulents, représentés par des processus de taille inférieure ou égale à la résolution du modèle, sont exprimés par les caractéristiques de la grande échelle faute de pouvoir être résolus par le modèle.
- Approximation de Boussinesq : La variation de la densité est négligée en dehors des termes de flottabilité.
- Hypothèse Hydrostatique : Il est supposé que l'océan est à l'équilibre hydrostatique, c'est à dire qu'il existe un équilibre parfait entre la force de pression et la force gravitationnelle selon l'équation :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

En conséquence les processus convectifs doivent être paramétrés.

- Hypothèse d'incompressibilité : La divergence du champ de vitesse est nulle en considérant l'approximation de Boussinesq et la conservation de la masse.
- Négligence des termes de Coriolis : Les termes de Coriolis qui varient avec le cosinus de la latitude sont négligés. Ces termes peuvent être non négligeables dans les zones où la fréquence de Brünt-Väisälä est faible, notamment dans les profondeurs de l'océan ou dans les mouvements sub-mésoéchelle de la couche de mélange, ainsi qu'à proximité de l'équateur.

À l'issu de ces simplifications, l'équation de Navier-Stokes (eq. 2.1) devient :

$$\frac{\partial U_h}{\partial t} = - \left[(\vec{\nabla} \times \vec{U}) \times \vec{U} + \frac{1}{2} \vec{\nabla} (\vec{U}^2) \right]_h - f \vec{k} \times U_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + D^U + F^U \quad (2.2)$$

où l'indice h désigne les vecteurs horizontaux tels que $U_h = u\vec{i} + v\vec{j}$, l'opérateur $\nabla \times$ exprime le rotationnel, ρ_0 est la densité de référence, et F^U le terme de forçage à la surface.

2.1.2 . Discrétisation et grille ORCA

Le système de modélisation NEMO utilise une grille tri-polaire de la famille ORCA, dont un pôle est situé au pôle sud, et deux sont situés au pôle nord . Cette grille est basée sur une grille Mercator aux espacements zonaux et méridiens égaux. Afin de prendre en compte la convergence des méridiens aux pôles, la grille ORCA introduit des ellipses à partir du méridien 20°N (Fig. 2.1.a). Les foyers des ellipses sont situés dans l'hémisphère Nord sous les continents, et constituent les pôles de la grille. Le choix des foyers permet de garder un rapport d'anisotropie ($e1t/e2t$; cf. Fig. 2.1.2) proche de 1 dans l'océan, ainsi que des facteurs d'échelle petits aux niveaux des pôles. Les normales aux ellipses sont calculées selon la méthode de Madec and Imbard [1996] de façon à construire les parallèles. Cette grille permet de garder une continuité sur l'ensemble de la surface terrestre [Madec et al., 2022].

Pour favoriser le calcul numérique, les cellules de la grille ORCA sont décalées suivant la grille C d'Arakawa [Mesinger and Arakawa, 1976]. La disposition des variables est identique dans toutes les directions. Elle se compose de cellules centrées sur des points T, où se situent les champs conservatifs (e.g. la température, la salinité, les traceurs biogéochimiques) et où les points vectoriels (u, v, w) sont positionnés au centre de chaque face des cellules [Madec et al., 2022]. Aux angles de chaque cellule sont situées les vorticités relative et planétaire, ζ et f . La fonction de flux barotrope ψ est définie aux points horizontaux recouvrant les points ζ et f (Fig. 2.1) [Madec et al., 2022]. Sur le plan vertical, ORCA est construite en une succession de niveaux verticaux aux dimensions variables selon des coordonnées z . Les niveaux sont répartis de façon à obtenir une résolution fine en surface, de manière à représenter les processus de petite à moyenne échelle. L'échelle des processus étant plus grande en profondeur, la résolution diminue avec la profondeur. En surface, l'épaisseur de la première couche fluctue en fonction du niveau de la mer. Le dernier niveau varie quant à lui, en fonction de la bathymétrie, qui est généralement construite par interpolation d'un produit de bathymétrie. Malgré la prise en compte de cette variabilité, la colonne d'eau ne peut dépasser 6000 m de profondeur [Madec et al., 2022].

L'indexation qu'offre la grille de type C simplifie la résolution numérique des équations qui suit des schéma d'intégration numérique. Dans les modèles NEMO, le temps est discrétisé suivant un schéma avant d'Euler ($x_1 = x_0 + \Delta t$) à l'initiation [Madec et al., 2022], puis un schéma centré Leap-Frog modifié par l'application d'un filtre d'Asselin [Mesinger and Arakawa, 1976] pour l'ensemble des termes à l'exception des termes de diffusion [Madec et al., 2022]. Le filtre d'Asselin permet d'assurer la conservation locale et globale des traceurs [Madec et al., 2022]. Les termes diffusifs sont intégrés suivant un schéma avant décentré, ou un schéma arrière. L'advection des traceurs actifs (OPA) et passifs (PISCES) suit un schéma TVD (Total Variance Dissipation) centré d'ordre deux.

2.1.3 . LIM3 : Modèle de glace de mer

Les propriétés radiatives, thermiques, et mécaniques de la glace de mer obstruent les échanges de chaleur, de masse, et de mouvement entre l'océan et l'atmosphère [Fichefet and Maqueda, 1997]. Afin de pallier à cet obstacle, OPA a été couplé avec le modèle de glace de mer LIM. LIM est un modèle initialement développé par Fichefet and Maqueda [1997] pour les versions LIM et LIM2, puis amélioré par Vancoppenolle et al. [2009] avec LIM3.

Initialement, les premières versions de LIM ont assimilé la dynamique de la glace de mer à celle d'un élément

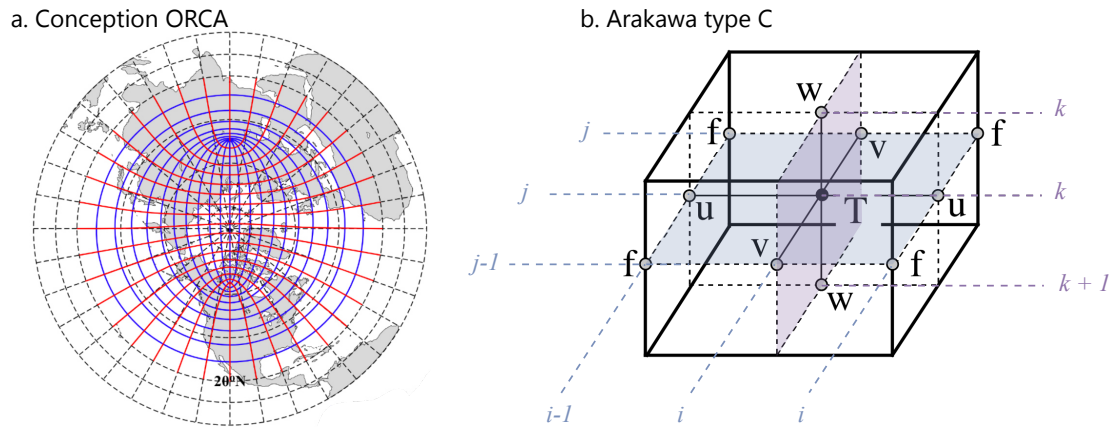


FIGURE 2.1 – **Conception de la grille ORCA** (a). Conception de la grille ORCA025 d’après Madec et al. [2022]. Les pointillés noirs représentent la grille Mercator. En bleu, à partir de 20°N sont construites les ellipses formant l’axe i , dont les foyers sont situés sous les continents eurasiens et nord-américains. Les normales aux ellipses sont construites selon les lignes rouges, et constituent l’axe j . (b). Détails de la grille de type C d’Arakawa modifiée d’après Madec et al. [2022]. Au point T sont regroupées les variables conservatives (Température, salinité, nutriments), les points u , v et w indiquent la position des composantes vectorielles, et le point f est assimilé à la vorticité.

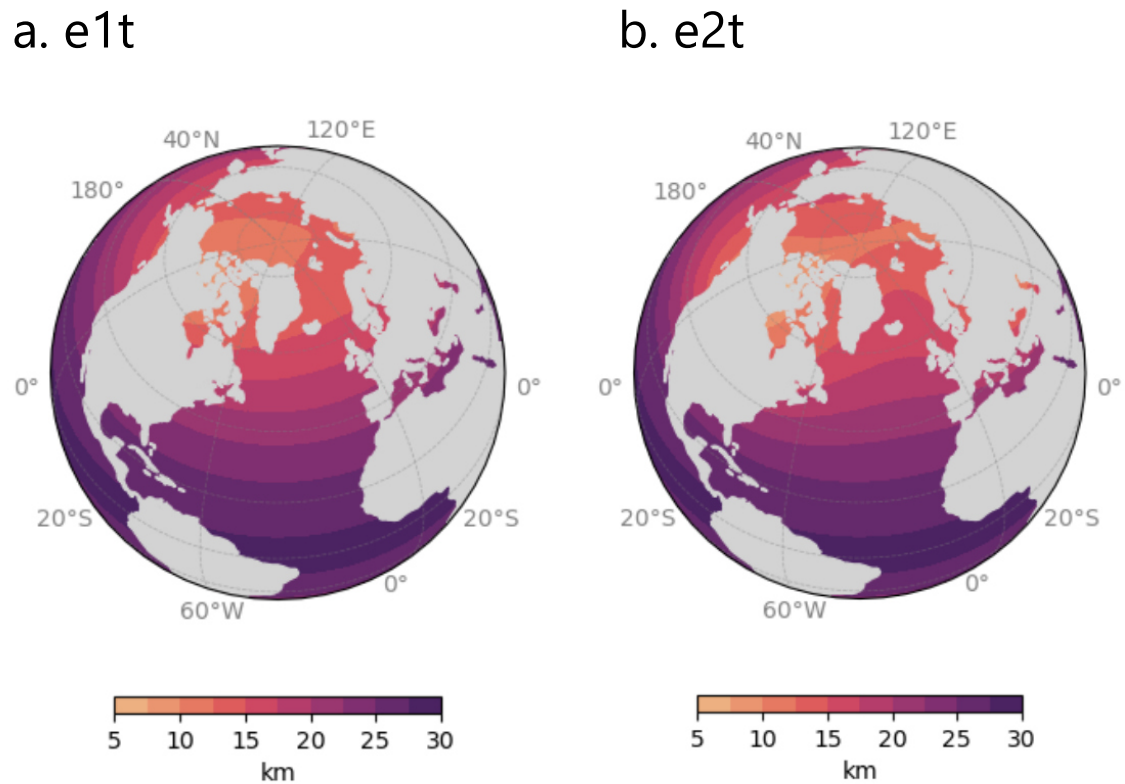


FIGURE 2.2 – **Résolution méridienne et zonale de la grille ORCA025**. (a). Distribution du facteur d’échelle $e1t$, qui correspond   la distance entre deux indices \vec{i} . (b). Idem pour $e2t$, la distance entre deux indices \vec{j} .

visqueux-plastique bidimensionnel. LIM prend en compte la capacité thermique du système neige-glace, les effets de la distribution à petite échelle (sous-maille) de la neige et d'épaisseur de glace sur la thermodynamique de la glace de mer, le stockage de la chaleur latente dans la poche de saumure emprisonnée dans la glace, et la formation de la glace en cas de charge de neige excessive. Elle permet également la présence de chenaux et de polynies à l'intérieur de la couverture de glace [Fichefet and Maqueda, 1997]. LIM3 propose une amélioration des modèles précédents car il était suspecté d'induire des biais. Les améliorations principales sont la mise en place d'une rhéologie visqueuse, plastique et élastique à la grille de type-C, plusieurs catégories d'épaisseur de glace et une dynamique thermohaline de la glace sur plusieurs couches [Vancoppenolle et al., 2009]. Les sorties de ce modèle ne sont pas utilisées dans cette thèse.

2.1.4 . PISCES : Modèle de biogéochimie

PISCES est un modèle de biogéochimie marine qui simule les cycles des macro-nutriments (N, P et Si), du fer, du carbone et de l'oxygène. Pour limiter le coût des calculs, PISCES repose sur deux approximations : (i) la croissance du phytoplancton est directement limitée par la disponibilité externe des nutriments, et (ii) le rapport C:N:P:O est constant [Aumont et al., 2015]. Les rapports C:N:P et O:C sont respectivement égaux à 122:16:1 [Takahashi et al., 1985] et 1.34 [Körtzinger et al., 2001]. Ainsi, PISCES associe une approche Monod [Monod, 1943], c'est-à-dire qu'il se base sur un rapport de Redfield constant, et une approche quota [McCarthy, 1981, Droop, 1983] car il calcule les rapports Fe:C, Si:C, Chl:C et CaCO₃:C de manière prévisionnelle. Les rapports sont calculés en fonction des concentrations externes en nutriments limitants, et de la lumière [Aumont et al., 2015].

Le modèle PISCES est un modèle qui simule 24 variables pronostiques interagissant entre elles selon le schéma présenté en figure 2.3. Ces variables sont regroupées dans trois compartiments principaux qui comprennent les nutriments, les compartiments vivants, et les compartiments non-vivants. L'ensemble de ces compartiments est décrit dans Aumont et al. [2015].

Parmi les éléments qui constituent les nutriments, seul l'azote (i.e., le nitrate NO₃ et l'ammonium NH₄), le phosphore (i.e., le phosphate PO₄), la silice (i.e., la silice dissoute DSi) et le Fer (Fe) sont prédits par le modèle. À noter que comme P et N sont reliés par un rapport constant, les variabilités du PO₄ et celles des NO₃+NH₄ sont identiques.

Parmi les composants vivants, deux groupes de phytoplanctons et deux groupes de zooplanctons sont simulés. Le phytoplancton et le zooplancton sont catégorisés selon deux catégories de tailles. On trouve les nanophytoplanctons et les diatomées pour le phytoplancton, et le microzooplancton et le mésozooplancton pour le zooplancton. Les variables pronostiques du phytoplancton comprennent la biomasse totale (i.e., le carbone organique), le fer, la chlorophylle, et la silice. Le modèle distingue les diatomées des nanophytoplanctons par leur besoin en silice, leurs exigences plus élevées en fer, et des constantes de demi-saturation plus élevées en raison de leur taille moyenne plus grande [Aumont et al., 2015]. Pour le zooplancton, la seule variable pronostique est la biomasse totale. En outre, le rapport Fe:C est constant pour le zooplancton, et le modèle ne prend pas en compte ceux qui nécessitent de la silice. Il est à noter que le réservoir des bactéries n'est pas calculé de manière explicite dans le modèle.

En addition, PISCES considère trois compartiments non vivants (en marron, Fig. 2.3). Ces compartiments sont constitués de la matière organique dissoute (DOM), des petites et des grandes particules qui chutent dans la colonne d'eau. Pour les particules, le fer, la silice et la calcite (CaCO₃) sont explicitement calculés par le modèle (les rapports CaCO₃:C, Fe:C, Si:C ne sont donc pas constants). La vitesse de chute des particules n'est pas modifiée par leur teneur en calcite et en silice biogénique (BSi). De ce fait, les petites particules sont supposées couler à la même vitesse que les grosses particules. L'agrégation de ces variables sous l'effet de la turbulence est aussi prise en compte.

Enfin, à cela s'ajoute le Carbone Inorganique Dissous (DIC) et l'oxygène dissous qui sont les seules variables en relation avec l'atmosphère, et l'alkalinité qui participe au système des carbonates.

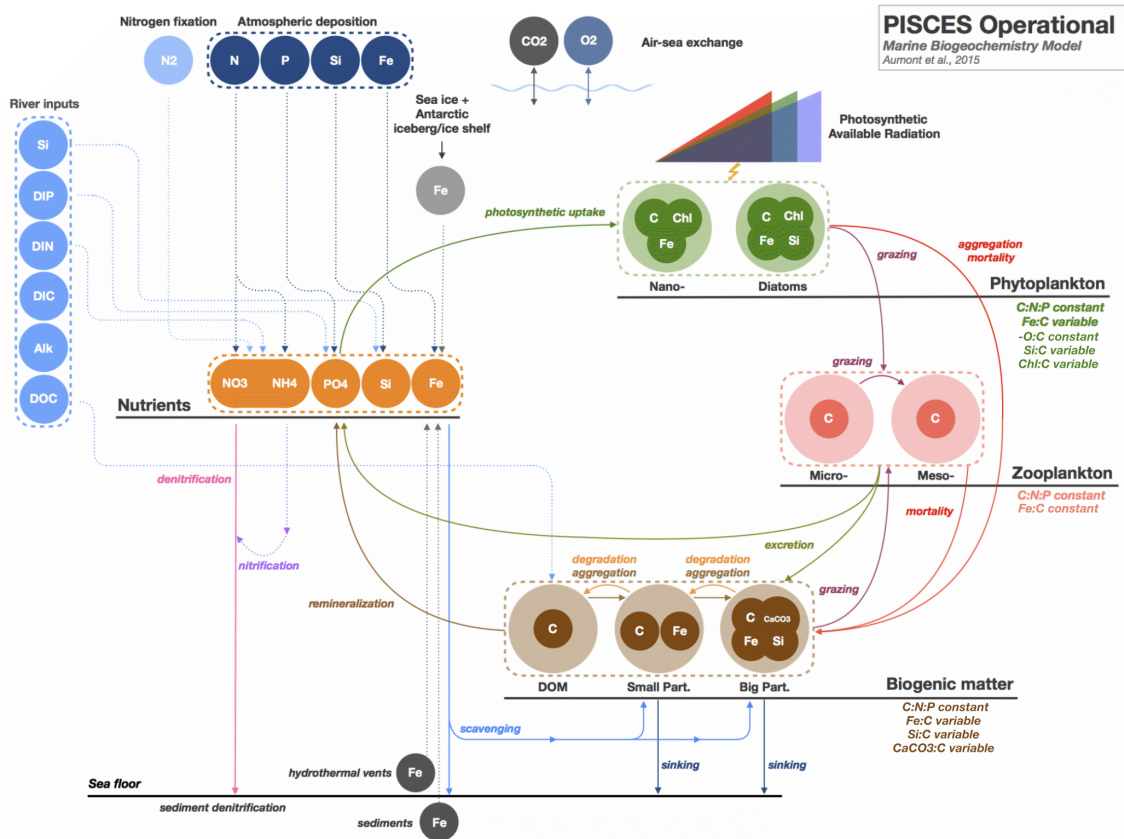


FIGURE 2.3 – Représentation schématique de la version standard de PISCES-v2 décrivant les interactions entre compartiments d’après Aumont et al. [2015]. Source : www.pisces-community.org. DIP : Phosphore Inorganique Dissous; DIN : Azote Inorganique Dissous; DIC : Carbone Inorganique Dissous; Alk : Alcalinité; DOC : Carbone Organique Dissous.

Descriptions de la biomasse du phytoplancton et des concentrations en NO₃, PO₄ et DSI

L’évolution des variables pronostiques qui vient d’être décrite se traduit dans le modèle par la résolution d’équations qui correspondent à l’addition de termes sources et puits du traceurs considérés. Étant donné que cette thèse traite principalement des macro-nutriments que sont le NO₃, le PO₄ et la DSI, seules les équations directement associées à ces termes seront détaillées dans la suite de cette section. Néanmoins, la description complète du modèle peut être trouvée dans [Aumont et al., 2015].

Les trois nutriments étudiés sont limitants dans l’évolution des biomasses des phytoplanctons. La biomasse phytoplanctonique peut être décrite par un ensemble de cinq termes. Les biomasses de nanophytoplanctons (eq. 2.3) et de diatomées (eq. 2.4) augmentent à travers leur taux de croissance (premier terme), et diminuent suivant un taux de mortalité (deuxième terme), d’un taux d’agrégation (troisième terme) et de deux taux de prédation, l’un pour les micro-zooplanctons (quatrième terme) et l’autre pour les mésozooplanctons (cinquième terme).

$$\frac{\partial P_n}{\partial t} = (1 - \delta^{P_n})\mu^{P_n}P_n - m^{P_n}\frac{P_n}{K_m + P_n}P_n - sh \times \omega^{P_n}P_n^2 - g^Z(P_n)Z - g^M(P_n)M \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial P_d}{\partial t} = (1 - \delta^{P_d})\mu^{P_d}P_d - m^{P_d}\frac{P_d}{K_m + P_d}P_d - sh \times \omega^{P_d}P_d^2 - g^Z(P_d)Z - g^M(P_d)M \quad (2.4)$$

Les équations ci-dessus décrivent l'évolution de P_n , la biomasse des nanophytoplanctons, et de P_d , la biomasse de diatomées, avec Z la biomasse de microzooplanctons, et M celle des mésozooplanctons. Le taux d'agrégation ω est dépendant de la vitesse de cisaillement sh . Pour les diatomées, ce taux dépend en outre de la limitation par les nutriments. En effet, les collisions entre diatomées induisent une aggrégation plus efficace car elles sécrètent un mucus qui les rend adhésives. L'ensemble des paramètres restant est explicité dans le tableau 2.1.4. Le taux de croissance des phytoplanctons μ^P se traduit par l'équation (2.5) et tient directement compte de la lumière (i.e., longueur de la journée, et profondeur de la couche de mélange), de la température et de la disponibilité des nutriments.

$$\mu^P = \mu_P f_1(L_{day}) f_2(Z_{mixl}) (1 - \exp(-\frac{\alpha^P \theta^{Chl,P} PAR^P}{L_{day}(\mu_{ref} + b_{resp})})) L_{lim}^P \quad (2.5)$$

Dans l'équation (2.5), f_1 exprime la dépendance du taux de croissance à la longueur du jour (L_{day}), et f_2 représente la réduction du taux de croissance sous l'influence de la couche de mélange (Z_{mixl}). Lorsque la couche de mélange est supérieure à la couche euphotique, la croissance du phytoplancton est réduite. PAR, de l'anglais Photosynthetically Available Radiation, est le rayonnement photosynthétiquement actif qui correspond aux rayonnements utilisés pour la photosynthèse. L'atténuation du PAR en fonction de la profondeur est représentée par une simplification du modèle de [Morel, 1988]. L'ensemble des limitations par les nutriments sont regroupé sous le terme L_{lim}^P . μ_P correspond au taux de croissance maximale qui dépend de la température. Enfin, les termes de limitation dus aux nutriments sont regroupés sous le terme L_{lim}^P , qui comprend les termes suivants :

$$L_{po4}^P = \frac{PO4}{K_{po4}^P + PO4}$$

$$L_{no3}^P = \frac{K_{nh4}^P NO3}{K_{no3}^P K_{nh4}^P + K_{nh4}^P NO3 + K_{no3}^P NH4}$$

$$L_{nh4}^P = \frac{K_{no3}^P NH4}{K_{no3}^P K_{nh4}^P + K_{nh4}^P NO3 + K_{no3}^P NH4}$$

$$L_{fe}^P = \min(1, \max(0, \frac{\theta^{Fe,P} - \theta_{min}^{Fe,P}}{\theta_{opt}^{Fe,P}}))$$

$$L_{Si}^P = \frac{Si}{K_{Si}^P + Si}$$

Pour les nanophytoplanctons, L_{lim}^P est dépendant du phosphore, du nitrate, de l'ammonium et du fer (eq. 2.6). En outre, les diatomées sont dépendantes de la silice (eq. (2.7)).

$$L_{lim}^P = \min(L_{po4}^P, L_{fe}^P, L_{no3}^P + L_{nh4}^P) \quad (2.6)$$

$$L_{lim}^P = \min(L_{po4}^P, L_{fe}^P, L_{no3}^P + L_{nh4}^P, L_{Si}^P) \quad (2.7)$$

Comme il a été observé que la constante de demi-saturation (K_i^P) a tendance à augmenter en fonction de la taille du phytoplancton [Perry, 1976, Sommer, 1986, Donald et al., 1997], il a été décidé pour PISCES de ne pas les considérer constantes entre les différents compartiments. À la place, elles sont définies selon l'équation suivante :

$$K_i^P = K_i^{P,min} \frac{P1 + S_{rat}^P P2}{P1 + P2}$$

avec $K_i^{P,min}$ la constante de demi-saturation de la classe la plus petite, $P1 = \min(P, P_{max})$ et $P2 = \max(0, P - P_{max})$, où P_{max} est la valeur maximale du taux de croissance. De cette façon, K^P varie en fonction de la taille du phytoplancton. Pour la silice, la constante de demi-saturation est aussi dépendante de la concentration en silice. Ce qui engendre de grandes variations entre les régions du globe, de l'ordre de plusieurs dizaines de micromoles de Si par litre.

TABLE 2.1 – Paramètres des équations du modèle PISCES adapté de Aumont et al. [2015]

Paramètres	Unités	Descriptions
δ^P	-	Exsudation de DOC
m^P	jour ⁻¹	Taux de mortalité du phytoplancton
K_m	$\mu \text{ molC.L}^{-1}$	Constante de demi-saturation pour la mortalité
ω^P	jour ⁻¹ .molC ⁻¹	Mortalité quadratique minimale du phytoplancton
sh	s ⁻¹	Vitesse de cisaillement
g	jour ⁻¹	Taux de broutage maximum
μ_{ref}	jour ⁻¹	Taux de croissance de référence pour la limitation par la lumière
b_{resp}	jour ⁻¹	Taux de respiration basale
θ_{min}^{Chl}	mg Chl(mgC) ⁻¹	Rapport Chl:C minimum
θ_{max}^{Chl}	mg Chl(mgC) ⁻¹	Rapport Chl:C maximum
θ_{min}^{Fe}	$\mu\text{molFe}(\text{molC})^{-1}$	Rapport minimal Fe:C pour le phytoplancton
θ_{opt}^{Fe}	$\mu\text{molFe}(\text{molC})^{-1}$	Rapport optimal Fe:C pour le phytoplancton
S_{rat}	-	rapport de taille entre le classe de phytoplancton la plus grande et la plus petite

La biomasse du phytoplancton dont l'évolution dans le modèle vient d'être décrite correspond à des puits pour le calcul des concentrations en nutriments. Ainsi, les trois macro-nutriments étudiés dans cette thèse sont calculés selon les équations suivantes :

- Les NO₃ sont ajoutés au système par nitrification (*Nitrif*), i.e par conversion de l'ammonium en nitrate. Les termes puits du NO₃ sont alors ceux liés à la dénitrification (*Denit*, cinquième termes), à l'oxydation de l'ammonium NH₄ par les nitrates (quatrième terme), et à la croissance du phytoplancton (deuxième et troisième termes).

$$\frac{\partial \text{NO}_3}{\partial t} = \text{Nitrif} - \mu_{\text{NO}_3}^n P_n - \mu_{\text{NO}_3}^d P_d - R_{\text{NH}_4} \lambda_{\text{NH}_4} \Delta(\text{O}_2) \text{NH}_4 - R_{\text{NO}_3} \text{Denit}$$

avec R_{NH_4} et R_{NO_3} qui sont les rapports stoechiométrique N:C, λ_{NH_4} est le taux de nitrification. ΔO_2 représente la variabilité de l'oxygène variant entre des conditions oxiques (=0) et anoxiques (=1). Ce paramètre tient compte du fait que lorsque les conditions deviennent suboxiques, les nitrates sont consommés à la place de l'oxygène lors de la reminéralisation de la matière organique.

La fixation de l'azote intervient comme source dans l'équation de l'ammonium NH₄. Elle repose sur quatre hypothèses : (i) elle est restreinte aux eaux chaudes (> 20°C) et (ii) aux zones où l'azote est insuffisante pour maintenir la croissance du phytoplancton, (iii) elle requiert du fer et du phosphore, et (iv) elle a besoin de beaucoup de lumière.

- Pour le PO₄, deux des termes puits sont associés à la croissance du phytoplancton. Les trois premiers termes sont liés à la croissance des zooplanctons, notamment aux déchets qui leur sont associés, sources de phosphore. Enfin, le terme *Remin* fait référence à la reminéralisation oxique du DOC, tandis que *Denit*

fait référence à la reminéralisation anoxique.

$$\frac{\partial PO_4}{\partial t} = \gamma^Z(1 - e^Z - \sigma^Z) \sum_I g^Z(I)Z + \gamma^M(1 - e^M - \sigma^M) (\sum_I g^M(I) + \sum_I g_{FF}^M(I)) M + \gamma^M R_{up}^M + Remin + Denit - \mu^{P_n} P_n - \mu^{P_d} P_d$$

où I inclut les nanophytoplanctons, les diatomées et les particules organiques dissoutes (POC) pour le microzooplancton (i.e., Z), et il inclut les nanophytoplanctons, les diatomées, les POC et le microzooplancton pour le mesozooplancton (i.e., M). γ^I représente l'excrétion de DOM par le zooplancton, et e^I est l'efficacité de la croissance du zooplancton.

- La Si (ou DSi) est le produit de la dissolution de la silice particulaire (PSi; premier terme). La dissolution de la PSi dépend de la température et de la saturation en acide silicique. Le puits de silice est uniquement liée à la croissance des diatomées.

$$\frac{\partial Si}{\partial t} = \lambda_{PSi}^* Diss_{Si} PSi - \theta_{opt}^{P_d, Si} (1 - \delta^{P_d}) \mu^{P_d} P_d$$

avec $\theta_{opt}^{P_d, Si}$ est le rapport stoechiométrique optimal entre Si et C.

Apports externes de nutriments

En additions aux sources internes du modèle, des sources externes approvisionnent l'océan en nutriments. Ces sources sont au nombre de cinq et sont ajoutées aux frontières du modèle. Parmi ces sources se trouvent les dépôts de poussière atmosphériques, les rivières, la glace de mer, les sédiments, et les sources hydrothermales. Les données des apports externes spécifiques au modèle utilisé sont listées dans le tableau 2.2.

Les dépôts atmosphériques apportent du fer, de la silice, du phosphore et de l'azote à l'océan. Cette source externe repose sur l'hypothèse forte que la glace de mer ne dérange pas l'afflux de nutriments vers l'océan, et que les poussières atmosphériques ne sont pas transportées par les courants. La silice et le phosphore ainsi issus sont restreints à la première couche de profondeur, avant d'être en partie dissous dans le cas du phosphore, ou de couler à une vitesse constante. L'azote est inclus séparément des autres nutriments, et est supposé se dissoudre directement.

Les rivières apportent des éléments inorganiques dissous (DIN, DIP, DIC), des éléments organiques (DON, DOP, DOC), de la silice, et de l'alcalinité. Les éléments cités sont ajoutés via un ensemble de données d'observation ou sorties du modèle GEM (Tableau 2.2). Ils sont injectés sur la grille du modèle après colocalisation des zones où l'écoulement des rivières a lieu. Une quantité de fer est aussi ajoutée proportionnellement à la quantité de DIC apportée par les rivières, en considérant le rapport Fe:DIC constant.

En plus des nutriments générés par l'atmosphère et les rivières, PISCES considère les sources fer issues des sédiments, de l'hydrothermalisme et de la glace de mer. Je ne détaillerai pas ce sujet car le fer n'a pas été utilisé dans ma thèse, mais la manière dont PISCES les prend en compte est détaillée dans [Aumont et al. \[2015\]](#).

Au fond de l'océan, des échanges entre les sédiments et l'océan ont lieu, notamment pour la silice, le POC et la calcite. Dans PISCES, la silice biogénique est enfouie temporairement dans les sédiments de façon à compenser les apports externes provenant de la poussière atmosphérique et des rivières. Une partie de cette silice enterrée finit par retourner dans la colonne d'eau sous forme dissoute. À travers l'enfouissement de POC, une partie de l'azote est enfouie sous forme de nitrate, puis relâchée dans le fond de l'océan sous forme d'ammonium après dénitrification.

TABLE 2.2 – Liste des apports externes à PISCES adaptée de Aumont et al. [2015]

	Nutriments	Sources	Références
Dépôts atmosphériques	Fe, Si, P	LMDZOR-INCA chemistry model	Boucher et al. [2020], Lurton et al. [2020]
Dépôts atmosphériques	N	NCAR	https://esgf-node.llnl.gov/projects/input4mips/
Apports des rivières	DIN, DIP, DON, DOP, DOC, DSi	GLOBAL NEWS2 data set	Mayorga et al. [2010]
Apports des rivières	DIC, alk	Global Erosion Model (GEM)	Ludwig et al. [1996]

2.2 . Particularités de la simulation utilisée

Dans le cadre de cette thèse, le modèle couplé NEMO-PISCES a été discrétisé sur une grille étendue au quart de degré (eORCA025), et forcé par l'ensemble de données de forçage de DRAKKAR DFS5.2⁶. La configuration a été mise en place par Christian Éthé, et la simulation a été effectuée par Elena Alekseenko et Christian Éthé dans le cadre du projet ANR SOBUMS⁷.

Dans la simulation utilisée, la $p\text{CO}_2$ est définie constante afin de reproduire le cycle naturel du carbone. La $p\text{CO}_2$ est fixé à la valeur pré-industrielle de 284.32 ppm. La simulation a démarré avec un océan au repos, c'est-à-dire avec une vitesse de courant nulle. Afin de rendre le modèle réaliste dès son initialisation, les propriétés thermodynamiques (e.g. la température et la salinité) et biogéochimiques (e.g. les traceurs) de l'océan ont été initialisées à partir de données d'observations ou de sorties de modèle listées dans tableau 2.3.

TABLE 2.3 – Liste des caractéristiques de l'initialisation du modèle.

Éléments	Sources	Références
T, S	World Ocean Atlas 2013	Locarnini et al. [2013]
N, P, Si, O	World Ocean Atlas 2009	Garcia et al. [2009]
Fe, DOC	PISCES	Aumont et al. [2015]
Alcalinité	GLODAP v2	Olsen et al. [2016]
DIC	DIC pré-industrielle GLODAP	Lauvset et al. [2016]

La grille du modèle utilisée, construite de manière similaire à la grille ORCA, présente la meilleure résolution aux hautes latitudes avec une résolution allant de 7.5 à 20 km au-delà de 40°N dans l'Atlantique (Fig. 2.1.2.a-b.). Le rapport d'anisotropie indique une déformation de la grille s'étendant en cône de la limite nord de l'Atlantique à presque 40°N. Cette grille est composée de 75 niveaux verticaux, avec une résolution croissante depuis la surface jusqu'au fond. La résolution est inférieure à 5 m jusqu'à 30 m de profondeur, avec une résolution de l'ordre du mètre en surface. La résolution est inférieure à 20 m jusqu'à 200 m de profondeur, puis inférieure à 100 m de 200 à 1000 m, atteignant une résolution de 200 m au-delà de 5000 m de profondeur. La grille a été étendue vers le sud afin de mieux représenter la circulation sous les plates-formes de glace en Antarctique. La résolution d'ORCA025 est considérée comme "eddy-permitting", c'est-à-dire qu'elle permet la résolution par-

6. Drakkar Forcing Set 5.2

7. Southern Ocean Biogeochemistry Under Multiple Stressors (2017-2020). <http://sobums.lsce.ipsl.fr>

tielle de la variabilité tourbillonnaire. Les effets des tourbillons sont alors paramétrés selon la paramétrisation de Gent-McWilliams [Gent and McWilliams, 1990].

2.2.1 . DRAKKAR Forcing Set

DRAKKAR est un consortium qui a pour objectif de développer des modèles NEMO réalistes à travers des grilles de résolution permettant ou résolvant l'activité tourbillonnaire [Barnier et al., 2007]. Le groupe DRAKKAR développe des ensembles de données de forçages (appelés DRAKKAR Forcing Sets, abrégé en DFS) pour des simulations forcées océan-atmosphère (i.e., sans couplage) en se basant sur des combinaisons d'analyses et de réanalyses du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme⁸ et de données observées. Le modèle utilisé dans cette thèse est forcé par le DFS5.2 destiné à alimenter les simulations rétrospectives de l'océan de 1958 à 2015. La description complète du DFS5 peut être trouvée dans Dussin et al. [2016]. Cet ensemble de données permet de résoudre les flux de chaleur, d'eau douce et de quantité de mouvement à travers l'interface air-mer, en donnant : les composantes zonales et méridionales du vent à 10m, l'humidité de l'air à 2 m, la température de l'air à 2 m, les rayonnements à ondes courtes et longues descendant à la surface de la mer, et les précipitations totales (pluie et neige). Le DFS5.2 utilise la réanalyse ERA40 pour forcer le modèle de 1958 à 1978, et la réanalyse ERA-interim pour la période restante (1979 à 2015). ERA-interim a été favorisée pour sa résolution spatiale (~ 0.7°) et sa résolution temporelle (3 heures à journalière) permet de résoudre le cycle diurne [Dussin et al., 2016]. Le DFS5.2 suit les résolutions de trois heures d'ERAi pour le vent, la température de l'air et l'humidité, et journalière pour les radiations et les précipitations.

2.2.2 . Diagnostiques en ligne

Cette simulation a pour particularité de procéder aux diagnostics de subduction des nutriments à la base de la couche de mélange au pas de temps du modèle (i.e., 900 secondes). Ces diagnostics permettent d'évaluer les flux verticaux de nutriments à travers la base de la couche de mélange qui varie dans le temps. La méthode de Karleskind et al. [2011] a été appliquée pour les concentrations de NO₃, PO₄ et DSi afin de calculer leur taux de subduction. Le taux de subduction *Sub* d'un volume d'eau transféré à travers la base de la couche de mélange et intégré dans le temps *t* est alors défini selon l'équation (2.8).

$$Sub = \int_t (-w_h - u_h^{\vec{}} \cdot \nabla_h^{\vec{}} - \frac{\partial h}{\partial t}) dt \quad (2.8)$$

où *h* désigne la MLD, *w_h* est la contribution de l'advection verticale, $-u_h^{\vec{}} \cdot \nabla_h^{\vec{}}$ est la contribution de l'advection horizontale, et $\frac{\partial h}{\partial t}$ est la contribution de la variation de la profondeur de la couche de mélange. La subduction est, par la suite, distinguée de l'obduction de sorte que les flux positifs font référence à un flux de la subsurface dirigé vers la couche de mélange, couche à partir de laquelle ces flux peuvent être utilisés par le phytoplanton. Ainsi, le taux d'obduction *Obd* est l'opposé du taux de subduction *Sub* :

$$Obd = -Sub$$

Il y a donc subduction lorsque *Obd* est négatif et obduction lorsque *Obd* est positif. Le taux d'obduction d'un nutriment *Obd* est défini comme la concentration du nutriment (*C_h*) transférée à travers la base de la couche mélangée dans le volume d'eau défini par l'équation (2.8). Les flux verticaux de nutriments du modèle ont été calculés selon l'approche de Levy et al. [2013] et Bopp et al. [2013] :

$$Obd_{C_h} = - \int_t (-w_h \cdot C_h - (u_h^{\vec{}} \cdot \nabla_h^{\vec{}}) \cdot C_h - \frac{\partial h}{\partial t} \cdot C_h + (k_z \frac{\partial C}{\partial z}) + S_{eddies}) dt \quad (2.9)$$

8. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)

où $k_z \frac{\partial C}{\partial z}$ est la contribution de la diffusion verticale avec k_z le coefficient de diffusion verticale à la base de la couche de mélange, dont la valeur minimale est de $10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. S_{eddies} est la contribution du mélange tourbillonnaire. Le modèle utilise la paramétrisation Gent-McWilliams pour résoudre les tourbillons de mésoéchelle et l'instabilité barocline [Gent and McWilliams, 1990]. Cette paramétrisation se traduit par un terme de diffusion (latéral) et un terme d'advection induits par les tourbillons [Madec et al., 2022]. Cette équation traduit la capacité des nutriments à pénétrer dans la couche de mélange à travers plusieurs processus. Ils peuvent être entraînés dans la couche de mélange ou détrainés en subsurface lors de variations de la profondeur de la couche de mélange. L'entraînement est associé à un approfondissement de la couche de mélange tandis que le détrainement est attribué à son amincissement. Les nutriments peuvent aussi être transmis par diffusion ou advection verticalement, ou horizontalement en traversant la base de la couche de mélange (Fig. 2.2.2).

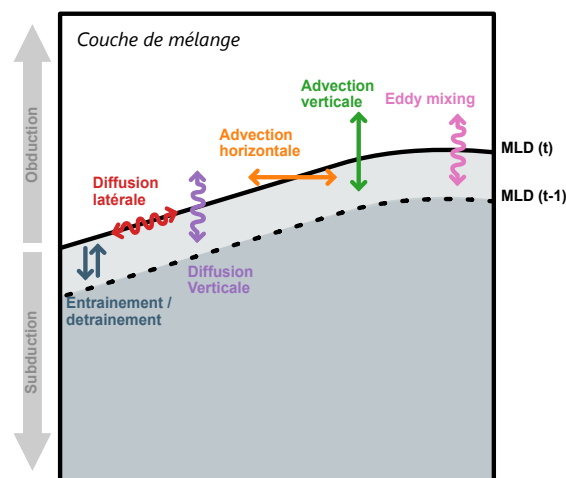


FIGURE 2.4 – **Représentation schématique de l'ensemble des flux verticaux représentés dans le modèle, modifié d'après Levy et al. [2013].** L'obduction correspond à l'ensemble des flux dirigés vers la couche de mélange, et réciproquement, la subduction correspond à l'ensemble des flux dirigés vers la couche inférieure. La MLD au temps t (i.e., base de la couche de mélange) est représentée par la ligne continue noire, et celle du pas de temps précédent est en pointillés. L'entraînement correspond à un flux vers le haut, et le détrainement en un flux vers le bas.

2.3 . Données et produits issus d'observations *in situ*

Une évaluation du modèle est présentée dans le chapitre 3. Pour cette évaluation, les sorties du modèle sont comparées à des données d'observations ou issues d'observations. Le tableau 2.4 donne les principales caractéristiques de ces données.

Les données de température et de salinité des campagnes KNORR (à travers le détroit de Davis) et OVIDE ont été mesurées à l'aide de CTD (Conductivity Temperature Depth). Elles permettent de mesurer la conductivité à partir de laquelle est déduite la salinité, la température et la pression dont est déduit la profondeur. Les concentrations en nutriments sont calculées à partir d'échantillons d'eau prélevés à différents niveaux de profondeur à partir de bouteilles Niskin. Les mesures de MLD transmises par Raimondi et al. [2021] sont issues de la combinaison de mesures par CTD et par bouées ARGO (permettant de mesurer la température, la salinité et la vitesse) réalisées par Yashayaev and Loder [2016]. La MLD est définie comme la profondeur à partir de laquelle une différence de densité de $0.01 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ avec la surface est trouvée. Enfin, les transports d'eau à travers la section OVIDE ont été calculés à partir d'un modèle inverse par [Daniault et al., 2016] qui nous les ont transmis personnellement. Les

transports de nutriments à travers la section OVIDE ont été calculés à partir du transport d'eau et des concentrations en nutriments. Ces données nous ont été directement transmises par [Fontela et al. \[2019\]](#).

Pour la comparaison entre les sorties du modèle et l'ensemble de données du WOA18, il a été choisi de regriller les champs du modèle sur la grille du WOA. Le long des sections hydrographique, il a été préféré de comparer les points des observations aux points les plus proches de la grille du modèle. Pour les transports, les concentrations et les propriétés de l'eau, les champs du modèle essaient de se rapprocher le plus possible des conditions (i.e. mois de l'année, position de la section) dans lesquelles les observations ont été mesurées/calculées.

TABLE 2.4 – **Descriptions des données issues d'observations.** (*) fait référence au critère de calcul de la MLD basé sur une différence de densité par rapport à la surface de 0.01 kg/m³.

Sec- tion/Cam- pagne	Position	Variables	Mois	Années	N° Projet	Références	Sources
KNORR	Détroit de Davis	Température, salinité, DSi, NO ₃	Mai à Juillet	2004	316N20040922	Lee et al.	https://cchdo.ucsd.edu/cruise/316N20040922/
AR7W	Mer du Labrador	MLD*	Mai à Juillet	1980-2017		Yashayaev and Loder [2016], Raimondi et al. [2021]	Transmis personnellement
AR7W	Mer du Labrador	Température, salinité, concentration en nutriment	Mai à Juillet	1980-2017	18HU19920527, 18HU19930617, 18HU19940524**	Yashayaev [2007], Yashayaev and Loder [2016]	https://cchdo.ucsd.edu
	Atlantique Nord Subpolaire	Température, salinité, DSi, NO ₃ , PO ₄ et MLD*		1981-2010 mean	World Ocean Atlas 2018 (WOA2018) data set	Boyer et al. [2018]	https://www.noaa.gov/
OVIDE	Est du GSP	Température, salinité, concentration en nutriment, transport de volume et de nutriments	Mai à Juin	Tout les deux ans de 2002 à 2014	35TH20020610, 35TH20040604, 06MM20060523, 35TH20080610, 29AH20120622, 35TH20100610	Daniault et al. [2016] et Fontela et al. [2019]	https://cchdo.ucsd.edu, transports d'eau et de nutriments transmis personnellement

**18HU19960512, 18HU19970509, 18HU19980622, 18HU19990627, 18HU20000520, 18HU20010530, 18HU20020623, 18HU20030601, 18HU20040515, 18HU20050526, 18HU20060524, 18HU20080520, 18HU20090517, 18HU20100513, 18HU20110506, 18HU20130507

3 - Évaluation des sorties du modèle

L'objectif de ce chapitre est d'évaluer les sorties du modèle, de façon à déterminer la pertinence de nos résultats en mettant en évidence les atouts et les limites du modèle. Pour cela, une description successive des champs relatifs aux propriétés de l'eau (température, salinité), aux concentrations en macro-nutriments (NO₃, PO₄, DSi) et à la dynamique du bassin (profondeur de la couche de mélange et transport) est réalisée. Elle est suivie d'une comparaison avec des données et produits issus d'observations.

Deux catégories de données sont utilisées : (i) les observations *in situ*, et (ii) un ensemble de données d'observations *in situ* interpolées sur une grille régulière. Dans ce chapitre, l'évaluation est ciblée sur la région de l'Atlantique Nord Subpolaire (47°-65°N, 0-60°O) appuyée par l'ensemble de données du World Ocean Atlas, et par des observations *in-situ* réalisées le long de sections hydrographiques répétées (Fig. 3.1) en mer du Labrador (section AR7W), et à l'Est du GSP (section OVIDE). L'ensemble de données WOA18 utilisé offre une résolution de l'ordre du degré pour la température, la salinité et la MLD, et une résolution de l'ordre du quart de degré pour les concentrations en nutriments. En addition, deux autres sections sont utilisées pour évaluer le transport de volume d'eau et de nutriments (Fig. 3.1; Davis Strait et OSNAP). L'ensemble des données utilisées sont listées dans le tableau 2.4 du chapitre 2.

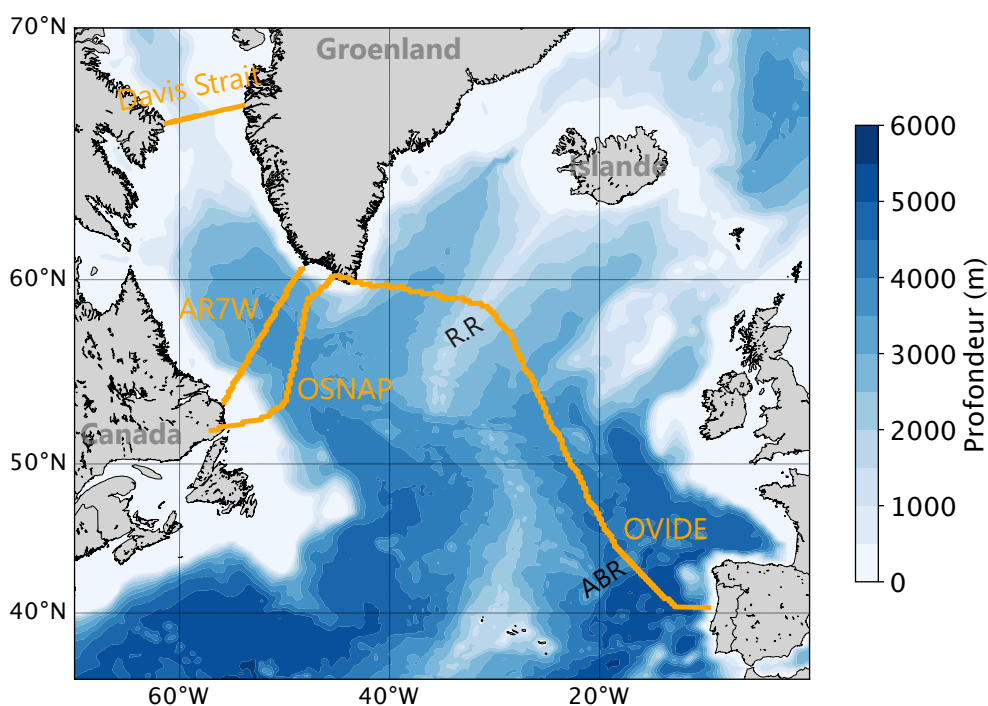


FIGURE 3.1 – **Positions des sections hydrographiques dans le modèle.** Les sections représentées constituent l'ensemble des sections sur lesquelles est évalué le modèle. Les propriétés de l'eau et les concentrations en nutriments sont évaluées à travers les sections OVIDE et AR7W. Les transports à travers la section traversant le détroit de Davis, OSNAP et OVIDE. R.R. précise la position de la dorsale de Reykjanes (en anglais, Reykjanes Ridge) et ABR désigne Azores-Biscay Rise.

3.1 . Sélection de la période d'analyse

La simulation a démarré en 1958 à partir d'un océan au repos. La figure 3.2 présente l'évolution temporelle du volume d'eau intégré entre OSNAP et la limite nord de la mer du Labrador, entre 0 et 450 m, ce qui correspond à la région d'étude du chapitre 4. Le volume d'eau prend en compte les variations saisonnières du niveau de la mer en surface. Elle met alors en évidence une période d'ajustement rapide au cours des premières années, suivie d'un déclin progressif pour atteindre un état quasi stable à partir de 1980 avec un cycle saisonnier clair et une certaine variabilité à basse fréquence. Cette thèse se concentrera sur la période durant laquelle le volume se stabilise, soit de 1980 à 2015.

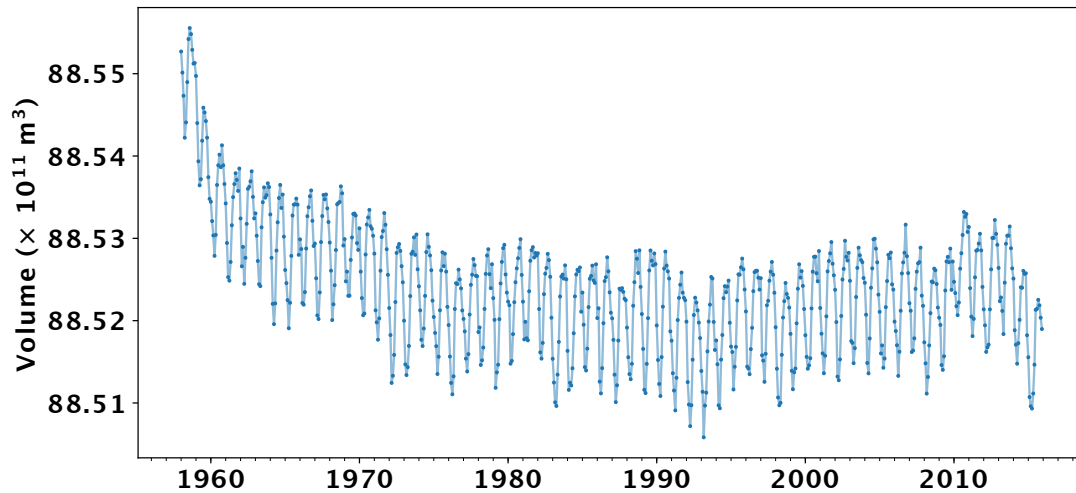


FIGURE 3.2 – **Volume d'eau moyen par mois intégré sur les 450 premiers mètres entre OSNAP et la limite Nord de la mer du Labrador.**

3.2 . Température et salinité

3.2.1 . Propriétés à la surface de l'eau

Les moyennes annuelles simulées de l'océan de surface entre 1981 et 2010 (température et salinité pratique) de l'Atlantique Nord Subpolaire sont comparées dans la figure 3.3 aux champs du jeu de données WOA18 correspondant. Les panneaux (a.) et (d.) montrent un gradient positif de température de $+0,4^{\circ}\text{C}$ par 100 km (p -value < 0.01), et de salinité de $+0,03$ PSU par 100 km (p -value < 0.01) entre la mer du Labrador (à -52°E et 58°N) et la partie sud-est de la région (proche du Golfe de Gascogne à -10°E et 45°N). Cette distribution reflète le contraste qui règne entre les masses d'eau subtropicales chaudes et salées, et celles plus froides et plus douces de l'Arctique. En comparaison avec les données, le modèle est en moyenne plus froid de $(-2,98 \pm 1,77)^{\circ}\text{C}$, et moins salé de $(-0,77 \pm 0,46)$ PSU au sud du GSP (i.e., entre 30 et 45°O et 40 et 50°N). Cette différence de température n'est pas aussi importante qu'elle n'y paraît, puisqu'elle est équivalente à l'écart-type de la température moyenne de cette région, qui est de $\pm 3,51^{\circ}\text{C}$ pour le modèle et de $\pm 2,70^{\circ}\text{C}$ pour les observations. En revanche, le biais de salinité est en moyenne plus important puisqu'il est supérieur à l'écart-type (i.e., $\pm 0,55$ PSU en moyenne pour les observations et le modèle), mais lui-même présente un écart-type important. À l'inverse, le modèle est plus chaud le long des courants de bord du GSP, notamment entre 50 - 68°N et 50 - 60°O où le biais moyen est de $(0,54 \pm 1,28)^{\circ}\text{C}$. Un biais similaire longe la pente du continent nord-américain où il atteint un maximum de $-6,44^{\circ}\text{C}$ [Wang et al., 2016]. Un excès de salinité de $(0,18 \pm 0,61)$ PSU est également présent sur l'ensemble de partie ouest de la région, jusqu'au méridien 40°O . Ces biais sont néanmoins à prendre avec précaution car les

données du WOA ne sont pas complètes, notamment au nord de la mer du Labrador, et dans la partie est de la région où les mesures de la salinité restent parcellaires (voir les pointillés sur la Fig. 3.3).

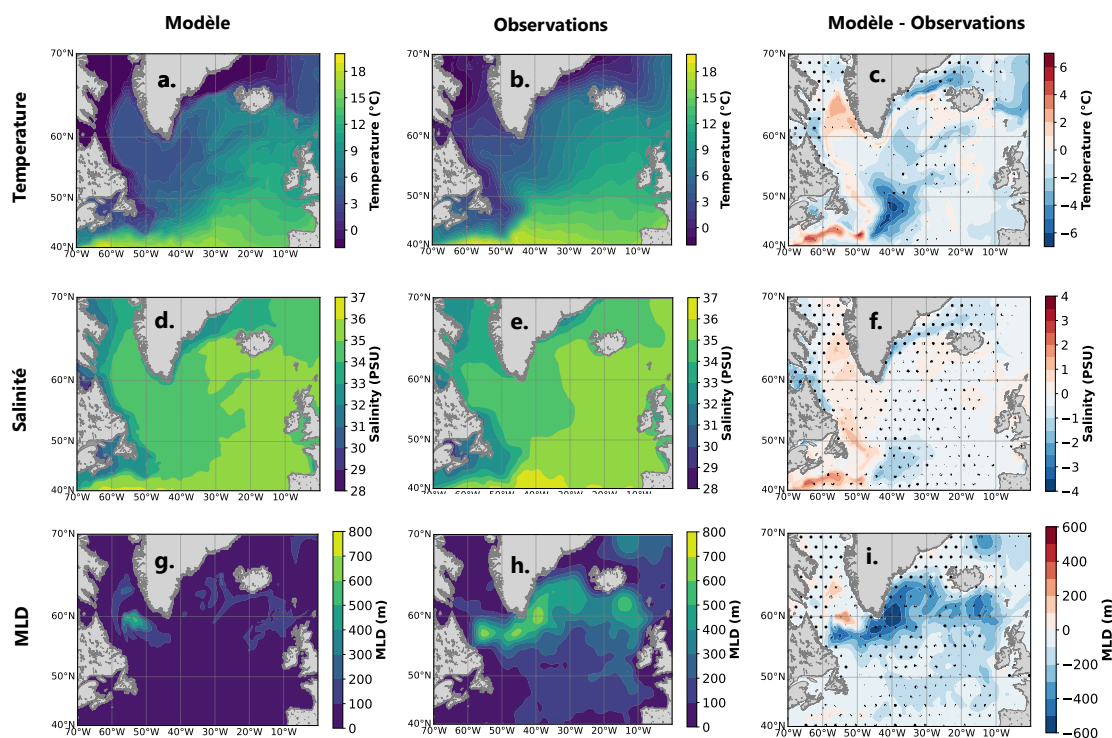


FIGURE 3.3 – **Bais moyen de température et salinité de surface entre 1981 et 2010 dans le modèle en comparaison à l'ensemble de données du WOA18.** (colonne gauche). Distributions moyennes des températures (a.) et de la salinité (d.) à la surface, ainsi que la MLD moyenne entre 1981 et 2010 dans le modèle. (colonne centrale) Observations annuelles entre 1981 et 2010 du WOA18. (colonne droite). Différences entre les champs simulés et observés. Les deux champs du modèle ont été regrillés sur la grille des champs du WOA qui est à la même résolution que le modèle ($1/4^\circ$). La définition de la MLD est la même pour le modèle et le jeu de données, c'est-à-dire basée sur une différence de 0.01 kg.m^{-3} par rapport à la surface. Les pointillés indiquent les zones où les observations sont absentes, et où le champ du WOA montre le résultat d'une interpolation entre les données existantes.

3.2.2 . Propriétés le long des sections hydrographiques

Les distributions des températures et de la salinité dans la colonne d'eau sont évaluées le long de la section OVIDE, située à l'est du GSP, et de la section AR7W, qui traverse la mer du Labrador.

OVIDE À OVIDE, des mesures biannuelles offrent la possibilité d'étudier, sur toute la profondeur, la variabilité sur 10 ans des propriétés de l'eau entre le Groenland et la péninsule ibérique. Une première comparaison des distributions des propriétés de l'eau en 2002 est présentée dans la figure 3.4. À titre d'exemple, la première année d'échantillonnage a été choisie, l'ensemble des années présentant des répartitions de biais cohérentes entre elles. Dans le modèle, et contrairement aux observations, la température et la salinité présentent des contours similaires. Des panneaux (a.) et (b.) peuvent être distingués : à l'est de la section et en subsurface, l'eau méditerranéenne (MW), et en surface, l'eau centrale de l'Atlantique Nord (NACW) comme présentée par [Daniault et al.](#)

[2016] (Fig. 3.5). Au-dessus de la dorsale de Reykjanes, l'eau modale subpolaire (SPMW) se distingue légèrement. Dans le modèle, il est plus difficile de distinguer les masses d'eau dans le fond de la colonne d'eau. Néanmoins, il semble aussi difficile de les distinguer sans interpoler les observations (Panneaux (c.)-(d.)). Les biais les plus importants de température (i.e, 3.99°C) et de salinité ($= 0.94$ PSU) se situent dans les mille premiers mètres, où l'eau méditerranéenne est nettement plus chaude et plus salée dans le modèle que dans les observations. Elle est plus étendue verticalement, déplaçant sa limite avec la NACW plus en surface. La NACW est également réduite dans son extrémité ouest, expliquant le biais négatif situé en sub-surface avant le deux-millième kilomètre.

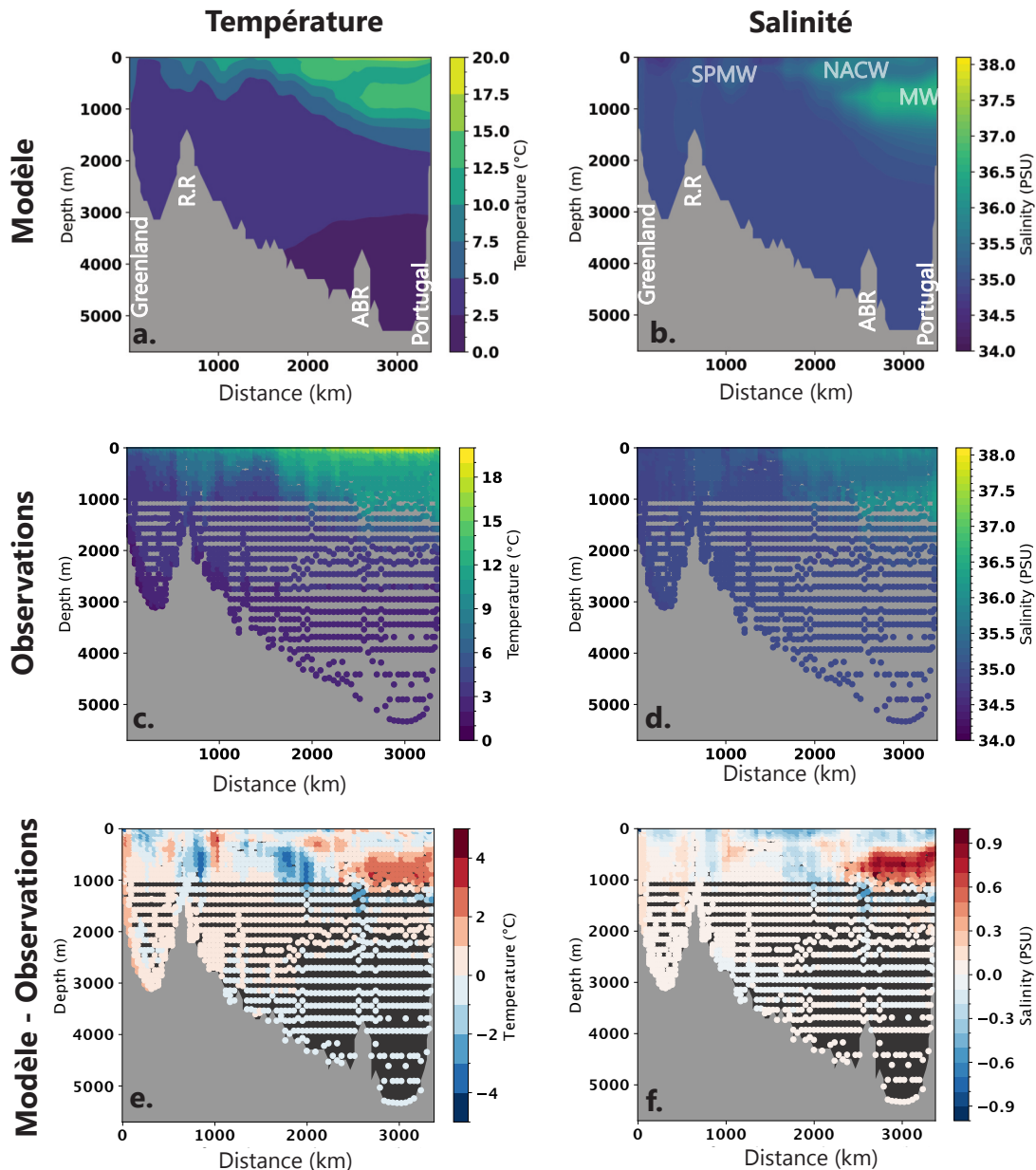


FIGURE 3.4 – **Température et salinité mesurées et simulées le long de la section OVIDE en 2002.** Par souci de cohérence, les champs du modèle ont été moyennés sur les mois durant lesquels les mesures ont été réalisées (c'est-à-dire de juin à juillet). Les abréviations font soit référence à des structures topographiques (RR pour Reykjanes Ridge, et ABR pour Azores-Biscay Rise), soit à des masses d'eau (MW pour Mediterranean Water, NACW pour North Atlantic Central Water, et SPMW pour SubPolar Mode Water)

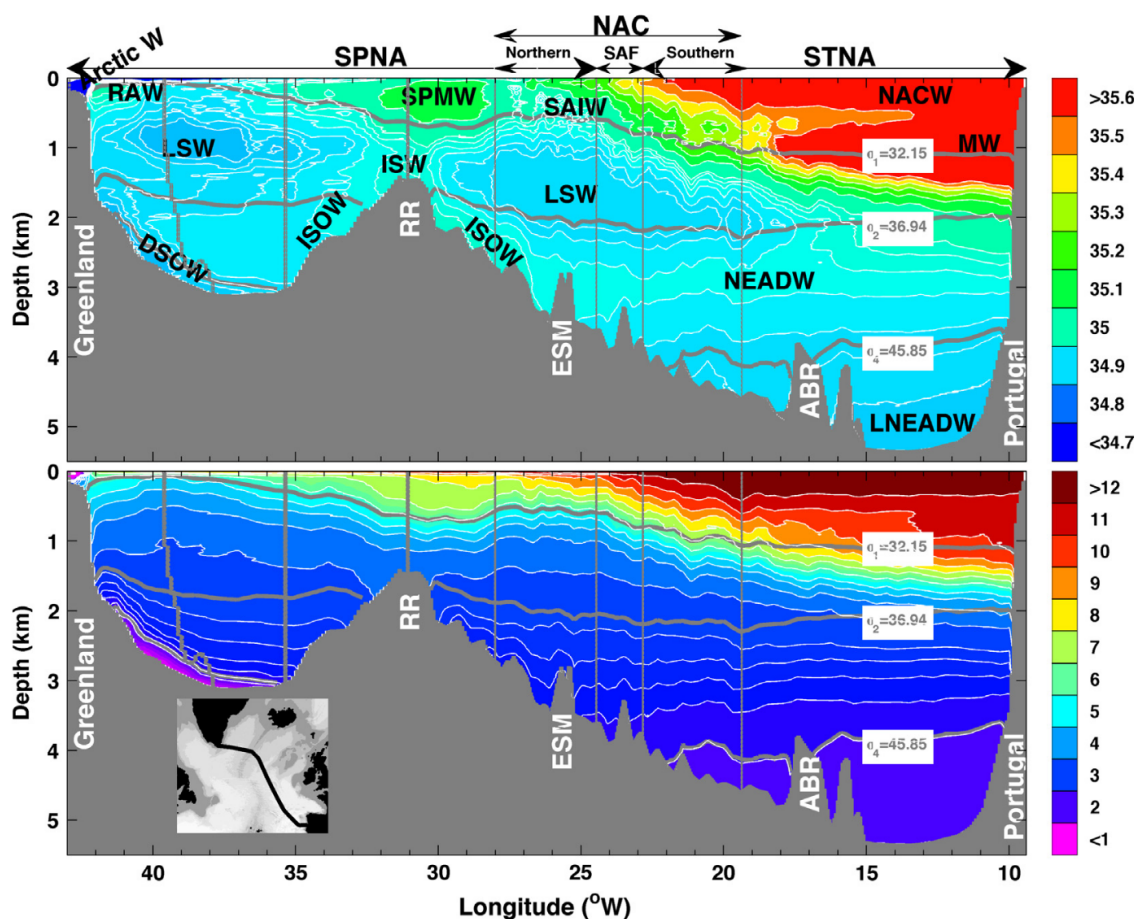


FIGURE 3.5 – Salinité (haut) et température potentielles moyennées entre 2002 et 2012 et interpolées à partir d'observation *in-situ* le long de la section OVIDE d'après Danialut et al. [2016]. Les abréviations font référence aux principales masses traversant la section OVIDE entre le Groenland et la péninsule ibérique. D'ouest en est se trouve : RAW (Recirculating Atlantic Water), LSW (Labrador Sea Water), DSOW (Denmark Strait Overflow Water), ISOW (Iceland–Scotland Overflow Water), ISW (Icelandic Slope Water), SPMW (Subpolar Mode Water), SAIW (Subarctic Intermediate Water), NEADW (North East Atlantic Deep Water), LNEADW (North East Atlantic Deep Water), NACW (North Atlantic Central Water), et MW (Mediterranean Water).

AR7W Les données de la section AR7W ont été répétées de 1992 à 2015. Tout comme à OVIDE, les schémas de biais du modèle entre les années d'échantillonnage sont cohérents entre eux. L'année 1994 a été choisie pour l'évaluation car Yashayaev [2007] fournissent une description des masses d'eau traversant la section pour cette année (Fig. 3.6.(a.-b.)). La section AR7W traverse la mer du Labrador, où se forme la LSW (en anglais, Labrador Sea Water) par convection profonde. Dans le fond de la colonne d'eau (à 100 m du fond d'après Yashayaev [2007]) se trouve l'eau de débordement du détroit du Danemark (DSOW, de l'anglais Denmark Strait Overflow Water), très froide et plus salée que la surface (Fig. 3.6.a.c.). Au-dessus repose la NEADW (NorthEast Atlantic Deep Water), identifiable dans les observations par une zone plus salée (en jaune, Fig. 3.6.d.), située en dessous de 2500 m de profondeur. D'après Yashayaev [2007], la LSW se situe au-dessus de la NEADW, soit entre 500 et 2400 m de profondeur [Yashayaev, 2007] et a une température inférieure à 2,8°C et une salinité inférieure à 34,84 PSU.

Dans le modèle, les températures et les salinités ne suivent pas la même distribution que celles décrites par Yashayaev [2007]. Au lieu de cela, la partie est de la section (à partir de 600 km de la côte canadienne) est légè-

rement plus froide (température moyenne de $(3,17 \pm 0,76)^\circ\text{C}$) que la partie ouest ($(3,36 \pm 0,82)^\circ\text{C}$). Ceci est dû à la prolongation d'une masse d'eau froide (dont la température est comprise entre $2,5^\circ\text{C}$ et $2,6^\circ\text{C}$) entre environ 500 et 3000 m de profondeur (Fig. 3.6.(c.)). Cette masse d'eau peut être assimilée à la convection profonde intense qui a eu lieu en 1994 dans le modèle et qui a entraîné l'approfondissement de la couche de mélange jusqu'à 2280 m de profondeur, et jusqu'à 2810 m l'année précédente. Par conséquent, il est supposé que cette masse d'eau soit équivalente à la LSW dans le modèle. En outre, la distribution de la salinité montre un lien entre la subsurface et le fond de la colonne d'eau via l'isohaline 34,91 (Fig. 3.6.(d.)). Contrairement à la température, les valeurs de salinité sont plus élevées à l'est ($(34,83 \pm 0,22)$ PSU) qu'à l'ouest ($(34,79 \pm 0,30)$ PSU). Au fond de la colonne d'eau (en dessous de l'isopycne $28,905 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), se trouve une masse d'eau qui est en moyenne plus chaude de $(0,80 \pm 0,19)^\circ\text{C}$ et plus salée de $(0,05 \pm 0,01)$ PSU que dans les observations. La structure caractéristique de la NEADW, qui crée le contraste de température et de salinité entre l'eau froide du fond, et la LSW [Yashayaev, 2007], est difficile à distinguer dans le modèle. Enfin, les écarts les plus importants de température et de salinité se trouvent en surface, le long des bords où le modèle est plus chaud ($(1,74 \pm 1,33)^\circ\text{C}$) et plus salé ($(0,21 \pm 0,26)$ PSU), confirmant les biais positifs de surface observés autour du GSP dans la figure 3.3.

Variabilité interannuelle le long des sections AR7W et OVIDE Afin d'évaluer la variabilité interannuelle des champs de température et de salinité du modèle, la figure 3.7 présente les anomalies de température et de salinité dans les 100 premiers mètres de profondeur des sections AR7W et OVIDE par rapport à la moyenne long-terme. La moyenne long-terme correspond à la moyenne sur l'ensemble des années d'échantillonnage, soit de 1992 à 2015 pour la section AR7W et de 2002 à 2012 pour la section OVIDE. Le long de la section AR7W, les anomalies de température et de salinité (Fig. 3.7. a. et c.) dans les 100 premiers mètres du modèle et des observations par rapport à la moyenne à long terme sont très similaires. Le réchauffement du milieu des années 1990 est bien reproduit dans le modèle, tout comme la variabilité interannuelle plus marquée de la salinité. À OVIDE, la variabilité interannuelle de la température et de la salinité est faible par rapport aux moyennes des champs dans les 100 premiers mètres de la section du modèle (11.5 ± 3.9 °C et 35.08 ± 0.5 PSU) et des observations (11.4 ± 4.3 °C et 35.30 ± 0.8 PSU). Le biais moyen entre le modèle et les observations n'est pas constant, mais varie entre -0.18 et 0.48°C pour la température et entre -0.33 et -0.1 PSU pour la salinité. Cette variabilité témoigne de différences dans leurs variations. Les anomalies de salinité sont plus cohérentes entre le modèle et les observations que celles de la température. Les variations de température et de salinité observées ont des amplitudes plus importantes que celles des champs du modèle (Fig. 3.7). Cependant, il est à noter que l'écart-type des anomalies à OVIDE est plus grand que l'amplitude des anomalies du modèle et des observations.

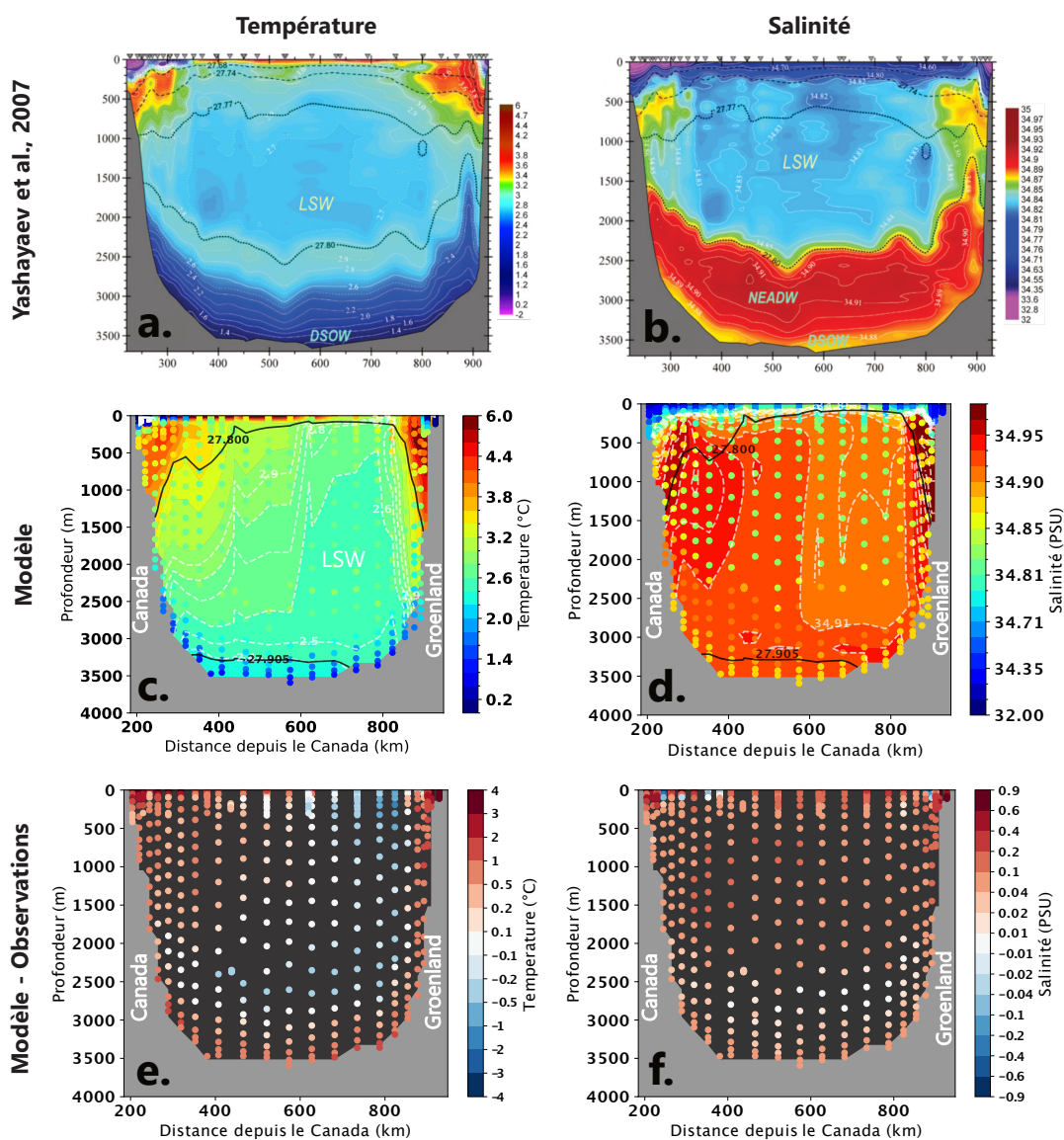


FIGURE 3.6 – **Température et salinité mesurées et simulées le long de la section AR7W en 1994, années où a eu lieu une convection profonde intense.** La première colonne montre les champs de température, et la seconde colonne ceux de la salinité. La première ligne présente les figures publiées par Yashayaev [2007], la seconde ligne montre les champs moyen du modèle sous des points colorés correspondant aux mesures "brutes" de température et de salinité mesurées le long de la section. La troisième ligne correspond à la différence entre les champs du modèle et ceux des observations. Les panneaux (e.-f.) permettent de visualiser l'ensemble des points d'observations existants. Pour les panneaux (c.) et (d.), moins les points sont visibles, plus la différence entre le modèle et les observations est faible. Les lignes noires représentent les isopycnas 27.800 et 27.905 dans le modèle. Les lignes blanches correspondent aux isolignes propres à chaque champ. Les abréviations des masses d'eau sont les mêmes que celles de la Fig. 3.5.

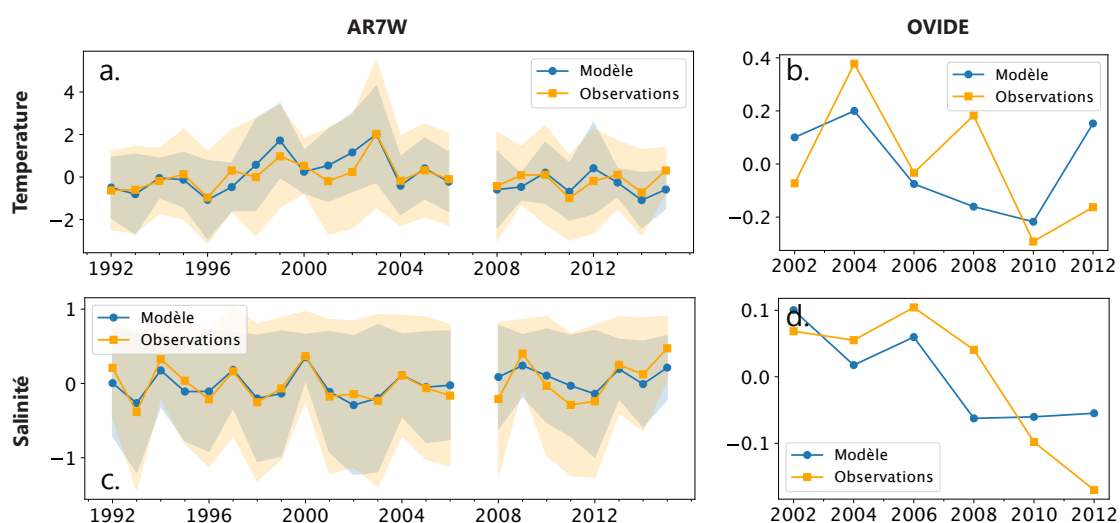


FIGURE 3.7 – Anomalies de température ($^{\circ}\text{C}$) et de salinité (PSU) moyennes sur les 100 premiers mètres de profondeur par rapport à la moyenne à long-terme le long des sections AR7W (a. et c.) et OVIDE (b. et d.). La moyenne à long-terme correspond au champ moyens sur l'ensemble de la période couverte par les données, soit de 1992 à 2015 pour la section AR7W et de 2002 à 2012 pour OVIDE. Les lignes et points (resp., carrés) indiquent la valeurs des anomalies moyennes et l'ombre colorée donne l'étendue de l'écart-type du modèle (resp., des observations). À OVIDE, l'écart-type n'est pas montré pour donner plus de visibilité aux anomalies. Les écart-types du modèle pour la température et la salinité sont de $\pm 3.9^{\circ}\text{C}$ et 0.5 PSU , et de $\pm 4.3^{\circ}\text{C}$ et $\pm 0.7 \text{ PSU}$ pour les observations. Ils sont supérieurs à l'amplitude des anomalies.

3.3 . Couche de mélange

Les panneaux g. à i. de la figure 3.3 montrent des distributions très différentes entre la MLD moyenne sortie du modèle et celle issue du jeu de données du WOA18. En moyenne annuelle sur la période 1981-2010, le modèle présente une couche de mélange plus fine que celle des observations, notamment en mer d'Irmingier et à l'est du GSP. Ceci semble dû à des valeurs hivernales plus faibles dans le modèle (valeurs moyennes entre 100 et 200 m en mer d'Irmingier, là où une MLD entre 500 et 800 m est observée d'après le WOA18). La mauvaise représentation de la convection profonde en mer d'Irmingier est confirmée en 1997 par Bacon et al. [2003], année où la MLD était la plus importante. En 1997, la MLD atteint les 1000 m de profondeur [Bacon et al., 2003], tandis que la même année, la profondeur maximale de la couche de mélange n'est que de 494 m dans le modèle. La zone de convection en mer du Labrador semble néanmoins bien représentée en termes d'intensité et de position. La valeur la plus représentative de la convection profonde est la profondeur maximale annuelle de la couche de mélange (appelée MLD maximale). La MLD maximale à l'échelle du GSP, située en mer du Labrador, est comparée à la valeur maximale annuelle calculée à partir des observations de Yashayaev and Loder [2016] entre 1980 et 2015 (Fig. 3.8). Les observations montrent une diminution progressive de la MLD maximale à partir de 1994, alors que le modèle montre une diminution brutale de la MLD entre 1993 et 1995, suivie d'une période de minima à faible variabilité interannuelle. Il est important de noter que les extrêmes de la MLD maximale dans le modèle et les observations ne concordent pas toujours. De plus, le modèle présente une variabilité de 2 à 4 ans d'une ampleur relativement élevée par rapport aux observations. En effet, Courtois et al. [2017] ont montré que lors d'événements de forte convection profonde, l'utilisation d'un critère de densité n'était pas le plus approprié car il est sujet à une compensation par la température et la salinité conduisant à une surestimation des modèles. Il serait alors préférable d'utiliser une méthode basée sur la température ou la salinité afin d'éviter ce type de biais [Courtois et al., 2017]. Étant donné que cette thèse se concentre sur l'étude des tendances et des anomalies sur des périodes s'étendant de 8 à 10 ans, il a été décidé de conserver ce critère de manière à bénéficier d'un critère calculé au pas de temps du modèle.

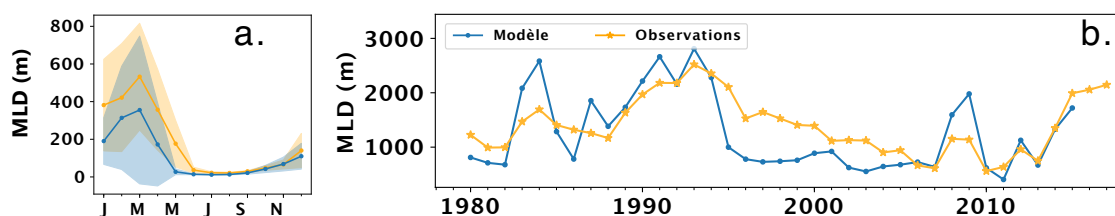


FIGURE 3.8 – Évolution saisonnière de la MLD moyenne et temporelle de la profondeur maximale de la couche de mélange (MLD maximale) en mer du Labrador à partir des observations de la réanalyse du WOA (a., en orange) ainsi que de Yashayaev and Loder [2016] (b., en orange), et du modèle (en bleu). La définition de la MLD est la même pour le modèle et les observations, c'est-à-dire basée sur une différence de 0.01 kg.m^{-3} par rapport à la surface. Les moyennes mensuelles présentées dans le panneau a. couvrent les années de 1981 à 2010.

3.4 . Nitrate, Phosphate et silice dissoute

3.4.1 . Concentrations de surface

Les concentrations moyennes de NO_3 , de PO_4 et de DSi (Fig. 3.9) sont présentées de la même manière que les champs physiques (Fig. 3.3). Dans le modèle, les PO_4 et NO_3 présentent une distribution similaire. Leurs concentrations sont maximales dans la zone de convection située en mer du Labrador, où les NO_3 atteignent

des concentrations maximales de $11,98 \mu\text{M}$, et les PO_4 de $0,84 \mu\text{M}$). Puis, les concentrations diminuent progressivement autour de cette région, respectivement de $+0,27 \mu\text{M}$ par 100 km pour les NO_3 et de $+0,02 \mu\text{M}$ pour les PO_4 entre la partie nord-ouest (à -52°E et 58°N) et la partie sud-est (-10°E et 45°N) de la région subpolaire. Les observations présentent une distribution légèrement différente. Les concentrations en NO_3 et PO_4 les plus élevées se trouvent au centre du GSP (maximum de $11,86 \mu\text{M}$ pour les NO_3 , et de $0,85 \mu\text{M}$ pour les PO_4), au sud de la mer d'Irmingier, et au sud du détroit d'Hudson, soit à proximité des zones de convection présentées en figure 3.3.(h.) Malgré une distribution différente, les amplitudes sont bien respectées (écart de $0,8 \mu\text{M}$ pour les NO_3 , et de $0,01 \mu\text{M}$ pour les PO_4). Les figures 3.3.(c.) et (f.) présentent la différence de concentration entre les champs du modèles et les observations pour, respectivement les NO_3 et les PO_4 . Elles montrent ainsi que le modèle est en moyenne trop riche en NO_3 de $(1,30 \pm 2,21) \mu\text{M}$ et en PO_4 de $(0,08 \pm 0,16) \mu\text{M}$ à l'ouest de 40°O . En revanche, il est plus pauvre en NO_3 de $(-0,47 \pm 1,27) \mu\text{M}$ et en PO_4 de $(0,002 \pm 0,084) \mu\text{M}$ à l'est de 40°O . Ce schéma d'anomalies rappelle celui des températures et de la salinité, notamment par rapport aux concentrations en NO_3 . Cela suggère la présence d'une masse d'eau plus chaude, plus salée et plus riche en PO_4 et NO_3 dans le modèle. Le modèle est également moins concentré dans les zones de maxima du jeu de données. Ceci pourrait être une conséquence de l'absence de convection profonde en mer d'Irmingier dans le modèle. Comme pour la température et la salinité, il faut noter encore une fois que les biais les plus forts sont situés dans les zones où les observations ne sont pas présentes, mais sont le produit de l'interpolation du jeu de données (pointillés; Fig. 3.3). De plus, initialement, le modèle est résolu au quart de degrés alors que les jeux de données du WOA18 sont résolus au degré. Par conséquent, on suppose que le modèle résout plus de structures que le WOA18.

Les concentrations en DSi présentent une distribution différente, avec un gradient positif partant du nord-ouest et s'étendant vers le sud-est ($+0,14 \mu\text{M}$ par 100 km; p -value $< 0,01$), d'où s'écoulent les courants venus d'Arctique. La mer du Labrador se distingue précisément par des concentrations supérieures à ses alentours (i.e., présentent des concentrations de 6 à $8 \mu\text{M}$, contre 4 à $6 \mu\text{M}$ autour; Fig. 3.3.(g.)). Les concentrations issues du WOA18 montrent une distribution similaire avec des concentrations de l'ordre de 6 à $9 \mu\text{M}$ localisées en mer du Labrador, se propageant d'ouest en est entre le Canada et le Cap Farvel. Cependant, le gradient de concentration est plus homogène dans l'ensemble de la région dans le jeu de données que dans le modèle, ce qui entraîne un biais moyen négatif de $(-0,04 \pm 1,18) \mu\text{M}$ dans l'ensemble de l'Atlantique Nord Subpolaire (47 - 65°N , 0 - 60°O). Le modèle présente des concentrations plus élevées, en moyenne de $(1,43 \pm 1,75) \mu\text{M}$ à l'ouest de 50°O , c'est-à-dire le long des courants d'origine Arctiques, sur les bancs et au sud de Terre-Neuve, le long desquels s'écoulent également les masses d'eau d'origine Arctique.

3.4.2 . Concentrations le long des sections hydrographiques

OVIDE Comme attendu, les concentrations le long de la section OVIDE sont distribuées en ordre croissant entre la surface et le fond (Fig. 3.10). En contraste avec ce gradient, l'eau méditerranéenne (MW) se distingue encore une fois par des concentrations plus faibles ($< 12 \mu\text{M}$ pour le NO_3 , $< 0,8 \mu\text{M}$ pour le PO_4 , et $< 6 \mu\text{M}$ pour la DSi) que l'eau environnante. La NACW se caractérise par des masses d'eau encore plus pauvres en nutriments. Entre ces deux masses d'eau, le modèle est plus riche en NO_3 ($1,67 \pm 1,19 \mu\text{M}$), en PO_4 ($0,15 \pm 0,11 \mu\text{M}$) et en DSi ($1,50 \pm 1,22 \mu\text{M}$) que les observations. Malgré cela, il a tendance à être plus pauvre en NO_3 dans les deux mille premiers mètres de profondeur avec un biais moyen de $(-2,5 \pm 2,1) \mu\text{M}$. Pour l'ensemble des nutriments, le modèle est plus riche dans le fond de la colonne d'eau, notamment en DSi le long de la pente groenlandaise (biais maximal de $+11,50 \mu\text{M}$, soit $+42\%$ de la valeur observée), et est aussi bien plus pauvre en DSi le long de la pente entre la dorsale de Reykjanes et l'ABR (jusqu'à $-18,4 \mu\text{M}$, soit 157% de la valeur observée), zone où s'écoule une partie de l'eau de débordement entre l'Islande et l'Écosse (ISOW, Iceland-Scotland Overflow Water; Danialt et al. [2016]).

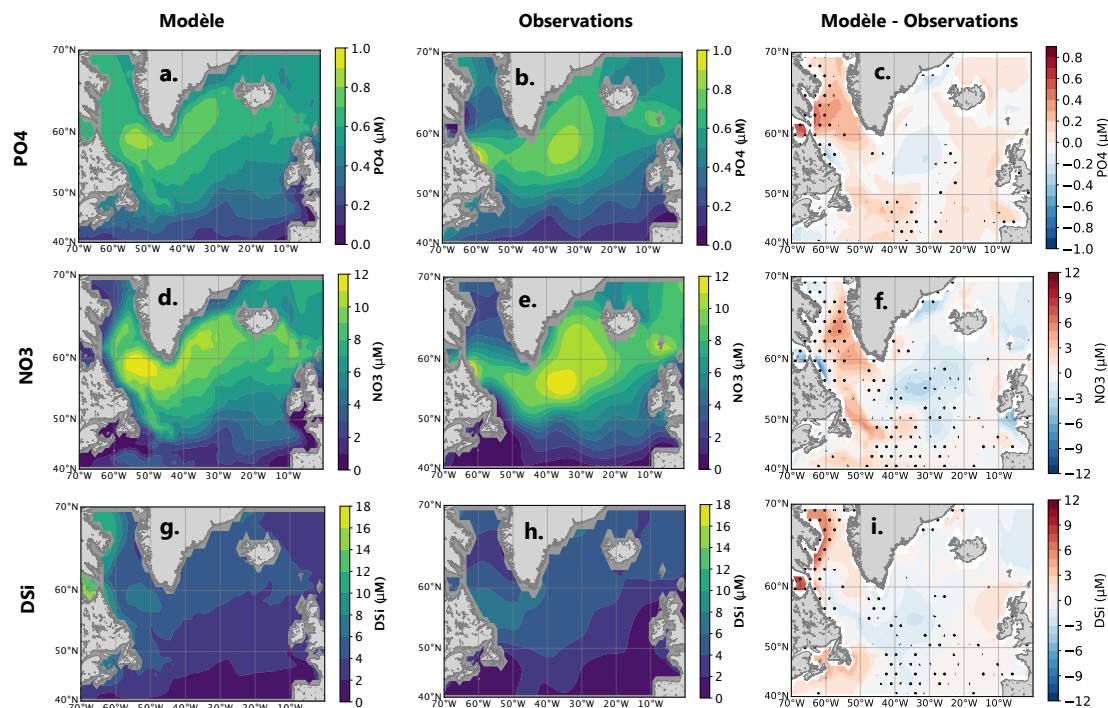


FIGURE 3.9 – Bais moyen de PO4, NO3 et DSi de surface entre 1981 et 2010 dans le modèle comparé aux données WOA18. (colonne gauche) Concentrations moyennes de PO4 (a.), de NO3 (d.) et de DSi (g.) à la surface entre 1981 et 2010 dans le modèle, (colonne centrale) idem pour le jeu de données. (colonne droite) Différences moyennes entre le modèle et les observations. Les champs du modèle ont été regrillés sur la grille du WOA18 qui a une résolution de l'ordre du degré. Les pointillés indiquent les zones où les observations sont absentes, et où le champ du WOA montre le résultat d'une interpolation entre les données existantes.

AR7W À travers la section AR7W, les distributions des concentrations des trois nutriments dans le modèle sont similaires entre elles, mais différent des distributions de la température et de la salinité. En particulier, le contraste entre la partie est et la partie ouest de la section est absent dans le modèle. En comparaison avec les observations, le modèle sous-estime les concentrations des 3000 premiers mètres de NO3 de $(-0.99 \pm 1.82) \mu M$, de PO4 de $(-0.16 \pm 0.12) \mu M$, et de DSi de $(-0.18 \pm 2.50) \mu M$. En revanche, il surestime toutes les concentrations au-delà de 3000 m de profondeur. L'écart moyen entre les concentrations en nutriments du modèle et des observations est de $(15.89 \pm 3.58) \mu M$ pour la DSi, ce qui est cinq fois supérieur à l'écart-type des concentrations simulées à cette profondeur, et équivaut à 58% de la moyenne. Les biais équivalents des concentrations en NO3 et PO4, c'est-à-dire en-dessous de 3000 m de profondeur, sont relativement plus faibles. Ils sont de $(3.86 \pm 1.04) \mu M$ pour le NO3, et de $(0.17 \pm 0.08) \mu M$ pour le PO4. Le tableau 3.1 fournit les concentrations minimales, maximales, moyennes et les écarts-types du modèle et des observations à l'échelle de la section complète. Il confirme que les concentrations en PO4 et en NO3 du modèle sont en moyenne plus faibles que celles observées, et avec une amplitude plus importante (c'est-à-dire présentant un intervalle de valeurs plus grand). La valeur maximale des concentrations en DSi du modèle est plus de deux fois supérieure à celle observée. Cette différence provenant du fond semble être liée au biais sur les concentrations en DSi qui a été remarqué sur la pente groenlandaise.

Variabilité interannuelle le long des sections AR7W et OVIDE Tout comme pour les champs de température et de salinité à 100 m, les anomalies de concentrations en macro-nutriments du modèle suivent celles des observations à travers la section AR7W (Fig. 3.12). La variabilité interannuelle à OVIDE présente encore une

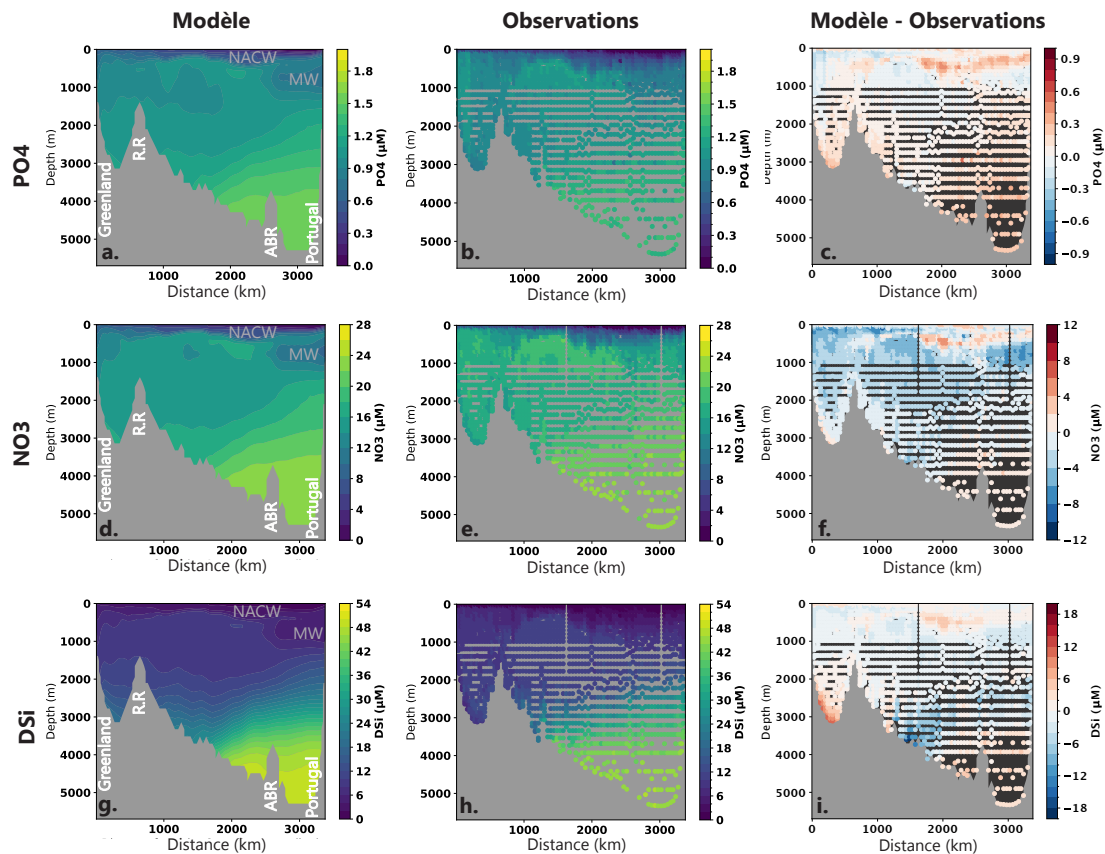


FIGURE 3.10 – Concentrations en PO4, NO3 et DSi mesurées et simulées le long de la section OVIDE en 2002. En ligne sont organisées les concentrations moyennes en nutriments (PO4, NO3 et DSi) du modèle (première colonne) et des observations (deuxième colonne), ainsi que la différence entre les champs du modèle et ceux des observations.

TABLE 3.1 – Descriptions statistiques des concentrations en macro-nutriments issues du modèle et des observations le long de la section AR7W et sur toute la profondeur. Unité en μM .

	NO3		PO4		DSi	
	Modèle	Observations	Modèle	Observations	Modèle	Observations
Min	1.62	1.99	0.38	0.51	2.63	3.68
Max	18.59	17.07	1.27	1.25	31.58	13.29
Moyenne	11.56	13.52	0.83	1.04	7.95	9.28
Écart-type	2.94	2.67	0.16	0.15	4.30	1.70

fois un écart-type supérieur aux anomalies de concentrations en nutriments. Cela reflète la forte variabilité spatiale des 100 premiers mètres de profondeur de la section. Tout comme pour la température et la salinité, les anomalies sont proches de zéro. Alors que le modèle présente des oscillations presque identiques entre les trois nutriments, c'est-à-dire une tendance négative et un maximum en 2006, les concentrations de nutriments semblent presque dissociées dans les observations. Néanmoins, l'ensemble des concentrations ont tendance à s'affaiblir entre 2002 et 2012. Le petit nombre de données ne nous permet cependant pas de vérifier statistiquement la significativité de cette tendance.

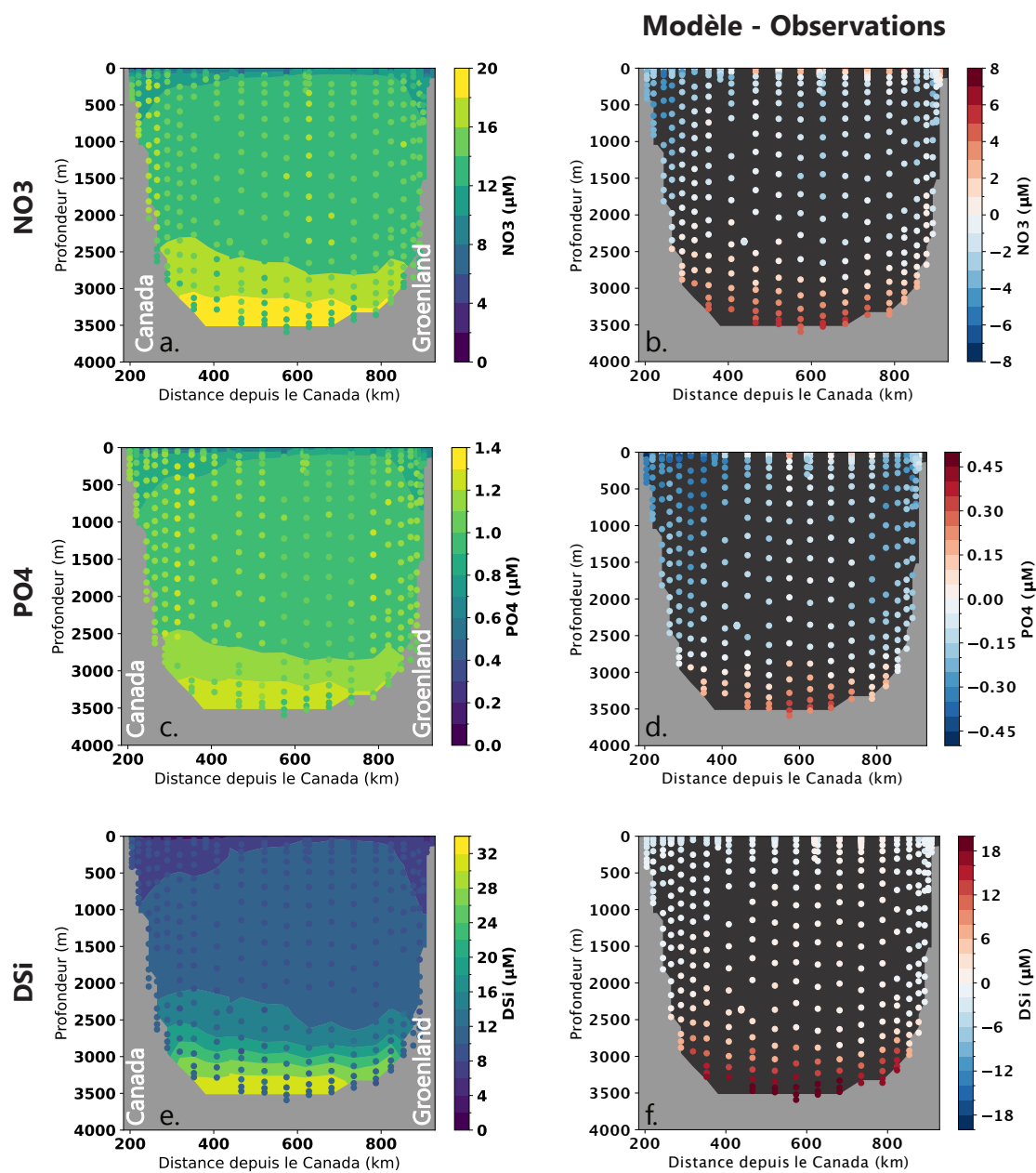


FIGURE 3.11 – **Concentrations en NO₃, PO₄ et DSi mesurées et simulées le long de la section AR07W en 1994.** À chaque nutriment disposé en lignes, correspond la présentation de sa concentration moyenne (première colonne) et de la différence entre la concentration simulée et observée (deuxième colonne). Les panneaux de la première colonne montrent le champ correspondant au modèle en fond, et celui des observations par des points.

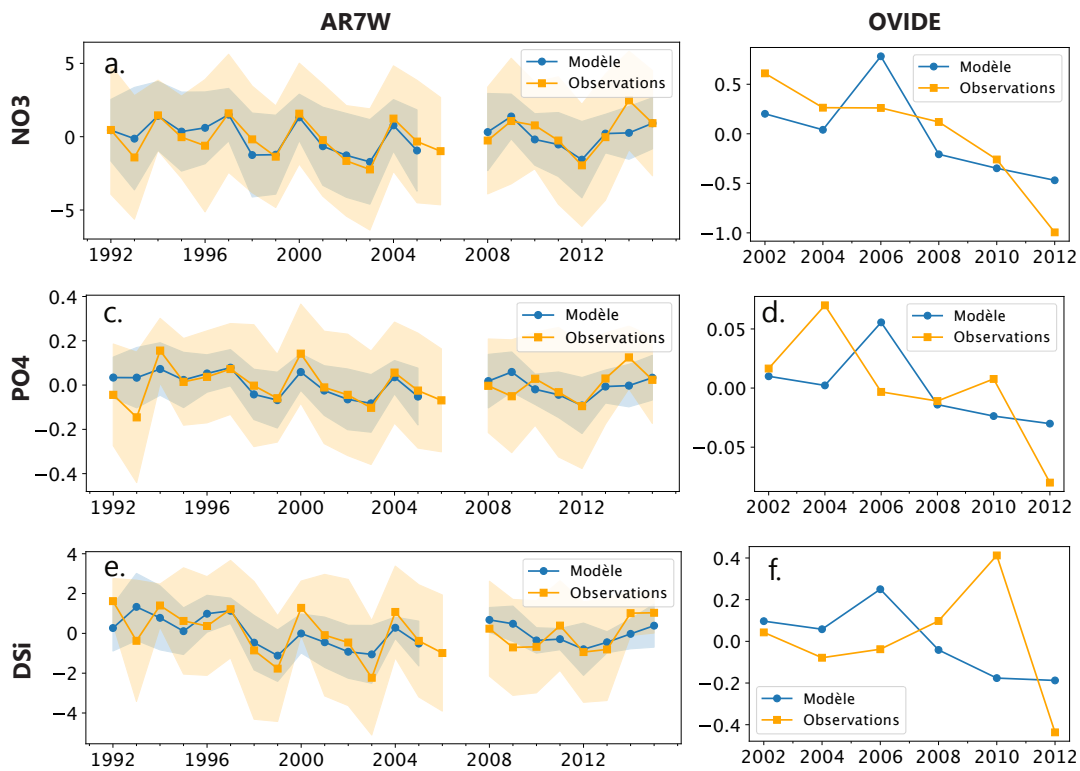


FIGURE 3.12 – Anomalies de NO_3 , PO_4 et DSi (μM) des 100 premiers mètres de profondeur par rapport à la moyenne long-terme le long des sections AR7W (première colonne) et OVIDE (seconde colonne). La moyenne long-terme correspond au champs moyen sur l'ensemble de la période couverte par les données, soit de 1992 à 2015 à AR7W, et de 2002 à 2012 à OVIDE. Les lignes et les points (resp., carrés) indiquent la valeurs des anomalies moyennes. L'ombre colorée donne l'étendue de l'écart-type du modèle (resp., des observations). À OVIDE, l'écart-type n'est pas montré pour donner plus de visibilité aux anomalies. Les écart-types du modèle pour le NO_3 , le PO_4 et la DSi sont respectivement de $\pm 2.59 \mu\text{M}$, de $\pm 0.18 \mu\text{M}$, et de $0.85 \mu\text{M}$. Ceux des observations sont égales à $\pm 4.34 \mu\text{M}$, $\pm 0.28 \mu\text{M}$ et $\pm 1.94 \mu\text{M}$, respectivement pour le NO_3 , le PO_4 et la DSi .

3.5 . Transport d'eau et de nutriments

Dans le modèle, les transports de volumes d'eau et de nutriments ont été calculés le long de sections hydrographiques. Afin de maintenir une cohérence dans l'ensemble de l'évaluation du modèle, celle-ci se concentre principalement sur la section OVIDE pour la partie Est du GSP, et sur la section OSNAP ainsi qu'à travers le détroit de Davis pour la partie Ouest. Pour ce faire, nous utilisons les transports calculés par [Daniault et al. \[2016\]](#) et [Fontela et al. \[2019\]](#) respectivement pour le transport de volume d'eau et de nutriments à travers OVIDE. De plus, nous nous appuyons sur les valeurs relevées dans les travaux de [Torres-Valdés et al. \[2013\]](#) et [Curry et al. \[2014\]](#) pour la section du détroit de Davis, ainsi que sur celles de [Lozier et al. \[2019\]](#) pour la section OSNAP (Tableau A).

Les transports nets de volume du modèle sont le produit de l'intégration du transport effectif à chaque point de grille de la section. Cette méthode présente l'avantage d'avoir été calculée en ligne, c'est-à-dire au pas de temps du modèle. Le transport de nutriments a été calculé hors ligne en multipliant le transport de volume d'eau net mensuel par les concentrations moyennes mensuelles.

Le transport d'eau à travers la section OVIDE est calculé à partir d'un modèle inverse [[Daniault et al., 2016](#)]. Ce modèle inverse repose sur la méthode de [Lherminier et al. \[2007\]](#) et sur l'hypothèse que les différences de densité entre les stations de la section sont dues aux variations horizontales du courant. Ainsi, à partir d'observations *in situ* de température et de salinité (Section 3.2.2), ainsi que de mesures de vitesses, le modèle inverse résout le champ de vitesse géostrophique à travers l'ensemble de la section en respectant les lois de conservation de la masse. Pour conserver la masse, une contrainte sur le transport net de volume d'eau de (1 ± 3) Sv est appliquée pour la section OVIDE. [Fontela et al. \[2019\]](#) ont calculé les transports de nutriments (NO₃, PO₄ et DSi) à travers la section OVIDE à partir du transport d'eau basé sur le modèle inverse décrit ci-dessus et des observations de concentrations en nutriments.

À travers la section croisant le détroit de Davis, [Curry et al. \[2014\]](#) ont calculé le transport d'eau en multipliant les données de vitesses mesurées le long de la section par l'aire de cette section. Les champs de vitesses ont été reconstruits à travers l'ensemble de la section par *objective mapping*. La méthode utilisée est la même que celle présentée par [Lozier et al. \[2019\]](#).

De leur côté, [Torres-Valdés et al. \[2013\]](#) ont calculé le transport à travers le détroit de Davis avec une approche similaire à [Daniault et al. \[2016\]](#). Ils ont utilisé un modèle inverse décrit par [[Wunsch, 1996](#)]. Étant donné que le modèle ne tient pas compte des transports par le détroit de Fury et Hecla, une incertitude de 0.05 Sv a été appliquée, en plus d'une incertitude de 5 mSv pour l'eau douce [[Torres-Valdés et al., 2013](#)].

OVIDE Le transport net de volume d'eau entre 2002 et 2012 à travers la section OVIDE (Tableau A) est principalement négatif (i.e., vers le sud et vers l'ouest) dans le modèle, alors qu'il est plutôt positif d'après [Daniault et al. \[2016\]](#). Néanmoins, Le transport d'eau entre dans l'intervalle du transport net calculé à partir des observations données par l'incertitude de ± 3 Sv associée. Les transports nets de NO₃ et de PO₄ simulés sont de moindre amplitude par rapport à ceux calculés par [Fontela et al. \[2019\]](#) pour les mêmes années puisqu'ils oscillent, respectivement entre -34.91 et -8.78 kmol/s et de -2.41 à -0.81 kmol/s (Tableau A). En comparaison, [Fontela et al. \[2019\]](#) ont calculé des transports de NO₃ variant entre -19,83 et 29,18 kmol/s et de PO₄ de -5,05 à 1,49 kmol/s tous les deux ans entre 2002 et 2014. L'amplitude des oscillations est plus cohérente pour la DSi, avec des transports variant de -39.89 à 6.79 kmol/s dans le modèle, et de -62,29 et 51,28 kmol/s dans les observations. Néanmoins, les valeurs absolues restent trop faibles. Malgré des écarts sur les valeurs intégrées, le modèle présente un transport cumulé le long de la section cohérent avec les observations à la fois en intensité et en va-

riabilité (Fig. 3.13). Comme pour les transports nets, le modèle présente aussi une variabilité interannuelle faible en chaque point de la section (faible dispersion représentée par la zone en transparence bleu, Fig. 3.13). Les principales zones de divergences entre le modèle et les observations se situent en mer d'Irminger. Le transport de volume d'eau simulé est plus intense dans cette région où sont transportées vers l'ouest les eaux froides et denses d'Arctique. La variabilité spatiale de la NAC (entre -32°E et -17°E) n'est pas aussi détaillée dans le modèle, qu'elle n'est représentée par les observations, mais elle est située à l'endroit où le modèle est le plus fidèle à [Daniault et al. \[2016\]](#). C'est au environ de -20°E que les transports divergent, là où un fort courant recirculant dans le Gyre Subtropical [[Daniault et al., 2016](#)] n'est pas représenté par le modèle.

Autour de la mer du Labrador Bien que le transport de volume d'eau à travers le détroit de Davis soit plus ou moins cohérent avec l'estimation moyenne à long terme (2004-2010) de [Curry et al. \[2014\]](#), il est bien plus faible que celui calculé par [Torres-Valdés et al. \[2013\]](#) durant l'été 2005. [Torres-Valdés et al. \[2013\]](#) ont calculé le transports d'eau et de nutriments le long de la section Davis Strait à partir d'un modèle inverse représentant l'océan Arctique, cette différence peut être susceptible de contribuer à la différence dans les transports obtenus avec notre modèle et celui de [Curry et al. \[2014\]](#). La différence de transport de volume entre cette étude et celle de [Torres-Valdés et al. \[2013\]](#) à travers le détroit de Davis se retrouve également dans le transport de nutriments.

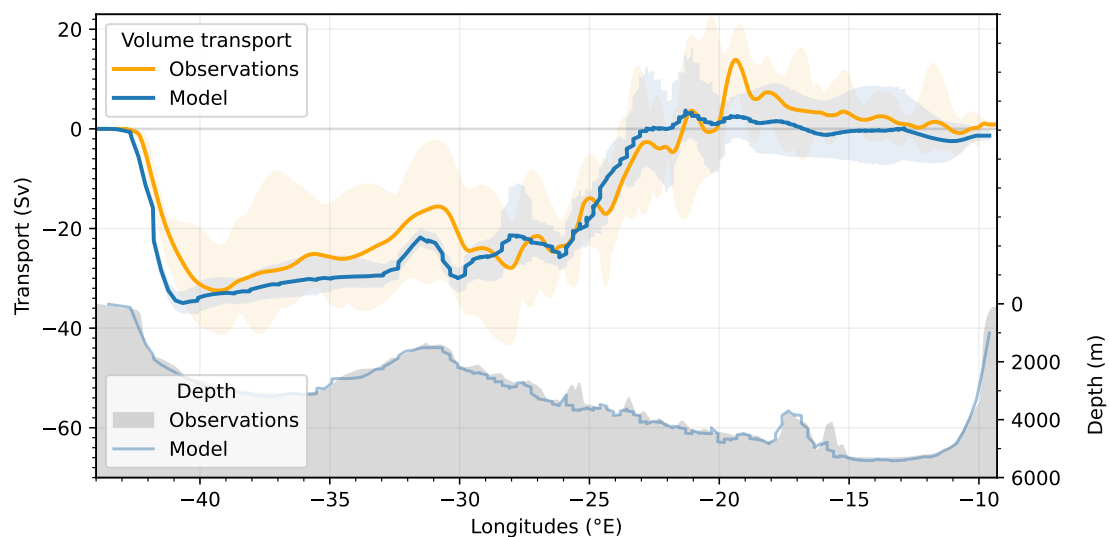


FIGURE 3.13 – **Transport de volume d'eau le long de la section OVIDE dans le modèle et d'après [Daniault et al. \[2016\]](#).** Les transports moyens cumulés d'ouest en est le long de la section OVIDE dans le modèle (bleu), et d'après les observations (orange) se trouve dans la partie supérieure de la figure. La gamme des valeurs atteintes entre 2002 et 2012 est représentée par les zones colorées qui les entourent. Dans la partie inférieure de la figure, et associés à l'axe de droite, se trouvent les profils bathymétriques du modèle (bleu) et associés aux observations (gris).

3.6 . Limite du modèle : Accumulation de silice dissoute en profondeur

La DSOW est formée dans les mers nordiques à partir d'un ensemble de masses d'eau en provenance de l'Arctique [[Tanhua et al., 2005](#)]. Son nom provient du fait qu'elle "déborde" par le seuil entre le Groenland et l'Islande avant de s'écouler vers la mer d'Irminger puis la mer du Labrador. La comparaison des champs de DSI

TABLE 3.2 – **Transports de volume et de nutriments simulés et calculés à partir d'observations le long des sections OVIDE, OSNAP et à travers le détroit de Davis.** L'ensemble des données issues des observations sont comparées aux transports équivalents du modèle, i.e. le transport est calculé sur la même section et sur une moyenne de(s) mois et de l'année d'échantillonnage. À OVIDE, les transports nets de volume et de nutriments ont été calculés en intégrant les transports calculés le long de la section par Daniault et al. (2016) et Fontela et al. (2019).

Source des observations	Section		Volume (Sv)		NO3 (kmol/s)		PO4 (kmol/s)		DSi (kmol/s)	
	Obs	Modèle	Obs	Modèle	Obs	Modèle	Obs	Modèle	Obs	Modèle
Daniault et al., 2016	OVIDE 2002		0.24	-1.02						
	OVIDE 2004		-0.07	-1.32						
	OVIDE 2006		1.4	-1.72						
	OVIDE 2008		1.16	-1.99						
	OVIDE 2010		1.23	-0.6						
	OVIDE 2012		1.23	1.89						
Fontela et al., 2019	OVIDE 2002				-10.94	-17.12	-1.5	-1.27	51.28	-37.05
	OVIDE 2004				-10.17	-34.91	-1.51	-2.38	0.05	-39.89
	OVIDE 2006				29.18	-19.35	1.49	-1.5	-1.26	-16.44
	OVIDE 2008				-3.71	-15.62	0.3	-1.12	10.44	4.75
	OVIDE 2010				-19.83	-32.99	-5.05	-2.41	-62.29	-20.67
	OVIDE 2012				22.77	-8.78	0.63	-0.81	38.49	6.79
OVIDE 2014				-10.73	-21.8	-1.13	-1.6	-45.93	-23.41	
Curry et al. (2014) Torrès-Valdès et al. (2013)	Détroit de Davis		-1.6 ± 0.2	-1.30 ± 0.25						
			-3.1 ± 0.3	-1.90 ± 0.24	-31.3 ± 3.6	-10.53 ± 2.21	-3.7 ± 0.4	-1.31 ± 0.16	-42.9 ± 5.2	-19.82 ± 1.06
Lozier et al. (2019)	OSNAP		-1.6 ± 0.2	-1.7 ± 0.7						

entre les observations et le modèle le long de la section AR7W a révélé la présence d'un important biais de silice au fond de la section, pour les eaux d'une densité supérieure à $27,90 \text{ kg.m}^{-3}$. Les concentrations de DSi des eaux de densité potentielle égale à $27,90 \text{ kg.m}^{-3}$ (Fig. 3.14) montrent une continuité entre les concentrations de DSi d'origine subtropicale et antarctique, et celles observées dans la mer d'Irminger à travers la section OVIDE ainsi que dans la mer du Labrador à travers la section AR7W. Contrairement à ce qui était attendu, il est difficile d'associer les concentrations observées dans les mers nordiques à celles étudiées dans ces sections. La tendance observée dans les couches profondes du modèle n'est donc pas directement liée à la DSOW.

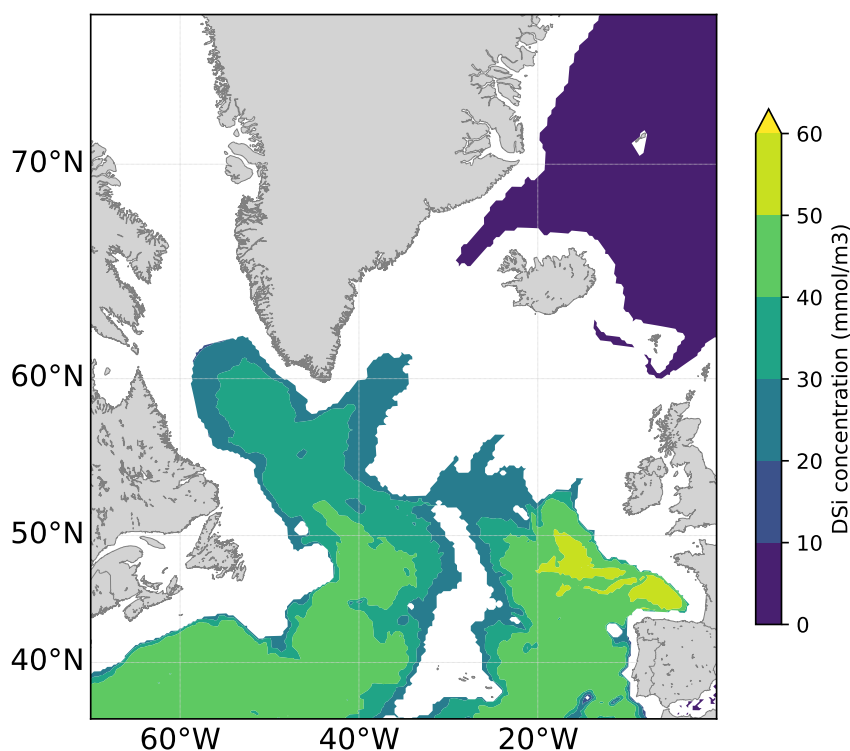


FIGURE 3.14 – **Concentration de DSi à une densité potentielle égale à $27,90 \pm 0,5 \text{ kg.m}^{-3}$ dans le modèle en moyenne en 2015.**

3.7 . Conclusion

En conclusion, le modèle présente des biais positifs en surface dans l'Atlantique Subpolaire, avec un excès de sel ($0,18 \pm 0,61 \text{ PSU}$), de NO_3 ($1,30 \pm 2,21 \mu\text{M}$), de PO_4 ($0,08 \pm 0,16 \mu\text{M}$) et de DSi ($1,43 \pm 1,75 \mu\text{M}$), ainsi qu'une sur-estimation de la température ($0,54 \pm 1,28 \text{ }^\circ\text{C}$) autour du GSP, le long des pentes continentales et au nord de la mer du Labrador. À l'inverse, des biais négatifs sont observés au centre du GSP en NO_3 ($-0,47 \pm 1,27 \mu\text{M}$) et en DSi ($-0,04 \pm 1,18 \mu\text{M}$), ainsi qu'en salinité au sud du GSP ($-0,77 \pm 0,46 \text{ PSU}$). Malgré ces biais, les variations moyennes de la température, de la salinité et des concentrations en nutriments à travers les 100 premiers mètres de la section AR7W en mer du Labrador correspondent à celles des observations. En revanche, cette cohérence n'est pas constatée à travers la section OVIDE. Le modèle sous-estime en moyenne la profondeur de la MLD dans l'ensemble du GSP, principalement en mer d'Irminger. Néanmoins, le modèle reproduit

correctement le maximum annuel de la MLD en termes de variabilité et d'intensité, bien qu'il surestime légèrement les événements les plus intenses et présente un déclin post-1993 plus abrupt que les observations. La LSW, issue de la convection profonde en mer du Labrador, a été identifiée à travers la section AR7W. Cependant, dans le modèle, la LSW est principalement localisée dans la partie est de la section, tandis qu'elle est au coeur de la section observée, indiquant un léger décalage de la zone de convection dans le modèle. À l'est du GSP, la comparaison des champs du modèle avec les observations met en évidence une bonne représentation des masses d'eau chaudes, salées et pauvres en nutriments en surface (MW, NACW) par rapport aux masses d'eau environnantes. Les principaux biais à travers cette section concernent la MW, qui est plus chaude (jusqu'à $+3.99^{\circ}\text{C}$) et plus salée (jusqu'à 0.94 PSU). Elle est également moins riche en NO_3 dans les 2000 premiers mètres ($-2.5 \pm 2.1 \mu\text{M}$). L'analyse des concentrations en nutriments à travers les sections AR7W et la partie ouest de la section OVIDE met en évidence une des limites majeures du modèle, à savoir sa mauvaise représentation des concentrations en DSi au fond de la colonne d'eau. On constate un biais de DSi pouvant atteindre $+11.50 \mu\text{M}$ sur la pente groenlandaise de la section OVIDE. Un biais moyen de $(15.89 \pm 3.58 \mu\text{M})$ est également observable dans le fond de la section AR7W. L'analyse des concentrations de DSi en fonction de la densité potentielle ($> 29.90 \text{ kg.m}^{-3}$) révèle une origine commune de ces masses d'eau avec les eaux subtropicales et antarctiques.

Les transports de volume d'eau et de nutriments autour de la mer du Labrador se situent dans la fourchette de valeurs fournies par Curry et al. [2014] et Lozier et al. [2019]. Dans la partie est de la zone d'étude, le modèle reproduit de manière détaillée le transport le long de la section OVIDE, malgré une faible variabilité interannuelle et un transport net résultant de signes opposés. Les transports nets à travers la section OVIDE, calculés à partir des champs du modèle, ne concordent pas totalement avec ceux dérivés des observations. Cependant, le transport d'eau du modèle se situe dans l'incertitude induite par la contrainte de conservation de la masse appliquée dans le modèle inverse utilisé pour estimer les transports à partir des observations.

En résumé, le modèle présente une distribution réaliste des températures, de la salinité et des concentrations en nutriments, tant en surface qu'en profondeur. Étant donné que cette thèse se concentre sur les changements, l'importance des biais est réduite. Le maximum annuel de la MLD est bien situé en mer du Labrador comme attendu. De plus, même si le déclin de la MLD au milieu des années 1990 est trop abrupt, il est présent et d'une amplitude relative proportionnelle à la diminution observée. Cependant, l'accumulation de DSi dans le fond de la colonne d'eau implique une utilisation limitée du modèle à une profondeur de seulement 2000 mètres. Néanmoins, les résultats montrent à travers les sections OVIDE et le détroit de Davis que le transport net de DSi intégré sur la colonne d'eau n'est pas autant affecté que les concentrations en DSi .

Objectif du chapitre :

- ▶ **Décrire les sorties du modèle et les comparer avec des observations afin de évaluer la capacité du modèle à reproduire les observations.**

Points clés :

- ▶ **Les champs de température, de salinité et des concentrations en nutriments du modèle présentent un fort contraste entre la couche de surface (< 100 m), la couche intermédiaire (jusqu'à ± 2000 m) et la couche profonde (> 2000 m).**
- ▶ **Le modèle a tendance à surestimer l'ensemble des variables évaluées en surface et à l'ouest du GSP, mais à les sous-estimer au centre et à l'est du GSP.**
- ▶ **Il représente bien la température et la salinité dans la couche intermédiaire, mais à tendance à sous-estimer les nutriments**
- ▶ **La couche profonde présente un excès de nutriments, et notamment de DSI.**
- ▶ **La variabilité interannuelle de l'ensemble des variables (température, salinité, MLD maximale et concentrations en nutriments) étudiées est réaliste en mer du Labrador. Elle semble est moins bien représentée à l'est du GSP à travers la section OVIDE où les écarts-types des champs observés et simulés sont importants.**

4 - La convection profonde comme source de variabilité principale au déclin de DSI en mer du Labrador

4.1 . Introduction

Comme il a été vu en introduction et dans le contexte bibliographique, parmi les principales sources de nutriments du GSP se trouve (i) les transport de nutriments d'origine Arctique, et (ii) la convection profonde de la mer du Labrador. Sur la base de mesures indirectes de concentrations le long des courants arctiques, la contribution de l'*Arctic inflow* a été supposée négligeable [Hátún et al., 2017].

Pourtant, aucune étude n'a permis de quantifier la variabilité du transport de nutriment d'origine Arctique, alors que sa quantification permettrait d'estimer précisément sa contribution à la variabilité du déclin de nutriments en Atlantique Nord Subpolaire. En cause, il est proposé que le mélange vertical en mer du Labrador induit un flux de nutriments ascendant qui domine les autres sources de nutriments [Tesdal et al., 2022]. Mais, là encore, aucune étude n'a pu quantifier précisément les flux de nutriments issus du mélange verticale en convection profonde.

En étant située à l'intersection entre les eaux riches en DSI d'Arctique et l'Atlantique, et le lieu d'hébergement d'une convection hivernale profonde, la mer du Labrador est un terrain qui se veut être pertinent pour l'estimation des contributions de ces deux processus physiques. Ainsi, dans cette étude, nous nous concentrons sur la variabilité de la DSI de surface et de subsurface en mer du Labrador. Entre 1994 et le début des années 2010, une diminution de la concentration de DSI de surface a été observée en mer du Labrador [Hátún et al., 2017, Tesdal et al., 2022], et est supposé limiter la production des diatomées en été et à l'automne [Harrison and Li, 2007]. Dans cette étude, nous utilisons les diagnostics en ligne du modèle couplé physique-biogéochimie NEMO-PISCES pour quantifier le mélange vertical (i.e. l'addition de l'entraînement et de la diffusion verticale à la base de la couche de mélange) induit par la convection profonde, d'une part. D'autre part, nous analysons le lien entre la variabilité du transport de nutriments traversant la limite Nord de la mer du Labrador, assimilé à l'*Arctic inflow*, au déclin des concentrations de DSI. L'ensemble des résultats sont présentés dans l'article qui suit et qui a fait l'objet d'une soumission auprès de *Geophysical Research Letters*.

4.2 . Article soumis à *Biogeosciences*

Contribution of physical processes to variability of dissolved silicate in the Labrador Sea between 1980 and 2015

Alizée Dale¹, Marion Gehlen¹, Douglas W. R. Wallace², Germain Bénard¹, Christian Éthé¹, Elena Alekseenko³

5 ¹Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ, Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, 91191, Gif-sur-Yvette, France

²Department of Oceanography, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, B3H 1N4 Canada

³Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, CNRS, LOG UMR 8187, 28 Avenue Foch, BP 80, 62930 Wimereux, France

10 *Correspondence to:* Alizée Dale (alizee.dale@lsce.ipsl.fr)

Abstract. We use output of an eddy-permitting biogeochemical ocean general circulation model to investigate the drivers of the observed decline in the pre-bloom inventory of dissolved silicate (DSi) and its InterAnnual Variability (IAV) over the period 1980-2015. Specifically, the relative impacts of an abrupt decrease in Deep Winter Convection (DWC) and changes in Arctic inflow on DSi concentrations at the regional scale are examined. The IAV of the upper layer DSi inventory covaries with both the Arctic inflow and DWC, however, the pre-bloom decline seems driven primarily by the DWC and associated winter vertical mixing, while the contribution of Arctic inflow is negligible. Our study suggests that the inventory responds to natural decadal variability which is influenced by two major climate modes, the North Atlantic and the Arctic Oscillations, with the former appearing to be the main control.

20 **1 Introduction**

The Labrador Sea is a highly productive region within the Subpolar Gyre (SPG; (Harrison et al., 2013; Harrison & Li, 2008), delimited by strong boundary currents (Lazier et al., 2002). Its particularity lies in the intense and variable deep convection which takes place at its center (Lazier et al., 2002; Yashayaev & Loder, 2016). In the central Labrador Sea, the Net Primary Production (NPP) is maintained by deep winter convection (Harrison & Li, 2008; Harrison et al., 2013; Yashayaev & Loder, 2016), which modulates nutrient fluxes, enriching the euphotic layer through vertical mixing (Harrison & Li, 2008; Harrison et al., 2013; Yashayaev & Loder, 2016). Whereas Arctic Inflow modulates NPP on the Labrador (Tremblay et al., 2015) and Greenland shelves (Tesdal et al., 2022). In the Labrador Sea, NPP is mainly supported by diatoms (60 to 80%; Rousseaux & Gregg, 2013). Diatom productivity is at the base of a productive food chain that supports higher trophic levels (Conti &

Scardi, 2010; Stock et al., 2017) including valuable fisheries, among others, of Atlantic salmon, cod, mackerel, and herring
30 (Government of Canada, Fisheries and Oceans Canada, Communications Branch, 2021).

In contrast to other phytoplankton groups which are dependent on light, nitrogen, phosphorus and iron to grow, diatoms also
require dissolved silicic acid or silicate ($\text{Si}(\text{OH})_4$, referred to here as DSi) to form their frustules (Egge & Aksnes, 1992;
Nelson & Dortch, 1996). DSi concentrations showed a negative trend between the mid-1990s and the late 2000s (Hátún et
al., 2017; Tesdal et al., 2022). Even though the trend appeared to reverse starting from the 2010s (Tesdal et al., 2022), the
35 decrease of DSi concentrations was reminiscent of a regime shift. This regime shift may reflect projected future conditions,
which are typically characterized by a weakening of the winter-time deep convection and a slowdown in circulation (Lenton
et al., 2008; McKay et al., 2022). Variability of winter-time deep convection appears similar to that of DSi concentration. It
weakened abruptly from 1994 onwards, shoaling from a MLD of 1000-2400 m between 1987 and 1994, to roughly 1000 m
between 1994 and the early 2000s (Lazier et al., 2002; Yashayaev & Loder, 2016), while intense events reoccurred between
40 2014 and 2015 (Yashayaev & Loder, 2016). During the same period, a slowdown in the SPG circulation was observed
(Hakkinen & Rhines, 2004; Hátún et al., 2005; Hátún et al., 2017; Tesdal et al., 2022). The weakening of the SPG led to
unbalanced mixing between DSi-Rich Arctic Waters (SRAW) and a greater volume of DSi-poor waters from the south
compared with the period preceding the SPG weakening (Hátún et al., 2017). This imbalance led to water that was poorer in
DSi, reaching the Labrador Sea through the SPG circulation following the Greenland continental margin (Tesdal et al.,
45 2022). From the Arctic, the SRAW transport is also supposed to have weakened from the mid-1990s (Aksenov et al., 2016),
leading to negative anomalies in DSi concentrations along their transport pathways (Tremblay, 2002; Hátún et al., 2017)
compared to the early 1990s.

The relative importance of the contribution of advective fluxes from the Arctic, from the SPG circulation and from winter-
time deep convection to the observed variability of DSi concentration has been debated (Harrison & Li, 2008; Hátún et al.,
50 2017; McKinley et al., 2018; Tesdal et al., 2022). Such a decrease in DSi, and the potential for future regime shifts, could
have significant consequences for NPP, ranging from a reduction in primary production to changes in phytoplankton
community composition (and, potentially, sinking fluxes) due to a reduction in diatom biomass.

Here, we draw on output from an eddy-permitting ocean general circulation biogeochemical hindcast simulation to examine
and quantify the relative contributions of an abrupt decrease in winter-time deep convection and changes in Arctic inflow to
55 the variability of DSi concentrations at the scale of the Labrador Sea. Finally, we briefly put the decline in DSi into
perspective with changes in net primary production (NPP).

In Section 2, we describe the model set-up and analysis methods. In Section 3, we focus on the influence of the DSi decline
on NPP, and compare the DSi decline in the model to observations along a hydrographic section. We quantify the
contribution of Arctic Inflow to the variability of DSi inventory. The use of two metrics, annual maximum MLD and DSi
60 fluxes at the base of the mixed layer induced by vertical mixing, allows us to identify deep convection as the main
contributor to the strong decrease of DSi during the 1990s. Finally, we discuss the link between weather regimes and

variability of DSi concentrations in relation to the physical forcing factors under investigation, and associated future ecosystem impacts.

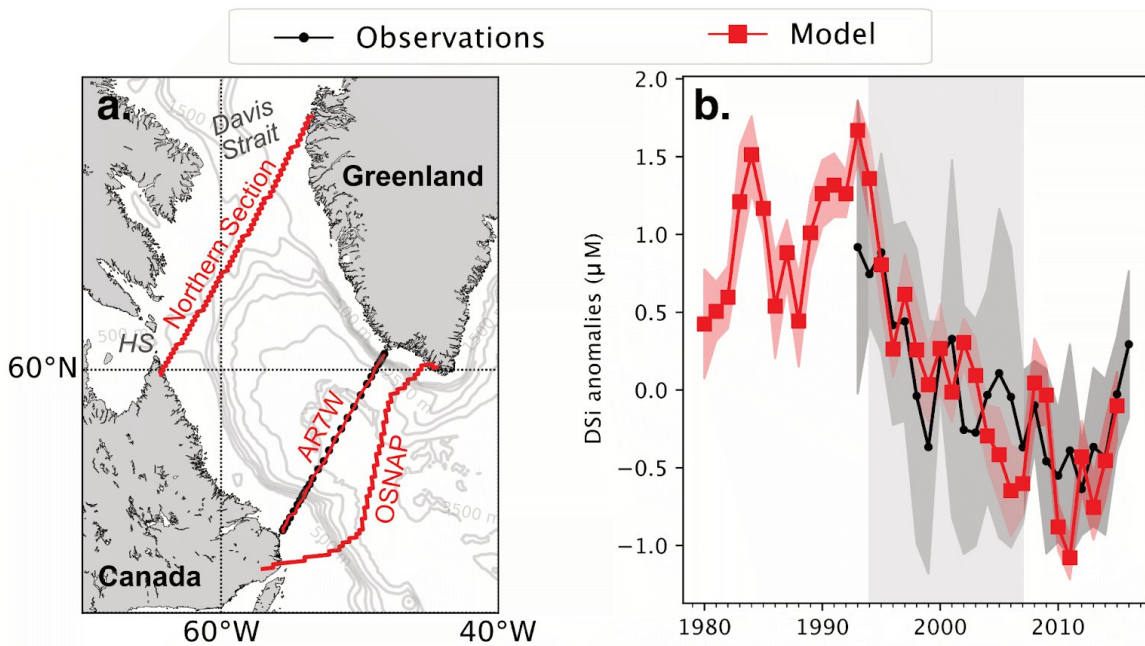
65 **2 Material and methods**

The study focuses on the area delimited by two sections to the north and south of the Labrador Sea (Fig. 1). To account for mass transport through Hudson Strait, the northern limit is defined by a section located just to the south of Davis Strait. We refer to this as the Northern section in the remainder of the paper. The Labrador Sea is closed to the south by the OSNAP-West section (Fig. 1.a). To address the variability of DSi available for primary production, our analysis focuses on the upper
70 layer of the water column between 0 and 450 m depth. This depth criterion (<450 m) corresponds to the shallowest extent of the maximum Mixed Layer Depth (MLD), as simulated by our model within the area of study.

2.1 Observational and numerical datasets

2.1.1 NEMO-PISCES model

75 The model used to evaluate physical contributions to the variability of the DSi inventory within the Labrador Sea is based on a global configuration of the Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO; stable 3.6 version; Madec et al., 2017). The extended version of the tripolar grid eORCA has a resolution of 0.25° in longitude and $0.25^\circ \cos\phi$ in latitude (eORCA025). There are 75 vertical levels with a resolution of 1 to 15 m between the surface and 200 m depth, and of 50 m to 100 m between 500 m and 1000 m depth. The model is forced with the DRAKKAR Forcing Set (DFS) 5.2 (Dussin et al.,
80 2016) for the period 1958 to 2015 under constant pre-industrial atmospheric CO_2 (284.32 ppm). The ocean general circulation model is coupled online to the Louvain-la-Neuve sea-ice model LIM3 (Vancoppenolle et al., 2009) and the Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies (PISCES-v2; Aumont et al., 2015). PISCES is a biogeochemical model which describes the lower trophic levels of the marine food web with four plankton functional types: diatoms and nanophytoplankton, as well as micro- and meso-zooplankton. Phytoplankton growth is co-limited by 5 nutrients
85 (iron, phosphate, nitrate, ammonium and dissolved silicic acid), light, and modulated by temperature. The model has been initialized with observation-based climatologies listed in table S3 and with external nutrient sources listed in table S4 of the supplementary material (section 2).



90 **Figure 1: Observed (black) and simulated (red) anomalies of the DSi concentration along the AR7W section in spring (April, May, June) relative to the mean over the 1993-2015 period for the upper (0-450 m) layer.** (a) The region of study is delimited by the OSNAP-west section to the south and a Northern section south of Hudson Strait (HS) and Davis Strait. Model grid points that constitute the sections are shown in red. The DSi concentration profiles measured along the AR7W section are shown in black. (b) The solid line shows average DSi concentrations anomalies (0-450 m) along the AR7W section from the model (red) and observations (black). Red shaded areas represent the standard deviation of monthly concentration anomalies in the model. The dark grey shading indicates the standard deviation of observed concentration anomalies along the whole section.

In this study, we consider the following variables: dissolved silicate (DSi), conservative temperature, practical salinity, effective transport, Mixed Layer Depth (MLD; defined by a density difference of 0.01 kg/m^3 relative to water at 10 m depth), and Sea Level Pressure from the atmospheric forcing dataset (DFS5.2). The simulation starts from an ocean at rest in 1958. We limited our analysis to the period 1980-2015, i.e., the period from which the integrated volume between OSNAP and the Northern section reached a quasi steady-state (Fig. S1).

2.1.2 Observational dataset

105 This study draws on several observational data sets for the evaluation of mean state and interannual variability of modeled properties. Units were converted as needed. Details of model evaluation are presented in the supplementary material. Modeled temperature and salinity were compared along Davis Strait to data from the 2004 R/V Knorr cruise

(<https://cchdo.ucsd.edu/cruise/316N20040922>). Simulated mixed layer depths were evaluated over the 1980-2017 period against observation-based estimates derived from a combination of Argo and CTD data across the Labrador Sea and processed at the Bedford Institute of Oceanography (Yashayaev & Loder, 2016; Raimondi et al., 2021). Modeled mean states of temperature, salinity, DSi, and MLD over the full area of study and 1981-2010 were compared to corresponding averages computed from the World Ocean Atlas 2018 Reanalysis (<https://www.ncei.noaa.gov/>).

Interpolated data from the Atlantic Repeat Hydrography Line 7 West (i.e., AR7W, from GO-SHIP, WOCE, and CLIVAR cruises supported by Canada's Atlantic Zone Offshore Monitoring Program) were used to evaluate the modeled variability of DSi. This section lies between the OSNAP, and Northern sections and data are available from 1992 to 2015 (<https://cchdo.ucsd.edu>). Note that DSi concentrations were mainly measured in spring or summer and that we used only the average concentrations between 0 and 450 m in this study.

120 **2.2 Methods**

2.2.1 Spring bloom NPP

Total monthly NPP has been integrated from top to bottom and between April and June (the months in which the spring bloom occurs), in order to describe NPP conditions preceding and following the trend in DSi concentration. The bloom initiation is determined following Siegel et al (2002) as the time at which NPP exceeds its yearly median by 5%. The threshold is relative to the spring bloom of a given year, thus eliminating the effects of inter-annual variability.

2.2.2 Pre-bloom DSi inventory

The variability of DSi is represented by its average pre-bloom inventory (March-April average) as a measure of its potential to limit annual primary production. The pre-bloom DSi inventory is calculated from an integration of pre-bloom DSi concentrations (μM) of each grid cell within the entire volume of the upper layer (0-450 m) between the OSNAP and Northern sections, multiplied by the volume of the associated grid cell. The inventories are given in teramoles (Tmol) of DSi.

2.2.3 Contribution of the Arctic inflow

The annual average DSi import by transport across the Northern Section is given in Tmol and calculated by integration of the monthly DSi transports (in kmol/s). The variability of DSi transport is assessed with reference to its annual average (1980-2015).

In the model, net volume transport (TRP) and net DSi transport (TRP_{DSi}) are calculated from the meridional and zonal components of effective transport (T_{eff}), following Eq. (1) and (2). The effective transport is derived from the sum of the Eulerian velocity and the eddy-induced velocity diagnosed during the simulation at the model time step for each grid cell.

$$TRP = \int_{west}^{east} \int_0^{h=450m} T_{eff}(x, y, z) dz dx, y \quad (1)$$

$$TRP_{DSi} = \int_{west}^{east} \int_0^{h=450m} T_{eff}(x, y, z) \times [\overline{DSi}](x, y, z) dz dx, y \quad (2)$$

where $[DSi]$ is the average nutrient concentration at the center of the two grid cells surrounding the T_{eff} grid point (details in section 2.1 of the supplementary material). T_{eff} is located on the edges of the cells at point U or V (Fig. S7) on the type-C Arakawa grid (Mesinger and Arakawa, 1976). z is the depth coordinate, and x, y are the zonal and meridional coordinates of the section. Hydrographic sections have been co-localized on the model grid to select the suitable component of T_{eff} and to associate it with the appropriate mean concentration. Note that by convention, southward transports are negative and northward transports are positive.

150

2.2.4 Contribution of deep winter convection

To assess the contribution of deep winter convection, we evaluated (i) the temporal evolution of the Mixed Layer Depth (MLD), and (ii) the net exchanges of DSi at the base of the Mixed Layer (ML). The latter allows quantification of the variability of DSi import into the ML by vertical mixing processes (Eq. (3)), i.e. entrainment or detrainment of DSi at the ML base (positive sign for detrainment and negative for entrainment to the ML) and the contribution of vertical diffusion of DSi across the ML base. These terms were computed during the simulation and, at the time step of the physical model. In order to compare the contribution of import by vertical mixing to the variability of the DSi inventory, it has been converted from kmol/s to an annual amount (Tmol of DSi) as was done with the DSi transport across the Northern section.

$$160 \quad \text{Vertical mixing} = \underbrace{(k_z \partial_z [DSi]_{mld})}_{\text{Vertical diffusion}} - \underbrace{[DSi]_{mld} \cdot \partial_t mld}_{\text{Entrainment/Detrainment}} \quad (3)$$

In Eq. 3, k_z is the vertical diffusion coefficient at the mixed-layer base whose minimal value is $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, mld is the depth at the ML base and $[DSi]_{mld}$ is the DSi concentration at the ML base.

165 2.2.4 Climate Indices

The region of study is under the influence of two weather regimes that influence the atmospheric forcing (i.e., winds, surface air temperature) above the North Atlantic: the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Arctic Oscillation (AO).

The NAO is characterized by a redistribution of atmospheric mass between the Arctic and subtropical Atlantic (Hurrell et al. 2003). It is an oscillation that represents a pressure gradient between the Azores high-pressure and the Iceland low-pressure, between which flow the westerlies. Since the intensity of these winds may increase or decrease the heat loss from the Labrador Sea (Bersh et al., 2007; Lohmann et al., 2009; Hakkinen et al., 2011), we calculated the NAO index to quantify the variability of this oscillation and relate it to the observed trends in DSI concentration. The NAO index is based on an Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis of the Sea Level Pressure (SLP in Pa; Hurrell et al., 2003) over the domain 30°N-80°N, 85°W-30°E. SLP comes from the DFS5.2, which forced the model with ERA-interim reanalysis. For the EOF analysis, we use the winter mean (DJF) of the SLP over the 1979-2015 period. The result shows a first mode representing 26.9 % of the SLP variability and a South-North dipole.

A similar method is used to quantify the AO. The AO is described as a pattern of SLP centered on the Arctic (Thompson et al., 1998; Hamouda et al., 2021). To track its variability, it is defined by an index calculated from the principal component of an EOF analysis of the winter mean SLP (DJF) above 20°N (Thompson et al., 1998; Hamouda et al., 2021).

3 Results

3.1 Observed and simulated DSI variability

A Labrador Sea-wide evaluation of simulated temperature, salinity, MLD and DSI concentration against observation-based datasets is reported in the supplementary material (section 1.2) along with a synthesis of data sets (Table S1). Overall, the model overestimates surface DSI concentrations on the eastern side of the Labrador Sea (i.e., on the Greenland continental margin) whereas they are underestimated at the surface on the western side of the Labrador Sea (i.e., on the Canadian continental margin). DSI concentrations below the surface, and over the full upper layer (0-450 m) are underestimated throughout the basin. The temporal evolution of average DSI concentrations in the model and measured along the AR7W section (Fig. 1a), are shown in Fig. 1.b, where concentrations are presented as anomalies relative to the average over the period 1993-2015. The model underestimates observed concentrations by 2.3 μM on average (Fig. S5). Despite this bias, the phasing and amplitude of DSI interannual variability are well reproduced, with a strong, significant correlation between the observed and modeled decline (1994 to 2007: Pearson's $R = 0.71$, $p\text{-value} < 0.01$, Fig. S5b).

The period of DSI decline (Fig. 1b), between 1994 and 2007, is surrounded by a) a first period, between 1980 and 1993, characterized by a higher average concentrations and strong interannual variability; b) a third period, between 2008 and 2015, which is marked by an increase of DSI concentrations. During the period of decline (1994-2007), modeled DSI anomalies decreased linearly at a rate of $-0.09 \mu\text{M.yr}^{-1}$ ($p\text{-value} < 0.01$). Observed DSI concentrations displayed a smaller decrease over the same period ($-0.05 \mu\text{M.yr}^{-1}$, $p\text{-value} < 0.01$).

200 **3.2 Contribution of the Arctic inflow**

Between 1994 and 2007, the pre-bloom DSi inventory and the import of DSi from the Arctic both declined. The negative trend was, however, much larger for the inventory ($-0.038 \text{ Tmol.yr}^{-1}$) than for the DSi import ($-0.0013 \text{ Tmol.yr}^{-1}$) across the Northern section (Fig.2a). The difference in trends translates into a much larger amplitude of decline of the prebloom inventory (0.66 Tmol) than of the average annual import of DSi from the Arctic (0.02 Tmol). This implies that the reduced
205 influx of DSi across the Northern section is responsible for only about 3% of the inventory decline. On the other hand, time series of DSi transport across the Northern section and of the Labrador Sea DSi inventory show a consistent variability over the entire study period (1980-2015) and are significantly correlated (Pearson's $R = 0.88$, $p\text{-value} = 10^{-5}$). The former suggests a common driver of variability which is also indicated by the linear relationship between DSi transport and inventory shown in Fig. 2c.

210

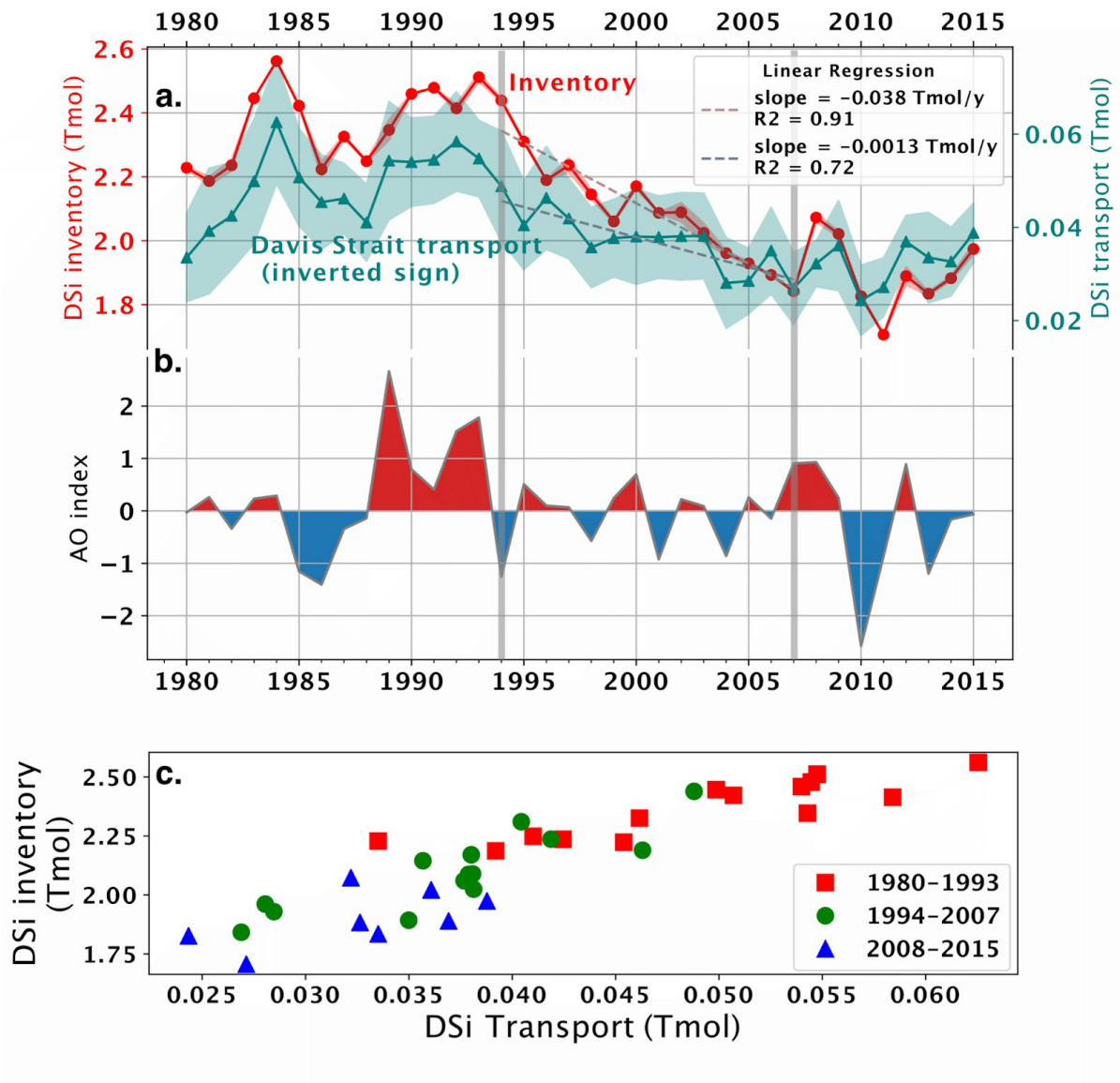


Figure 2. a. Temporal evolution of the upper layer average pre-bloom DSi inventory (in red) and annual average import of DSi from the Arctic inflow across the Northern section upper layer (in blue) between 1980 and 2015. Note that the sign of the DSi transport across the Northern section has been reversed for comparison with the DSi inventory changes. The more positive the transport, the more DSi is transported into the area of study. Standard deviations around the two averages are shown by colored shading. A linear regression model has been computed from 1994 to 2007 for both time series (dashed line, p-value < 0.01). The result of the linear regression is given in the top right corner of the Fig. b. Time-series of the Arctic Oscillation index calculated from an Empirical Orthogonal Function analysis of the Sea Level Pressure for latitudes greater

220 than 20°N. c. Scatter plot of the pre-bloom DSI inventory and annual average DSI inputs from the Northern section transport
(as shown in Fig. a.).

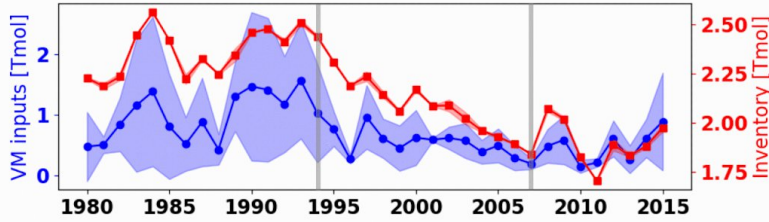
3.3 Contribution of deep winter convection

The annual variations of the pre-bloom inventory also co-vary with estimates of DSI entrained into the mixed layer by deep
225 winter mixing (Fig. 3), particularly before ($r = -0.88$, $p\text{-value} = 10^{-5}$) and during ($r = -0.81$, $p\text{-value} = 10^{-4}$) the period of
decline. Due to the shortness of the final period, the same relationship cannot be statistically confirmed but the time series in
Fig. 3a is still suggestive of a correlation. The input of DSI from vertical mixing dropped between 1993 and 1996, followed
by a roughly linear decline of $-0.12 \text{ Tmol.yr}^{-1}$ up to 2007 which mirrors the decline in inventory ($-0.39 \text{ Tmol.yr}^{-1}$). The
amplitude of the decline of the contribution of deep winter mixing is -0.83 Tmol between 1994 and 2007 which is
230 comparable with but somewhat larger than the corresponding reduction of the pre-bloom DSI inventory (-0.66 Tmol). The
entrainment of DSI through vertical mixing was calculated at the base of the mixed layer which reaches depths far exceeding
450 m during some years (e.g. 2000 m in 1993). As a result, it is associated with a layer much deeper and richer in DSI than
the layer over which the inventory was calculated explaining why its amplitude exceeds that of the inventory (e.g. in 1993,
MLD reached 2000 m where the DSI concentration was $11.6 \mu\text{M}$, whereas its average concentration varies from $6 \mu\text{M}$ (in
235 2007) and $8 \mu\text{M}$ (between 1990 and 1994 at 450 m) .

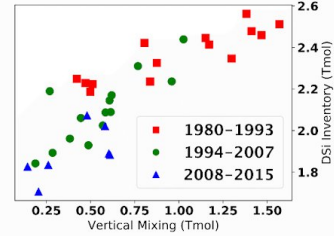
In the following, we focus on the annual maximum Mixed Layer Depth (MLD) as a metric to describe the intensity of deep
winter convection. The annual maximum MLD corresponds to the maximum depth reached by the ML over the course of a
year. The convection zone associated with the renewal of Labrador Sea water is identified based on a critical depth of 1000
m following Rühls et al. (2021). Figure 3.c presents the annual maximum MLD averaged over the three periods identified
240 before, as well as the horizontal extent of the associated convection zones. The extent of the convection zone and the depth
reached were both greatest between 1980 and 1993, just before the decline in DSI inventory. This was followed by a sharp
decrease in the area of the convection zone between 1994 and 2007, associated with shallower MLDs. Between 2008 and
2015, the convection zone expanded again. The histogram (Fig. 3d) displays the depth distribution of the annual maximum
MLD within the 1980-2015's average convection zone (black contour in Fig. 3c) for each of the three periods. It confirms
245 the existence of distinct regimes with the first period (in red) being characterized by deep convection depths and clearly
distinct from the period of declining DSI (in green). The third period (in blue) could be interpreted as a transition phase
towards greater convection depths. Contrary to the DSI transport across the Northern section, which is characterized by an
overall linear decline, the reduction of the annual maximum MLD occurs in the model as an abrupt shift towards shallow
MLDs over a period of about two years (1993 to 1995).

250

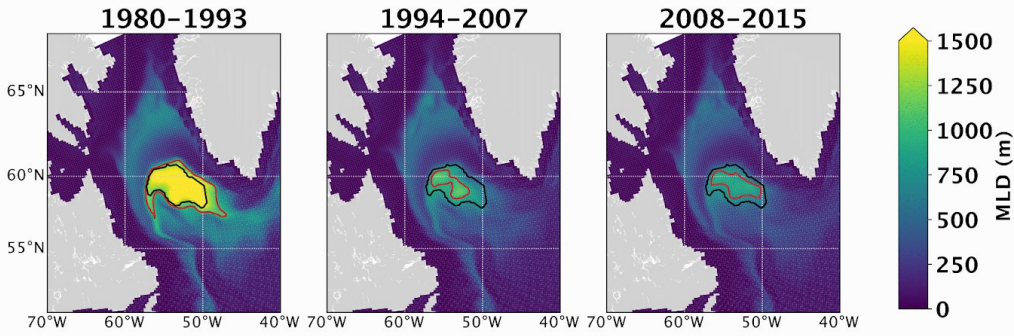
a. Average DSi inputs from **winter** vertical mixing



b. Relationship between winter vertical mixing and DSi inventory



c. Annual Maximum MLD



d. Annual maximum MLD distribution within the average convection zone

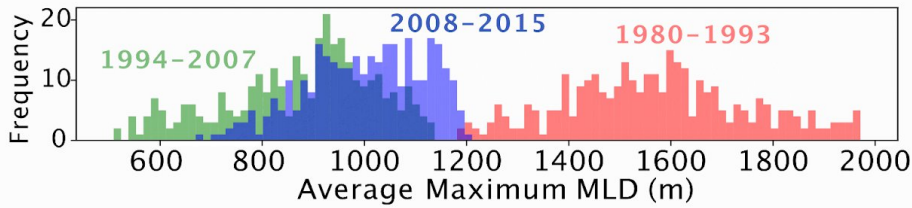


Figure 3. Relationship between winter deep convection and the pre-bloom DSi inventory. (a.) Temporal evolution of average winter DSi inputs from vertical mixing in blue and the average pre-bloom DSi inventory of the upper layer in red. Coloured shading displays the standard deviation. (b.) Relationship between average winter DSi inputs from vertical mixing and the pre-bloom DSi inventory of the upper layer with a focus on the three study periods, which suggests a constant linear relation between these two variables. (c.) Annual Maximum MLD averaged for the three periods. The red contour delimits the convection zone specific to the period under consideration, while the black contour indicates the average convection zone over the entire period (1980-2015). The same critical convection depth as R  hs et al. (2021) of 1000 m has been chosen to define convection zones. Note that MLDs greater than 1500 m are displayed in oversaturated yellow. The associated histogram (d.) represents the depth distribution of the ML at each grid cell within the 1980-2015 average convection zone (black contour), for each period.

3.4 Changes in Net Primary Production

In order to evaluate the impact of the DSi decline on NPP, we compare average total NPP before and after the decline in DSi concentration (Fig. 4a). Prior to the decline in DSi concentrations (i.e. 1980-1993), modeled average total NPP integrated over the months of the spring bloom reached maximum values on the continental shelf of Greenland and Canada (Fig. 4a; between 200 and 240 gC/m²/year). Values were lower in the central basin (between 120 and 160 gC/m²/year). Considering the period following the decline in DSi concentrations, NPP declined over ~69% of the study area between 1980-1993 and 2008-2015 (Fig. 4b). Increases in NPP were mostly confined to the eastern to northern slopes of the basin. NPP anomalies for the period 2008-2015 relative to the 1980-1993 period, were modest compared to the average NPP values.

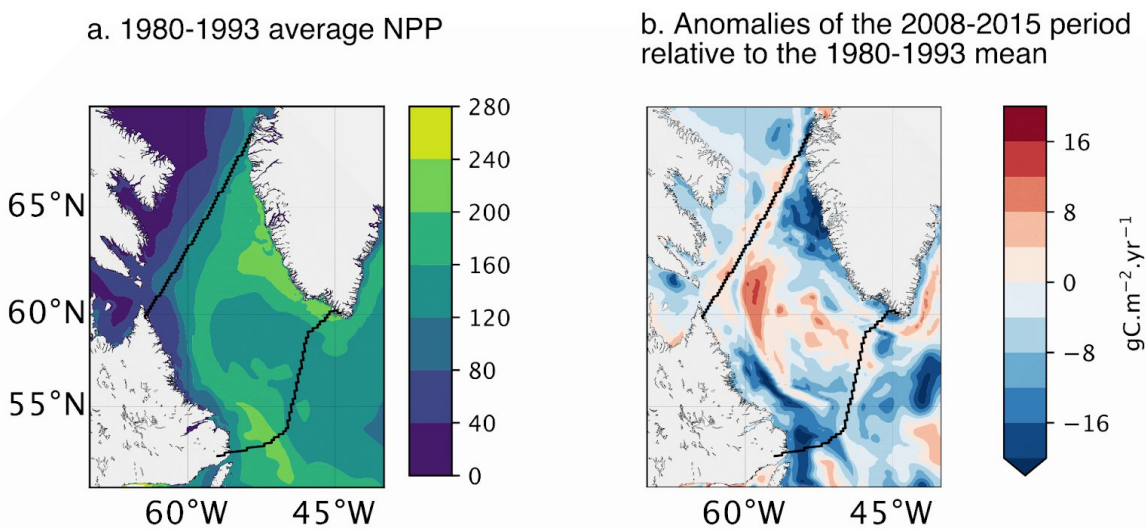


Figure 4. Evolution of top-to-bottom integrated NPP. a. Average between 1980 and 1993. b. 2008-2015 NPP anomalies relative to the 1980-1993 mean.

275

4 Discussion

The present study has highlighted distinct differences in NPP, DSi concentration (and inventory), lateral transport, and MLD in the Labrador Sea between the three time periods from 1980 to 2015. Compared to the first period (i.e., 1980-1993), between 2008 and 2015, the Labrador Sea showed a slightly reduced NPP (i.e., the median reduction is equivalent to -4% of the median NPP where anomalies are negative. Maximum negative anomalies reach -14% of the local average at the point where the reduction is the greatest) in the center of the basin and in the most productive areas of the study region. This reduction coincides with lower DSi concentrations and inventory, a minor reduction in lateral DSi inputs from the North and east, and a major reduction in vertical mixing. The latter relates to shallower winter-time convection. Between these two

285 periods, from 1994 to 2007, the concentrations and inventory of DSi in the Labrador Sea declined progressively, as did all physical sources of nutrients (i.e., lateral transport and vertical mixing). In the following discussion, we will first address the changes in the Labrador Sea between 1994-2007 and then qualitatively assess the implications of this natural variability in the context of projected future global warming conditions.

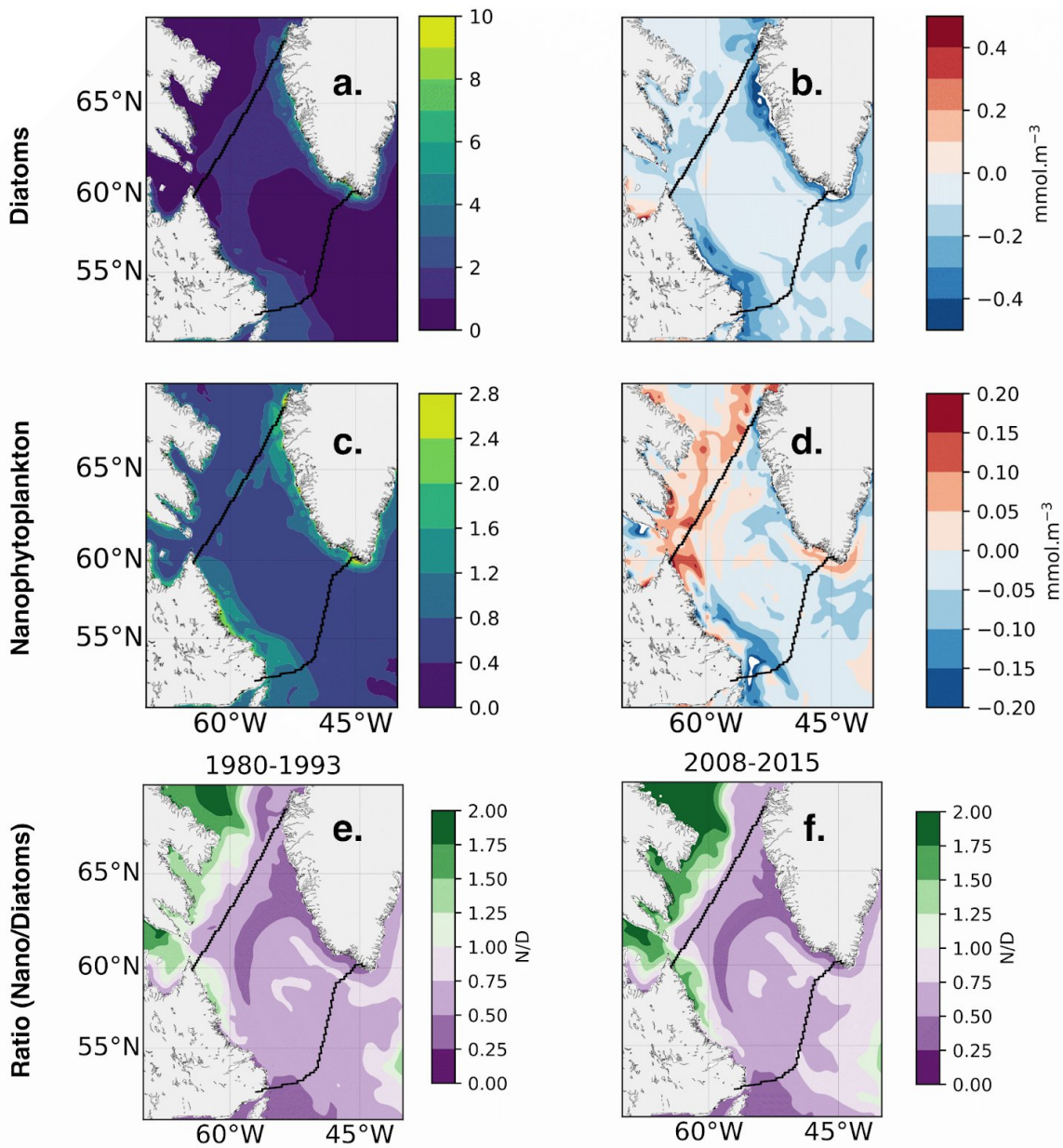
290 **4.1 Observed and modeled decline in DSi**

The model suggests a linear decrease in DSi concentration between 1990 and 2015 of $-0.09 \mu\text{M}/\text{yr}$, twice as large as the observed trend ($-0.04 \mu\text{M}/\text{yr}$, Hátún et al., 2017; Yeats et al., 2011). This difference can be partly explained by the interannual variability of the modeled DSi concentration, which has a higher amplitude than its measured counterpart. For example, (Fig. 1a) between 1990 and 2015, modeled concentration anomalies along the AR7W section range from $(-1.08 \pm 0.19) \mu\text{M}$ in 2011 to $(+1.67 \pm 0.36) \mu\text{M}$ in 1993, whereas the anomalies in observations range from $(-0.64 \pm 0.30) \mu\text{M}$ in 2012 to $(+0.92 \pm 0.94) \mu\text{M}$ in 1993.

The above values are given between 1990 and 2015 for comparison. From observations (Hátún et al., 2017; Tesdal et al., 2022) and the model, it is clear that the DSi decline began in 1994. Coupled with the fact that model outputs stopped in 2015, the reappearance of strong interannual variability from 2007 onwards makes it difficult to identify the end period of the decline and the possibility of a return to 1980-1993 concentrations. However, recent observations (up to 2018) indicate increased DSi concentrations to the level observed before 1994 (Tesdal et al., 2022). Whereas the decline in DSi from 1994-2007 was caused by the abrupt weakening of winter deep convection, the increase surrounding 2015 seems conversely to follow conditions favorable to intense winter deep convection (Yashayaev, 2023).

305 **4.2 Regime shifts in the central Labrador Sea**

The model output shows a change in the winter-time deep convection regime between the period 1980-1993 (annual maximum MLD between 1184 and 1970 m) and 1994-2007 (between 508 and 1130 m). This change in regime does not affect the DSi inventory as dramatically, as the DSi inventory shows a linear decrease. The plurality of processes modulating the variability of the DSi inventory, such as boundary currents (i.e. the West Greenland Current and the Labrador current), may be the cause (Tremblay et al., 2015; Tesdal et al., 2022). Similarly, NPP is not affected as strongly by the change in convection regime because of its modulation by other factors (e.g. co-limitation by light and nitrate (not discussed in this paper; Harrison & Li, 2008). Nevertheless, model results suggest a change in phytoplankton community composition to the north of the study area which is marked by an increase in nanophytoplankton biomass and a decrease in diatoms biomass (Fig. 5), the two phytoplankton groups represented by the model. Such a change is consistent with observations of an increase in small phytoplankton and a decrease in large phytoplankton (Harrison & Li, 2008).



320 **Figure 5. Evolution of top-to-bottom integrated diatoms (top) and nanophytoplankton (bottom) biomasses integrated on spring months (April to June).** (a.,c.) Average between 1980 and 1993. (b.,d.) 2008-2015 biomass anomalies relative to the 1980-1993 mean. (e.-f.) Ratio of average nanophytoplankton biomass (N) over biomass diatoms biomass (D) for the period 1980-1993 (e.) and 2008-2015 (f.). Note that purple highlights diatoms-dominated areas and green nanophytoplankton-dominated areas.

325 4.2 Physical causes of DSI variability

The present study has shown that the contribution of DSI transport from the Arctic is correlated but negligible (= 3%). Our estimate of the Arctic inflow's contribution to DSI's pre-bloom decline falls below the range of 10 to 20% given by Hatun et al. (2017). The difference between the estimates most likely reflects the different approaches taken: direct computation of transport of DSI across a section closing the Labrador Sea to the North (this study) as opposed to an indirect assessment based on an estimation of DSI retention upstream in the Beaufort Gyre. Both estimates, however, suggest a minor to negligible contribution of DSI transport from the Arctic to the decline of its inventory in the Labrador Sea. Although the contribution is negligible at the scale of the study region, Arctic water appears to dominate and locally characterize the water occupying the Labrador Shelf along the Canadian coast (Torres-Valdés et al., 2013; Fragoso et al., 2016). This DSI-rich water (Tremblay, 2002) limits primary production locally (Fragoso et al., 2016).

335 More broadly, DSI concentration in the study region is dominated by deep convection variability. Winter-time convection is controlled by the stratification of the water column, which in turn depends on upper-layer density variations, all of which are influenced by the wind (Sarafanov, 2009; Delworth et al., 2016; Yashayaev & Loder, 2016, 2017). To further explore the underlying causes of the interannual variability of the DSI inventory, the NAO as an indicator of wind-forcing and the preconditioning variables of temperature, salinity, density, stratification, and heat loss are examined (Fig. B1). In the model, the NAO index was positive between 1988 and 1996 and between 2006 and 2011, with two years of negative NAO in 2009 and 2010. The 5-year running mean indicates that the NAO index started to decline around 1989. According to Brodeau & Koenigk (2016), the 1990s winter-time deep convection shutdown was caused by limited preconditioning of the water column between the warming and the cooling seasons (i.e., autumn-winter). This weak preconditioning is partly induced by a neutral to negative NAO index (Brodeau & Koenigk, 2016), consistent with the model behavior. Associated with the decrease of the NAO index, the model displays a density loss, more stratification, and a warming of the upper layer (Fig. B1). This links the NAO index to the variability of the winter-time deep convection, which is itself linked to the variability of DSI inventory in the model.

350 On the other hand, variations in Arctic inflow follow variations in the Arctic Oscillation (AO, also referred to as the Northern Annular Mode; Wallace, 2000) index (Kelly et al., 2020; Zhang et al., 2021). We found several similarities when comparing the AO index calculated in the model to the DSI transport through the Northern section. For example, when the index is very positive, as was the case between 1989 and 1993, there is a strong positive DSI transport response compared to the rest of the period considered (i.e., 1980-2015). Following the same logic, when the index was low, from 1985 to 1988, the DSI transport was reduced. The lowest value of DSI transport was found in 2010 which was the year with the lowest AO index. Several studies have converged on the same explanation, which is that accumulation of water in the Beaufort Gyre is reinforced when the atmospheric circulation is anticyclonic, i.e., when the AO index is either negative (Qi et al., 2017; Kelly

et al., 2020; Zhang et al., 2021) or neutral (i.e., close to zero with alternation of weak positive and negative indices; Steele, 2004). In the model, the AO index was strong and positive before 1994, neutral between 1994 and 2006, and tended to be negative after 2006 (Fig 2b). The neutral AO index negatively impacts both volume and DSi transport in the model, which explains the mid-1990s negative trend. The temporal evolution of the volume transport across the Northern section is consistent with the hypothesis of water retention upstream of the Northern section (Fig. C1). However, the slope of DSi transport through the Northern section is much steeper than for volume transport, suggesting a decrease in the DSi concentration of Arctic outflow waters. This difference in slope could be explained by a change in the trajectory of the Arctic waters when the AO index is neutral or negative (Kelly et al., 2019). The Ekman transport generated by the anti-cyclonic atmospheric circulation along the North American coast, drives the current away from the Canadian Arctic Archipelago (CAA; Kelly et al., 2019). This new trajectory crosses a region dominated by the Atlantic inflow (Tremblay et al., 2015; Torrès-Valdès et al., 2013), which is poorer in DSi than Pacific Waters (Scheme and DSi concentration in the Arctic are available in Fig. C2). While the AO index and volume and DSi transport are strongly related up to 1993, and during the period of decline, this relationship is not observed after 2006.

4.3 Implications for future ecosystems

Historically, NAO and AO are correlated (Ambaum et al., 2001; Feldstein & Franzke, 2006; Hamouda et al., 2021), which explains why the variability of Arctic transport is similar to that of deep convection. In future projections, according to the RCP8.5 scenario and two CMIP5 models (MPI-ESM-LR and IPSL-CM5A-LR), it is likely that these two modes of variability will be decorrelated (Hamouda et al., 2021). The intensification of the variability of the pressure dipole over the Pacific, which partly characterizes the AO, contrasting with the weakening of the variability of the NAO and of the pressure dipole over the Arctic, which also characterizes the AO, would be responsible (Hamouda et al., 2021). According to our results, such a change in the climate variability modes implies that the Arctic inflow contribution variability, dependent on the Arctic atmospheric vortex variability (Hatun et al., 2017; Kelly et al., 2019), will be greater than deep convection, modulated by the NAO. Thus, future increases of the Arctic inflow contribution to the DSi inventory variability in the Labrador Sea should be considered.

Whether positive or negative, the NPP anomalies (Fig. 2b) are relatively small compared to local mean values (Fig. 2.a). When integrated over the study area and for the period of DSi decline (1994-2007), NPP exhibits a less significant negative trend than the trend in DSi inventory (-0.06 MgC/yr; p-value < 0.05). This low significance is coherent with NPP trends derived from SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor) ocean color observations between 1998 and 2007 (Fig. D1). Three (standard-VGPM, Eppley-VGPM, and CAFE models) out of four (CbPM) models for estimating NPP from these observations (<https://sites.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/>) found a negative trend (p-value < 0.05) in the northern/northeastern part of the study region, where NPP is highest for the 1998-2007 period. In the southern half of the region, which includes the convection zone, there has been no consensus on a significant trend among the NPP estimation

models. It can be inferred that the weakening of DSi concentrations in the mid-1990s was not sufficient to significantly impact NPP in the southern Labrador Sea, or that compensatory effects, such as a reduction in light limitation (Harrison & Li, 2008) in response to ML shallowing or a reduction in grazing pressure, might help to maintain NPP levels close to those of 1980-1993.

According to future projections (RCP2.6) the annual maximum MLD of the Labrador Sea could decrease by 10% (for non-abrupt models; Sgubin et al., 2017) compared to the period 2006-2015, or even be restricted to depths to around ten meters for a shutdown of deep convection (Drijfhout et al., 2015). The most extreme projections of changes in winter MLD exceed the range of observed and modeled natural variability of deep convection. The projected reduction in MLD in response to global climate change exceeds that of the 1994-2007 period. It could therefore have a greater impact on DSi availability and NPP, compared to the recent natural analog.

Our results suggest that diatom productivity is modulated by the natural variability of DSi. The signal will spread through the food web, from the dominant mesozooplankton grazer *Calanus finmarchicus*, which represents over 60% of mesozooplankton biomass (Head et al., 2003), to higher trophic levels (Yebra et al., 2009). By forming the base of the food chain, spring bloom dynamics impact the variability of upper trophic levels (Cury et al., 2008) indirectly influencing fish stock variability, independently of fishing practices.

5. Conclusion

The analysis of model output shows that variability of deep winter convection (DWC) was the dominant factor influencing the variability of the DSi inventory in the central Labrador Sea between 1980 and 2015. In turn, DWC responds indirectly to the NAO index, which switched from a positive to a negative phase over the study period, and led to a regime shift in DWC in the mid-1990s. The DWC variability relates to early preconditioning of the water column (e.g., necessary heat loss and destratification) between late autumn and early winter, conditions that are influenced by the North Atlantic Oscillation (NAO). Our results suggest that the regime shift in DWC did not extend to the DSi inventory or the NPP, whose variability also depends on other factors. The variability of DSi transport from the Arctic was correlated with DSi inventory variations, however its quantitative impact is negligible at basin scale (i.e., responsible for only ~3% of the DSi decline in the central Basin). The correlation of the variability was attributed to the correlation between the Arctic Oscillation (AO) with the NAO. We note, however, that the Arctic Inflow contributes more significantly to NPP over the Labrador Shelf, where the model output showed an increase in the nanophytoplankton biomass at the expense of diatoms biomass between 1980 and 2015.

However, North Atlantic natural modes of climate variability (i.e., AO and NAO) are expected to change significantly under climate change and could decorrelate. This decorrelation could increase the contribution of the Arctic inflow to the future Labrador Sea DSi inventory. Moreover, the DWC weakening that is projected under climate change could be more intense than observed during the 1994-2007 period suggesting the possibility for more pronounced impacts on DSi availability and future spring bloom dynamics .

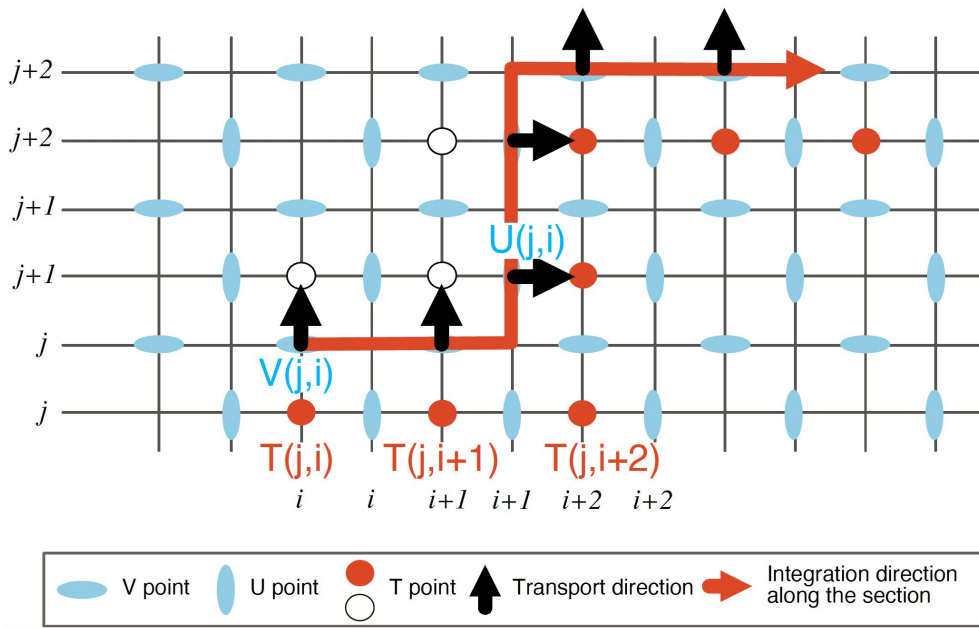
Appendices

Appendix A. Transport calculation in the ORCA025 grid

The transport is a product of a velocity in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ and a surface area in m^2 . This operation has been done at the model time step (i.e. 900 sec) in the case of the effective transport. It is, therefore, equivalent to a flow rate expressed in Sv ($= 10^6 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$).

430 Transport calculation depends on the direction of the section's integration on the model grid (represented by the red arrow in Fig. A1). The sum of horizontal (Fig. A1) and vertical transport components gives the flux balance across the section resulting in the net volume transport. The ORCA025 grid is irregular and follows the Arakawa's grid C shift between (i) U and V points, relative to the velocities and effective transport components; (ii) T point for computation of DSI concentration, temperature, and salinity; and (iii) F point is relative to vorticities (not represented in Fig. AA). The DSI

435 transport is the integration along the section of the effective volume transport at point U or V and average DSI concentration. According to Fig. A1, DSI transport across the section at the point $T(j,i)$ is the product of the average DSI concentration of the T point surrounding the $V(j,i)$ point, i.e. of the point $T(j,i)$ and $T(j+1,i)$.



440 **Figure A1. Schematic of the ORCA025 grid adapted from Madec et al., (2017) highlighting points used to calculate volume and DSI transport across a section.** Orientation of black arrows are conditioned by model convention (positive sign for northward and eastward transport and velocities).

Appendix B. Heat Content and Stratification Index (1980-2015)

To evaluate the preconditioning of deep winter convection (November-December) over the entire period (1980-2015) and in the upper layer (< 450 m), the heat content (HC) was calculated following Eq. (B1).

445

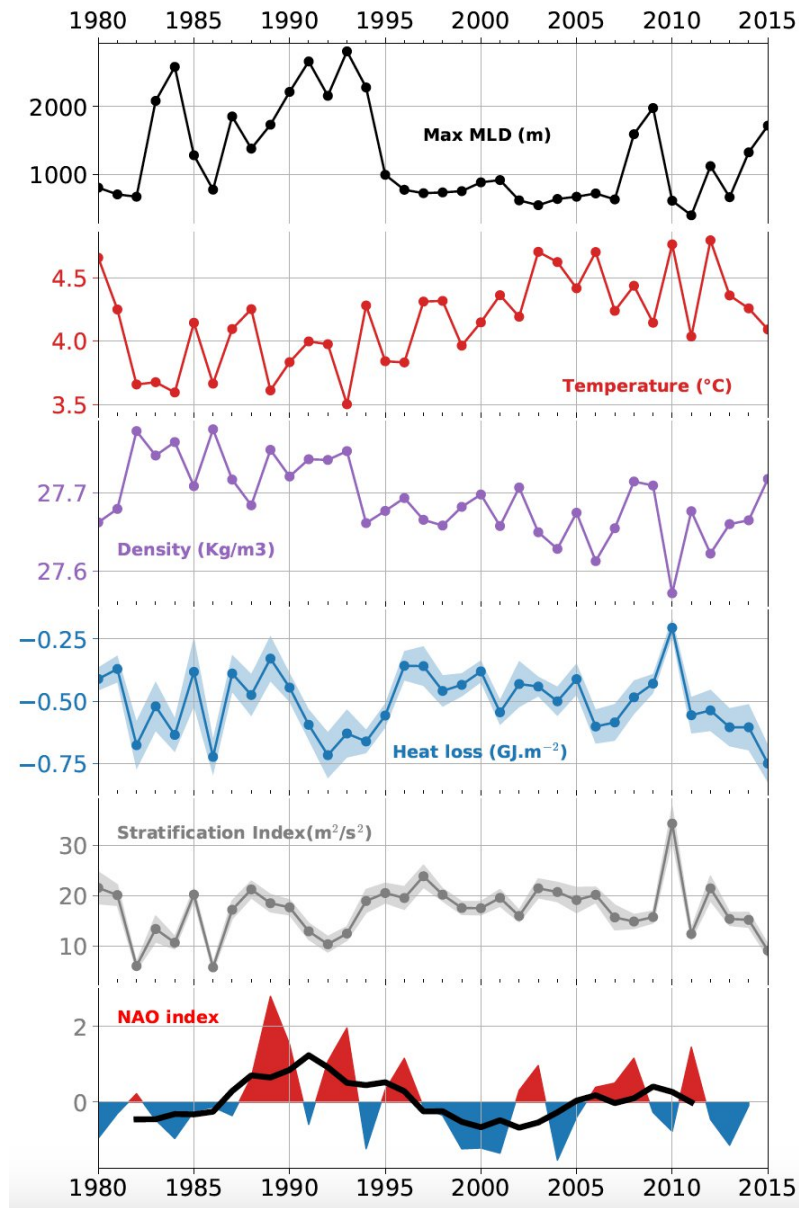
$$HC(x, y, h) = \sigma_0(x, y) \times Cp(x, y) \int_0^{h=450m} T(x, y, z) dz \quad (B1)$$

where σ_0 is the mean potential density of the upper layer equal to 1027 kg.m^{-3} , Cp is the specific heat capacity, equal to $3990 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Both are calculated with the Gibbs Sea Water Oceanographic Toolbox (Feistel, 2003; 2008) from absolute
450 salinity, conservative temperature and pressure. T is the potential temperature in K. The heat content, HC, is given in J.m^{-2} .

To further characterize the preconditioning of the upper layer, we calculated a Stratification Index (SI) representative of December in each year (Beuvier et al., 2010; Keller et al., 2021; Léger et al., 2016) following Eq (B2).

$$455 \quad SI(x, y, h) = \int_0^{h=450m} N^2(x, y, z) z dz \quad (B2)$$

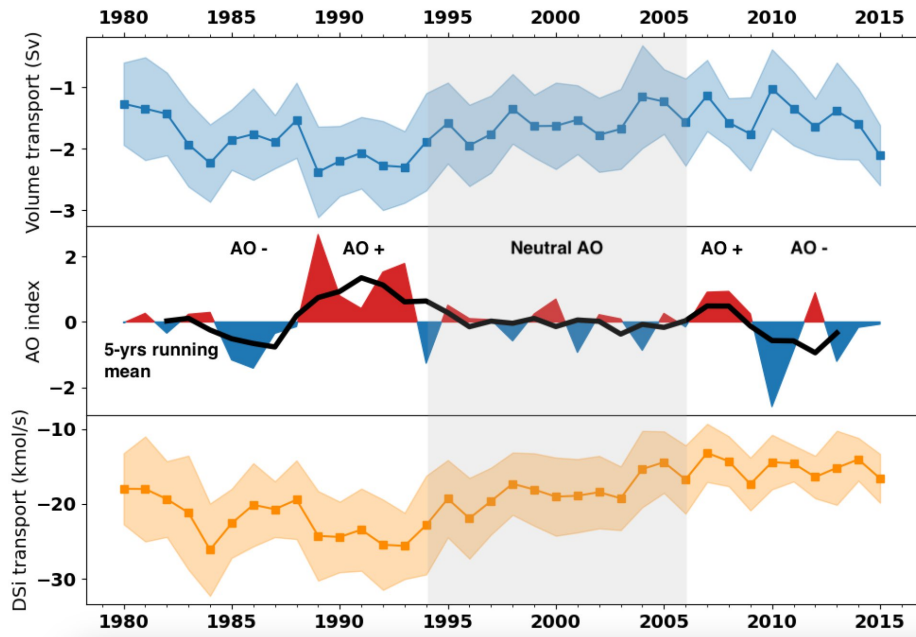
where N^2 is the Brunt-Väisälä frequency $N^2 = \frac{g}{\sigma_0} \frac{\partial \sigma}{\partial z}$ with g the acceleration due to gravity ($g = 9.81 \text{ m.s}^{-2}$) and σ_0 the
potential density at each grid cell in kg.m^{-3} . SI corresponds to the buoyancy that must be removed to allow the water column
to be mixed to a depth of 450 m. Following Keller et al. (2021), the Brunt-Väisälä frequency is approximated constant over
460 the 0 and 450 m depth interval, which leads to the simplified equation: $SI(x, y, h) = \frac{h^2}{2} N^2(x, y)$, where h equals 450 m.



465 **Figure B1. Temporal evolution of the upper layer preconditioning for the period 1980-2015.** (black) Annual Maximum MLD over the study area. (red) Average temperature and potential density (in purple) within the 1980-2015 average convection area in November (i.e. time of year when the sign of the average upper layer temperature anomalies changes from positive to negative). (blue) Heat loss as defined by the difference of heat content between November and December (surrounding transition from the warming to cooling season) over the 1980-2015 period. (gray) Stratification index in December, i.e at the beginning of the cooling season. The last panel displays the winter-time NAO index. The red line

470 exhibits the 5-year running mean of the index. All of the colored shadings around mean values, except for the NAO, represent standard deviations.

Appendix C. Arctic Inflow



475 **Figure C1. Annual average of the net volume transport, Arctic Oscillation index, and DSI transport across the northern boundary.** Coloured shading shows the standard deviation around the annual mean. The AO index has been calculated for the winter months (DJF). The solid black line over the AO index is the 5-year running mean. The gray shaded area highlights years when the AO index was neutral. Note that transport is weaker as it approaches zero.

480

485

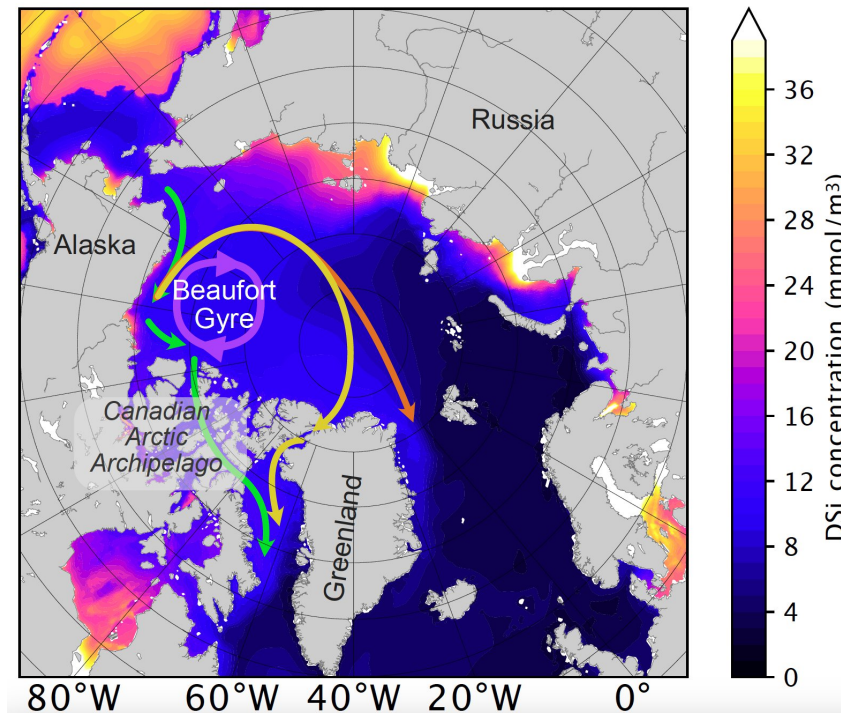


Figure C2. Annual upper 450 m average DSi concentration in the Arctic Ocean for the period preceding the DSi decline (1980-1993). The concentration diagrams show the trajectories according to Kelly et al. (2020). The green arrow illustrates the dominant trajectory of water masses under AO+ conditions (i.e., cyclonic atmospheric circulation). The orange and yellow routes show the deviation during the AO- conditions (i.e., anti-cyclonic atmospheric circulation)

495 **Appendix D. Observed Net Primary Production**

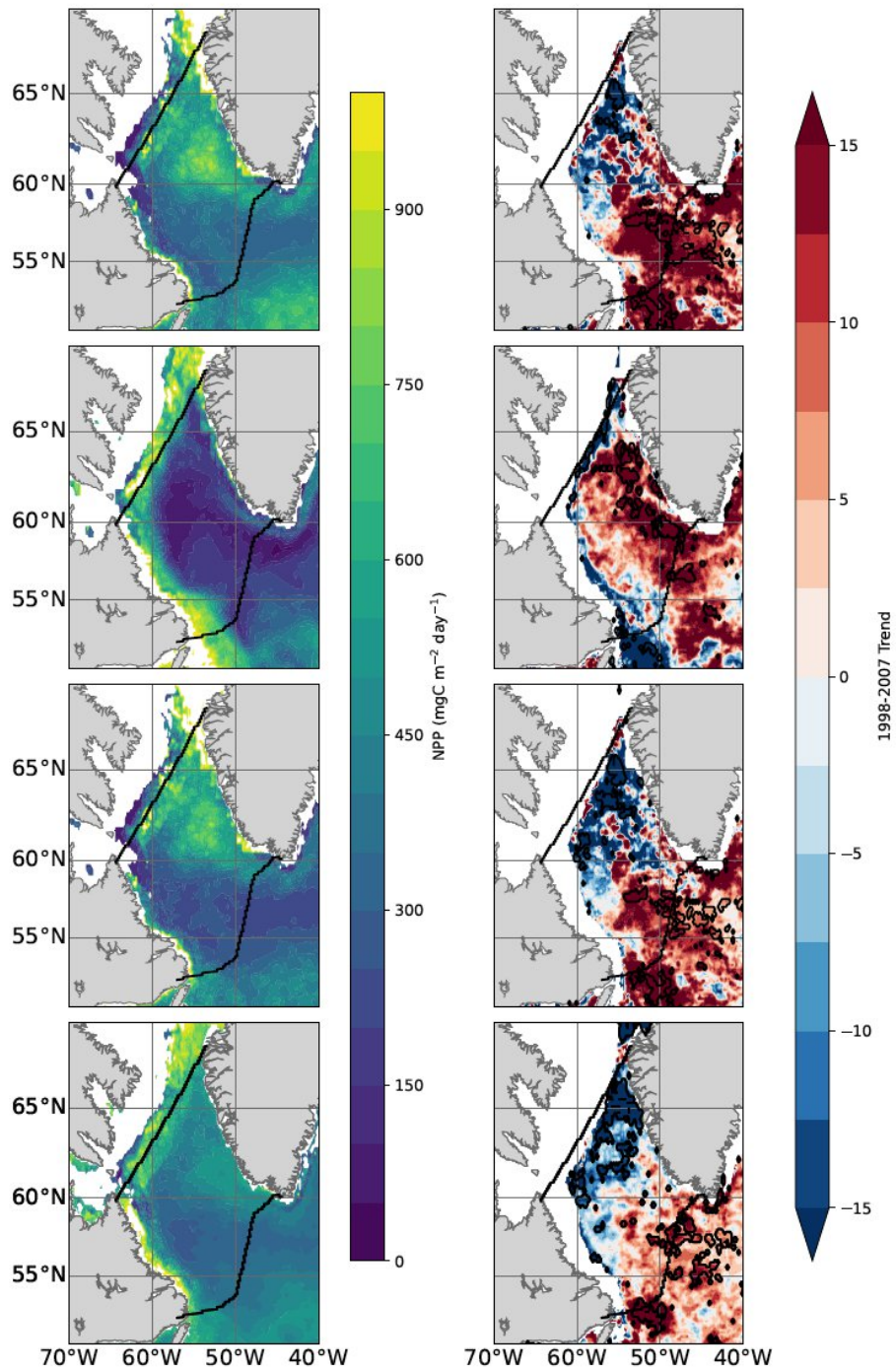


Figure D1. Mean and trends of 1998-2007 NPP integrated from top to bottom and from April to June (i.e., spring bloom). NPP is estimated from SEAWiF's ocean color using the standard VGPM model, (c-d) the CbPM model, (e-f) the Eppley derived-VGPM model which considers temperature dependence of phytoplankton growth, based on the work of

Eppley et al. (1972), and (g-h) the CAFE model. In b, d, f, and h, significant trends (p-value ≤ 0.05) are circled in black. NPP trends could not be calculated over the entire period of this study (1994-2007) due to a lack of observations prior to 1998.

505

Supplementary material and data availability

Model output used in this study is available from the IPSL Data Catalog via the DOI: <https://doi.org/10.14768/99d68638-53d3-49b6-9af4-c19f21670a8e>.

Evaluation of model output for the Labrador Sea are available in the Supplementary material file.

510

Author contributions

A.Dale: Conceptualization, Methodology, Formal Analysis, Investigation, Visualization, Writing - Original Draft

M. Gehlen: Conceptualization, Investigation, Writing - Original Draft, Supervision, Funding Acquisition

D. Wallace: Conceptualization, Investigation, Writing - Original Draft, Supervision, Funding Acquisition

515 G. Bénard: Formal Analysis

C. Éthé: Software, Resources

E. Alekseenko: Software, Resources

Competing interests

520 The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgments

The NEMO-PISCES simulation was carried out with resources from TGCC and IDRIS through a GENCI/DARI grant (gen0040). A.D. was funded by a MESRI doctoral research fellowship and received partial support from a French Canada

525 Research Fund grant. MG acknowledges funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation

programme under grant agreement number 862923 (project AtlantECO) and grant agreement number 820989 (project

COMFORT). The work was funded partially by the Ocean Frontier Institute (Module B) and by a grant of the France Canada

Research Fund to Katja Fennel and Marion Gehlen. We are grateful to Louis Petiteau for his participation in the model

evaluation and to Lorenza Raimondi for providing interpolated DSi concentration along the AR7W section. We want to

530 acknowledge Gilles Reverdin, James Orr, and Kitty Kam for constructive discussions and comments.

References

- 535 Aksenov, Y., Karcher, M., Proshutinsky, A., Gerdes, R., Cuevas, B. de, Golubeva, E., Kauker, F., Nguyen, A. T., Platov, G. A., Wadley, M., Watanabe, E., Coward, A. C., & Nurser, A. J. G. (2016). Arctic pathways of Pacific Water: Arctic Ocean Model Intercomparison experiments. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(1), 27-59. <https://doi.org/10.1002/2015JC011299>
- Ambaum, M. H. P., Hoskins, B. J., & Stephenson, D. B. (2001). Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *Journal of Climate*, 14(16), 3495-3507. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3495:AOONAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3495:AOONAO>2.0.CO;2)
- 540 Aumont, O., Ethé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., & Gehlen, M. (2015). PISCES-v2: An ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. *Geoscientific Model Development*, 8(8), 2465-2513. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2465-2015>
- Bersch, M., Yashayaev, I., & Koltermann, K. P. (2007). Recent changes of the thermohaline circulation in the subpolar North Atlantic. *Ocean Dynamics*, 57, 223-235.
- 545 Beuvier, J., Sevault, F., Herrmann, M., Kontoyiannis, H., Ludwig, W., Rixen, M., ... & Somot, S. (2010). Modeling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961–2000: focus on the Eastern Mediterranean Transient. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C8).
- Brodeau, L., & Koenigk, T. (2016). Extinction of the northern oceanic deep convection in an ensemble of climate model simulations of the 20th and 21st centuries. *Climate Dynamics*, 46(9-10), 2863-2882. [https://doi.org/10.1007/s00382-015-](https://doi.org/10.1007/s00382-015-2736-5)
- 550 2736-5
- Conti, L., & Scardi, M. (2010). Fisheries yield and primary productivity in large marine ecosystems. *Marine Ecology Progress Series*, 410, 233-244. <https://doi.org/10.3354/meps08630>
- Delworth, T. L., Zeng, F., Vecchi, G. A., Yang, X., Zhang, L., & Zhang, R. (2016). The North Atlantic Oscillation as a driver of rapid climate change in the Northern Hemisphere. *Nature Geoscience*, 9(7), 509-512. <https://doi.org/10.1038/ngeo2738>
- 555 <https://doi.org/10.1038/ngeo2738>
- Drijfhout, S., Bathiany, S., Beaulieu, C., Brovkin, V., Claussen, M., Huntingford, C., Scheffer, M., Sgubin, G., & Swingedouw, D. (2015). Catalogue of abrupt shifts in Intergovernmental Panel on Climate Change climate models. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(43). <https://doi.org/10.1073/pnas.1511451112>
- Dussin, R., Barnier, B., Brodeau, L., & Molines, J.-M. (2016). *Drakkar forcing set DFS5*. [https://www.drakkar-](https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf)
- 560 [ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf](https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf)
- Egge, J., & Aksnes, D. (1992). Silicate as regulating nutrient in phytoplankton competition. *Marine Ecology Progress Series*, 83, 281-289. <https://doi.org/10.3354/meps083281>
- Eppley, R. W. (1972). Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fish. bull.*, 70(4), 1063-1085.
- Feistel, R. (2003). A new extended Gibbs thermodynamic potential of seawater. *Progress in Oceanography*, 58(1), 43-114.
- 565 Feistel, R. (2008). A Gibbs function for seawater thermodynamics for –6 to 80 C and salinity up to 120 g kg⁻¹. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(12), 1639-1671.

- Feldstein, S. B., & Franzke, C. (2006). Are the North Atlantic Oscillation and the Northern Annular Mode Distinguishable? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(11), 2915-2930. <https://doi.org/10.1175/JAS3798.1>
- 570 Fragoso, G. M., Poulton, A. J., Yashayaev, I. M., Head, E. J. H., Stinchcombe, M. C., & Purdie, D. A. (2016). Biogeographical patterns and environmental controls of phytoplankton communities from contrasting hydrographical zones of the Labrador Sea. *Progress in Oceanography*, 141, 212-226. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.12.007>
- Glen Harrison, W., Yngve Børsheim, K., Li, W. K. W., Maillet, G. L., Pepin, P., Sakshaug, E., Skogen, M. D., & Yeats, P. A. (2013). Phytoplankton production and growth regulation in the Subarctic North Atlantic : A comparative study of the Labrador Sea-Labrador/Newfoundland shelves and Barents/Norwegian/Greenland seas and shelves. *Progress in*
 575 *Oceanography*, 114, 26-45. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.05.003>
- Hakkinen, S. (2004). Decline of Subpolar North Atlantic Circulation During the 1990s. *Science*, 304(5670), 555-559. <https://doi.org/10.1126/science.1094917>
- Häkkinen, S., Rhines, P. B., & Worthen, D. L. (2011). Atmospheric blocking and Atlantic multidecadal ocean variability. *Science*, 334(6056), 655-659.
- 580 Hamouda, M. E., Pasquero, C., & Tziperman, E. (2021). Decoupling of the Arctic Oscillation and North Atlantic Oscillation in a warmer climate. *Nature Climate Change*, 11(2), 137-142. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00966-8>
- Harrison, W., & Li, W. (2008). Phytoplankton growth and regulation in the Labrador Sea : Light and nutrient limitation. *Journal of Northwest Atlantic Fishery Science*, 39, 71-82. <https://doi.org/10.2960/J.v39.m592>
- Hatun, H. (2005). Influence of the Atlantic Subpolar Gyre on the Thermohaline Circulation. *Science*, 309(5742), 1841-1844.
 585 <https://doi.org/10.1126/science.1114777>
- Hátún, H., Azetsu-Scott, K., Somavilla, R., Rey, F., Johnson, C., Mathis, M., Mikolajewicz, U., Coupel, P., Tremblay, J.-É., Hartman, S., Pacariz, S. V., Salter, I., & Ólafsson, J. (2017). The subpolar gyre regulates silicate concentrations in the North Atlantic. *Scientific Reports*, 7(1), 14576. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-14837-4>
- Head, E. J. H., Harris, L. R., & Yashayaev, I. (2003). Distributions of Calanus spp. And other mesozooplankton in the
 590 Labrador Sea in relation to hydrography in spring and summer (1995–2000). *Progress in Oceanography*, 59(1), 1-30. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(03\)00111-3](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(03)00111-3)
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., & Visbeck, M. (2003). An overview of the North Atlantic oscillation. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134, 1-36.
- Kelly, S. J., Popova, E., Aksenov, Y., Marsh, R., & Yool, A. (2020). They Came From the Pacific : How Changing Arctic
 595 Currents Could Contribute to an Ecological Regime Shift in the Atlantic Ocean. *Earth's Future*, 8(4). <https://doi.org/10.1029/2019EF001394>
- Keller, D., Givon, Y., Pennel, R., Raveh-Rubin, S., & Drobinski, P. J. (2022). Untangling the Mistral and Seasonal Atmospheric Forcing Driving Deep Convection in the Gulf of Lion: 1993-2013. *Authorea Preprints*.

- 600 Lazier, J., Hendry, R., Clarke, A., Yashayaev, I., & Rhines, P. (2002). Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(10), 1819-1835. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00064-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00064-X)
- Léger, F., Lebeaupin Brossier, C., Giordani, H., Arsouze, T., Beuvier, J., Bouin, M. N., ... & Nuret, M. (2016). Dense water formation in the north-western Mediterranean area during HyMeX-SOP2 in 1/36° ocean simulations: Sensitivity to initial conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(8), 5549-5569.
- 605 Lenton, T. M., Held, H., Kriegler, E., Hall, J. W., Lucht, W., Rahmstorf, S., & Schellnhuber, H. J. (2008). Tipping elements in the Earth's climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(6), 1786-1793. <https://doi.org/10.1073/pnas.0705414105>
- Lohmann, K., Drange, H., & Bentsen, M. (2009). Response of the North Atlantic subpolar gyre to persistent North Atlantic oscillation like forcing. *Climate dynamics*, 32, 273-285.
- 610 Madec, G., Bourdallé-Badie, R., Bouttier, P.-A., Bricaud, C., Bruciaferri, D., Calvert, D., Chanut, J., Clementi, E., Coward, A., & Delrosso, D. (2017). *NEMO ocean engine*. 412.
- McKay, D. I. A., Staal, A., Abrams, J. F., Winkelmann, R., Sakschewski, B., Loriani, S., Fetzer, I., Cornell, S. E., Rockström, J., & Lenton, T. M. (2022). Exceeding 1.5°C global warming could trigger multiple climate tipping points. *CLIMATE CHANGE*, 12.
- 615 McKinley, G. A., Ritzer, A. L., & Lovenduski, N. S. (2018). Mechanisms of northern North Atlantic biomass variability. *Biogeosciences*, 15(20), 6049-6066. <https://doi.org/10.5194/bg-15-6049-2018>
- Nelson, D., & Dortch, Q. (1996). Silicic acid depletion and silicon limitation in the plume of the Mississippi River: evidence from kinetic studies in spring and summer. *Marine Ecology Progress Series*, 136, 163-178. <https://doi.org/10.3354/meps136163>
- 620 Qi, D., Chen, L., Chen, B., Gao, Z., Zhong, W., Feely, R. A., Anderson, L. G., Sun, H., Chen, J., Chen, M., Zhan, L., Zhang, Y., & Cai, W.-J. (2017). Increase in acidifying water in the western Arctic Ocean. *Nature Climate Change*, 7(3), 195-199. <https://doi.org/10.1038/nclimate3228>
- Raimondi, L., Tanhua, T., Azetsu-Scott, K., Yashayaev, I., & Wallace, D. W. R. (2021). A 30 -Year Time Series of Transient Tracer-Based Estimates of Anthropogenic Carbon in the Central Labrador Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(5). <https://doi.org/10.1029/2020JC017092>
- 625 Rousseaux, C., & Gregg, W. (2013). Interannual Variation in Phytoplankton Primary Production at A Global Scale. *Remote Sensing*, 6(1), 1-19. <https://doi.org/10.3390/rs6010001>
- Rühs, S., Oliver, E. C. J., Biastoch, A., Böning, C. W., Dowd, M., Getzlaff, K., Martin, T., & Myers, P. G. (2021). Changing Spatial Patterns of Deep Convection in the Subpolar North Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(7), e2021JC017245. <https://doi.org/10.1029/2021JC017245>
- 630

- Sarafanov, A. (2009). On the effect of the North Atlantic Oscillation on temperature and salinity of the subpolar North Atlantic intermediate and deep waters. *ICES Journal of Marine Science*, 66(7), 1448-1454. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsp094>
- 635 Sgubin, G., Swingedouw, D., Drijfhout, S., Mary, Y., & Bennabi, A. (2017). Abrupt cooling over the North Atlantic in modern climate models. *Nature Communications*, 8(1), 14375. <https://doi.org/10.1038/ncomms14375>
- Steele, M. (2004). Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 109(C2), C02027. <https://doi.org/10.1029/2003JC002009>
- 640 Stock, C. A., John, J. G., Rykaczewski, R. R., Asch, R. G., Cheung, W. W. L., Dunne, J. P., Friedland, K. D., Lam, V. W. Y., Sarmiento, J. L., & Watson, R. A. (2017). Reconciling fisheries catch and ocean productivity. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(8). <https://doi.org/10.1073/pnas.1610238114>
- Swingedouw, D. (2022). *AMOC Recent and Future Trends : A Crucial Role for Oceanic Resilience and Greenland Melting?* 4, 21.
- 645 Tesdal, J.-E., Ducklow, H. W., Goes, J. I., & Yashayaev, I. (2022). Recent nutrient enrichment and high biological productivity in the Labrador Sea is tied to enhanced winter convection. *Progress in Oceanography*, 206, 102848. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2022.102848>
- Thompson, D. W., & Wallace, J. M. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical research letters*, 25(9), 1297-1300.
- 650 Torres-Valdés, S., Tsubouchi, T., Bacon, S., Naveira-Garabato, A. C., Sanders, R., McLaughlin, F. A., Petrie, B., Kattner, G., Azetsu-Scott, K., & Whitley, T. E. (2013). Export of nutrients from the Arctic Ocean : ARCTIC OCEAN NUTRIENT EXPORTS. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(4), 1625-1644. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20063>
- Tremblay, J.-É. (2002). Impact of the large-scale Arctic circulation and the North Water Polynya on nutrient inventories in Baffin Bay. *Journal of Geophysical Research*, 107(C8), 3112. <https://doi.org/10.1029/2000JC000595>
- 655 Tremblay, J. É., Anderson, L. G., Matrai, P., Coupel, P., Bélanger, S., Michel, C., & Reigstad, M. (2015). Global and regional drivers of nutrient supply, primary production and CO₂ drawdown in the changing Arctic Ocean. *Progress in Oceanography*, 139, 171-196.
- Vancoppenolle, M., Fichefet, T., Goosse, H., Bouillon, S., Madec, G., & Maqueda, M. A. M. (2009). Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation. *Ocean Modelling*, 27(1-2), 33-53. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.10.005>
- 660 Wallace, J. M. (2000). North Atlantic Oscillation/annular mode : Two paradigms-one phenomenon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(564), 791-805. <https://doi.org/10.1256/smsqj.56401>
- Yashayaev, I. (2023). *The Labrador Sea sets a new reference point in the subpolar North Atlantic climate record* [Preprint]. In Review. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2663705/v1>

- 665 Yashayaev, I., & Loder, J. W. (2016). Recurrent replenishment of Labrador Sea Water and associated decadal-scale variability: 2015 Convection in Labrador Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *121*(11), 8095-8114. <https://doi.org/10.1002/2016JC012046>
- Yashayaev, I., & Loder, J. W. (2017). Further intensification of deep convection in the Labrador Sea in 2016. *Geophysical Research Letters*, *44*(3), 1429-1438. <https://doi.org/10.1002/2016GL071668>
- Yeats, P., Ryan, S., & Harrison, G. (2011). Temporal Trends in Nutrient and Oxygen Concentrations in the Labrador Sea and on the Scotian Shelf. *Journal of Geophysical Research*, *111*(C6), C06022. <https://doi.org/10.1029/2005JC003159>
- 670 Yebra, L., Harris, R. P., Head, E. J. H., Yashayaev, I., Harris, L. R., & Hirst, A. G. (2009). Mesoscale physical variability affects zooplankton production in the Labrador Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *56*(5), 703-715. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.11.008>
- Zhang, J., Weijer, W., Steele, M., Cheng, W., Verma, T., & Veneziani, M. (2021). Labrador Sea freshening linked to Beaufort Gyre freshwater release. *Nature Communications*, *12*(1), 1229. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-21470-3>

675

Supplementary Material

Contribution of physical processes to variability of dissolved silicate in the Labrador Sea between 1980 and 2015.

Alizée Dale¹, Marion Gehlen¹, Douglas W.R. Wallace², Germain Bénard¹, Christian Éthé¹, and Elena Alekseenko³

¹Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ, Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, 91191, Gif-sur-Yvette, France.

²Department of Oceanography, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, B3H 1N4 Canada

³Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, CNRS, LOG UMR 8187, 28 Avenue Foch, BP 80, 62930 Wimereux, France

October 30, 2023

1 Contents of this file

2 The supporting information presents the evaluation of model output for the Labrador Sea including:

- 3 1. the data sets selected for model evaluation (table [S1](#));
- 4 2. the evaluation of model output for the Labrador Sea (Fig. S2 to S6 and table [S2](#));
- 5 3. the external data sets used for model initialization (table [S3](#) and [S4](#));

6 1 Evaluation of model output for the Labrador Sea

7 1.1 Selection of period of analysis

8 The simulation started in 1958 from an ocean at rest. The time series (Fig. [S1](#)) of the volume of water
9 integrated between OSNAP and the northern section (upper 450 m) highlights a period of rapid adjustment
10 over the first years followed by a gradual decline to reach a quasi-steady-state from 1980 onwards with a
11 clear seasonal cycle and some low frequency variability.

1.2 Evaluation of surface properties

In addition to the evaluation of simulated and observed dissolved silica (DSi) concentrations along the AR7W section presented in the main section, model output is evaluated hereafter for the Labrador Sea against several additional physical and biogeochemical data sets.

Simulated surface ocean 1981-2010 spring averages (April, May, June) of temperature, practical salinity, and DSi of the Labrador sea are compared in Fig. S2 to corresponding data extracted from the WOA2018. Model output was regridded on the regular WOA grid ($1/4^\circ$ for temperature and salinity, 1° for DSi) prior to model-data comparison.

Modelled distributions of temperature (Fig. S2a) and salinity (Fig. S2b) reflect the surface ocean circulation in the Labrador Sea: inflow of cold and fresh waters from the Arctic which feed the southward flowing Baffin Current along the coast of Baffin Island, inflow of northward-flowing, warm Atlantic waters to the west of Greenland (West Greenland Current, i.e. WGC, West Greenland Slope Current, i.e. WGSC). The signature of the DSi-rich Arctic inflow is seen in the modelled DSi distribution, with a gradient from the Canadian coast towards the center of the basin (Fig. S2c). The model represents colder (Fig. S2d) and fresher (Fig. S2e) waters in the northern part of the domain and along the Canadian coast. Temperature and salinity biases stem from the Arctic inflow and propagate along the coast with the Baffin Current. They are intensified along the east coast of Baffin Island and Labrador Sea. Modelled surface waters are too warm in the north-eastern Labrador Sea and over the WGC, as well as to the south of the domain (offshore Labrador). A mostly small positive salinity bias is found over the same regions. Temperature and salinity biases are small in the center of the Labrador Sea where deep winter convection takes place. A see-saw pattern is found for temperature with, in the model, colder waters to the North and slightly warmer waters to the South. It is associated with a near-zero bias over the same area in salinity. This see-saw pattern south of Greenland (Cape Farewell) mirrors the contrast between the low-salinity WGC (negative bias in temperature) and the warm and salty WGSC [Østerhus et al., 2019]. This reflects the presence of strong contrast between Atlantic (WGC) and Arctic waters (EGC, WGSC) in the model. The concentration of DSi is overestimated over the whole region as discussed in the main text.

1.3 Evaluation along the Davis Strait section

Figure S3 displays cross-sections across Davis Strait for temperature, salinity, and DSi. Data is taken from the September 2004 R/V Knorr cruise (table S1). The bias is computed as the difference between the model's nearest grid point and the observation, and its relative observation point. Temperature and salinity are over-

43 estimated in the model at the surface and down to approximately 200 m. The positive bias extends deepest
44 at the west of the section, and shallows towards the east. Temperature is underestimated in underlying
45 waters, whereas salinity bias is close to zero. Simulated DSi concentrations are slightly overestimated in the
46 upper 100 meters of the water column and underestimated with depth. Average biases and standard devia-
47 tions computed over the 0 to 450 m depth layer, the focus of this paper, are: $0.96 \pm 0.53^\circ\text{C}$ for temperature,
48 0.35 ± 0.28 PSU for salinity, and $-0.17 \pm 1.57 \mu\text{M}$ for DSi.

49

50 **1.4 Evaluation of mean vertical profiles**

51 Figure S4 compares the temporal mean (1981-2010) of regionally-averaged profiles of conservative temper-
52 ature, practical salinity, and DSi concentration between OSNAP and the Northern section as a function of
53 depth. The figures suggest that the model is slightly saltier over the full water column with a maximal bias of
54 0.25 PSU at the surface. Bias in temperature is maximal at the surface ($+1.3^\circ\text{C}$ in the model) and minimal at
55 1600 m ($+0.05^\circ\text{C}$). The mean temperature is overestimated in the model from the surface down to 1500 m
56 and below 3000 m. It agrees with observations between 1500 m and 3000 m. Modelled DSi concentrations
57 agree well with WOA2018 data until 50 m of depth. The model underestimates DSi concentration down to
58 2000 m of depth. Below 2000 m, modelled DSi concentrations are overestimated. The overestimation of
59 DSi at depth likely reflects a too large contribution of Antarctic Bottom Waters (AABW) rich in DSi along with
60 an underestimation of dense overflows from the Nordic seas.

61

62 **1.5 Evaluation of DSi interannual variability and trends**

63 This section complements section 3.1 and figure 1b of the main text. It (i) provides the absolute values of DSi
64 concentration across the AR7W section in the model and observation datasets, (ii) highlights the statistical
65 relationship between the observations and the model concentration, and (iii) shows the spatial differences
66 between the model and the observations along the section.

67 The linear regression has a slope of 0.58 with $R^2 = 0.71$ (p-value < 0.01 ; Fig. S5b). Hence the model dynamics
68 explain 82 % of the variance of the observations. The variability in DSi concentration is concentrated in the
69 first 200 km of the section (i.e., its western edge; Fig. S5c) in the observations while it is focused on the
70 eastern part of the section in the model.

71

1.6 Evaluation of Mixed Layer Depth

The yearly mean MLD (Fig. S6a) is underestimated over most of the domain, with a notable exception in the center of the Labrador Sea, where modelled MLDs exceed those observed by up to 330 m (Fig. S6b). The region-wide bias stems from underestimating winter MLDs when MLD peaks and deepwater convection occurs (Fig. S6c). The density criterion used to define the MLD could be responsible for the overestimation at the center of the Labrador sea in the model. According to [Courtois et al., 2017], it is not the most suitable criterion during strong deep convection events as it is subject to temperature-salinity compensation leading to the overestimation by the model. It could be better to use a temperature or salinity-based method [Courtois et al., 2017]. However, the winter-time deep convection location in the model seems to be in agreement with the observations.

The annual maximum MLD in the model is compared to the annual maximum MLD observation-based estimates from [Yashayaev and Loder, 2016] over the same region (Fig. S6d). Observations show a gradual decrease in maximum MLD from 1994 onwards whereas the model shows a sharp drop in MLD between 1994 and 1995, followed by a period of low values and low variability. Until 2007, the annual maximum MLD decreased by -29.6 m/y (p -value < 0.03). MLD extrema in the model and the observations do not always coincide. In addition, the model exhibits variability on the 2-4 years time scale of relatively high magnitude compared to the observations. The observed MLD decreases linearly at a rate of -114.5 m/yr (p -value < 0.01) between 1994 and 2007. This contrasts with the model which exhibits high amplitude interannual variability, particularly a sharp drop between 1993 and 1995.

1.7 Evaluation of the transport across Davis Strait, the Northern section and OSNAP

Simulated net volume and DSI transports were computed along the Northern section and OSNAP sections, and are compared to data-based assessments in Table S2. Net volume transports (integration of the Eulerian velocity and the eddy-induced velocity) are computed online at the temporal resolution of the ocean general circulation model (900 sec) before monthly averaging. DSI transport was computed off-line as the product of the monthly net transport rates and monthly DSI concentrations. While the simulated volume transport across the Northern section is coherent with the long-term mean estimate (2004-2010) of [Curry et al., 2014], it is only half of that used by [Torres-Valdés et al., 2013] for summer 2005 (1.6 ± 0.2 Sv across the Northern section in the model). While the volume transport varies seasonally, with a maximum reached in summer due to the contribution of ice melt [Curry et al., 2014], the difference between the long-term mean and the summer estimates exceeds the range of seasonal variability. [Torres-Valdés et al., 2013]

103 derived velocities for volume and tracer transports from an inverse box model representing the Arctic Ocean,
104 which is different from the approach taken in this study and is likely to contribute to the difference in vol-
105 ume transport. The difference in volume transport between this study and that of [Torres-Valdés et al., 2013]
106 across the Davis Strait is also found in DSI transport. Combining the volume transport and the DSI transport
107 from [Torres-Valdés et al., 2013], we compute an average DSI concentration of 13.8 μM in waters crossing
108 the Davis Strait, which is only slightly higher than in the model (12.3 μM).

109 At OSNAP, the simulated net volume transport between 1980 and 2015 exceeds that at the northern bound-
110 ary by 0.1 Sv, while being within the estimate by [Lozier et al., 2019] for the 2004-2010 long term mean.
111 Modelled mean net volume transports across the two sections fall within the range of standard deviations
112 of independent estimates. A slightly higher transport across OSNAP is expected due to the contribution of
113 water leaving the Canadian Arctic Archipelago through the Hudson Strait.

114

Table S1: Main characteristics of observation-based products used for model evaluation. ^aThe MLD is based on a density difference with respect to the surface of 0.01 kg/m³.

Products	Variables	Time scale	Source
R/V Knorr cruise at Davis Strait	Temperature, Salinity, DSi, NO ₃ ⁻	2004	[Lee et al., 2004] https://cchdo.ucsd.edu/cruise/316N20040922
Combination of Argo data and mooring CTD processed at the BIO	MLD ^a	1980-2017	[Yashayaev and Loder, 2016, Raimondi et al., 2021]
World Ocean Atlas 2018 Re-analysis (WOA2018)	Temperature, salinity, DSi, NO ₃ ⁻ , PO ₄ and MLD ^a	1981-2010 mean	[Boyer et al., 2018] https://www.ncei.noaa.gov/

Table S2: Net volume and DSi transports across Davis Strait, the Northern section and OSNAP.

Mean ± SD	Northern section for model output/Davis Strait for data		OSNAP	
Sources	Net volume transport (Sv)	Net DSi transport (kmol/s)	Net volume transport (Sv)	Net DSi transport (kmol/s)
Model Long term mean 1980-2015	NS: -1.6 ± 0.7	NS: -18.8 ± 5.9	-1.7 ± 0.7	-17.6 ± 12.3
[Torres-Valdés et al., 2013] Summer 2005	-3.1 ± 0.3	-42.9 ± 5.2	NA	NA
[Curry et al., 2014] Long term mean 2004-2010	-1.6 ± 0.2	NA	NA	NA
[Lozier et al., 2019] Long term mean 2004-2010	[Curry et al., 2014]	NA	-1.6 ± 0.2	NA
Model Long term mean 2004-2010	NS: -1.4 ± 0.7	NS: -15.01 ± 4.3	-1.4 ± 0.7	-11.3 ± 11.3

Table S3: Characteristics of model initialization

Elements	Sources
Conservative Temperature, Absolute salinity	World Ocean Atlas 2013 [Locarnini et al., 2013]
Nitrate, Silicate, Phosphorus and Oxygen	World Ocean Atlas 2009 [Garcia et al., 2009]
Iron and DOC	PISCES outputs [Aumont et al., 2015]
Alkalinity	Glodap v2 [Olsen et al., 2016]
DIC	Glodap Pre-industrial DIC [Lauvset et al., 2016]

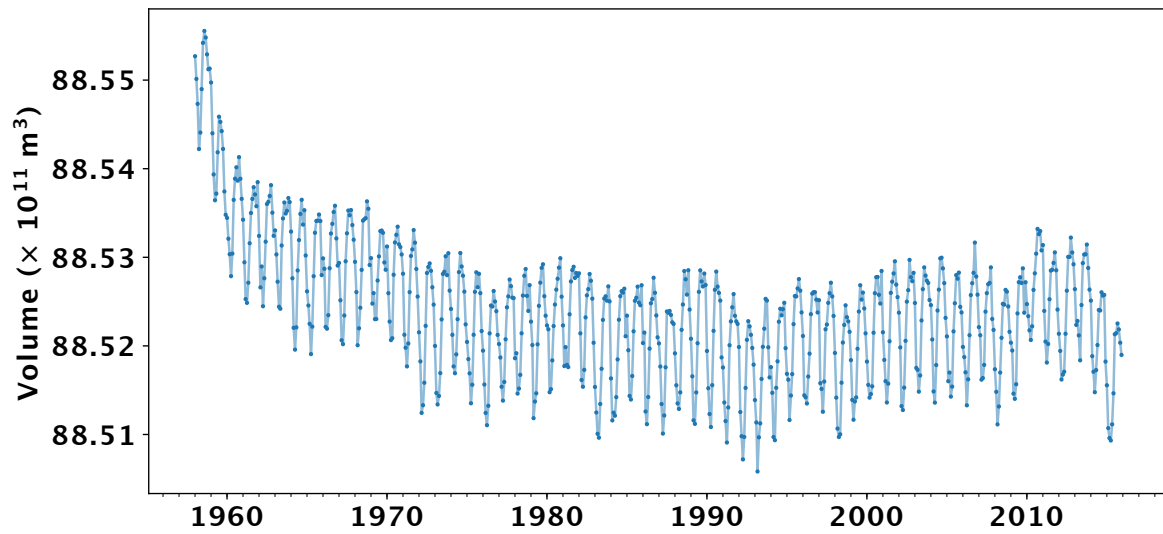


Figure S1: Monthly averaged volume of water integrated over the first 450 m between OSNAP and the Northern section.

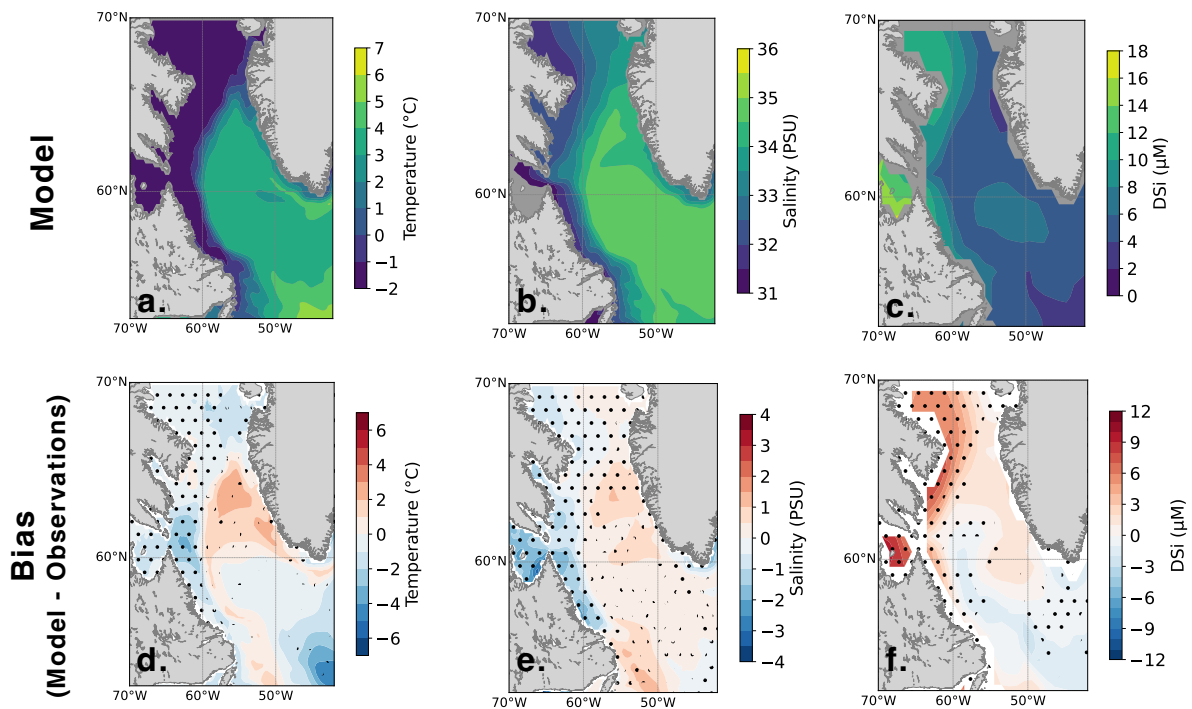


Figure S2: Surface ocean averages for spring (AMJ) of conservative temperature ($^{\circ}\text{C}$), salinity (PSU), and DSI concentration (μM). (a) to (c) model output, (d) to (f) average biases between model output and WOA2018. Temperature and salinity data from the WOA2018 dataset have a $1/4^{\circ}$ resolution, and DSI has a 1° resolution. Model outputs have been remapped on the WOA2018 grid for both sets of figures. Stippling highlight field interpolation area, i.e. areas where observations are absent.

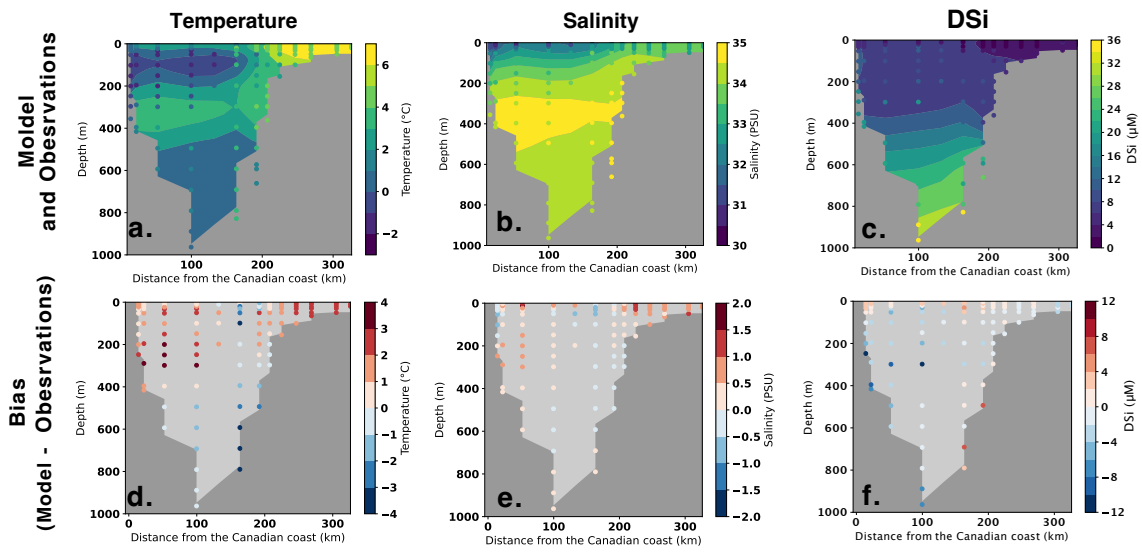


Figure S3: Comparison of model output and observations for (a) temperature, (b) salinity, and (c) DSi along Davis Strait in September 2004. Modelled distributions are displayed as colored fields with discrete samples overlain as dots (same color scale). Panels (d) to (f) show the bias (model - observations) after co-localizing model output on the model grid.

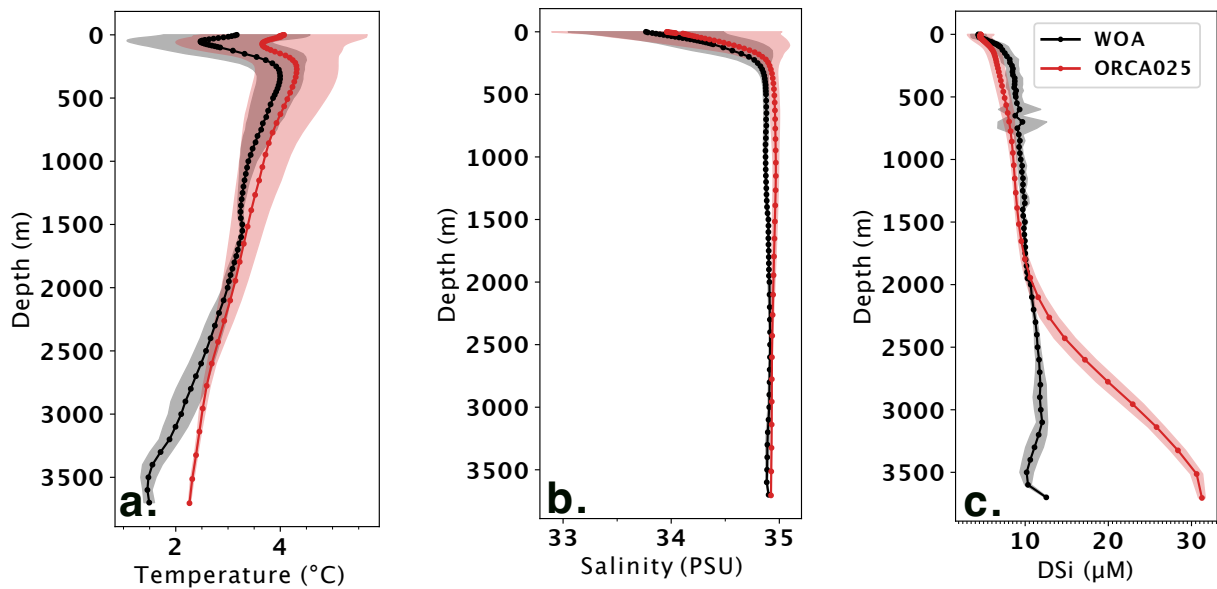
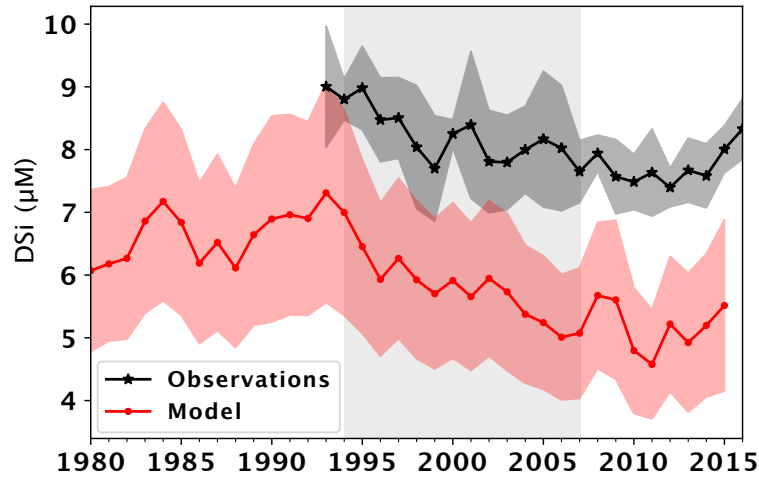
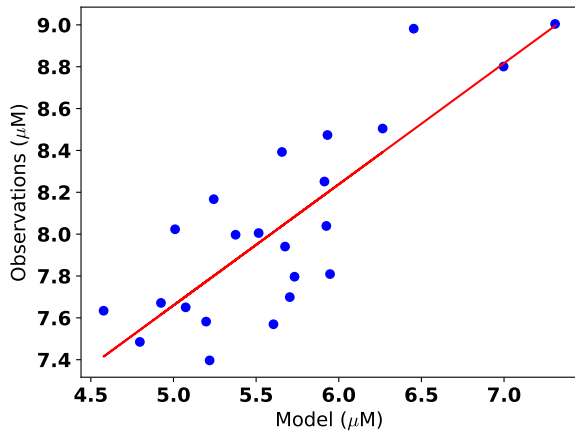


Figure S4: Mean vertical profiles for the period 1981-2010 of: (a) temperature, (b) salinity, and (c) DSi concentration averaged between the OSNAP section and the Northern section. Observational data from the WOA2018 dataset are shown with black lines and shading; model output is represented with red lines and shading. The shaded area represents one standard deviation.

a. Temporal evolution of DSi concentration along the AR7W section



b. Relation between DSi concentration along the AR7W section in the model and in the observations



c. Standard deviation per station averaged over 100 km

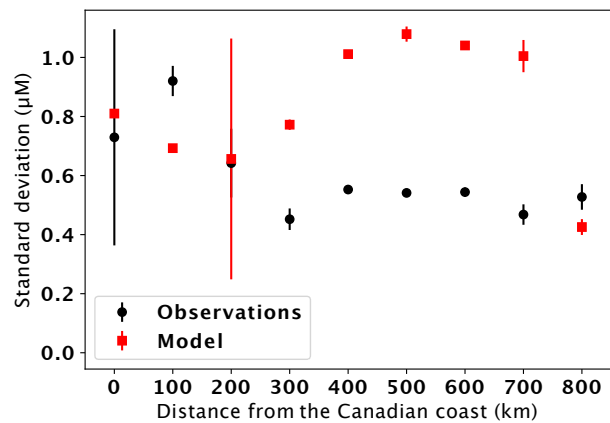


Figure S5: Evolution of AR7W DSi concentration from the observation-based data and in the model. a. Temporal evolution of DSi concentration of the upper 450 m along the AR7W section as observed and simulated in ORCAO25. The average bias is $2.3 \mu\text{M}$ (see main text) b. Relation between DSi concentration along the AR7W section in the model and the observations.

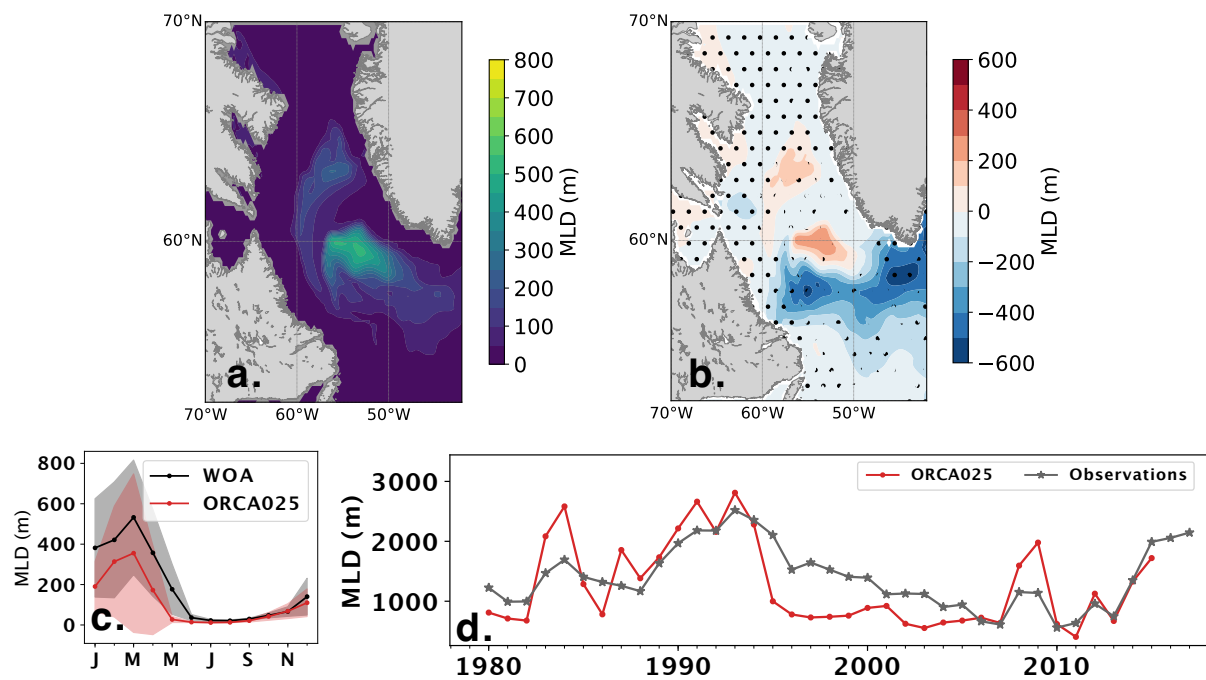


Figure S6: Evaluation of modelled Mixed Layer Depth over the period from 1980 to 2010: (a) average MLD in the model after remapping on the regular WOA2018 grid ($1/4^\circ$ resolution); (b) bias (model - data) between modelled and observed mean MLD ; (c) seasonal cycle of mean MLD (solid lines, red for model and black for WOA), shading represents the spatial standard deviation for the region between OSNAP and the study area's northern boundary ; (d) time series of annual maximum MLD in the Labrador Sea from the observation-based values derived by Yashayaev and Loder (2016) (gray), and from the model (red).

Table S4: List of PISCES external inputs adapted from Aumont et al. (2015)

Inputs	Elements	Sources
Dust deposition	Fe, Si, P	LMDZOR-INCA chemistry model [Boucher et al., 2020, Lurton et al., 2020]
Nitrogen deposition	N	NCAR (https://esgf-node.llnl.gov/projects/input4mips/)
River supply	all elements	GLOBAL NEWS2 data set [Mayorga et al., 2010]

References

- [Aumont et al., 2015] Aumont, O., Éthé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., and Gehlen, M. (2015). Pisces-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. *Geoscientific Model Development Discussions*, 8(2).
- [Boucher et al., 2020] Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., et al. (2020). Presentation and evaluation of the ipsl-cm6a-lr climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(7):e2019MS002010.
- [Boyer et al., 2018] Boyer, T. P., García, H. E., Locarnini, R. A., Zweng, M. M., Mishonov, A. V., Reagan, J. R., Weathers, K. A., Baranova, O. K., Paver, C. R., Seidov, D., et al. (2018). World ocean atlas.
- [Courtois et al., 2017] Courtois, P., Hu, X., Pennelly, C., Spence, P., and Myers, P. G. (2017). Mixed layer depth calculation in deep convection regions in ocean numerical models. *Ocean Modelling*, 120:60–78.
- [Curry et al., 2014] Curry, B., Lee, C., Petrie, B., Moritz, R., and Kwok, R. (2014). Multiyear volume, liquid freshwater, and sea ice transports through davis strait, 2004–10. *Journal of Physical Oceanography*, 44(4):1244–1266.
- [Garcia et al., 2009] Garcia, H., Locarnini, R., Boyer, T., Antonov, J., Zweng, M., Baranova, O., and Johnson, D. (2009). World ocean database 2009, vol 4: nutrients (phosphate, nitrate, silicate). *US government printing office, Washington, DC*.
- [Lauvset et al., 2016] Lauvset, S. K., Key, R. M., Olsen, A., Van Heuven, S., Velo, A., Lin, X., Schirnack, C., Kozyr, A., Tanhua, T., Hoppema, M., et al. (2016). A new global interior ocean mapped climatology: The 1×1 glodap version 2. *Earth System Science Data*, 8(2):325–340.
- [Lee et al., 2004] Lee, C. M., Petrie, B., Gobat, J. I., Soukhovtsev, V., and Abriel, J. (2004). An observational array for high-resolution, year-round measurements of volume, freshwater, and ice flux variability in davis strait: Cruise report for r/v knorr 179-05, 22 september-4 october 2004. Technical report, WASHINGTON UNIV SEATTLE APPLIED PHYSICS LAB.
- [Locarnini et al., 2013] Locarnini, R., Mishonov, A., Antonov, J., Boyer, T., Garcia, H., Baranova, O., Zweng, M., Paver, C., Reagan, J., Johnson, D., et al. (2013). World ocean atlas 2013, volume 1: Temperature, edited by: Levitus, s. A. *Mishonov Technical Ed., NOAA Atlas NESDIS*, 73:40.

- 142 [Lozier et al., 2019] Lozier, M. S., Li, F., Bacon, S., Bahr, F., Bower, A. S., Cunningham, S., de Jong, M. F.,
143 de Steur, L., deYoung, B., Fischer, J., et al. (2019). A sea change in our view of overturning in the subpolar
144 north atlantic. *Science*, 363(6426):516–521.
- 145 [Lurton et al., 2020] Lurton, T., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P.,
146 Cadule, P., Contoux, C., Cozic, A., et al. (2020). Implementation of the cmip6 forcing data in the ipsl-
147 cm6a-lr model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(4):e2019MS001940.
- 148 [Mayorga et al., 2010] Mayorga, E., Seitzinger, S. P., Harrison, J. A., Dumont, E., Beusen, A. H., Bouwman,
149 A., Fekete, B. M., Kroeze, C., and Van Drecht, G. (2010). Global nutrient export from watersheds 2 (news
150 2): model development and implementation. *Environmental Modelling & Software*, 25(7):837–853.
- 151 [Olsen et al., 2016] Olsen, A., Key, R. M., Van Heuven, S., Lauvset, S. K., Velo, A., Lin, X., Schirnack, C., Kozyr,
152 A., Tanhua, T., Hoppema, M., et al. (2016). The global ocean data analysis project version 2 (glodapv2)–an
153 internally consistent data product for the world ocean. *Earth System Science Data*, 8(2):297–323.
- 154 [Østerhus et al., 2019] Østerhus, S., Woodgate, R., Valdimarsson, H., Turrell, B., De Steur, L., Quadfasel, D.,
155 Olsen, S. M., Moritz, M., Lee, C. M., Larsen, K. M. H., et al. (2019). Arctic mediterranean exchanges: A
156 consistent volume budget and trends in transports from two decades of observations. *Ocean Science*,
157 15(2):379–399.
- 158 [Raimondi et al., 2021] Raimondi, L., Tanhua, T., Azetsu-Scott, K., Yashayaev, I., and Wallace, D. W. (2021). A
159 30-year time series of transient tracer-based estimates of anthropogenic carbon in the central labrador
160 sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(5):e2020JC017092.
- 161 [Torres-Valdés et al., 2013] Torres-Valdés, S., Tsubouchi, T., Bacon, S., Naveira-Garabato, A. C., Sanders, R.,
162 McLaughlin, F. A., Petrie, B., Kattner, G., Azetsu-Scott, K., and Whitley, T. E. (2013). Export of nutrients
163 from the arctic ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(4):1625–1644.
- 164 [Yashayaev and Loder, 2016] Yashayaev, I. and Loder, J. W. (2016). Recurrent replenishment of labrador sea
165 water and associated decadal-scale variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(11):8095–
166 8114.

5 - Évaluation des contributions du transport d'origine subtropical et des processus à la base de la couche de mélange à l'échelle du GSP

5.1 . Introduction

Dans ce cinquième chapitre, nous étendons la zone d'étude à l'ensemble du GSP et aux processus physiques faisant parties des sources de nutriments du GSP. Parmi ces processus se trouve : les transports d'origine subtropicaux et les processus d'obduction à la base de la couche de mélange. De part les résultats apportés par l'étude précédente, la contribution de l'Arctique n'est plus considéré.

Pour estimer ces contributions, nous avons définis des zones d'intérêt. Parmi ces zones on retrouve les zone de mélange que sont la mer du Labrador, et la zone de mélange à l'Est du GSP [Hátún et al., 2017], mais aussi la région au sud du GSP située à la frontière du GST, zone d'intrusion de l'eau subtopicale dans les GSP. La région située sur la marge continentale de la Nouvelle-Écosse est aussi considérée car elle fait partie de la région le long de laquelle le *nutrient stream*, riche en nutriments, remonte et se mélange aux eaux de surface d'après [Williams et al., 2000, 2011]. Dans ces régions, la variabilité de la couche de mélange est évaluée. En parallèle, le transport de nutriments est calculé et sa variabilité est analysée à travers les sections OVIDE, AR7W et à 38°N. À travers ces sections, une comparaison des processus à la base de la couche de mélange et du transport latéral a été réalisée sous l'hypothèse forte qu'à variabilité égale, le contributeur dominant est celui dont le flux est le plus important. Cette étude sera présenté sous la forme d'un article en préparation pour *Biogeosciences*.

5.2 . Article en préparation pour *Biogeosciences*

Assessment of the 1980-2015 mixed layer nutrient concentration anomalies in the North Atlantic Subpolar Gyre using online diagnostics of a NEMO-PISCES model

Alizée Dale¹, Marion Gehlen¹, Douglas W. R. Wallace², Christian Éthé¹, Elena Alekseenko³

¹Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ, Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, 91191, Gif-sur-Yvette, France

²Department of Oceanography, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, B3H 1N4 Canada

³Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, CNRS, LOG UMR 8187, 28 Avenue Foch, BP 80, 62930 Wimereux, France

Correspondence to: Alizée Dale (alizee.dale@lsce.ipsl.fr)

Abstract. This article examines the variability of the main physical sources of nutrients concentrations in the North Atlantic Subpolar Gyre, considering concentration anomalies relative to a period of strong and positive North Atlantic Oscillation (NAO) between 1988 and 1996. Using online diagnostics from a coupled physical-biogeochemical NEMO-PISCES global model, we analyzed negative anomalies in annual concentrations of NO₃, PO₄, and DSi for the periods 1997-2005 and 2006-2015 in comparison to the reference period (1988-1996). In the model run, the NAO index was strongly negative between 1997 and 2005, then it oscillated between positive and negative indices from 2006 to 2015. In this context, we examined variability of nutrient entrainment at the base of the mixed layer and nutrient transport across the AR7W, and the OVIDE sections, as well as across a section located at 38°N. Under negative NAO conditions (1997-2005), all processes leading to obduction (i.e. upward flux) of nutrients at the base of the mixed layer during winter exhibited negative anomalies throughout the North Atlantic Subpolar Gyre. After demonstrating the significance of entrainment compared to other processes operating at the base of the mixed layer, we observed an abrupt 50% reduction of nutrient entrainment in the Labrador Sea in comparison to the average entrainment flux of the reference period (1988-1996) during both subsequent study periods (1997-2005 and 2006-2015). Conversely, in the eastern subpolar gyre, negative anomalies of nutrient entrainment were less pronounced, with anomalies less than 10% of the average 1988-1996 entrainment during the period 1997-2005, increasing somewhat to 37% in 2006-2015. In parallel, a reduction in nutrient transport across the three sections was observed. The comparison of the magnitudes of nutrient entrainment at the base of the mixed layer and lateral nutrient transports across hydrographic sections suggests that nutrient entrainment is the main process responsible for the nutrient concentration decrease in the Labrador Sea and east of the Subpolar Gyre for both periods. Meanwhile, lateral transport predominates in the Irminger Sea and along the edge of the Labrador Sea.

Introduction

Physical processes (transport, mixing) redistribute nutrients horizontally as well as vertically within the water column Williams and Follows (2003). By transporting nutrients to high latitudes and enriching the mixed layer with nutrient-rich water from subsurface layers, the Meridional Overturning Circulation (MOC) plays an important role in driving primary productivity (Lozier et al., 2017).

According to the IPCC, a slowdown of the MOC under all climate change scenarios is projected to occur over the 21st century (Pörtner et al., 2019). Since 2008, a slowdown has been suspected for the Atlantic's Meridional Overturning Circulation (referred to as AMOC; Chafik et al., 2022). AMOC slowdown is associated with a weakening of deep convection in the Labrador Sea (Stouffer et al., 2006; Lozier et al., 2017), as well as local cooling of the center of the SubPolar Gyre (SPG; Stouffer et al., 2006; Duchez et al., 2016; Caesar et al., 2018; Bryden et al., 2020).

Before this slowdown, between the mid-1990s and the late 2000s, reduced deep convection was observed in the Labrador Sea (Yashayaev and Loder, 2016) concurrent with SPG warming (Barrier et al., 2015). Warming-induced stratification leads to a reduction of the Mixed Layer Depth (MLD) which can relieve light limitation of phytoplanktons (Doney et al., 2006). However, reduction of the MLD in winter is also likely to be associated with a reduction in the transfer of nutrients towards the surface (Harrison and Li, 2007; Tesdal et al., 2022), where primary production occurs. In the late 1990s, a decrease in Net Primary Production (NPP) in the eastern part of the SPG (McKinley et al., 2018), as well as a decrease in nutrient concentrations in the entire SPG (Hátún et al., 2017; McKinley et al., 2018; Tesdal et al., 2022), were observed, suggesting that nutrient variability is of major importance for controlling NPP variability basin-wide.

Arctic outflows are the major external sources of PO₄ and DSi for the SubPolar North Atlantic (SPNA; defined between -60°E - 0°E and 47°N - 65°N; Torres-Valdés et al., 2013; Holliday et al., 2020). They enrich the SPNA's mixed layer, passing to the east of Greenland through the East Greenland Current and to the east of Canada via the Labrador Current (Torres-Valdés et al., 2013). Smaller amounts of Dissolved Silica (DSi), phosphate (PO₄³⁻, abbreviated in PO₄), and nitrate (NO₃⁻, abbreviated in NO₃) are also transported from the south with the upper, northward-flowing branch of the AMOC (Carracedo et al., 2021). The lower branch of the AMOC, which is richer in nutrients than the upper branch, redistributes them southwards (Carracedo et al., 2021). On a smaller temporal and spatial scale, nutrients arrive in the mixed layer by obduction (opposite to the subduction). The obduction rate is based on the set of processes by which a volume of water (or amount of nutrients) is brought up to a level above the MLD per time unit (also called induction by Williams et al. (2000)). These include advective transport, diffusion, eddy mixing, and entrainment by mixed layer deepening. Winter-time convection is the major process that supplies nutrients vertically, through nutrient entrainment, in the SPNA (Williams and Follows, 2003). Obduction can complement lateral transport by transferring nutrient-rich water masses to the mixed layer of the SPG. In the case of the Gulf Stream, sometimes called the "nutrient stream", it is proposed by Williams et al. (2006) that nutrients are supplied from low to high latitudes and from the intermediate layer to the mixed layer by a combination of horizontal advection across the mixed layer base and vertical mixing along the North American continental margin.

The supply of nutrients to the SPNA varies strongly with the North Atlantic Oscillation (NAO), which is the dominant mode of atmospheric variability in the region (Holliday et al., 2020). The NAO oscillates from a pressure gradient between Iceland's low and Azore's high pressure (Hurrell et al., 2003). Variations in the NAO are defined by an index that is positive when high pressure is strong and low pressure is weak, and vice versa (Cassou, 2008; Wang and Schimel, 2003). Before 1995, the NAO index was strong and positive, resulting in intense westerly winds, significant heat loss in the SPG (Duchez et al., 2016; Piecuch et al., 2017), and intense winter deep convection in the Labrador Sea (Yashayaev and Loder, 2016). This period also was marked by the persistence of negative salinity anomalies that began in the late 1960s due to increased precipitation and river runoff in the Arctic (known as "The Great Salinity Anomaly") and lasted until 1995 (Curry and Mauritzen, 2005; Friedman et al., 2017). During the 1990s, the NAO index gradually declined until it became negative in the winter of 1996. The temperature increased abruptly in the SPG due to increasing heat transport by the NAC (Barrier et al., 2015). Positive temperature anomalies were propagated via baroclinic topographic and planetary Rossby waves from the eastern SPG to the Irminger and Labrador Seas (Wang et al., 2022). In the meantime,

deep convection in the Labrador Sea weakened (Barrier et al., 2015), and DSi, PO₄, and NO₃ concentrations decreased throughout the entire subpolar basin (Williams et al., 2000; Hátún et al., 2017; McKinley et al., 2018). The Labrador Sea and the eastern SPG (i.e., east of Reykjanes Ridge) are regions separated by their heat and NPP variability (Barrier et al., 2015; McKinley et al., 2018). Indeed, the Labrador Sea is more sensitive to NAO index variation, which results in shallower deep convection during negative NAO (Barrier et al., 2015; Wang et al., 2016), whereas the correlation between negative NAO conditions and the eastern SPG is less clear (Barrier et al., 2015). A recent study by Tesdal et al. (2022) reveals regional patterns of variability in line with earlier studies (Barrier et al., 2015; McKinley et al., 2018; Wang et al., 2022), but at the scale of the Labrador Sea. They show that at the basin center, nutrient concentration variability was controlled by winter-time deep convection. In contrast, SPG circulation's variability appeared to dominate concentration variability on the Labrador shelf. On the other hand, in the center of the SPG, south of Cape Farewell, the variability of surface PO₄ concentrations appears to be more sensitive to the variability of vertical rather than lateral transport (McKinley et al., 2018).

The link between SPG nutrient concentration variability and the variability of nutrient supply from a deep layer to an upper layer within the SPG was suggested by Williams et al. (2000), Hátún et al. (2017) and McKinley et al. (2018). Williams et al. (2000) focused on winter entrainment at the base of the mixed layer, based on monthly results from a 1D mixed layer model applied to a forced three-dimensional general circulation model discretized on a 1° grid. Although they conclude that the NAO index is correlated with entrainment variability and with concentrations in the SPG, their analysis stopped in 1993, before the recent period of negative NAO, which was a major source of anomalies in both nutrient concentrations and MLD. In addition, Harrison and Li (2007) showed that since the 1990s, a period already impacted by global warming, the historical variability between the western and eastern part of the SPG in terms of temperature and ice conditions and in relation to the variability of the NAO index had been modified. Hátún et al. (2017) proposed that the negative DSi anomalies under negative NAO were the result of the winter-time deep convection in the Labrador Sea and of the regulation of the SPG. Indeed, the SPG regulates the nutrient inputs from the Labrador Current and the Labrador Sea Water (grouped together as the SubArctic Water) flowing towards the mixing zone to the east of the SPG. Nevertheless, they also assigned a role to variable contributions of nutrient-rich SAW and nutrient-poor SubTropical Water to the mixing area of the eastern SPG (i.e., to the SAW/STW ratio). In addition, correlations between MLD and nutrient concentrations in the SPG indicated the central role of entrainment in the DSi anomalies when the NAO index was negative (Hátún et al., 2017). Later, McKinley et al. (2018) focused on the role of advective and diffusive phosphate supply, both lateral and vertical, on the variability of planktonic biomass in conditions of negative NAO. Unfortunately, the role of the entrainment, the only obduction process directly linked to variations in MLD, was not taken into account in their study.

From this background, the question arises about the role of nutrient entrainment in the variability of SPG nutrient concentrations during the periods of changes described above. In particular, how does this contribution interact with circulation change?

We address this question here using output from a global, coupled physical-biogeochemical model covering the period 1980 to 2015. We propose to emphasize the role of obduction processes downstream and in the SPG and of horizontal transport in SPG concentrations anomalies. We use online nutrient diagnostics to provide an overview of the role of a complete set of obduction processes (entrainment, advection, diffusion, eddy mixing). First, we assessed the model's representation of concentrations anomalies of NO₃, PO₄, and DSi, and compared them with observation-based datasets. Subsequently, we conducted an analysis of anomalies in lateral transport and obduction components based on the model output and online nutrient diagnostics. Our analysis is structured around three distinct periods of NAO variability. This approach allows for an exploration of the interplay between NAO dynamics and variations in nutrient supply across distinct time intervals.

2 Methods

In this study, the vertical and horizontal components of nutrient fluxes are distinguished. Horizontal refers to a transport propagating within the same depth layer along a longitude/latitude plane. Conversely, lateral transport refers to transport within the same layer, along isopycnals. Vertical referred to all others diapycnal transports,

associated with movements from a lower to an upper layer, and vice versa (Fig. 1b). At the base of the mixed layer is also found horizontal diapycnal fluxes which differs from horizontal transport in that it is calculated at the base of the mixed layer (Fig. 1b). We also distinguish zonal transport from meridional transport, depending on whether it crosses a parallel or a meridian.

2.1 NEMO-PISCES

The study uses a global configuration (ORCA) of the ocean circulation model NEMO (Nucleus for European Modeling of the Ocean, version 3.6 - stable; Madec et al., 2017) coupled online with the biogeochemistry model PISCES-v2 (Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies; Aumont et al., 2015) and the sea ice model LIM3 (Louvain-la-Neuve Sea Ice Model; Vancoppenolle et al., 2008). The model is discretized on an extended eORCA025 grid with an eddy-permitting 0.25° by $0.25^\circ \cos(\varphi)$ resolution (where φ is the latitude), corresponding to a resolution of about 5 to 20 km beyond 40°N . The full water column from 0 to 6000 m is discretized in 75 vertical levels with increasing resolution from surface to depth. Resolution at the surface is close to 1 m, then it increases until a 100 m resolution under 1000 m, and reaches 200 m resolution beyond 5000 m depth.

Atmospheric conditions are taken into account using a set of forces, the DRAKKAR Forcing Set 5.2 (DFS 5.2; Dussin et al., 2016), that forced the ocean from 1958 to 2015. The DFS 5.2 is based on the ERA40 and the ERA-interim reanalyses (Dee et al., 2011; Dussin et al., 2016). ERA-interim atmospheric variables force the model over the 1979-2015, and ERA40 extends the forcing from 1958 onwards. The NEMO-PISCES model starts with the ocean at rest and under constant pre-industrial atmospheric CO_2 concentrations (284.32 ppm). Temperature and salinity were initialized from climatologies of the World Ocean Atlas 2013 (Locarnini et al., 2013) and biogeochemical tracers (NO_3 , PO_4 , DSi , O_2) from the World Ocean Atlas 2009 (Garcia et al., 2009). Then, Iron and Dissolved Organic Carbon (DOC) were initialized from climatologies of NEMO-PISCES simulation (Aumont et al., 2015), alkalinity from Glodap v2 (Olsen et al., 2016), and Dissolved Inorganic Carbon (DIC) from Glodap (Lauvset et al., 2016). The remaining tracers were initialized with constant values.

PISCES simulates 24 prognostic tracers and includes four "living" compartments that simulate the evolution of biomasses of two phytoplankton size classes (diatom and nanophytoplankton), and zooplankton (mesozooplankton and microzooplankton). The model distinguishes diatoms from nanophytoplankton based on their size and silica requirements. Therefore, the growth of all phytoplankton is limited by four nutrients: phosphate (PO_4^{3-}), nitrate (NO_3^-), ammonium (NH_4^+), and iron (Fe), in addition to dissolved silica (DSi) for diatoms (Aumont et al., 2015). All nutrients, carbon, and chlorophyll-a are prognostic variables of the model. PISCES is also built on a constant Redfield 122C:16N:1P ratio and a constant -O:C ratio equal to 1.34 (Aumont et al., 2015). In contrast, Fe:Si, Si:C, and CaCO_3 :C ratios are computed by the model (Aumont et al., 2015). In PISCES, nutrients are supplied by five external inputs: atmospheric dust deposition, rivers, sea ice, sediment mobilization, and hydrothermal vents (Aumont et al., 2015). Here, dust deposition of iron, silica, and phosphorus comes from outputs of the LMDZOR-INCA chemistry model (Boucher et al., 2020; Lurton et al., 2020). Nitrogen deposition comes from NCAR products (<https://esgf-node.llnl.gov/projects/input4mips/>), and nutrients supplied by rivers are provided by the GLOBAL NEWS2 dataset (Mayorga et al., 2010).

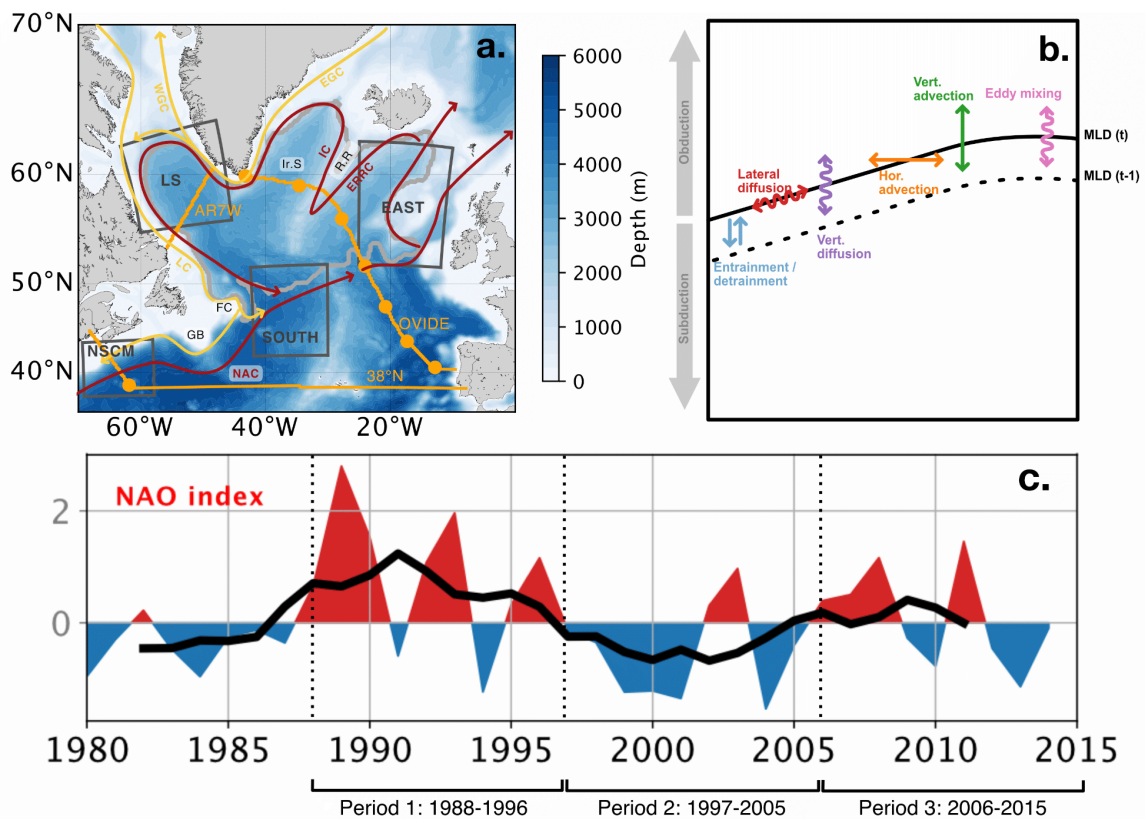


Figure 1. Schematic representation of the North Atlantic horizontal circulation (a.) physical processes at the base of the mixed layer (b.) and the NAO index variability (c.). (a.) Major currents are illustrated in red and yellow, according to Holliday et al. (2020). They include the North Atlantic Current (NAC), the Irminger Current (IC), the East Reykjanes Ridge Current (ERRC), the East Greenland Current (EGC), the West Greenland Current (WGC), and the Labrador Current (LC). Background colors indicate the bathymetry. The main bathymetric features are: Grand Banks (GB), Flemish Cap (FC), Reykjanes Ridge (R.R.), and Irminger Sea (Ir.S). Dark gray boxes represent the four sub-regions used for this study. From west to east, the figure displays the Nova Scotia Continental Margin (NSCM), the Labrador Sea (LS), the south of the SPG (SOUTH), and the Eastern SPG (EAST). The gray line in the background indicates the location and average area of the SPG in the model between 1980 and 2015. The SPG is delimited by a 12 Sv threshold of barotropic stream functions. The orange lines display the OVIDE, AR7W, and 38°N hydrographic sections. Orange dots divide the section into 500 km sections. (b.) Schematic representation of physical processes at the base of the mixed (solid black line) modified according to Levy et al. (2013). Obduction is the sum of all upward (i.e., positive) components, and subduction is the sum of all downward (i.e., negative) components.

To assess vertical fluxes of nutrients through the time-varying mixed layer base, we use nutrient obduction diagnostics that are calculated at each model time step (900 seconds). Nutrients at the base of the mixed layer can reach the mixed layer by entrainment with the deepening of the MLD, or can leave the mixed layer by detrainment through MLD shallowing. The replenishment of the mixed layer can also arise from vertical advection and diffusion, horizontal advection across the sloping mixed layer depth, and by lateral diffusion and eddy-induced advection due to eddy mixing (Fig. 1b).

The method of Karleskind et al. (2011) has been applied for the NO_3 , PO_4 , and DSi concentrations to calculate their subduction rate. The subduction of a water volume transferred through the mixed layer base integrated over time is defined as:

$$S = \int_{oct}^{feb} \left(-\omega_h - \mathbf{u}_h \cdot \nabla_h - \frac{\partial h}{\partial t} \right) dt \quad (1)$$

where h refers to as the MLD, ω_h is the contribution from vertical advection, $\mathbf{u}_h \cdot \nabla_h$ is the contribution from horizontal advection and $\frac{\partial h}{\partial t}$ is the contribution of mixed layer depth variation referred to as detrainment. Thus, there is subduction when S is positive and obduction when it is negative. To focus on nutrient transfer into the mixed layer, we concentrate on the reverse of the subduction ($-S$), which we refer to as the obduction rate. The obduction rate of a nutrient O_c is defined as the concentration (C_h) transferred through the mixed layer base in the water volume defined by equation (1). Model nutrient vertical fluxes were calculated following the approach of Lévy et al. (2013), and Bopp et al. (2015) (Eq. (2)).

$$O_c = - \int_{oct}^{feb} \left(-\omega_h \cdot C_h - (\mathbf{u}_h \cdot \nabla_h) \cdot C_h - \frac{\partial h}{\partial t} \cdot C_h + \left(k_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) + S_{eddy} \right) dt \quad (2)$$

where $k_z \frac{\partial C}{\partial z}$ is the contribution from vertical diffusion with k_z the vertical diffusion coefficient at the mixed-layer base whose minimal value is $10.5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. S_{eddy} is the contribution of eddy mixing. The model uses the Gent-McWilliams parameterization to resolve mesoscale eddies and baroclinic instability (Gent and McWilliams, 1990). This parameterization results in a diffusion (lateral) and an eddy-induced term of advection (Madec et al., 2017).

Note that due to a storage issue with the model outputs, all processes at the base of the mixed layer outputs calculated at the model's time step for the year 2008 were lost.

2.2 Analysis of anomalies in relation to a reference period (1988-1996)

2.2.1 Description of study regions, sections and periods

To focus on the role of specific dynamical regions, integrated vertical fluxes of nutrients were assessed over four distinct regions, and lateral transports were calculated across three sections (Fig. 1). The regions chosen are: (1) the Labrador Sea, given the importance of nutrient entrainment via winter-time deep convection events, (2) the eastern region of the SPG, which is influenced by the variability of the inter-gyre front (i.e., the NAC), and a mixing zone between subpolar and subtropical waters (Hátún et al., 2017), (3) the region south of the SPG which is also a region of the front between the STG and the SPG, and (4) the Nova Scotia Continental Margin (NSCM) which is a part of the mixing area between the Gulf Stream and upper layers of the NAC (Williams et al., 2000). The two northernmost sections cross the SPG to the west (AR7W) and the east (OVIDE). The last one crosses the NAC west of the 38°N section (Fig. 1).

The study focuses on three distinct periods that are delimited on the basis of NAO regimes (Fig. 1c) that mirror observed patterns detailed in the introduction:

1. The initial reference period is from 1988 to 1996, and is characterized by a robust and positive NAO index.
2. The subsequent period, from 1997 to 2005, is marked by a negative phase of the NAO index.
3. Finally, we investigate the period from 2006 to 2015, which is defined by a succession of positive and negative NAO indices.

2.2.2 Anomalies relative to the reference period (1988-1996)

Concentration anomalies

In the present study, variability of nutrient concentrations is evaluated relative to averages calculated for the defined reference period (1988-1996), using concentration anomalies. To avoid confusing variations in the mixed layer depth with those in the nutrient concentrations, nutrient concentration anomalies are calculated and presented as annual averages for the upper 100 meters of the water column. Depending on the type of analysis, anomalies are calculated as averages at individual grid cells or averages for larger sub-regions.

Transport anomalies

Annual volume and nutrient transports are calculated across three hydrographic sections (more details of model transport calculation are provided in Appendix A). Net transport is calculated as the integration of annual volume and nutrient transport over the full water column, then along the section, from west to east. Net volume and nutrient transports integrated only from the surface to 100 meters are also discussed.

Net volume and nutrient transport analyses involve two OVIDE sections and two 38°N sections. The OVIDE section is divided at the location of the Reykjanes Ridge (Fig. 1.a.) in order to distinguish the portion crossed by the NAC and the water originating from the Bay of Biscay, from that crossed by Arctic and subpolar water and water resulting from the mixing of subpolar and subtropical water (Daniaul et al., 2016; Hátún et al., 2017). The section north of the Reykjanes Ridge is identified as OVIDE-North (or shortened OVIDE-N), and the section south as OVIDE-South (or OVIDE-S). The 38°N section is also cut into two sub-sections at the inflection point of the section (i.e., at the location of the orange dots in Fig. 1), located east of the NAC pathway in the model (Fig. D1a.). The portion from Canada to the inflection point is named the 38°N-West section (or 38°N-W), and the remaining portion of the sections the 38°N-East section (or 38°N-E).

As with concentrations, a part of the transport analysis focuses on volume and nutrient transport anomalies related to averages of the annual net volume and nutrient transports for the reference period (1988-1996).

Obduction anomalies

Nutrients sustaining productivity are transferred to the mixed layer by obduction across the extended-winter mixed layer base in the SPG (Hatun et al., 2017) and south of the SPG (Williams et al., 2000, 2006). As a consequence, obduction processes at the base of the mixed layer are integrated over the extended-winter months (from October to February).

These periods of “extended-winter months” have been defined to reflect nutrient supply to the SPG mixed-layer from winter mixing. The periods begin with the first month when the MLD is greater than the depth of the euphotic layer (i.e., October) and end with the month when the MLD reaches its maximal value (i.e., February in the southern and eastern SPG and February or March in the Labrador Sea). In order to unify the periods between regions, we chose to take the shortest common period, i.e., from October to February.

Anomalies relative to the average of the integrated obduction processes over the extended winter months for the reference period (1988-1996) were then calculated in a manner similar to concentration and transport anomalies.

3. Results

This section examines how variations in lateral transport and vertical processes at the base of the mixed layer, driven by changes in the NAO index, have led to decreasing nutrient concentrations. We start by comparing nutrient anomalies during the reference period (1988-1996) with those in two subsequent periods: 1997-2005) and 2006-2015. These periods correspond to a positive NAO, a negative NAO, and a period of successively positive and negative NAO indices, respectively. Then, our analyses follow a consistent pattern, following with the assessment of lateral transport anomalies and subsequently investigating obduction processes anomalies.

3.1 Depletion of nutrient concentrations in the SPG

This section highlights differences between SPG's sub-regions (Labrador Sea, Eastern SPG, Southern SPG). and describes and quantifies anomalies of modeled SPG nutrient concentrations compared to the reference period 1988-1996.

The modeled nutrient concentrations vary gradually from west to east, with maximal values found in the center of the Labrador Sea (Fig. 2a-c). Compared with the reference period (1988-1996), nutrient concentration anomalies during the second period (1997-2005) decreased throughout the region shown. The decrease was greater than the 1988-1996 standard deviation within the SPG. Anomalies during the last period (2006-2015) intensified in the SPG for all three nutrients, with an emphasis along the Canadian-Arctic Archipelago and the eastern Canadian continental margin for PO₄ and DSi. NO₃, PO₄, and DSi concentration anomalies in 1997-2005 were maximal at the center of the SPG, with an anomaly of $-1.76 \text{ mmol.m}^{-3}$ in NO₃ (for a 1988-1996 average of $9.87 \pm 0.63 \text{ mmol.m}^{-3}$), $-0.11 \text{ mmol.m}^{-3}$ in PO₄ (where the reference mean was $0.71 \pm 0.04 \text{ mmol.m}^{-3}$), and $-1.27 \text{ mmol.m}^{-3}$ in DSi (for an average of $5.02 \pm 0.44 \text{ mmol.m}^{-3}$). All anomalies were strengthened for the 2006-2015 period, with a maximum located in the Labrador Sea for NO₃ ($-2.19 \text{ mmol.m}^{-3}$ for a relative 1988-1996 average of $9.97 \pm 0.36 \text{ mmol.m}^{-3}$) and DSi ($-1.62 \text{ mmol.m}^{-3}$ for a relative average of $5.48 \pm 0.51 \text{ mmol.m}^{-3}$) and south of Iceland for PO₄ where anomalies reached $-0.14 \text{ mmol.m}^{-3}$ (i.e., -22% of the 1988-1996 average of $0.63 \pm 0.03 \text{ mmol.m}^{-3}$).

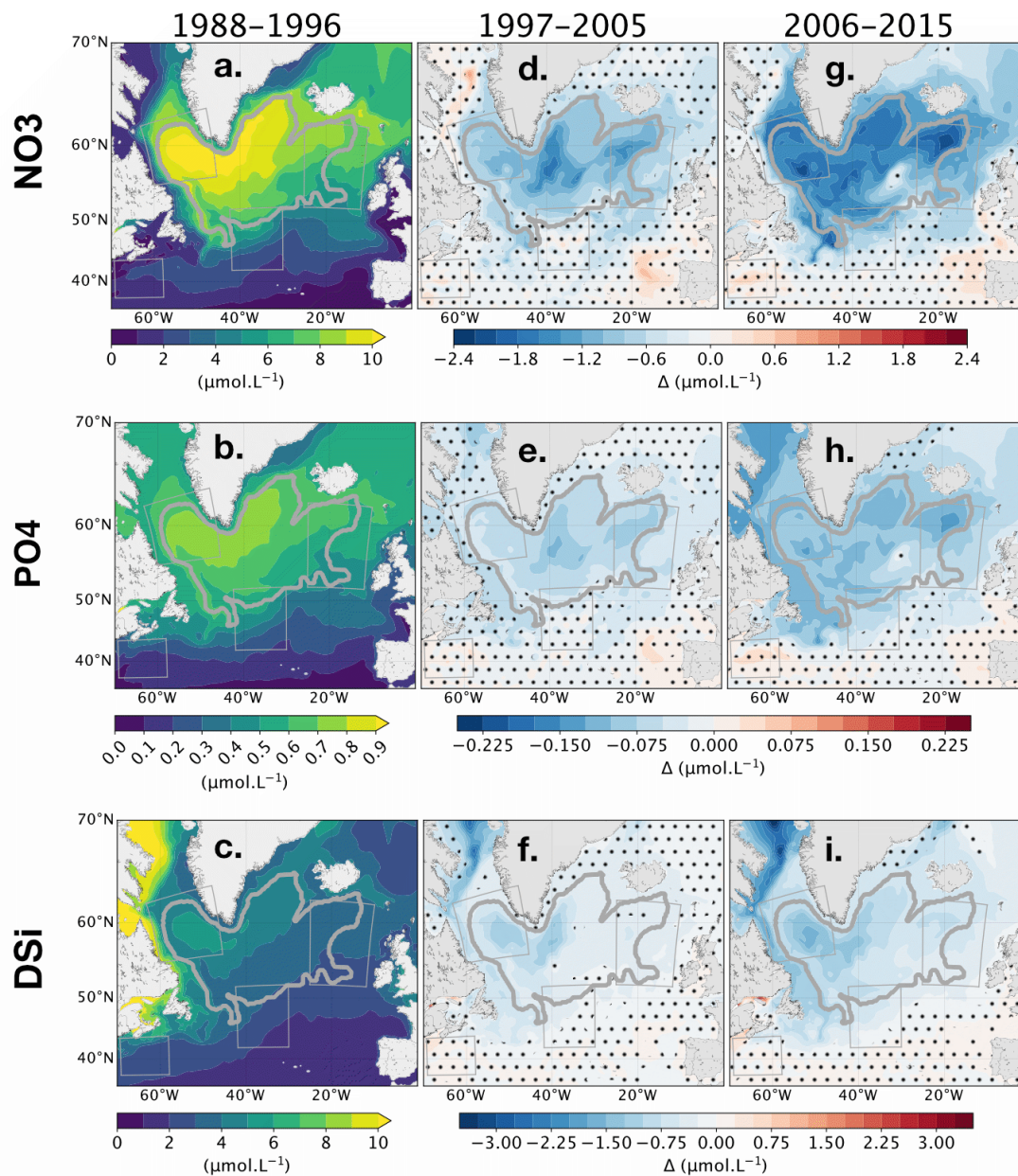


Figure 2. Upper 100m average NO₃, PO₄, and DSi concentrations for the period 1988-1996 (a.-c.) and concentration anomalies for the periods 1997-2005 (d.-f.) and 2006-2015 (g.-i.) relative to the first,

reference period. The gray contour indicates the average position of the SPG during the entire period considered (1980-2015) as defined by the 12 Sv barotropic streamfunction from the model. Stippling shows anomalies that are below the standard deviation for the period 1988-1996.

Figure 3 presents the temporal evolution of NO₃ (Fig. 3a.), PO₄ (Fig. 3b.), and DSi (Fig. 3c.) anomalies for the three sub-regions surrounding the SPG, i.e., the Labrador Sea, the eastern SPG, and southern SPG. The evolution of the NO₃ and PO₄ anomalies in the three sub-regions overlaps until 2000. NO₃ and PO₄ concentrations vary slightly around the mean until roughly 1995 and decrease afterward. A divergence between anomalies in the southern region and the other two appears when the southern region's NO₃ and PO₄ concentrations stop decreasing, between 2000 and 2003. NO₃ and PO₄ variability in the Labrador Sea and in the eastern SPG are similar until 2006, i.e. the beginning of the last period. Then, negative anomalies continue to intensify until 2011 in the Labrador Sea, reaching $-2.03 \text{ mmol.m}^{-3}$ for NO₃ and $-0.14 \text{ mmol.m}^{-3}$ for PO₄. NO₃ (PO₄) concentration dropped by $-1.24 \text{ mmol.m}^{-3}$ ($-0.08 \text{ mmol.m}^{-3}$) between 1994 and 2005 in the eastern SPG, and by $-0.77 \text{ mmol.m}^{-3}$ ($-0.05 \text{ mmol.m}^{-3}$) between 1994 and 2000 in the southern SPG. In the eastern SPG, NO₃ and PO₄ concentrations increase by $+0.98 \text{ mmol.m}^{-3}$ and $+0.07 \text{ mmol.m}^{-3}$ between 2005 and 2015, respectively.

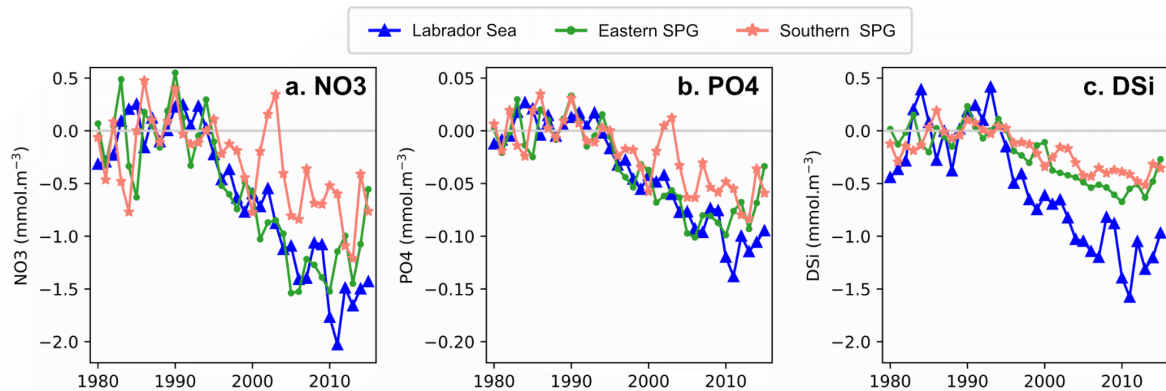


Figure 3. Annual concentration anomalies within the upper 100 m for (a) NO₃, (b) PO₄, and (c) DSi concentrations within the Labrador Sea (blue), Eastern SPG (green), and south of the SPG (pink). All anomalies are relative to averages for the reference period of 1988-1996.

DSi anomalies between the Labrador Sea and other regions show more contrast in their trends (Fig. 3c.) but exhibit overall similar patterns to those of NO₃ and PO₄. The Labrador Sea experienced a positive DSi anomaly in 1993 ($+0.42 \text{ mmol.m}^{-3}$), followed by a drop of $-0.91 \text{ mmol.m}^{-3}$ over only three years, indicative of an abrupt decrease in DSi concentration. This decrease continued linearly until 2011 when the anomaly reached $-1.58 \text{ mmol.m}^{-3}$. DSi concentrations were subject to lesser amplitude anomalies to the south and east of the SPG. The most intense anomalies were $-0.52 \text{ mmol.m}^{-3}$ to the south and $-0.67 \text{ mmol.m}^{-3}$ to the east, reached in 2013 and 2010, respectively.

In summary, the negative trends in NO₃, PO₄, and DSi concentrations were most persistent in the Labrador Sea, where concentrations dropped by $-2.03 \text{ mmol NO}_3.\text{m}^{-3}$, $-0.14 \text{ mmol PO}_4.\text{m}^{-3}$ and $-1.58 \text{ mmol DSi.m}^{-3}$. The Labrador Sea's DSi variability contrasted with that in the Southern and Eastern SPG, where the relative decrease was small. The results show regional differences in temporal variability, as well as some differences between nutrients, with NO₃/PO₄ contrasting with the patterns of DSi concentration anomalies.

3.2 Horizontal transport weakening

In the upcoming subsection, the focus transitions to the evaluation of transport dynamics, which is the major process by which nutrients are brought into the SPG (Carracedo et al., 2021). Anomalies relative to the

reference period (1988-1996) are assessed to characterize lateral transport's contribution to nutrient concentration anomalies and understand differences between sub-regions and nutrients.

Table 1 shows the average net volume and nutrient transport integrated over the full water column and across the study sections for each period. Northward transports are positive, and southward transports are negative. Table 1 indicates that volume and nutrient transports over the full water column are oriented northward across the 38°N-W section and the OVIDE-S section. On the contrary, transports through 38°N-E, OVIDE-N, and AR7W sections are directed southward. Section AR7W is crossed at its eastern limit by a strong northward transport equal to 49 ± 1.6 Sv on average for the reference period and to the west by a stronger southward transport (-59 ± 1.4 Sv). The circulation around the Labrador Sea thus forms a gyre-type circulation.

Compared to the first period (1988-1996), all transports weakened during the negative NAO period (1997-2005; Table 1), except for the volume transport across OVIDE-N, which remained constant on average. During the more recent period (2006-2015), nutrient transports were even weaker across the AR7W and OVIDE-North sections (Table 1), but they were stronger through OVIDE-South and the two 38°N sections. However, volume transports across OVIDE-North and OVIDE-South were stronger in the last period (-21.4 ± 0.6 Sv and 22 ± 0.6 Sv, resp.) than during the first period (-20.0 ± 0.43 Sv and 21.9 ± 0.43 Sv, resp.).

Two types of variability have been identified in nutrient transports, that of the north-western part of the SPNA (sections AR7W and OVIDE-N) and that of the south-eastern part of the SPNA (sections OVIDE-S, 38°N-W and 38°N-E). The north-western variability is characterized by weaker average nutrient transport during the second period and even weaker transport in the last period. The southeastern variability is also described by weaker transport during the second period but slightly higher transport in the third. The southeastern variability appears to react more quickly to the increase of the NAO index in the last period (2006-2015; Fig. 1) and thus is more sensitive to NAO index variations.

Sections	Elements	1988-1996	1997-2005	2006-2015
AR7W	Volume in Sv	-9.3 ± 0.30	-9.1 ± 0.5	-8.3 ± 0.4
	PO4 in kmol/s	-8.7 ± 0.30	-8.6 ± 0.5	-7.8 ± 0.3
	NO3 in kmol/s	-118.6 ± 3.48	-115.4 ± 6.8	-106.5 ± 4.28
	DSi in kmol/s	-103.9 ± 5.13	-101.2 ± 7.95	-91.7 ± 4.43
OVIDE - North	Volume in Sv	-20.9 ± 0.43	-20.9 ± 0.46	-21.4 ± 0.6
	PO4 in kmol/s	-18.0 ± 0.42	-17.8 ± 0.30	-17.5 ± 0.4
	NO3 in kmol/s	-256.0 ± 6.27	-251.1 ± 4.33	-244.7 ± 6.3
	DSi in kmol/s	-151.5 ± 3.71	-147.8 ± 2.31	-140.9 ± 4.9
OVIDE - South	Volume in Sv	21.9 ± 0.43	21.4 ± 0.47	22 ± 0.6
	PO4 in kmol/s	17.7 ± 0.35	16.7 ± 0.73	17 ± 0.5
	NO3 in kmol/s	251.4 ± 5.30	236.3 ± 11.3	238.1 ± 7
	DSi in kmol/s	139.6 ± 8.68	126.5 ± 12.9	132.9 ± 8.9
38°N - East	Volume in Sv	-38.8 ± 16.44	-28.2 ± 9.23	-30.8 ± 14.4
	PO4 in kmol/s	-32.9 ± 14.78	-23.6 ± 6.98	-24.9 ± 13.2
	NO3 in kmol/s	-485.19 ± 223.24	-343.61 ± 105.84	-361.2 ± 197.2
	DSi in kmol/s	-407.3 ± 161.26	-312.66 ± 57.61	-300.6 ± 177
38°N - West	Volume in Sv	37.5 ± 16.01	26.0 ± 9.47	28.1 ± 14.6
	PO4 in kmol/s	30.6 ± 14.47	20.1 ± 7.64	21.9 ± 13.6
	NO3 in kmol/s	462.1 ± 219.03	302.0 ± 115.72	326.9 ± 203
	DSi in kmol/s	375.4 ± 166.06	273 ± 74.45	287.5 ± 176.9

Table 1. Full water column-integrated net volume and nutrient transports averaged for the three periods. Positive values refer to northward transport. $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Figure 4 shows the detailed annual volume and nutrient transport anomalies across all the study sections. At first glance, the volume transport anomalies between AR7W on the one hand, the two OVIDE sections on the other, and the two 38°N sections are evolving differently.

We find what we see in Table 1, i.e., a set of negative anomalies across the AR7W section in the second and third periods and a decrease followed by an increase across the other sections. Figure 4 reveals that positive volume transport anomalies across the OVIDE sections were persistent over the last period (2006-2015). The positive transport anomalies at OVIDE-N started to appear in 2000, in the middle of the 2nd period, which explains why the average transport for the first and second periods are equal. Conversely, volume transport

anomalies across the 38°N sections are essentially negative except between the two first periods and 2009 and 2015.

The temporal evolution of the three nutrient transport anomalies by section looks the same (Fig. 4). Nutrient transport anomalies in the two sections at 38°N and across the section AR7W are similar to their associated volume transport anomalies. In contrast, divergences between volume and nutrient transport anomalies exist across the OVIDE-N and OVIDE-S sections, notably during the two last periods. According to Figure 4, there are not two types of variability in nutrient transport, as we thought after analyzing the average transports per period presented in Table 1. Instead, nutrient transport is weakening across all sections from the second period.

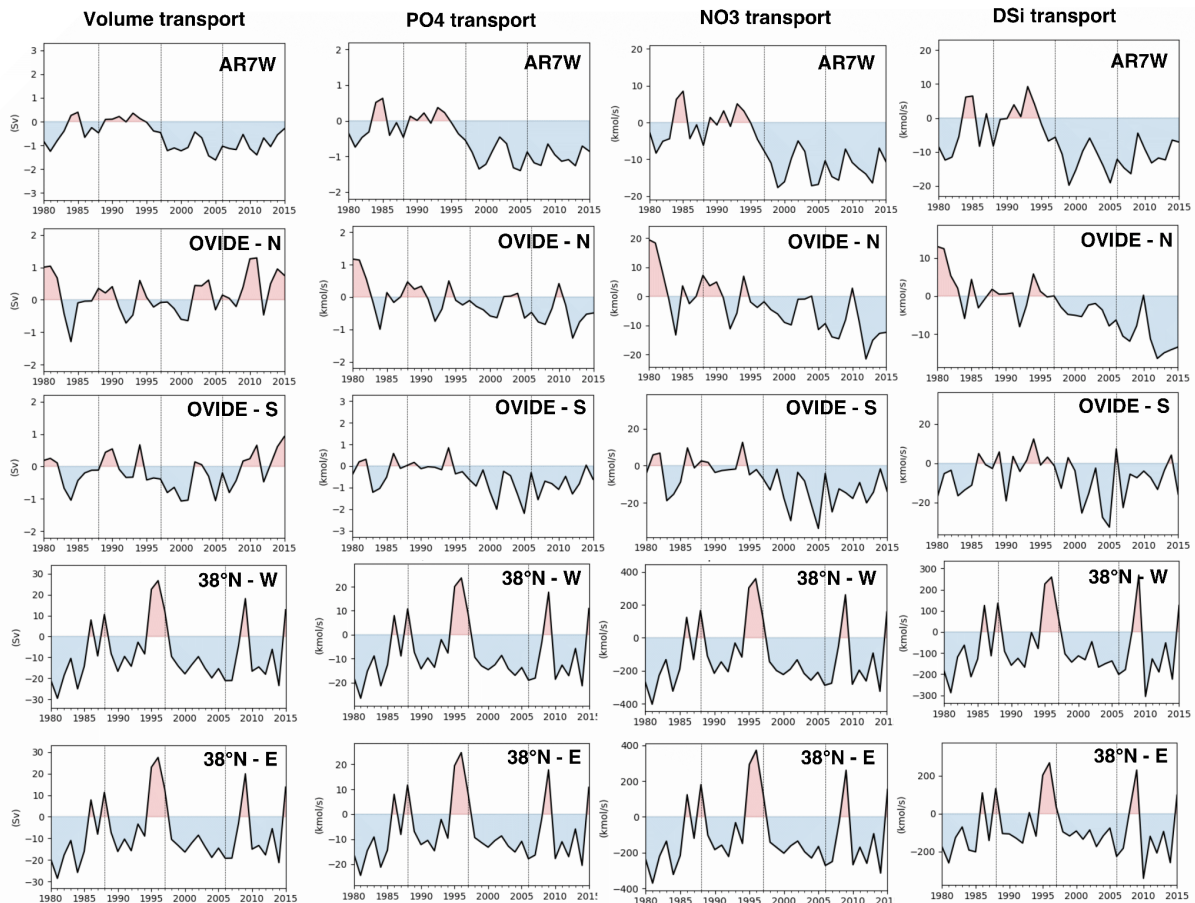


Figure 4. Annual absolute volume and nutrient transport anomalies according to the 1988-1996 mean. The black dashed lines delimit the three study periods starting in 1988, 1997, and 2006.

3.3 Vertical fluxes across the mixed layer base

To assess the impact of nutrient stream variability on the variability of SPG's nutrient concentration variability, vertical nutrient fluxes across the base of the mixed layer are assessed. The spatial and temporal variability of processes operating at the base of the mixed layer is examined along the NAC pathway (i.e., NSCM, South of the SPG and East of the SPG) and in the Labrador Sea where deep winter convection occurs. It is followed by a focus on entrainment as the major obduction process of the SPG, and a comparison between nutrient entrainment and nutrient lateral transport.

Extended-winter-integrated (Oct. to Feb.) vertical fluxes at the base of the mixed layer integrated over the four regions (i.e., the Labrador Sea, the Southern SPG, the Eastern SPG, and the Nova Scotia Continental Margin, Fig. 1) were averaged by periods to assess their changes. NO₃, PO₄, and DSi present the same spatial and temporal variability; thus, it has been decided to show only NO₃ diagnostics in Fig. 5. However, all diagnostics are available in the supporting information (Fig. D2). From Fig. 5, it is clear that the Labrador Sea and the

Eastern SPG, are entrainment-dominated. On average, in the Labrador Sea, NO₃ entrainment is equal to 76% (i.e., $204.9 \pm 145.7 \text{ mol.m}^{-2}$) of the sum of the total obduction processes at the base of the mixed layer between 1988 and 1996 (i.e., $267.9 \pm 164.8 \text{ mol.m}^{-2}$). It equals 42% in the eastern SPG (i.e., $53.9 \pm 15.8 \text{ mol.m}^{-2}$ for a sum of $127.3 \pm 30.0 \text{ mol.m}^{-2}$). In comparison, NO₃ vertical fluxes were all weak in the southern SPG region ($< 15 \text{ mol.m}^{-2}$), and NO₃ entrainment is weak relative to other processes in the NSCM. In addition, nutrient entrainment at the base of the mixed layer is the process undergoing the greatest changes in the two regions closest to the SPG (e.g., -99.8 mol.m^{-2} between the 1988-1996 and the 1997-2005 period, and $-104.8 \text{ mol.m}^{-2}$ between the 1988-1996 and the 2006-2015 period for the Labrador Sea's entrainment of NO₃; or -4.2 mol.m^{-2} and -19.9 mol.m^{-2} in the Eastern SPG). Nutrient fluxes induced by eddy mixing are the second process that brings nutrients to the mixed layer in the Labrador Sea, the Eastern SPG, and the Southern SPG (just after vertical diffusion; Fig. 5). It is the first one in the NSCM (Fig. 5c.). However, nutrient entrainment is the only process at the base of the mixed layer that is roughly of the same order as lateral transport (see comparison of nutrient entrainment and eddy mixing-induced fluxes across all sections in Table D2). As a result, entrainment is the focus of the following study.

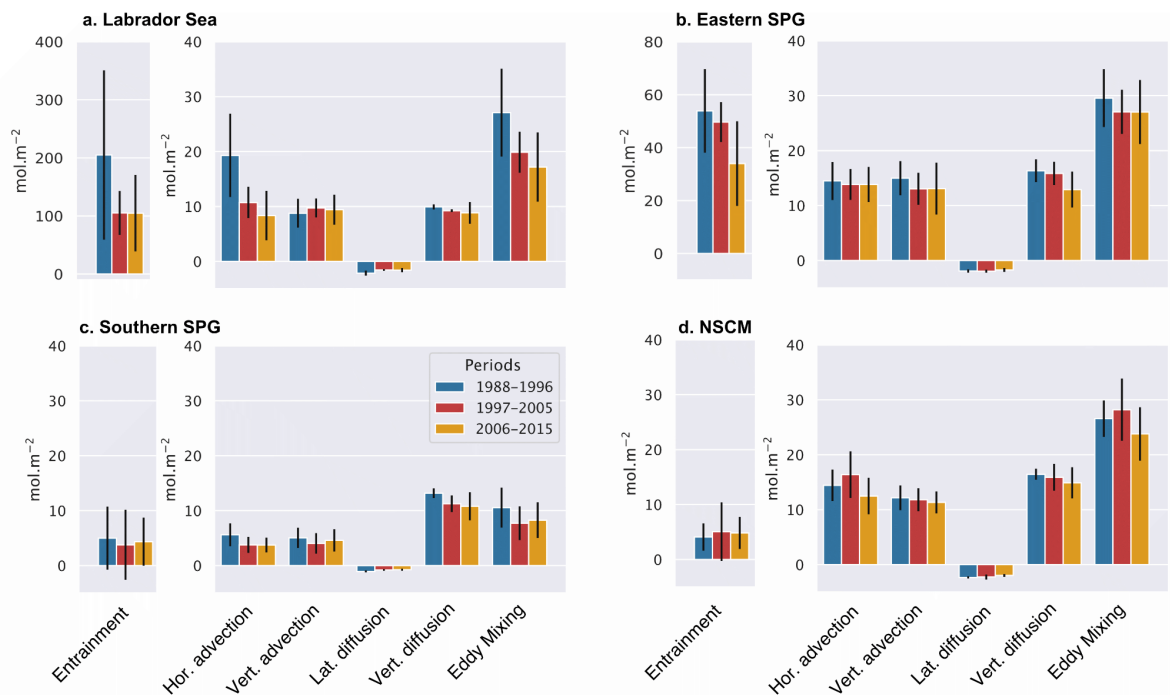


Figure 5. Integrated vertical NO₃ fluxes at the base of the extended winter (Oct. - Feb.) mixed layer over the four sub-regions and averaged by period. Positive values correspond to obduction (i.e. upward flux) and negative values to subduction. It should be noted that entrainment in the Labrador Sea and the Eastern SPG are presented on a separate y-axis due to a higher order of magnitude compared to other vertical fluxes.

Table 2 displays the mean and standard deviation of nutrient entrainment integrated into regions for each period, and Fig. 6 presents the annual entrainment anomalies. First, regional entrainment anomalies signs are the same for all nutrients (Fig. 6). Secondly, differences can be seen between regions. The Labrador Sea exhibits strong nutrient entrainment fluxes in the first period, which is reduced by approximately 50% for the three nutrients in the 1997-2005 period (e.g., from $229.3 \pm 161.41 \text{ mol.m}^{-2}$ to $120.2 \pm 41.94 \text{ mol.m}^{-2}$ for NO₃), and stabilises afterward (Table 2). Entrainment in the Eastern SPG for the 1988-1996 period is much lower than the weakest mean of the Labrador Sea (e.g., $64.6 \pm 18.20 \text{ mol.m}^{-2}$ in NO₃; Table 2). In this region, entrainment is also maximal during the first period, but the subsequent decrease is of smaller amplitude than in the Labrador Sea ($< 10\%$ of the 1988-1996 average; Table 2). Nevertheless, the decline persists until the 2006-2015 period, leading to a decrease in mean entrainment of -37% (for DSi and PO₄) and -65% (for NO₃) between the first and last periods (Table 2). The evolution of entrainment in these two regions echoes the evolution of nutrient concentrations anomalies (Fig. 3), with the exception that negative anomalies in the Eastern SPG intensified during the last period (Fig. 6), which was not the case for concentrations in the same region. In contrast, in the

Southern SPG region, average nutrient entrainment decreased during the 1997-2005 period before increasing during the 2006-2015 period (Table 2). The evolution of the mean reflects the strong interannual variability of entrainment in this region (Fig. 6). In the NSCM region where the Gulf Stream mixes with the upper layer (Williams et al., 2011), mean entrainment increased over the period 1997-2005, before decreasing over the period 2006-2015. Hence entrainment anomalies in the NSCM region presented a different behavior than those of the other regions: they were negative at the end of the first period and positive between 2000 and 2015.

Table 2. Mean and standard deviation of nutrient entrainment integrated over the four sub-regions.

Sections	Nutrients (mol/m ²)	1988-1996	1997-2005	2006-2015
Labrador Sea	PO4	229.3 ± 161.41	120.2 ± 41.94	120.9 ± 74.1
	NO3	204.9 ± 145.68	105.2 ± 37.78	104.8 ± 65.8
	DSi	16.4 ± 12.15	7.5 ± 2.96	7.5 ± 5.2
Eastern SPG	PO4	64.6 ± 18.20	60.0 ± 8.50	42.0 ± 19.3
	NO3	53.9 ± 15.77	49.7 ± 7.54	34.0 ± 16.0
	DSi	3.5 ± 1.03	3.2 ± 0.5	2.2 ± 1.0
South of SPG	PO4	9.1 ± 7.93	6.8 ± 8.23	7.5 ± 5.6
	NO3	5.0 ± 5.74	3.8 ± 6.37	4.3 ± 4.4
	DSi	0.5 ± 0.45	0.39 ± 0.46	0.4 ± 0.3
NSCM	PO4	5.4 ± 3.11	6.4 ± 6.24	6.3 ± 4.0
	NO3	4.1 ± 2.48	5.1 ± 0.80	4.8 ± 2.9
	DSi	0.86 ± 0.37	0.9 ± 0.53	1.0 ± 0.5

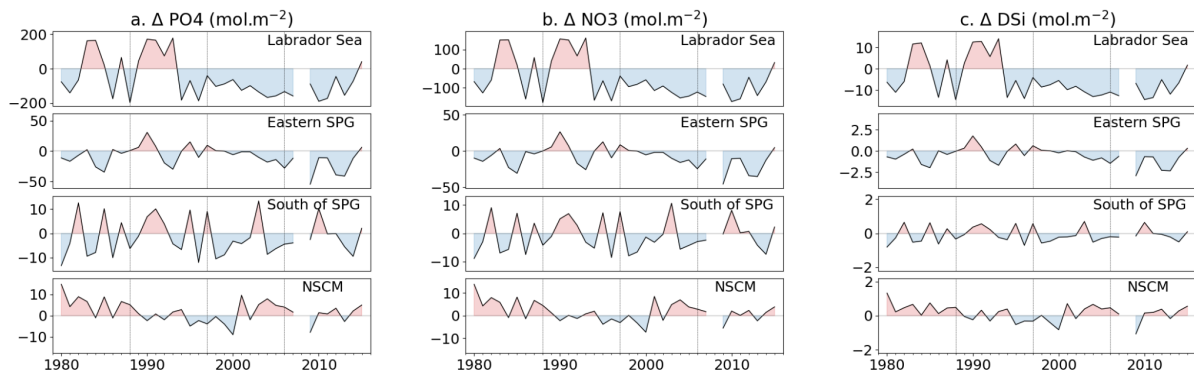


Figure 6. Annual nutrient entrainment anomalies according to the 1988-1996 mean. The black dashed lines delimit the three study periods starting in 1988, 1997, and 2006.

Table 3 displays the nutrient entrainment fluxes at the base of the sections' mixed layer. Here, the objective is to quantify the relative importance of nutrient entrainment fluxes in relation to lateral nutrient transport across the same sections. Tables 1 and 3 show that the entrainment fluxes of NO₃ and PO₄ along the AR7W section are greater than lateral transport over the same section (identified in bold in Table 3). In addition, it indicates that PO₄ entrainment brings more PO₄ into the mixed layer than is laterally transported along the OVIDE and the 38°N-E sections (Table 3). For instance, in 1988-1996, lateral transport of PO₄ across the AR7W section supplied $8.7 \pm 0.37 \text{ kmol.s}^{-1}$, whereas PO₄ entrainment along the same section supplied $452.7 \pm 325.1 \text{ kmol.s}^{-1}$. It is $115.5 \pm 5.18 \text{ kmol/s}$ of NO₃ transported laterally, whereas it is $405.7 \pm 293.9 \text{ kmol.s}^{-1}$ that are bringing up to

the mixed layer. But, only $33.5 \pm 25.3 \text{ kmol.s}^{-1}$ of DSi is entrained along the AR7W section while $96.4 \pm 6.79 \text{ kmol.s}^{-1}$ of DSi is transported laterally.

Table3. Average entrainment fluxes of nutrients at the base of the mixed layer along the study sections. Fluxes shown in bold are greater than the relative nutrient lateral transport across the sections.

	Entrainment (kmol/s)	1988-1996	1997-2005	2006-2015
NO3	OVIDE-S	143.61 ± 54.88	118.29 ± 33.23	84.35 ± 37.35
	OVIDE-N	78.50 ± 64.55	38.67 ± 20.85	54.32 ± 88.76
	AR7W	405.72 ± 293.91	145.65 ± 86.10	163.37 ± 135.08
	38°N-W	5.74 ± 5.56	4.04 ± 5.53	11.57 ± 11.79
	38°N-E	57.88 ± 30.02	54.38 ± 30.26	60.04 ± 44.73
PO4	OVIDE-S	185.05 ± 65.17	153.93 ± 37.97	112.49 ± 47.39
	OVIDE-N	88.85 ± 71.94	45.22 ± 23.49	63.02 ± 99.76
	AR7W	452.66 ± 325.06	166.69 ± 96.19	188.04 ± 152.26
	38°N-W	8.12 ± 6.48	5.97 ± 6.97	14.92 ± 13.14
	38°N-E	77.02 ± 33.24	73.53 ± 37.48	78.10 ± 52.88
DSi	OVIDE-S	112.49 ± 47.39	8.31 ± 2.16	6.03 ± 2.62
	OVIDE-N	5.40 ± 4.75	2.27 ± 1.34	3.60 ± 6.70
	AR7W	33.54 ± 25.29	10.52 ± 6.66	11.76 ± 10.67
	38°N-W	1.20 ± 0.67	1.01 ± 0.65	1.01 ± 0.65
	38°N-E	7.66 ± 2.43	7.45 ± 2.91	7.45 ± 2.91

4. Discussion

Analysis of the output of the coupled physical-biogeochemical model showed: (1) a decrease in NO₃, PO₄, and DSi concentrations throughout the entire SPG, notably within the mixing zones to the east of the SPG and in the Labrador Sea, both from 1997 to 2005 and from 2006 to 2015, (2) a reduction in lateral nutrient transport across a set of sections intersecting the SPG as well as a reduction in entrainment in the Labrador Sea and in the Eastern SPG, (3) disparities between volume transport anomalies and nutrient transport anomalies across the OVIDE sections, (4) the importance of entrainment among the processes at the base of the mixed layer in the Labrador Sea and in the eastern SPG, as well as its relative importance in comparison to lateral transports of PO₄ across sections of the SPNA, and of NO₃ across the AR7W section, conversely, the relatively minor contribution of DSi entrainment.

A particular strength of this study is to diagnose contribution of different physical processes and look, in detail, at regional variations through the combined use of volume and nutrient transports with processes at the base of the mixed layer calculated at the model time step. Nevertheless, nutrient transport across sections was calculated on the basis of monthly averages, reducing the relevance of online volume transport, as well as combined assessment with online vertical fluxes variability. Performing concentration at a fixed layer rather than in the variable mixed layer is a major limitation, making it difficult to quantify the contribution of entrainment anomalies in relation to the SPG's nutrient concentrations.

In the model, entrainment only dominates PO₄ inputs at the OVIDE sections, and PO₄ and NO₃ inputs along the AR7W section. DSi entrainment was in the minority along all the sections studied, compared with lateral inputs. All the above findings support the idea that nutrient entrainment drives the variability in PO₄ concentrations in mixing regions (i.e., the Labrador Sea and Eastern SPG), and NO₃ concentrations only in the Labrador Sea. Otherwise, it is supposed that negative anomalies of PO₄ and NO₃ entrainment in other regions contribute to the negative concentrations anomalies in association with the contribution of lateral transport.

On the other hand, DSi entrainment in the model is very low compared to PO₄ and NO₃ entrainment. This is attributed to the vertical distribution of DSi concentrations, which exhibit a deeper remineralization depth than PO₄ and NO₃. Nevertheless, DSi is the only nutrient whose entrainment is lower than lateral transport along the AR7W section ($33.54 \pm 25.29 \text{ kmol.s}^{-1}$ versus $96.4 \pm 9.79 \text{ kmol.s}^{-1}$). This is inconsistent with Tesdal et al. (2022), who showed that deep convection, i.e. entrainment, is the main contributor to DSi decline in the central Labrador Sea. Lateral transport, on the other hand, would explain the anomalies at the edge of the basin (Tesdal et al., 2022). Indeed, the Labrador Sea circulation forms a vortex (Hakkinen et al., 2011). This results, across the AR7W section, in two strong currents distributed at either end of the section (Fig. C2). Where winter-time deep convection occurs, i.e. in the center of the basin, the sum of DSi transport between kilometers 300 and 800 is thus weaker, as it is equal to $18 \pm 20 \text{ kmol.s}^{-1}$ for the 1988-1996 period. Whereas DSi entrainment provides $33 \pm 24 \text{ kmol.s}^{-1}$ to the mixed layer in the same portion of section and period. Thus, in the Labrador Sea, our results are consistent with Tesdal et al. (2022). The main contributor to nutrient variability in the center of the basin is the nutrient entrainment, whereas the main driver on the Labrador Sea continental margin is the lateral transport.

The same observation can be made in the Irminger Sea through the OVIDE-N section. Lateral transport is systematically stronger on the Greenland slope than entrainment. In the center of the Irminger Sea's basin, PO₄ entrainment is much stronger (e.g., +59.8 of PO₄ entrained compared with average transport over the period 1988-1996) than lateral transport. It should be noted that deep convection in the Irminger Sea is poorly represented in the model, since the maximum does not exceed 500 m, while MLD between 700 to 1000 m has been observed (Bacon et al., 2003). Thus, it is possible that nutrient entrainment is much greater in reality.

Nutrient entrainment corresponds to the product of the concentrations at the base of the mixed layer and the volume added by the MLD deepening. It is, therefore, not independent of local nutrient concentration variability at the base of the mixed layer. Nevertheless, the maximum MLD decreased by -841 m between the 1988-1996 period and the 1997-2005 period, and it decreased by -877 m between the first and the last period (2006-2015). For instance, at the base of the average mixed layer between 1988 and 1996, the NO₃ concentration is $14.36 \pm 0.62 \text{ mmol.m}^{-3}$. It is equal to $13.71 \pm 0.20 \text{ mmol.m}^{-3}$ at the average 1997-2005's mixed layer base, and to $13.32 \pm 0.39 \text{ mmol.m}^{-3}$ for the 2006-2015 period. The decrease in NO₃ concentration at the base of the mixed layer is, in total, only around -5% to -7% of the concentration at the base of the mixed layer between 1988 and 1996. MLD, on the other hand, was reduced by roughly -38% to -40%. MLD variations in the Labrador Sea are thus the most likely to induce the roughly -23% reduction in NO₃ concentrations observed in the first 100 meters (Fig. 3). PO₄ and DSi concentrations at the base of the mixed layer are given in the Supplementary Information's table D3.

The annual maximum MLD variability reflects the winter-time deep convection, which is linked to the NAO index variability. In the Labrador Sea, the first period presents high entrainment and high MLD induced by deep winter convection events occurring between 1987 and 1994 (Lazier et al., 2002; Yashayaev and Loder, 2016), whereas the second period shows weak interannual variability, but a constant decrease. The decrease initiated under NAO- conditions has led to a fall in the annual maximum MLD, and thus to the average nutrient entrainment over the 1997-2005 period (Hátún et al., 2017; Tesdal et al., 2022). The 2006-2015 period is marked by the reappearance of strong interannual variability and a slight increase in nutrient concentrations and nutrient entrainment. Thus it is still consistent with the NAO index being, on average, greater during the last period.

In the eastern SPG region, the MLD seems less reactive to forcings induced by the NAO index variations. The annual maximum MLD was reduced by -105 m over the period 1997-2005, and by -120 m over the period 2006-2015, compared with the 1988-1996 average of (639 ± 76) m. The reduction is between 16-18% of the 1988-1996 average annual maximum MLD, i.e. relatively less than at the Labrador Sea (which was reduced by roughly 38-40%). In addition, there is a 4 to 10% reduction of NO₃ concentration at the base of the mixed layer (Table D3). Consequently, the overall decrease in NO₃ entrainment is smaller and more linear than in the Labrador Sea. The reduction in this flux could explain the 12-18% reduction in NO₃ concentration in the first 100 m depth of the Eastern SPG (Fig. 3). Nevertheless, NO₃ entrainment was found to be weaker than lateral

transport through the OVIDE sections. Concerning the lateral transport, we showed discrepancies between volume and nutrient transport through the two OVIDE sections.

The existence of discrepancies or differences between volume and nutrient transport implies the advection of an unusual nutrient-poor water mass to the section. This hypothesis is part of the mechanisms stated by Hátún et al. (2017). If verified, it could also explain the decrease in concentrations at the base of the mixed layer in the Eastern SPG.

It has previously been found that there is little exchange between the STG and the SPG in the upper layers via the NAC (Whitt et al., 2019). Our results are consistent with (Whitt et al., 2019). We showed that the main part of the nutrient transport across the 38°N-West section recirculates in the STG through the 38°N-East section. Furthermore, according to Whitt et al. (2019), horizontal advection of the Gulf Stream via the lower branch of the NAC (i.e., $\sigma > 27.2 \text{ kg.m}^{-3}$) is the most important source of nutrients for the upper layers of the SPG. The total lateral nutrient transport across the 38°N section and the NAC transport (Fig. D1) present anomalies consistent with transport and concentration in the SPG. Since nutrients come from deep layers, obduction can be seen as a sink for the “nutrient stream”. The increase in nutrient entrainment over the periods 1997-2005 and 2006-2015 in the NSCM region (Table 2) would therefore induce a depletion of nutrient concentrations in the subsurface of the nutrient stream. As the subsurface layer of the nutrient stream is what feeds the SPG (Whitt et al., 2019), this would explain the negative anomalies observed in the SPG. However, the integration of the upper 100 m nutrient transport across the 38°N-W section does not confirm this hypothesis, because we find a weakening of both volume and nutrient transport. In addition, and in contradiction with Williams et al. (2000), the decoupling between entrainment variability between the NSCM region and the SPG nutrient concentrations confirms the absence of a link between the upper layers of the NAC and the SPG concentrations.

Hátún et al. (2017) refer to the mixing of nutrient-poor STW and nutrient-rich SAW in the eastern region of the SPG. They suggested that an increase in STW and a decrease in SAW, lead to lower DSi concentrations in the SPG. STW represents all the Gulf Stream and the Bay of Biscay’s waters. As we saw in the previous paragraph, it is important to distinguish the nutrient-poor upper layer of the Gulf Stream from the nutrient-rich subsurface layer. Thus, from their definition, we assume that Hátún et al. (2017) refer to the surface layer originating from the Gulf Stream. The trajectory of these water masses assumes that they cross the OVIDE-South section. However, we find no increase in net nutrient transport during the first period. Positive anomalies in volume transport are nevertheless identified but only occur after the onset of the DSi decline. Thus, our results invalidate the STW part of the third proposal.

On the other hand, the SAW results from the formation of the Labrador Sea Water (LSW) by deep convection in the Labrador Sea (Yashayaev, 2007) and part of the Labrador Current flowing east of the SPG. In the present study, the formation of LSW has not been addressed. However, our results indicate that top-to-bottom integrated volume and nutrient transport west of the AR7W section (Table D4), i.e. where the Labrador Current is flowing southward, has weakened during the second and the last period in relation to the 1988-1996 period. This weakening is also present to the east of the AR7W section, implying that the reduction in nutrient transport could be regulated by the SPG circulation, which is weakened during the two last periods (i.e. between 1997-2015; Gyre Index in Table D4). It is also coherent with (Wang et al., 2022) that found a weakening of the East Labrador Current in negative NAO conditions.

More recently, Holliday et al. (2020) and Fox et al. (2022) found that the evolution of atmospheric forcing at the end of the last period (i.e., since 2012) intensifies the eastward transport of the Labrador Current toward our Eastern SPG region and weakens northward transport from the south, resulting in negative salinity anomalies east of the SPG. Following the mechanism stated by Hátún et al. (2017), we expected a simultaneously increased nutrient transport and concentration east of the SPG. Coherent salinity anomalies (Fig. D3) were found in the model, as well as positive volume transport anomalies of +0.6 Sv across the OVIDE-South section, and +2.1 Sv across the 38°N-West section during the 2006-2015 period and in relation to the 1997-2005 period (Table 1). According to García-Ibáñez et al. (2018), this increase in volume transport across the OVIDE-S section could be attributed to an increase of LSW above 1000 m of depth, Iceland-Scotland Overflow Water and

IrSPMW, a water masses formed in the north-west of the Irminger Sea. It could, therefore, explain the increase in volume transport found across the OVIDE-N section in the model. In addition, Desbruyères et al. (2013) have shown an increasing northward transport from the western subtropical gyre at the end of the 2006-2015 period, which would explain the increase in the last year of the last period.

5 Conclusion

In conclusion, negative NAO conditions occurring in the 1997-2005 period have led to a reduction in NO₃, PO₄, and DSi entrainment toward the mixed layer throughout the SPG. They lead to the reduction in eastward nutrient transport west of the AR7W section, and to the northward nutrient transport of the Nutrient Stream's deeper branch. Both weakened nutrient transport and nutrient entrainment participate in reducing nutrient concentrations throughout the SPG. Nevertheless, the nutrient entrainment at the base of the mixed layer is suggested to be the main driver of the nutrient concentration decrease in mixing regions (i.e., the Labrador Sea and the Eastern SPG), whereas, for NO₃ and DSi concentration, lateral transport is the main driver on the edge of the Labrador basin, and in the Irminger Sea. In contrast, the variability of PO₄ entrainment in the Irminger Sea dominates the PO₄ concentration variability of the Irminger Sea. Thus, we have shown that there are differences between sub-regions composing the SPG, and between the variabilities of NO₃ and DSi in relation to PO₄. Finally, to our knowledge, despite strong hydrodynamic changes at the end of the 2006-2015 period, only the persistence of negative entrainment anomalies could explain the maintenance of low local concentrations.

The negative salinity anomalies observed since 2012 reached an unprecedented level in 2015, unmatched in the past 120 years (Holliday et al., 2020). As these anomalies are associated with increased transport of fresh, nutrient-rich water east of the SPG from the Labrador Sea (Holliday et al., 2020; Fox et al., 2022), it is assumed that they will lead to increased nutrient concentrations of the Eastern SPG. As the model only stops in 2015, the variability of nutrient concentrations over the last few decades will require further study. In addition, the warming that has been taking place since 2016 to the east of the SPG as a result of increased transport from the south (Desbruyères et al., 2013) is likely to spread to the west of the SPG and affect conditions favorable (i.e., weak stratification, strong heat losses) to the entrainment of nutrients at the base of the mixed layer.

Appendix A: Methods

A1 Subpolar Gyre variability

To quantify the strength of the SPG, a metric called ‘‘Gyre Index’’ based on the average barotropic streamfunctions (BSF) of the SPG (Lohmann et al., 2009a; Lohmann et al., 2009b; Biri and Klein, 2019). First, a threshold (= 12 Sv) was selected to delimit the SPG from the rest of the North Atlantic. Subsequently, the Gyre Index was defined as the average BSF within the SPG’s interior (BSF > 12 Sv). The choice of the threshold did not display differences on the SPG’s variability (Fig. A1). Nevertheless, the 12 Sv BSF was selected to simplify the numerical delimitation of the SPG (i.e., without employing an overly precise mask around the SPG).

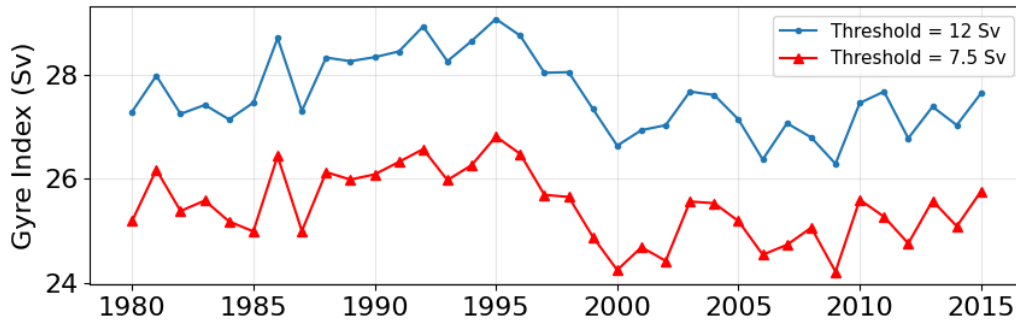


Figure A1. Mean barotropic streamfunction over the 12 Sv SPG (blue) and the 7.5 Sv SPG (red) referring to as Gyre Index in the NEMO-PISCES model. The 12 Sv threshold is the one that has been chosen, and the 7.5 Sv is the threshold used in (Biri and Klein, 2019).

The BSF have been computed by integrating the model’s net volume transport along two dimensions following the equation (A1).

$$\Psi(x, y, t) = \int_{x_w}^{x_E} \int_{-h}^0 v(x, y, t) dx dz \quad (\text{A1})$$

where x and y are the horizontal coordinates with x the longitude and y the latitude. z is the depth, t is the time and v is the velocity in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. The result gives the BSF in Sv ($= 10^6 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). The entire water column has been taken into account, and the computation has been carried out over the initial grid.

A2 Volume and nutrient transport

The transport is a product of a velocity in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ and a surface area in m^2 . This operation has been done at the model time step (i.e. 900 sec) in the case of effective transport. It is, therefore, equivalent to a flow rate expressed in Sv ($= 10^6 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$).

The transport calculation depends on the integration direction chosen for the section on the model grid. The cumulative effect of horizontal and vertical transport components combines to establish the overall flux balance across the section, ultimately resulting in the net volume transport. The ORCA025 grid (Fig. A2) follows Arakawa’s grid C with an offset between the following points: (i) U and V points correspond to velocities and effective transport components, (ii) T point is employed for nutrient concentrations, temperature, and salinity, and (iii) F point is for vorticities.

Nutrient transport involves integrating the effective volume transport at either U or V point along the section, then averaging it with the nutrient concentration. According to Fig. A2, the DS_i transport across the section at

the $T(j,i)$ point is determined by multiplying the average DSi concentration of the T point surrounding the $V(j,i)$ point, i.e., the $T(j,i)$ point and $T(j+1,i)$.

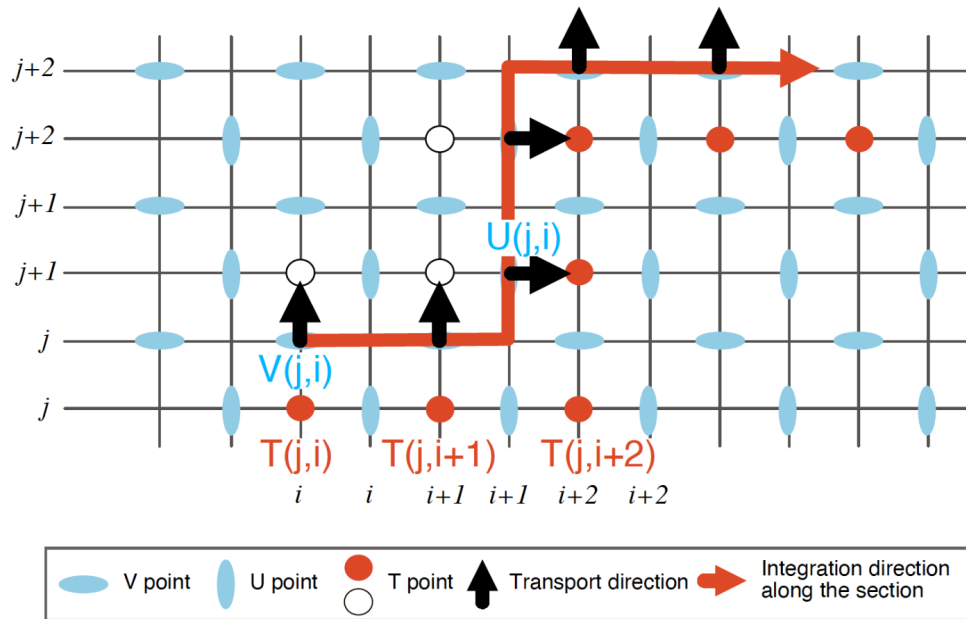


Figure A2. Schematic of the ORCA025 grid adapted from Madec et al. (2017) highlighting points used to calculate volume and nutrient transport across a section. The orientation of black arrows is conditioned by model convention (positive sign for northward and eastward transport and velocities).

Appendix B: Comparison of model outputs and observations

B1. Observation-based datasets

Table B1. Observation-based datasets

	Time period	Project / Product	Reference
Nutrient concentrations	1955-2010 average	WOA18	https://www.ncei.noaa.gov/
Volume transport	Bi-annual transport from 2002-2012	OVIDE	Daniault et al., 2016
Nutrient transport	Bi-annual transport from 2002-2014	OVIDE	Fontela et al., 2019

B2. Nutrient concentrations

Figure B1 presents the average surface concentrations of NO_3 , PO_4 , and DSi . In the model, PO_4 and NO_3 show a similar distribution. Their concentrations are highest in the convection zone in the Labrador Sea, where NO_3 peaks at $11.98 \mu\text{M}$ and PO_4 at $0.84 \mu\text{M}$. Concentrations then gradually decrease around this region, respectively, by $+0.27 \mu\text{M}$ per 100 km for NO_3 and $+0.02 \mu\text{M}$ for PO_4 between the north-western part (at -52°E and 58°N) and the south-eastern part (-10°E and 45°N) of the subpolar region. The observations show a slightly different distribution. The highest concentrations of NO_3 and PO_4 are found in the center of the SPG (maximum of $11.86 \mu\text{M}$ for NO_3 , and $0.85 \mu\text{M}$ for PO_4). They are located south of the Irminger Sea, and south of Hudson Strait. Despite a different distribution, the amplitudes are well respected (difference of $0.8 \mu\text{M}$ for NO_3 , and $0.01 \mu\text{M}$ for PO_4). Figures B1c and B1f show the concentration difference between model fields and observations for NO_3 and PO_4 , respectively. They show that the model is, on average, too rich in NO_3 by $(1.30 \pm 2.21) \mu\text{M}$ and in PO_4 by $(0.08 \pm 0.16) \mu\text{M}$, west of 40°W . In contrast, it is poorer in NO_3 by $(-0.47 \pm 1.27) \mu\text{M}$ and in PO_4 by $(0.002 \pm 0.084) \mu\text{M}$ east of 40°W . It should be noted that the strongest biases are located in areas where observations are not present, but are the product of dataset interpolation (dotted areas in Fig. B1c and B1f). In

addition, the model is initially resolved to the quarter degree, whereas the WOA18 datasets are resolved to the degree. Consequently, the model is assumed to resolve more structures than WOA18.

Model surface DSi concentrations show a different distribution (Fig. B1g), with a positive gradient running from the northwest to the southeast ($+0.14 \mu\text{M}$ per 100 km; $p\text{-value} < 0.01$), from the Baffin Island to the Bay of Biscay. The Labrador Sea stands out precisely by presenting higher concentrations than its surroundings (i.e., it exhibits concentrations of 6 to 8 μM , versus 4 to 6 μM around it; Fig. B1g). Concentrations from WOA18 show a similar distribution, with concentrations in the 6 to 9 μM range located in the Labrador Sea, spreading from west to east between Canada and Cape Farvel. However, the concentration gradient is more homogeneous across the region in the dataset than in the model, resulting in a negative mean bias of $(-0.04 \pm 1.18) \mu\text{M}$ across the Subpolar North Atlantic ($47\text{-}65^\circ\text{N}$, $0\text{-}60^\circ\text{W}$). The model shows higher concentrations, with a mean bias of $(1.43 \pm 1.75) \mu\text{M}$ west of 50°W .

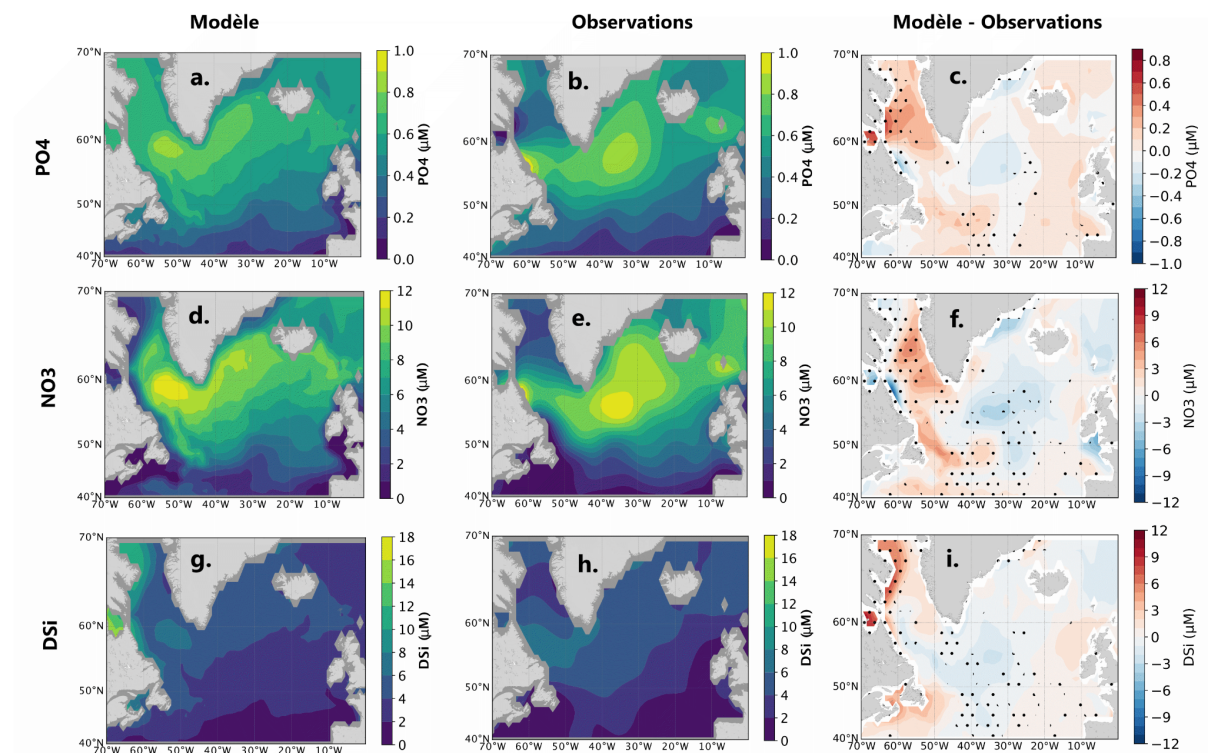


Figure B1. Average surface concentration of PO₄, NO₃ and DSi over the 1981-2010 period from model outputs and the WOA dataset. Stippling indicates where the number of annual observations included in the WOA datasets is equal to zero.

C1. Volume transport

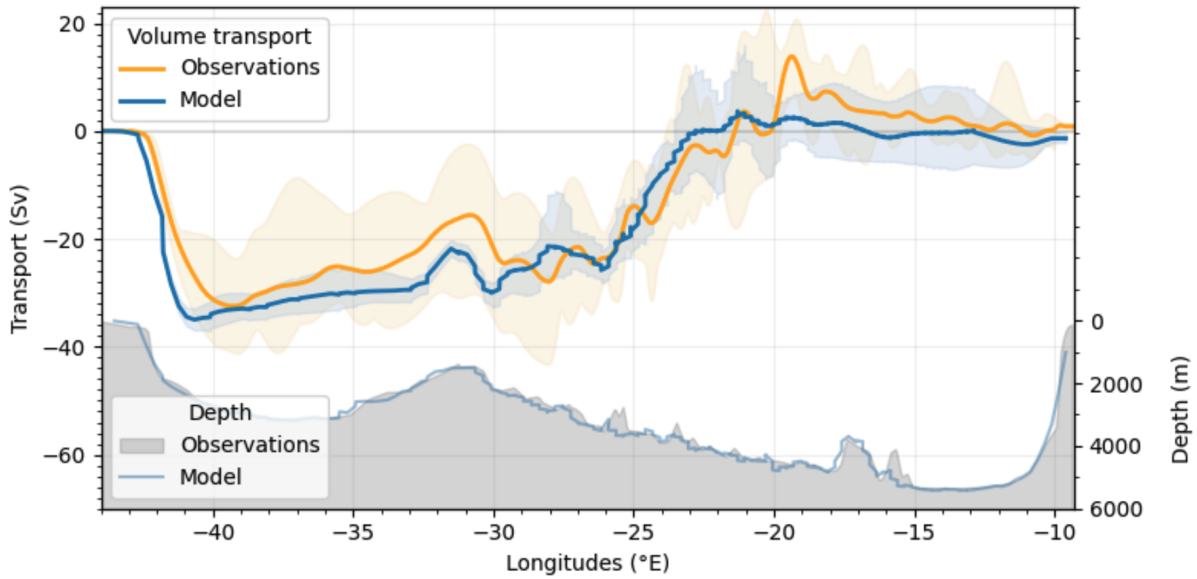


Figure C1. Volume transport along the OVIDE section in the model and from Daniault et al. (2016). Cumulative mean transport from west to east along the OVIDE section in the model (blue) and from observations (orange) is in the upper part of the figure. The range of values reached between 2002 and 2012 is represented by the colored areas surrounding them. In the lower part of the figure, and associated with the right-hand axis, are the bathymetric profiles in the model (blue) and associated with observations (gray).

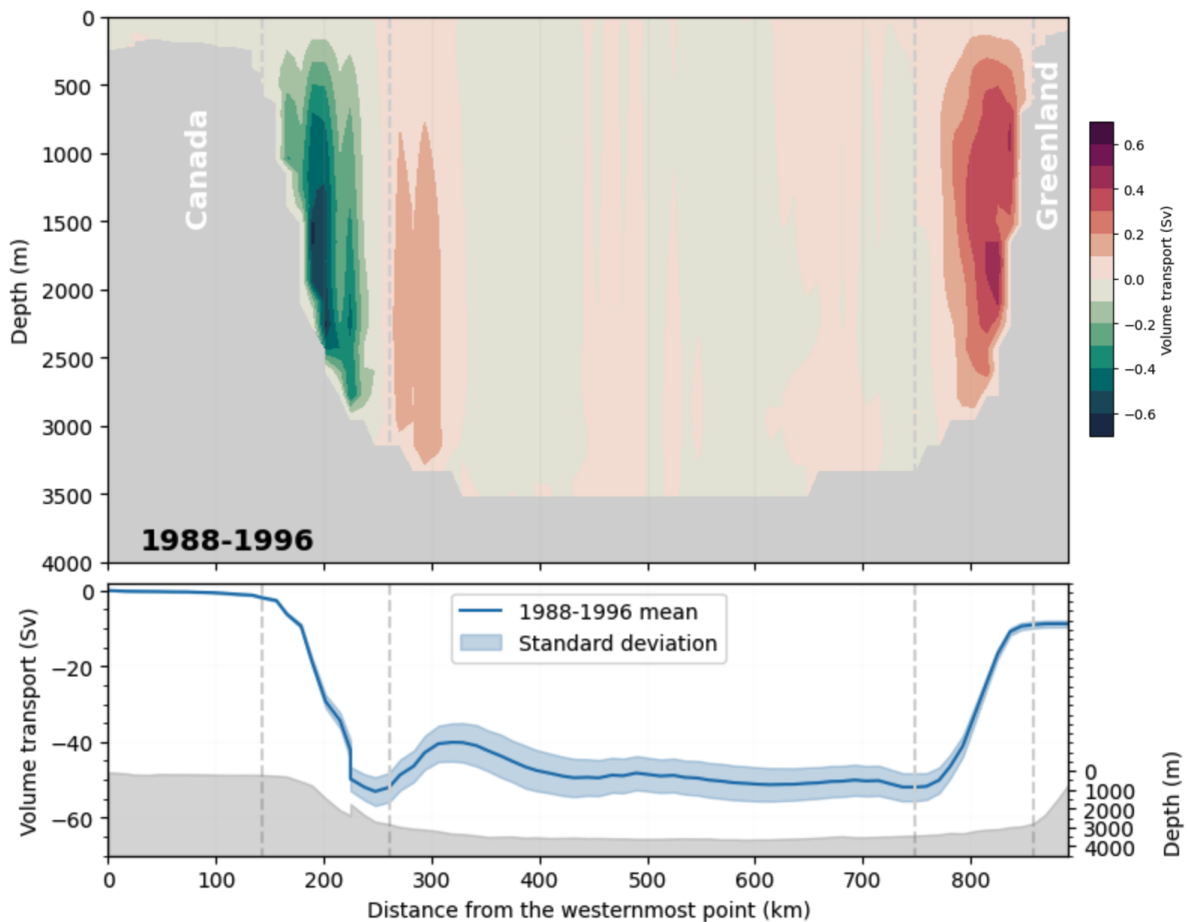


Figure C2. Average cross-section of the volume transport during the 1988-1996 period (up) and cumulative sums of the depth-integrated volume transport across the AR7W section from the western to the eastern boundary of the section (down). The blue line represents the 1988-1996 average net volume transport. The blue shading is the 1988-1996 relative standard deviation, and the gray shading indicates the depth along the section. Dotted gray lines delimits the southward Labrador Current (LC) to the west, and the northward West Greenland Current (WGC) to the east. Across AR7W, Wang et al. (2016) calculated the Labrador Current for the mean 1990-2007 period, and found a 300 m-to-bottom integrated volume transport of 47.6 Sv between km 180 and km 255. For the same period, we found a net volume transport of 44.6 ± 2.3 Sv for the model's Labrador Current integrated on the same depth interval (i.e., between 300 m and the bottom depth) but between km 143 and 260.

Appendix D: Supporting information

Table D1. Relative difference in net nutrient transport across the Greenland-Iceland Ridge compared to the period 1988-1996 mean.

	1997-2005	2006-2015
NO3 transport	-0.03%	2.99%
PO4 transport	0.63%	3.91%
DSi transport	-4.72%	-6.26%

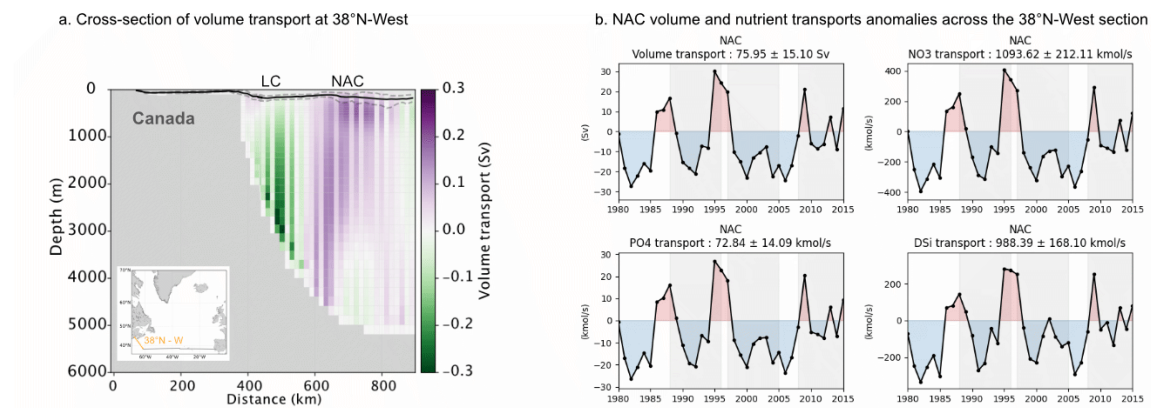


Figure D1. North Atlantic Current transport. (a.) Average volume transport across the 38°N-West section during the 1988-1996 period. (b.) Transport anomalies of the NAC's net annual transport relative to the 1988-1996 period. The NAC has been isolated from the positive (northward) transport of the 38°N-West section (a.). Negative transport across this section is attributed to the Labrador Current. NAC transport anomalies present a similar evolution as the full 38°N-West section.

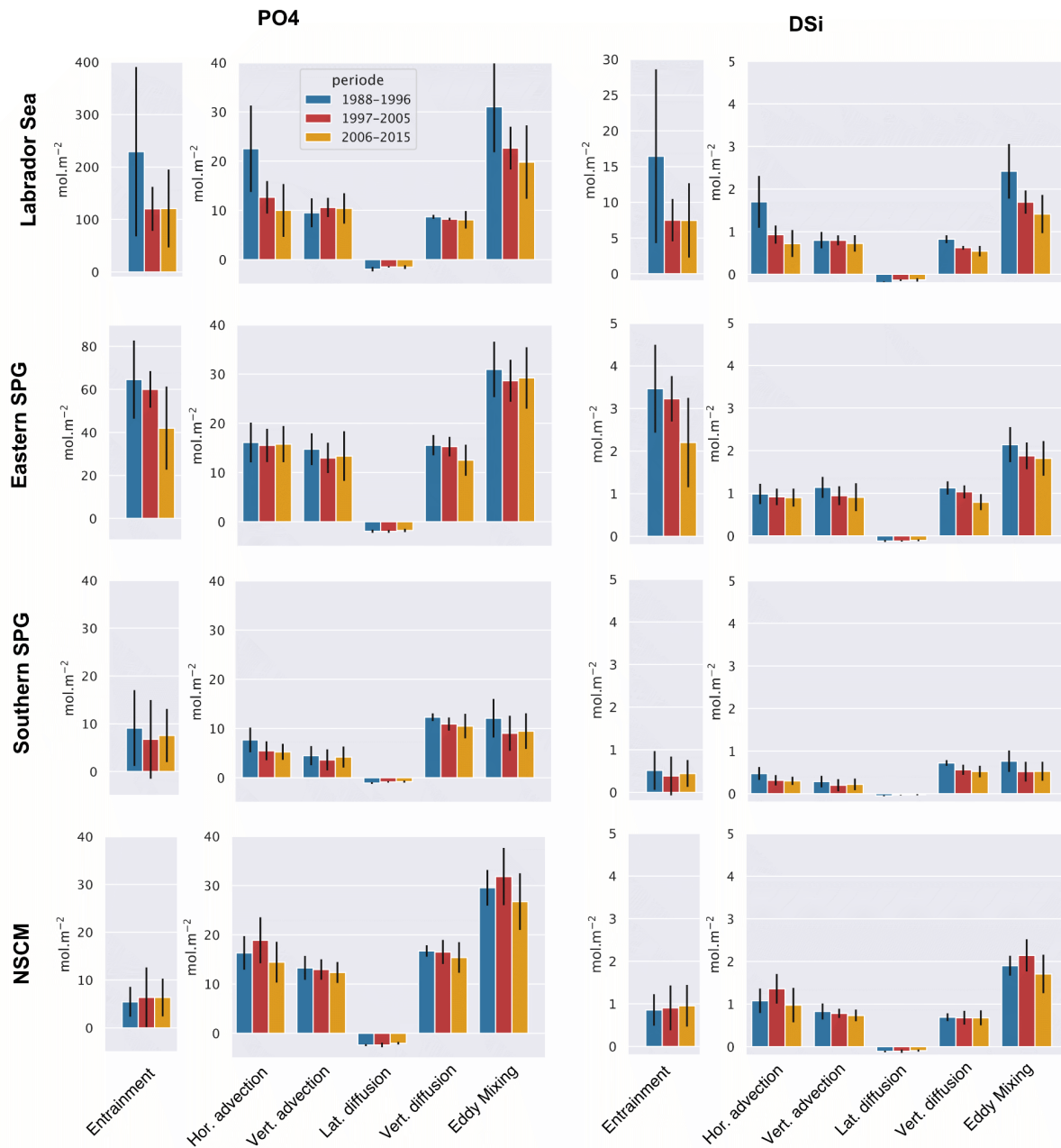


Figure D2. Average set of PO₄ (first column) and DSi (second column) vertical fluxes at the base of the mixed layer integrated from October to February and over the four sub-regions (rows) by periods. Positive values correspond to obduction (i.e. upward flux) and negative values to subduction (i.e. downward flux). It should be noted that entrainment in the Labrador Sea has a distinct y-axis due to a higher order of magnitude compared to other vertical fluxes.

Table D2. Average entrainment and eddy mixing-induced fluxes of nutrient at the base of the mixed layer along the study sections. Positive sign indicates transfer directed toward the mixed layer (from the surface to the MLD). In bold are fluxes greater than the relative nutrient lateral transport across the sections. Note that the resulting eddy mixing fluxes are oriented downward across the AR7W and the OVIDE-N sections. Both downward fluxes are located over the Greenland continental slope.

			1988-1996	1997-2005	2006-2015
NO ₃	Entrainment	OVIDE-S	143.61 ± 54.88	118.29 ± 33.23	84.35 ± 37.35
		OVIDE-N	78.50 ± 64.55	38.67 ± 20.85	54.32 ± 88.76
		AR7W	405.72 ± 293.91	145.65 ± 86.10	163.37 ± 135.08
		38°N-W	5.74 ± 5.56	4.04 ± 5.53	11.57 ± 11.79
		38°N-E	57.88 ± 30.02	54.38 ± 30.26	60.04 ± 44.73
	Eddy Mixing	OVIDE-S	84.93 ± 33.32	87.76 ± 39.46	64.48 ± 25.64
		OVIDE-N	-181.50 ± 128.28	-162.08 ± 75.48	-137.75 ± 96.70
		AR7W	-42.46 ± 62.26	-21.32 ± 59.45	7.25 ± 48.45
		38°N-W	42.08 ± 23.48	61.13 ± 25.85	43.56 ± 42.99
		38°N-E	118.13 ± 31.97	100.75 ± 16.36	109.18 ± 49.78
PO ₄	Entrainment	OVIDE-S	185.05 ± 65.17	153.93 ± 37.97	112.49 ± 47.39
		OVIDE-N	88.85 ± 71.94	45.22 ± 23.49	63.02 ± 99.76
		AR7W	452.66 ± 325.06	166.69 ± 96.19	188.04 ± 152.26
		38°N-W	8.12 ± 6.48	5.97 ± 6.97	14.92 ± 13.14
		38°N-E	77.02 ± 33.24	73.53 ± 37.48	78.10 ± 52.88
	Eddy Mixing	OVIDE-S	79.04 ± 38.00	85.22 ± 44.98	60.92 ± 27.23
		OVIDE-N	-212.05 ± 145.69	-190.51 ± 87.16	-164.18 ± 111.86
		AR7W	-38.77 ± 70.53	-18.04 ± 69.70	13.18 ± 55.83
		38°N-W	42.10 ± 26.9	67.24 ± 27.43	46.35 ± 48.59
		38°N-E	118.80 ± 34.76	101.29 ± 17.38	110.55 ± 51.44
DSi	Entrainment	OVIDE-S	112.49 ± 47.39	8.31 ± 2.16	6.03 ± 2.62
		OVIDE-N	5.40 ± 4.75	2.27 ± 1.34	3.60 ± 6.70
		AR7W	33.54 ± 25.29	10.52 ± 6.66	11.76 ± 10.67
		38°N-W	1.20 ± 0.67	1.01 ± 0.65	1.01 ± 0.65
		38°N-E	7.66 ± 2.43	7.45 ± 2.91	7.45 ± 2.91
	Eddy Mixing	OVIDE-S	5.15 ± 2.32	5.19 ± 2.66	3.39 ± 1.68
		OVIDE-N	-11.55 ± 8.62	-10.15 ± 4.99	-8.61 ± 6.04
		AR7W	-0.28 ± 4.35	0.67 ± 4.42	2.10 ± 3.28
		38°N-W	2.66 ± 2.68	5.22 ± 2.46	3.22 ± 4.44
		38°N-E	3.59 ± 2.64	2.59 ± 1.30	3.54 ± 3.05

Table D3. Nutrient concentration at the base of the mixed layer in mmol.m^{-3} .

		NO3	PO4	DSi
Labrador Sea	1988-1996	14.36 ± 0.62	0.99 ± 0.04	11.01 ± 1.77
	1997-2005	13.71 ± 0.20	0.95 ± 0.01	8.89 ± 0.37
	2006-2015	13.32 ± 0.39	0.93 ± 0.02	8.32 ± 0.40
Eastern SPG	1988-1996	11.90 ± 0.76	0.82 ± 0.04	6.33 ± 0.53
	1997-2005	11.43 ± 0.81	0.79 ± 0.05	6.02 ± 0.61
	2006-2015	10.74 ± 0.72	0.75 ± 0.04	5.55 ± 0.48

Table D4. Average volume (in Sv) and nutrient transport (in kmol.s^{-1}) west of the AR7W section, and Gyre index. Main southward volume transport are perceived along the AR7W section slope. The Gyre index corresponds to the average barotropic streamfunction (in Sv) of the SPG. The SPG is delimited by the 12 Sv.

	1988-1996	1997-2005	2008-2015
Volume transport			
NO3 transport	-346 ± 8	-318 ± 11	-296 ± 8
PO4 transport	-39.5 ± 0.9	-36.3 ± 1.2	-34.1 ± 0.8
DSi transport	-366 ± 10	-333 ± 12	-313 ± 8
Gyre Index	28.56 ± 0.29	27.39 ± 0.47	27.05 ± 0.47

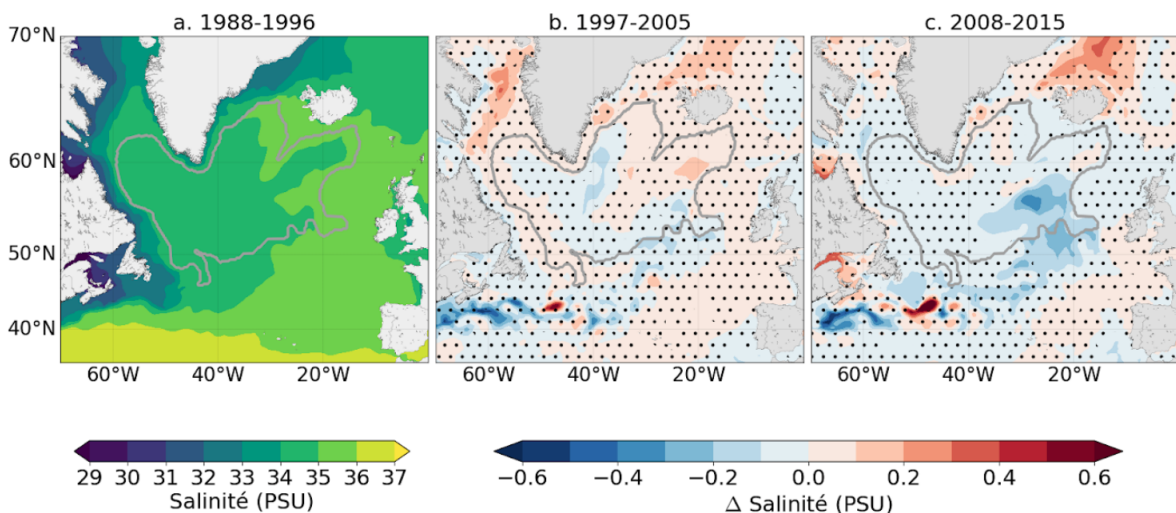


Figure D3. Surface salinity (a-c) anomalies of the average 1997-2005, and 2000-2015 periods compared with the 1988-1996 mean. The anomalies are negative in the first period, positive in the second, and negative in the eastern SPG in the third period. The positive anomalies in the second period reflect the negative NAO

situation and the warming described in the literature with more heat transported by the AMOC. The eastern negative pattern in the third period is representative of the freshening that took place between 2012 and 2015.

Acknowledgments

Author contributions

References

- Aumont, O., Éthé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., and Gehlen, M.: PISCES-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies, *Geoscientific Model Development Discussions*, 8, 1375–1509, 2015.
- Bacon, S., Gould, W. J., and Jia, Y.: Open-ocean convection in the Irminger Sea, *Geophysical research letters*, 30, 2003.
- Barrier, N., Deshayes, J., Treguier, A.-M., and Cassou, C.: Heat budget in the North Atlantic subpolar gyre: Impacts of atmospheric weather regimes on the 1995 warming event, *Progress in Oceanography*, 130, 75–90, 2015.
- Biri, S. and Klein, B.: North Atlantic SubPolar Gyre Climate Index: A New Approach, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 4222–4237, <https://doi.org/10.1029/2018JC014822>, 2019.
- Bopp, L., Lévy, M., Resplandy, L., and Sallée, J.-B.: Pathways of anthropogenic carbon subduction in the global ocean, *Geophysical Research Letters*, 42, 6416–6423, 2015.
- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., et al.: Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, e2019MS002 010, 2020.
- Bryden, H. L., Johns, W. E., King, B. A., McCarthy, G., McDonagh, E. L., Moat, B. I., and Smeed, D. A.: Reduction in ocean heat transport at 26 N since 2008 cools the eastern subpolar gyre of the North Atlantic Ocean, *Journal of Climate*, 33, 1677–1689, 2020.
- Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A., Feulner, G., and Saba, V.: Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation, *Nature*, 556, 191–196, 2018.
- Carracedo, L. I., Mercier, H., McDonagh, E., Rosón, G., Sanders, R., Moore, C. M., Torres-Valdés, S., Brown, P., Lherminier, P., and Pérez, F. F.: Counteracting contributions of the upper and lower meridional overturning limbs to the North Atlantic nutrient budgets: Enhanced imbalance in 2010, *Global Biogeochemical Cycles*, 35, e2020GB006, 2021.
- Cassou, C.: Intraseasonal interaction between the Madden–Julian oscillation and the North Atlantic Oscillation, *Nature*, 455, 523–527, 2008.
- Chafik, L., Holliday, N., Bacon, S., and Rossby, T.: Irminger Sea is the center of action for subpolar AMOC variability, *Geophysical Research Letters*, 49, 2022.

Curry, R. and Mauritzen, C.: Dilution of the northern North Atlantic Ocean in recent decades, *Science*, 308, 1772–1774, 2005.

Daniault, N., Mercier, H., Lherminier, P., Sarafanov, A., Falina, A., Zunino, P., Pérez, F. F., Ríos, A. F., Ferron, B., Huck, T., et al.: The northern North Atlantic Ocean mean circulation in the early 21st century, *Progress in Oceanography*, 146, 142–158, 2016.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, d. P., et al.: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137, 553–597, 2011.

Desbruyères, D., Thierry, V., and Mercier, H.: Simulated decadal variability of the meridional overturning circulation across the A25-Ovide section, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 462–475, 2013.

Doney, S. C., Lindsay, K., Fung, I., and John, J.: Natural variability in a stable, 1000-yr global coupled climate–carbon cycle simulation, *Journal of climate*, 19, 3033–3054, 2006.

Duchez, A., Frajka-Williams, E., Josey, S. A., Evans, D. G., Grist, J. P., Marsh, R., McCarthy, G. D., Sinha, B., Berry, D. I., and Hirschi, J. J.: Drivers of exceptionally cold North Atlantic Ocean temperatures and their link to the 2015 European heat wave, *Environmental Research Letters*, 11, 074 004, 2016.

Dussin, R., Barnier, B., Brodeau, L., and Molines, J. M.: Drakkar forcing set dfs5, 2016.

Fontela, M., Mercier, H., & Pérez, F. F. (2019). Long-term integrated biogeochemical budget driven by circulation in the eastern subpolar North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 173, 51-65.

Fox, A. D., Handmann, P., Schmidt, 610 C., Fraser, N., Rühs, S., Sanchez-Franks, A., Martin, T., Oltmanns, M., Johnson, C., Rath, W., et al.: Exceptional freshening and cooling in the eastern subpolar North Atlantic caused by reduced Labrador Sea surface heat loss, *Ocean Science*, 18, 1507–1533, 2022.

Friedman, A. R., Reverdin, G., Khodri, M., and Gastineau, G.: A new record of Atlantic sea surface salinity from 1896 to 2013 reveals the signatures of climate variability and long-term trends, *Geophysical Research Letters*, 44, 1866–1876, 2017.

Garcia, H., Locarnini, R., Boyer, T., Antonov, J., Zweng, M., Baranova, O., and Johnson, D.: World ocean database 2009, vol 4: nutrients (phosphate, nitrate, silicate), US government printing office, Washington, DC, 2009.

Gent, P. R. and McWilliams, J. C.: Isopycnal mixing in ocean circulation models, *Journal of Physical Oceanography*, 20, 150–155, 1990.

Häkkinen, S., Rhines, P. B., and Worthen, D. L.: Atmospheric blocking and Atlantic multidecadal ocean variability, *Science*, 334, 655–659, 2011.

Harrison, W. G. and Li, W. K.: Phytoplankton growth and regulation in the Labrador Sea: light and nutrient limitation, *Journal of Northwest Atlantic Fishery Science*, 39, 2007.

Hátún, H., Azetsu-Scott, K., Somavilla, R., Rey, F., Johnson, C., Mathis, M., Mikolajewicz, U., Coupel, P., Tremblay, J.-É., Hartman, S., et al.: The subpolar gyre regulates silicate concentrations in the North Atlantic, *Scientific reports*, 7, 14 576, 2017.

Holliday, N. P., Bersch, M., Berx, B., Chafik, L., Cunningham, S., Florindo-López, C., Hátún, H., Johns, W., Josey, S. A., Larsen, K. M. H., et al.: Ocean circulation causes the largest freshening event for 120 years in eastern subpolar North Atlantic, *Nature communications*, 11, 585, 2020.

Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M.: An overview of the North Atlantic oscillation, *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134, 1–36, 2003.

Karleskind, P., Lévy, M., and Mémerly, L.: Subduction of carbon, nitrogen, and oxygen in the northeast Atlantic, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116, 2011.

Lauvset, S. K., Key, R. M., Olsen, A., Van Heuven, S., Velo, A., Lin, X., Schirnick, C., Kozyr, A., Tanhua, T., Hoppema, M., et al.: A new global interior ocean mapped climatology: The 1 1 GLODAP version 2, *Earth System Science Data*, 8, 325–340, 2016.

Lazier, J., Hendry, R., Clarke, A., Yashayaev, I., and Rhines, P.: Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49, 1819–1835, 2002.

Lévy, M., Bopp, L., Karleskind, P., Resplandy, L., Éthé, C., and Pinsard, F.: Physical pathways for carbon transfers between the surface mixed layer and the ocean interior, *Global Biogeochemical Cycles*, 27, 1001–1012, 2013.

Locarnini, R., Mishonov, A., Antonov, J., Boyer, T., Garcia, H., Baranova, O., Zweng, M., Paver, C., Reagan, J., Johnson, D., et al.: *World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature*, edited by: Levitus, S, A. Mishonov Technical Ed., NOAA Atlas NESDIS, 73, 40, 2013.

Lohmann, K., Drange, H., & Bentsen, M. (2009a). A possible mechanism for the strong weakening of the North Atlantic subpolar gyre in the mid-1990s. *Geophysical Research Letters*, 36(15).

Lohmann, K., Drange, H., & Bentsen, M. (2009b). Response of the North Atlantic subpolar gyre to persistent North Atlantic oscillation like forcing. *Climate dynamics*, 32, 273-285.

Lozier, M. S., Bacon, S., Bower, A. S., Cunningham, S. A., de Jong, M. F., de Steur, L., Deyoung, B., Fischer, J., Gary, S. F., Greenan, B. J., et al.: Overturning in the Subpolar North Atlantic Program: A new international ocean observing system, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98, 737–752, 2017.

Lurton, T., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Contoux, C., Cozic, A., et al.: Implementation of the CMIP6 Forcing Data in the IPSL-CM6A-LR Model, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, e2019MS001 940, 2020.

Madec, G., Bourdallé-Badie, R., Bouttier, P.-A., Bricaud, C., Bruciaferri, D., Calvert, D., Chanut, J., Clementi, E., Coward, A., Delrosso, D., et al.: NEMO ocean engine, 2017.

Mayorga, E., Seitzinger, S. P., Harrison, J. A., Dumont, E., Beusen, A. H., Bouwman, A., Fekete, B. M., Kroeze, C., and Van Drecht, G.: Global nutrient export from WaterSheds 2 (NEWS 2): model development and implementation, *Environmental Modelling & Software*, 25, 837–853, 2010.

McKinley, G. A., Ritzer, A. L., and Lovenduski, N. S.: Mechanisms of northern North Atlantic biomass variability, *Biogeosciences*, 15, 6049–6066, 2018.

Olsen, A., Key, R. M., Van Heuven, S., Lauvset, S. K., Velo, A., Lin, X., Schirnick, C., Kozyr, A., Tanhua, T., Hoppema, M., et al.: The Global Ocean Data Analysis Project version 2 (GLODAPv2)—an internally consistent data product for the world ocean, *Earth System Science Data*, 8, 297–323, 2016.

Piecuch, C. G., Ponte, R. M., Little, C. M., Buckley, M. W., and Fukumori, I.: Mechanisms underlying recent decadal changes in subpolar North Atlantic Ocean heat content, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122, 7181–7197, 2017.

Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., and Weyer, N.: The ocean and cryosphere in a changing climate, IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate, 1155, 2019.

Stouffer, R. J., Yin, J.-j., Gregory, J., Dixon, K., Spelman, M., Hurlin, W., Weaver, A., Eby, M., Flato, G., Hasumi, H., et al.: Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes, *Journal of climate*, 19, 1365–1387, 2006.

Tesdal, J.-E., Ducklow, H.W., Goes, J. I., and Yashayaev, I.: Recent nutrient enrichment and high biological productivity in the Labrador Sea is tied to enhanced winter convection, *Progress in Oceanography*, 206, 102–108, 2022.

Torres-Valdés, S., Tsubouchi, T., Bacon, S., Naveira-Garabato, A. C., Sanders, R., McLaughlin, F. A., Petrie, B., Kattner, G., Azetsu-Scott, K., and Whitledge, T. E.: Export of nutrients from the Arctic Ocean, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 1625–1644, 2013.

Vancoppenolle, M., Fichefet, T., Goosse, H., Bouillon, S., Beatty, C. K., and Maqueda, M. M.: LIM3, an advanced sea-ice model for climate simulation and operational oceanography, *Mercator Newsletter*, 28, 16–21, 2008.

Wang, G. and Schimel, D.: Climate change, climate modes, and climate impacts, *Annual Review of Environment and Resources*, 28, 1–28, 2003.

Wang, H., Li, Z., Lin, X., Zhao, J., and Wu, D.: Adiabatic processes contribute to the rapid warming of subpolar North Atlantic during 1993–2010, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127, e2021JC018234, 2022.

Wang, Z., Brickman, D., Greenan, B. J., and Yashayaev, I.: An abrupt shift in the Labrador Current System in relation to winter NAO events, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121, 5338–5349, 2016.

Whitt, D. B.: On the Role of the Gulf Stream in the Changing Atlantic Nutrient Circulation During the 21st Century, in: *Geophysical Monograph Series*, edited by Nagai, T., Saito, H., Suzuki, K., and Takahashi, M., pp. 51–82, Wiley, 1 edn., <https://doi.org/10.1002/9781119428428.ch4>, 2019.

Williams, R. G. and Follows, M. J.: Physical transport of nutrients and the maintenance of biological production, in: *Ocean biogeochemistry: The role of the ocean carbon cycle in global change*, pp. 19–51, Springer, 2003.

Williams, R. G., McLaren, A. J., and Follows, M. J.: Estimating the convective supply of nitrate and implied variability in export production over the North Atlantic, *Global Biogeochemical Cycles*, 14, 1299–1313, 2000.

Williams, R. G., Roussenov, V., and Follows, M. J.: Nutrient streams and their induction into the mixed layer, *Global Biogeochemical Cycles*, 20, 2006.

Williams, R. G., McDonagh, E., Roussenov, V. M., Torres-Valdes, S., King, B., Sanders, R., and Hansell, D. A.: Nutrient streams in the North Atlantic: Advective pathways of inorganic and dissolved organic nutrients, *Global Biogeochemical Cycles*, 25, 2011.

Yashayaev, I.: Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005, *Progress in Oceanography*, 73, 242–276, 2007.

Yashayaev, I. and Loder, J. W.: Recurrent replenishment of Labrador Sea Water and associated decadal-scale variability, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121, 8095–8114, 2016.

6 - Conclusion et perspectives

Ce dernier chapitre a pour objectif de discuter les résultats fournis par l'ensemble de cette thèse. Le but de cette thèse était d'estimer les contributions relatives des principaux processus physiques à la variabilité des concentrations en nutriments (NO₃, PO₄ et DSi) au sein du GSP entre 1980 et 2015. Les processus physiques identifiés en amont comme étant les plus importants et ceux qui ont été étudiés sont : (i) le transport de nutriments d'origine Arctique, (ii) le transport de nutriments d'origine Subtropicale, et (iii) les flux de nutriments à la base de la couche de mélange. L'intérêt pour ce sujet découle des incertitudes et des contradictions entourant l'élément déclencheur de la tendance négative observée dans les concentrations en nutriments. Il résulte également des difficultés à distinguer les contributions de chaque processus de manière indépendante et à les quantifier. Dans ce contexte, le choix d'utiliser les sorties du modèle de circulation océanique global couplé au modèle de biogéochimie NEMO-PISCES s'est montré pertinent. Afin de satisfaire cette objectif, cette thèse a été structurée selon deux axes :

1. l'estimation de la contribution de la convection profonde et du transport de nutriments d'origine Arctique au déclin de la silice dissoute en mer du Labrador.
2. l'identification des différences entre les sous-régions constituant le GSP, et estimation de la contribution du transport de nutriments d'origine Subtropical à la variabilité des concentrations en NO₃, PO₄ et DSi à l'échelle du GSP.

La figure 6.1 résume l'ensemble de la variabilité des processus physiques pouvant être responsables de la diminution des concentrations en nutriments du GSP, ainsi que les conclusions tirées des résultats et des discussions qui ont fait l'objet de mes travaux de thèse. Après 1995, lorsque l'indice de la NAO devient négatif, les transports d'eau et de nutriments d'origine subtropicale ainsi que la circulation du GSP s'affaiblissent, entraînant une réduction des concentrations de NO₃ et de DSi en mer d'Irminger, ainsi que de NO₃, de PO₄ et de DSi au sud du GSP et sur les contours de la mer du Labrador. Ce résultat est confirmé par Whitt [2019], qui ont montré le rôle prédominant des eaux profondes du Gulf Stream, ou "nutrient stream", pour les ressources en nutriments du GSP. Le rôle du transport latéral en mer du Labrador est cohérent avec les résultats de Tesdal et al. [2022]. En comparant la MLD de la mer d'Islande à celle de la mer d'Irminger, Ólafsson [2003] suggère que la variabilité des concentrations en NO₃ et en PO₄ de la mer d'Irminger pourrait être modulée par le transport de nutriments depuis la mer du Labrador (i.e., la LSW). Même si les incertitudes sur la contribution du transport d'origine Arctique étaient faibles [Hátún et al., 2017, Tesdal et al., 2022], l'utilisation du modèle a permis de quantifier et de confirmer directement le caractère négligeable de ce processus face à la variabilité des nutriments du GSP, ce qui n'avait pas été fait auparavant.

Dans les conditions de NAO négatives, il a également été démontré que la perte de chaleur induite par les vents d'ouest n'était pas suffisante pour affaiblir la stratification entre les périodes de réchauffement et de refroidissement. Il en résulte un affaiblissement de la convection profonde en mer du Labrador et plus généralement de l'obduction de nutriments à la base de la couche de mélange, notamment de l'entraînement dans les zones de mélange (c'est-à-dire à l'est du GSP et en mer du Labrador). Ces diminutions conduisent aux anomalies des concentrations de NO₃, PO₄ et DSi au centre de la mer du Labrador, à l'est du GSP et en mer d'Irminger (PO₄). Une fois de plus, les conclusions de Tesdal et al. [2022] corroborent nos résultats. La convection profonde contrôle la variabilité des concentrations en nutriments et est responsable des anomalies de nutriments en mer du Labrador. Dans cette thèse, les diagnostics en ligne ont permis de préciser le rôle de l'entraînement par rapport à l'ensemble des processus d'obduction à la base de la couche de mélange.

Conditions de NAO négative comparable à la période post-1995

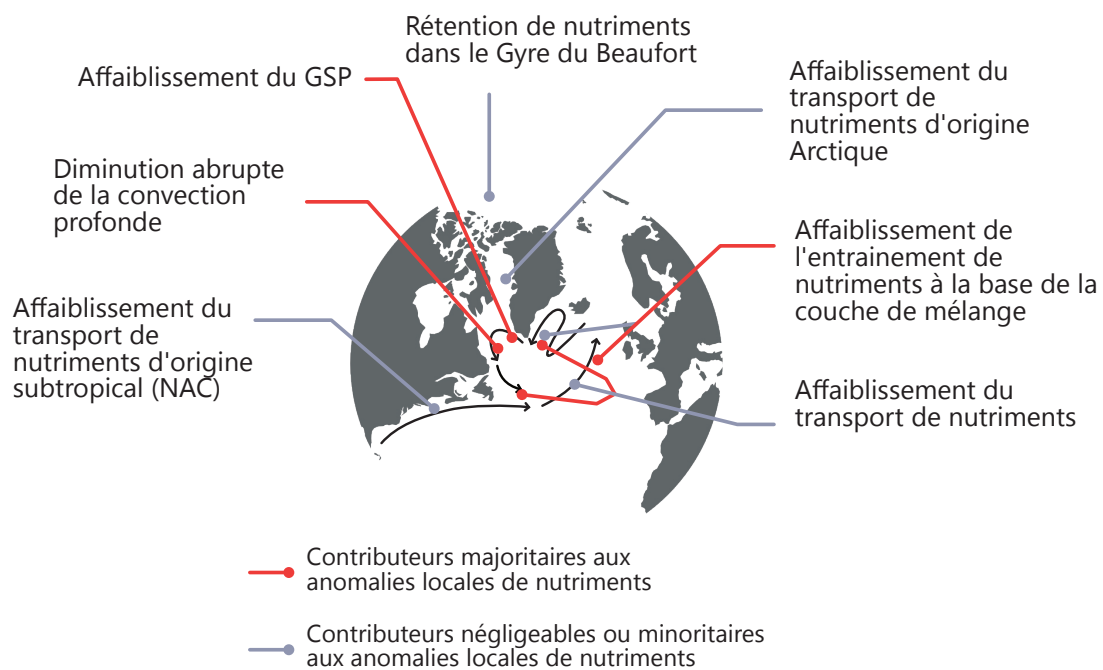


FIGURE 6.1 – **Représentation schématique des impacts d'un indice de NAO négatif sur les processus physiques impliqués dans l'approvisionnement du Gyre Subpolaire en nutriments.** L'ensemble des impacts représentés ont été identifié dans le modèle. Les processus physiques qui constituent le facteur dominant de la variabilité locale (i.e. région indiquée par les points au bout des lignes) des concentrations en nutriments sont représentés en rouge. Les autres processus (en gris) participent soit aux anomalies de concentrations en nutriments, soit sont négligeables.

6.1 . Limites du modèle et de l'approche

L'utilisation d'un modèle pour résoudre ces questions a introduit des sources d'incertitudes liées notamment à l'accumulation de DSi en profondeur au nord-ouest du GSP, et à l'absence de convection profonde en mer d'Irminger, toutes deux évoquées dans le Chapitre 3.

Premièrement, le modèle présente une accumulation de DSi au-delà de 2000 m de profondeur dans le GSP, notamment en mer du Labrador. Cette particularité du modèle s'est montrée problématique car elle a contraint l'étude aux couches de surface, alors que l'une des forces du modèle est de donner accès à l'analyse des couches profondes. En outre, malgré les précautions qui ont été prises, la MLD dépasse les 2000 m certaines années (en 1983, 1984 et entre 1990 et 1994) en mer du Labrador. Ainsi, cela a pu introduire une incertitude sur la contribution des échanges à la base de la couche de mélange en injectant des eaux plus riches en DSi que ce qu'elles ne devraient être. Les années correspondant par une MLD supérieure à 2000 m sont celles où les concentrations sont les plus importantes, et notamment le point de départ de la tendance négative des concentrations en DSi. Ainsi, il est possible que ce biais amplifie la tendance négative perçue par le modèle entre le milieu des années 1994 et 2007. Néanmoins, les observations des concentrations en nutriments constituent une diversité de preuves confirmant ces anomalies [Yeats et al., 2006, Pepin et al., 2013, Hátún et al., 2017, Tesdal et al., 2022].

Deuxièmement, nous avons vu que le maximum annuel de la MLD était cohérent en termes de variabilité et d'ordre de grandeur dans le GSP, mais que la MLD moyenne, toujours à l'échelle du GSP et en mer d'Irminger, est faible par rapport à l'ensemble de données issues d'observations *in situ* du WOA18. Le problème de cette compilation de données est qu'elle est très incomplète dans la région de la mer d'Irminger, ce qui rend difficile la confirmation du biais du modèle. En revanche, certaines études confirment l'existence d'une convection profonde qui a lieu en mer d'Irminger. Bacon et al. [2003] nous apprend que la première découverte de convection profonde dans cette région remonte au début du 20^{ème} siècle grâce à des mesures d'oxygène réalisées par Nansen [1912]. Depuis, il a été démontré que la convection en mer d'Irminger pourrait atteindre des profondeurs de 700 à 1000 m. Cependant, contrairement à la mer du Labrador, elle ne se produit pas chaque année, mais est déclenchée par des conditions favorables mises en place par le *Greenland tip-jet*, lorsque l'indice de NAO est positif et intense [Pickart et al., 2003]. Elle aurait ainsi eu lieu en 1983, 1984, 1989, 1993 et 1994 [Bacon et al., 2003], mais aussi en 2008, 2009 et 2014 [de Jong et al., 2012, de Jong and de Steur, 2016], soit les années où les concentrations en nutriments ont été les plus élevées. L'absence de convection profonde introduirait donc un biais sur les concentrations en nutriments, et notamment sur leurs variabilités liées encore une fois à la NAO. Par exemple, en 1997, la MLD en mer d'Irminger a atteint la valeur la plus élevée mesurée [Bacon et al., 2003] qui est de 1000 m. La même année, la valeur maximale atteinte dans le modèle en mer d'Irminger est de 494 m. Entre 494 m et 1000 m, les différences de concentrations sont importantes. Elles passent de (7.89 ± 0.39) à (9.20 ± 0.17) mmol.m⁻³ pour la DSi, de (13.80 ± 0.50) à (14.56 ± 0.16) mmol.m⁻³ pour le NO₃, et de (0.95 ± 0.03) à (0.99 ± 0.03) mmol.m⁻³ pour le PO₄. Ce gradient positif des concentrations associé à l'approfondissement de la MLD aurait pu induire un entrainement de nutriments dans la couche de mélange, augmentant ainsi l'importance du rôle de l'entrainement de nutriments pour la variabilité des nutriments du GSP. La variabilité propre à la région (i.e., liée au *Greenland tip-jet*) n'a ainsi pas été considérée dans cette thèse. Nos résultats qui indiquent que l'entrainement n'est pas le premier contributeur de la variabilité des nutriments en mer d'Irminger, pourraient donc être remis en question. Néanmoins, les résultats de Ólafsson [2003] et Hátún et al. [2016] sont cohérents avec nos conclusions, à savoir que le transport latéral domine la variabilité de cette région.

L'objectif de cette thèse était d'identifier les mécanismes responsables de la variabilité des concentrations en nutriments, dont notamment la tendance négative qui a débuté dans le milieu des années 1990. Les études liées à cette thèse ont permis d'éclaircir de nombreuses interrogations persistantes au sein de la littérature.

Toutefois, il a été choisi d'étudier la variabilité des concentrations en nutriments en effectuant des moyennes à partir des sorties mensuelles du modèle. On retrouve, ainsi, des moyennes printanières dans le Chapitre 4, et des moyennes annuelles dans le chapitre 5. Dans les deux cas, le choix des moyennes a été justifié en fonction du contexte, et de l'étendue de la région d'étude. La complexité apparaît lorsque l'on cherche à comprendre la variabilité de ces moyennes par un processus saisonnier. Les processus à la base de la couche de mélange présentent un cycle saisonnier marqué, l'advection horizontale et verticale, la diffusion verticale, le mélange induit des tourbillons et la diffusion latérale sont plus forts en hiver qu'en été. Pour les processus cités, cela n'est pas limitant car, leurs sens (i.e., signes), ne changent pas au cours de l'année. Cependant, cela pose une limitation dans le cas de l'entraînement et du déentraînement. Lorsque la MLD s'approfondit, elle entraîne un volume d'eau et une quantité de nutriments dans la couche de mélange. C'est ce qu'il se produit entre la fin de l'automne et la fin de l'hiver dans les régions du GSP. En revanche, lorsque la MLD remonte, elle induit un déentraînement de nutriments dans la couche inférieure à la couche de mélange. Cela se produit au cours d'une même année, entre la fin de l'hiver et l'été. Cela met en évidence le caractère hivernale de la convection profonde qui est associée à un entraînement de nutriments. De ce fait, dans l'intérêt d'étudier l'influence de l'entraînement, il a été choisi de concentrer l'analyse portant sur l'entraînement sur les mois d'hiver. Ainsi, avec ce choix nous avons introduit une incertitude basée sur l'hypothèse que l'entraînement contribue à enrichir la couche de mélange en nutriments. Dans le modèle, son rôle est en fait que saisonnier. À l'échelle annuelle, le déentraînement prend le pas sur l'entraînement. Néanmoins, l'importance des nutriments repose sur le rôle qu'ils jouent dans la pompe biologique. Même s'il n'a lieu qu'en hiver, soit avant le bloom printanier, il a été montré que l'entraînement reste de grande importance.

La mise en place en amont d'une analyse des propriétés des masses d'eau dans le modèle est un aspect non indispensable, mais absent de cette thèse. La répertoriation des masses d'eau en fonction de leurs températures et de leurs salinités est souvent réalisée dans le domaine des observations [Yashayaev, 2007, Daniault et al., 2016, Østerhus et al., 2019]. En raison des biais présents dans les modèles, il est plus difficile de définir les masses d'eau en fonction des propriétés observées. Par conséquent, cela nécessiterait une étude à part entière qui ouvrirait la possibilité de cibler la source des anomalies des concentrations en nutriments en fonction de l'origine de la masse d'eau en question. Par exemple, l'une des hypothèses reposait sur l'idée que le courant du Labrador, riche en nutriments, pourrait contribuer à l'enrichissement de la partie est du GSP à partir de 2012 (i.e., au début de l'adoucissement du GSP; Holliday et al. [2020]). Dans ce cas, l'analyse des masses d'eau à travers la section OVIDE pourrait permettre d'identifier la masse d'eau en question (i.e. la SAW) et de se concentrer sur la variabilité du transport de nutriments qui lui est associé.

6.2 . Variabilité des nutriments sous changement climatique

Mes travaux de thèse pourraient être étendus à l'étude de la variabilité des nutriments sous changement climatique. D'après les conclusions qui ont été apportées, le changement climatique serait susceptible d'affecter la variabilité future des nutriments à travers la perturbation des processus physiques tels que l'augmentation de la stratification, l'arrêt ou l'affaiblissement de la convection profonde en mer du Labrador, l'arrêt ou l'affaiblissement de la convection profonde dans le GSP, l'AMOC, et le changement des modes de variabilité atmosphérique.

6.2.1 . Points de bascules climatiques

Les scénarii de changement climatique mettent en évidence l'existence de points de bascule climatique. Ces points de bascule climatique sont définis comme des "seuils critiques à partir desquels une perturbation minimale peut modifier qualitativement l'état ou l'évolution d'un système" [Lenton et al., 2008, McKay et al., 2022]. Parmi les éléments soumis à ces points de bascule se trouvent plusieurs processus qui sont au coeur de la dynamique

de l'Atlantique Nord Subpolaire.

L'augmentation du flux d'eau douce (i.e., l'eau de fonte du Groenland et les précipitations en Arctique) et de l'augmentation de la température sous l'influence d'un réchauffement moyen global de 1.1°C à 3.8°C [McKay et al., 2022], serait l'élément déclencheur de l'arrêt de la convection [Lenton et al., 2008, McKay et al., 2022, Sgubin et al., 2017]. D'après certains modèles, un ajout de 0.1 à 0.5 Sv d'eau douce [Rahmstorf and Ganopolski, 1999] serait suffisant pour arrêter la formation d'eau profonde et l'AMOC [Rahmstorf and Ganopolski, 1999, Lenton et al., 2008]. Si de tels événements se produisaient, les arrêts de la convection profonde et de la formation d'eau dense (i.e., de LSW), entraîneraient des anomalies négatives des concentrations en nutriments en mer du Labrador, qui pourraient également s'étendre aux concentrations de NO₃ et de DSi en mer d'Irminger. Ce raisonnement est cohérent avec Bopp et al. [2005], Kwiatkowski et al. [2019] qui trouvent une augmentation de la limitation de la production primaire nette par les nutriments sous changement climatique, en lien avec une augmentation de la stratification induite par la fonte de la calotte Groenlandaise. Un ralentissement de la circulation du GSP lié à l'arrêt de l'AMOC est aussi attendu [Sgubin et al., 2017]. Néanmoins, l'hypothèse d'un arrêt de l'AMOC ne fait pas encore consensus [McKay et al., 2022]. Mais, de nombreuses études affirment qu'un affaiblissement de l'AMOC est possible (~ 2 Sv d'après Swingedouw [2022]) et qu'il serait associé à une diminution générale de la convection profonde à l'échelle du GSP [Sgubin et al., 2017]. Les conditions qui viennent d'être décrites (ralentissement du GSP, diminution de la convection à l'échelle du GSP) sont analogues aux conditions qui se sont installées entre 1997 et 2005. Ainsi, il est attendu que les anomalies de nutriments futures ressemblent aux anomalies de la variabilité naturelle présentées dans cette thèse sous conditions de NAO-. Par conséquent, on peut se demander comment les sources de variabilité des nutriments se réorganiseraient dans un contexte où l'entraînement serait faible.

6.2.2 . Variation des modes de variabilités atmosphériques

Dans le modèle, la NAO et l'AO sont très corrélés, ce qui est aussi le cas dans les observations [Ambaum et al., 2001, Feldstein and Franzke, 2006, Hamouda et al., 2021]. En étudiant la contribution du transport d'origine Arctique à travers la section au nord de la mer du Labrador, j'ai mis en évidence la relation entre l'affaiblissement de ce dernier et l'indice de l'AO. Cette relation qui a aussi été supposée par Hátún et al. [2017], implique que la variabilité historique des nutriments pourrait varier sous l'impulsion de la décorrélation entre la NAO et l'AO annoncée par Hamouda et al. [2021]. En effet, si la NAO et l'AO sont décorrélés, il pourrait être imaginé que, sous l'influence d'un indice de NAO négatif, un mécanisme de compensation du transport en provenance d'Arctique ne présentant pas de tendance, ou une tendance de signe opposé, puisse atténuer ou compenser le déclin induit par la NAO-. Afin de tester la possibilité de ce type de mécanisme, il serait intéressant d'explorer les ordres de grandeur à partir d'une étude de sensibilité ou un modèle simplifié.

6.3 . Ouverture : Variabilité de la dernière décennie

Sans passer par l'utilisation de projections futures, la variabilité de la dernière décennie, i.e. de 2012 à nos jours, présente des changements de propriétés de l'eau liés à des variations de la circulation océanique. De plus, cela permettrait de confirmer ou non si le déclin des nutriments observé dans les années 1990 a été l'élément déclencheur d'un changement de régime, ce qui ne peut être confirmé avec notre modèle dans son état actuel. Depuis 2012, des anomalies négatives de salinité et de température ont été observées à l'est du SPG [Holliday et al., 2020, Fox et al., 2022b]. En 2015, les anomalies de salinité mesurées ont été les plus importantes jamais mesurées depuis 120 ans [Holliday et al., 2020], mais la température tend à augmenter depuis 2016. Ces anomalies ont été associées au renforcement du courant du Labrador transportant de l'eau peu salée et froide à l'est du GSP [Holliday et al., 2020]. Dans une étude récente, Fox et al. [2022b] ont montré que 60% de l'anomalie pouvait être expliquée par une perte de chaleur exceptionnelle en mer du Labrador entraînant un renforcement

du courant du Labrador à l'est du GSP, alors que seulement 27% étaient justifiés par l'affaiblissement du transport d'origine subtropical. L'augmentation récente de la température pourrait, quant à elle, être expliquée par une augmentation du transport d'origine subtropical depuis 2016 [Desbruyères et al., 2021].

Cela implique plusieurs conséquences pour la variabilité des nutriments. Premièrement, le courant du Labrador transporte des eaux riches en nutriments. Il est ainsi supposé qu'une anomalie positive des concentrations en nutriments à l'est du GSP pourrait s'ajouter aux anomalies négatives de la salinité, et de la température. De plus, il est susceptible que le réchauffement mis en place à partir de 2016 se propage à l'est du GSP en affectant les conditions favorables (stratification, pertes de chaleur) à une convection profonde intense et au mélange vertical en mer du Labrador et d'Irminger [Desbruyères et al., 2021]. En conséquence, nos résultats suggèrent une réduction des concentrations en nutriments après 2016. Une diminution après 2016, précédée d'une augmentation des concentrations en nutriments entre 2012 et 2016 est en effet suggérée par des observations réalisées à travers la section AR7W jusqu'en 2018 [Tesdal et al., 2022].

A - Revue bibliographique sur l'indice et la variabilité du Gyre Subpolaire

L'indice de gyre est une métrique utilisée pour évaluer la variabilité du Gyre Subpolaire (GSP). À ce jour, deux principales méthodes ont été utilisées. Ces méthodes sont basées soit (i) sur l'analyse des Fonctions Orthogonales Empiriques (EOF en anglais) de la hauteur de la surface de la mer (SSH, de l'anglais Sea Surface Height), soit (ii) sur l'utilisation de fonctions de courants barotropes. Le but de cette section est de réaliser une brève revue bibliographique du débat qui entoure cet indice et de justifier la méthode qui a été retenue dans le cadre de cette thèse. Les différentes méthodes sont résumées dans le tableau A.1 pour une meilleure compréhension. L'indice de Gyre a été introduit par [Häkkinen and Rhines \[2004\]](#), qui sont les premiers à avoir associé l'analyse des Fonctions Orthogonales Empiriques (EOF) de la hauteur de la surface de la mer (SSH) à la variabilité du Gyre Subpolaire (GSP). Ils ont réalisé cette analyse à partir de données altimétriques observées entre 1992 et 2002, couvrant approximativement les latitudes de 22°N à 65°N et les longitudes de 80°O à 4°O. Par la suite, de nombreuses autres études ont adopté cette méthode [[Hatun, 2005](#), [Zhang, 2008](#), [Han et al., 2014](#), [Hátún et al., 2016, 2017](#), [Berx and Payne, 2017](#)]. Dans un premier temps, [Hatun \[2005\]](#) ont associé l'indice du gyre (c'est-à-dire la variabilité du GSP) à la Composante Principale (PC) du premier mode de l'EOF de la SSH simulée sur la période 1960 à 2005 [[Hatun, 2005](#)]. Cependant, en 2018, [Hátún and Chafik \[2018\]](#) remettent en question l'ambiguïté de leur définition.

L'origine de cette ambiguïté peut principalement être attribuée à l'étude de [Foukal and Lozier \[2017\]](#), qui n'était pas en accord avec l'idée que le premier mode de l'analyse EOF de la SSH décrit la variabilité du GSP. Au lieu de cela, ils suggèrent que le premier mode normalisé, après correction de la tendance, reflète la variabilité de la NAO, tandis que le second mode rend compte de l'étendue du GSP. Pour confirmer ce diagnostic, [Foukal and Lozier \[2017\]](#) ont utilisé des fonctions de courant barotrope pour délimiter le GSP, ce qui leur a permis de construire une série temporelle de la zone moyenne du GSP. En revanche, selon [Hátún and Chafik \[2018\]](#), le premier mode décrit la variabilité de la mer du Labrador et la formation des eaux profondes, tandis que le deuxième mode témoignerait de la partie orientale du GSP (mer d'Irminger, bassin d'Islande, dorsale de Reykjanes), ainsi que des couches superficielles et sub-superficielles.

Ainsi, la nouvelle proposition de [Hátún and Chafik \[2018\]](#) est de décrire la variabilité du GSP en utilisant soit la deuxième composante principale, soit en combinant simultanément la première et la deuxième composante principale de l'analyse par EOF du champ de SSH. Ils excluent l'utilisation de la première composante principale comme indice de gyre, contredisant ainsi les commentaires de [Foukal and Lozier \[2017\]](#). Dans leur étude, [Foukal and Lozier \[2017\]](#) ont analysé les modes de variabilité de la SSH dans la région du nord de l'Atlantique Subpolaire. Ils ont associé la variabilité de la SSH du GSP à trois modes : (i) l'élévation du niveau de la mer à l'échelle du bassin de l'Atlantique Nord, (ii) l'oscillation de l'Atlantique Nord et (iii) la covariation entre l'expansion/rétraction du GSP et son approfondissement/amincissement (contrôlé par le rotationnel du vent). Selon eux, les indices de gyre précédemment définis par [Häkkinen and Rhines \[2004\]](#) et [Hatun \[2005\]](#) sont associés au premier mécanisme (i).

Dans leur étude, [Foukal and Lozier \[2017\]](#) recommandent l'utilisation du deuxième mode de variabilité de la SSH normalisée, tandis que [Hátún and Chafik \[2018\]](#) suggèrent d'adopter le deuxième mode du champ initial de la SSH. Bien que les deux études aient analysé des régions spatiales différentes (portée strictement sur le GSP pour [Foukal and Lozier \[2017\]](#) contre le GSP étendu au NAC pour [Hátún and Chafik \[2018\]](#)), les composantes principales obtenues devraient être similaires entre elles, comme indiqué par [[Berx and Payne, 2017](#)]. De plus, il est à noter que la corrélation entre la série temporelle de la zone et la PC2 de [Foukal and Lozier \[2017\]](#) semble principalement refléter la période antérieure à 2006. De manière similaire, la corrélation entre la SSH et les PCs de [Hátún and Chafik \[2018\]](#) ne met pas en évidence de manière claire la relation entre les PCs et le GSP.

L'absence de consensus a conduit à l'utilisation d'une deuxième métrique dérivée des fonctions de courants barotropes [Foukal and Lozier, 2017, Biri and Klein, 2019]. Les fonctions de courants barotropes (BSF) fournissent des lignes de courant qui délimitent le GSP en fonction de leurs directions ou de leurs intensités (par exemple, 7,5 Sv dans l'étude de Biri and Klein [2019]). De plus, une fois les limites du GSP déterminées, la valeur moyenne des BSF permet de calculer l'intensité du GSP à l'intérieur de ces frontières ou de représenter son extension et sa contraction en calculant les variations de la surface à l'intérieur de ces limites [Foukal and Lozier, 2017, Lohmann et al., 2009a,b]. Pour éviter toute ambiguïté, l'indice basé sur les fonctions de courants est celui qui a été retenu dans cette thèse (Chapitre 5).

TABLE A.1 – Résumé des études utilisant un indice de Gyre.

References	Sources of SSH	Satellites / forcing	Horizontal resolution	Temporal coverage	Context	Gyre Index (GI) version
Häkkinen and Rhines [2004]	Altimetry data	T/P and ERS 1/2 (Seasat + Geosat)	1°	1992 - 2002	SPG variability	First Principal Component (PC1) of an EOF analysis of SSH.
Hatun [2005]	OGCM (MI-COM)	Forced with NCEP/NCAR reanalysis		1960-2003	Salinity of the Atlantic inflow are modified by the SPG variability	Häkkinen and Rhines's extended upstream
Zhang [2008]	Altimetry data	DUAC (T/P, Jason-1, ERS 1/2, Envisat)	1/2° [?]	1993-2006	SPG role in relation to the AMOC	
Hátún et al. [2009]	OGCM (MI-COM)	Forced with NCEP/NCAR reanalysis		1960-2006	Ecological response to GI variability.	Hatun [2005]'s extended to 2006 with an updated Häkkinen and Rhines's GI. It is limited spatially to the Rockall-Trough Plateau.
Han et al. [2014]	Altimetry data	AVISO (T/P, Jason-1, Jason-2, ERS 1/2, Geosat, Envisat)	1/3°	1992-2012	Labrador current	same as Häkkinen and Rhines [2004]
Hátún et al. [2016]	OGCM (MPI-OM)	Forced with NCEP/NCAR reanalysis	1.5°	1960-2007		Same as 2009
Hátún et al. [2017]	OGCM (MPI-OM)	Forced with ERA40 and ERA-interim	between (1/8°) and (1/4°)	ERA40 : 1958-2000; ERA-interim : 2001-2012	Impact of GI variability over Si transports.	Same as 2009
Berx and Payne [2017]	Altimetry data	CMEMS	1/4°	1993-2015	(Main subject) Study of the sensitivity of the spacial domain and the temporal extent of the GI.	Same as Häkkinen and Rhines [2004]

References	Sources of SSH	Satellites / forcing	Horizontal resolution	Temporal coverage	Context	Gyre Index (GI) version
Hátún and Chafik [2018]	Altimetry data	DUACS DT2014	1/4° [Pujol et al., 2016]	1993 - 2017	(Main subject) Up-date of the GI.	Use PC2 or PC1+PC2
Häkkinen et al. [2011]	Wind stress curl reanalysis	NCEP/NCAR reanalysis		1958-2007	NAC Salinity transport	EOF 1 doesn't give the gyre strength but EOF 2 is more representatives of Gyres
Häkkinen et al. [2011]	Wind stress curl reanalysis	NCEP/NCAR reanalysis		1900-2008	Impact on atmospheric blocking on ocean circulation	use EOF 2 as the "gyre mode" from Häkkinen et al. [2011]
Beaugrand [2002]	SST			1960-1997	Changes in community structure in relation to modifications in water masses, currents, and/or atmospheric forcing	use PC2 of the SST as a proxy for the "subarctic gyre" (=SPG)
Hátún et al. [2009]	SST/SSH OGCM (MILCOM)	Forced with NCEP/NCAR reanalysis		1960-2003	Impact of the SPG on ecosystems	based on SSH from Hátún [2005], and on SST from Beaugrand [2002]

**B - Participation à la présentation d'un poster au 57e congrès de
la Société canadienne de météorologie et d'océanographie**

Seasonal variability of biogeochemical cycling in the Labrador Sea in relation to phytoplankton blooms and regional deep mixing

K. Kam¹, A. Dale², D. Atamanchuk¹

¹Department of Oceanography, Dalhousie University, Halifax NS, Canada

²Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ, Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, 91191, Gif-sur-Yvette, France
Corresponding author: Kitty Kam (kitty.kam@dal.ca)

Background

- Nutrient availability in the Central Labrador sea is mainly driven by vertical mixing. [5,6]
- Large-scale spring bloom is fueled by new production using upwelled nutrients and DIC, as well as atmospheric CO₂ uptake during the bloom [1], supporting regional biological carbon pump. [4]
- This study focuses on assessing biogeochemical dynamics due to external physical and biological controls between in situ data and model simulation.

Objectives

1. Do seasonal patterns agree between in situ observations and models?
2. Is there a difference in the magnitude of biogeochemical cycles?
3. What are the source of these differences?

Methods

NEMO-PISCES model

- Forced by the DRAKKAR forcing set 5.2
- Spatial resolution: 1/4° and 75 vertical levels from ORCA025
- Monthly outputs from 1980 to 2015
- Data Validation:
 - Shipboard observations at Davis strait and AR7W line for temperature, salinity, mixed layer depth, dissolved silica and NO₃
 - World Ocean Atlas 2018 reanalysis for phosphate
- Data taken from the period of 1989 - 1993 with strong winter convection (mixed layer >=1500m) and spatially selected at the location of Seacycler deployment.

SeaCycler (A high frequency moored profiler)

- Measured daily in situ profiles between May 2016 and March 2017.
- Used data between May and November 2016 during productive seasons.
- Maximum mixed layer depth in 2016 winter reached 1800m [2], fitting the scenario of strong winter convection in the model.

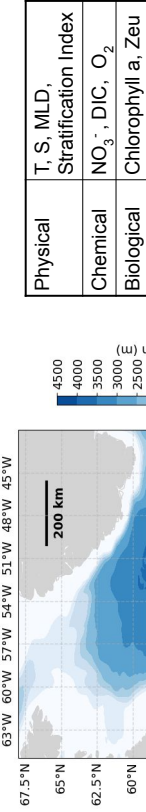


Table 1. Variables investigated in this study.

Figure 1. The location of SeaCycler 2016 deployment.

Controls

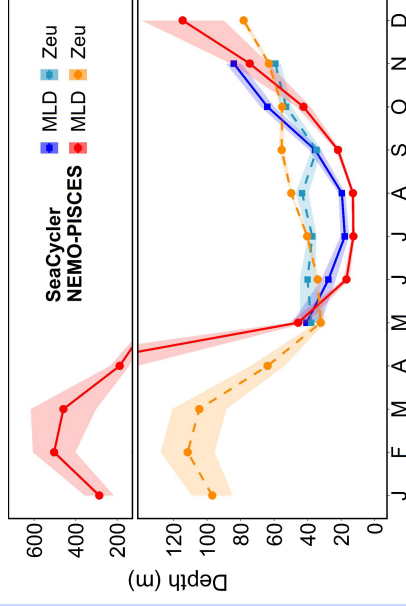


Figure 3. Monthly mixed layer (MLD) and euphotic depths (Zeu) from in situ observation and model simulation. MLD is the depth with density difference of 0.01 kg m⁻³ with respect to surface, while Zeu is the depth at 1% of surface light level.

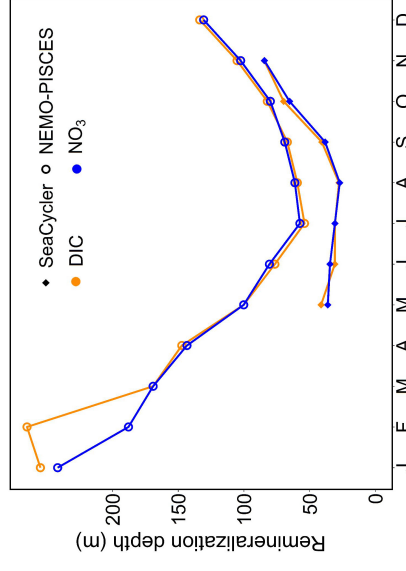


Figure 4. Monthly remineralization depths of DIC and NO₃⁻ from in situ observations (diamond) and model (circle). Remineralization depth is determined at the depth where gradient of increasing concentration from the surface starts.

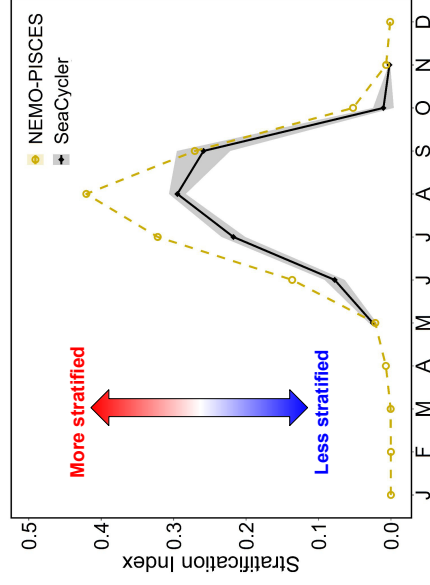


Figure 5. Monthly stratification index (SI) from in situ observation and model simulation.

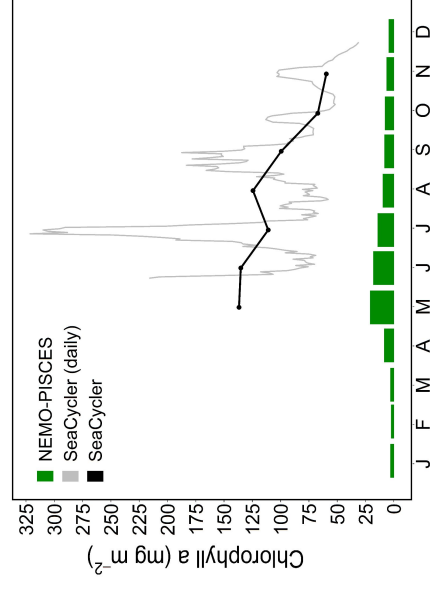


Figure 6. Chlorophyll a inventory within euphotic zone (integrated w.r.t. euphotic depth) from daily (grey) and monthly averaged (black) in situ observation and monthly model simulation (green).

Biogeochemical distribution between in situ observations and model

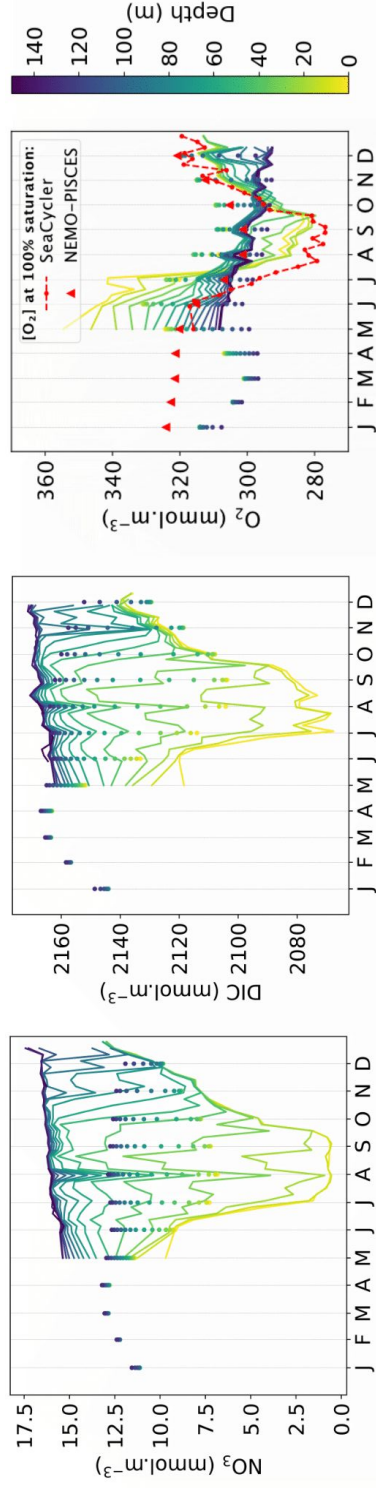


Figure 7. 10m binned averaged concentration of NO_3^- , DIC and O_2 for weekly in situ (lines) and monthly model (dots) observations for strong winter mixing scenario. O_2 concentration at 100% saturation is determined by gas solubility at potential temperature and practical salinity.^[3]

What agrees?

- Spring phytoplankton bloom
 - Drawdown of surface NO_3^- and DIC
 - Oversaturation of O_2 near surface due to primary production
- Re-enrichment of NO_3^- and DIC due to deepening mixing in the fall.

What disagrees?

- During summer with strong stratification, in situ NO_3^- and DIC have wider distribution between surface and 150m.
 - Contributed by deeper remineralization and likely weaker biotic control in the model.
- In situ O_2 showed much higher oversaturation at the surface and wider distribution throughout the water column
 - Contributed by warmer water temperature ($\sim 2^\circ\text{C}$), likely weaker biotic control and the rate of air-sea exchange in the model.

Conclusions

- Similar seasonal patterns in biogeochemical distribution between in situ observations and model simulations, as controlled by spring bloom and deepening of the mixed layer in the fall.
- Weaker biotic and abiotic controls in the model led to the observed differences in the water column distributions, especially at the surface.
- In the future, higher resolution regional models with better parameterization of biogeochemical processes derived from the targeted process studies are likely to improve the agreement.

Reference

1. Alamanchuk, D., Koelling, J., Send, U., & Wallace, D. W. R. (2020). Rapid transfer of oxygen to the deep ocean mediated by bubbles. *Nature Geoscience*, 13(3), 232–237. doi:10.1038/s41561-020-0632-2
2. Holle, J., L. D. Talley, J. Gilson, and D. Roemmich (2017). *Geophys. Res. Lett.*, 44, 5618–5626. doi:10.1002/2017GL073426.
3. McDougall, T.J. and Barker, P.M. (2011). Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox, 28pp., SCOR/IAPSO WG127. ISBN 978-0-646-55621-5.
4. Siegel, D. A., Deyries, T., Ceinici, I., & Bisson, K. M. (2023). Quantifying the Ocean's Biological Pump and Its Carbon Cycle Impacts on Global Scales. *Annual Review of Marine Science*, 15(1), 329–356. doi:10.1146/annurev-marine-040722-115226
5. Tesdal, J.-E., Ducklow, H. W., Goes, J. I., & Yashayaev, I. (2022). Recent nutrient enrichment and high biological productivity in the Labrador Sea is tied to enhanced winter convection. *Progress in Oceanography*, 206, 102848. doi:10.1016/j.pocan.2022.102848
6. Williams, R. G., McLaren, A. J., & Follows, M. J. (2000). Estimating the convective supply of nitrate and implied variability in export production over the North Atlantic. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(4), 1299–1313. doi:10.1029/2000GB001260



DALHOUSIE UNIVERSITY



Fisheries and Oceans Canada

Pêches et Océans Canada



Liste des acronymes

ABR	Azores-Biscay Rise
ALK	Alcalinité
MOC	Atlantic Meridional Overturning Circulation
AO	Oscillation Arctique
BSI	Silice Biogénique
CM	Couche de Mélange
CMR	Circulation Méridienne de Retournement
CP	Convection Profonde
DFS	DRAKKAR Forcing Sets
DIC	Carbone Inorganique Dissous
DIN	Azote Inorganique Dissous
DIP	Phosphore Inorganique Dissous
DOC	Carbone Organique Dissous
DOM	Matière Organique Dissoute
DON	Azote Organique Dissous
DOP	Phosphore Organique Dissous
DSI	Silice Dissoute
DSOW	Denmark Strait Overflow Water
DWBC	Deep Western Boundary Current
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EOF	Empirical Orthogonal Function
GES	Gaz à Effet de Serre
GSP	Gyre SubPolaire
GST	Gyre SubTropical
ISOW	Iceland–Scotland Overflow Water
ISW	Icelandic Slope Water
LC	Courant du Labrador
LIM	Louvain-la-Neuve sea Ice Model
LNEADW	North East Atlantic Deep Water
LS	Labrador Sea Water
MLD	Mixed Layer Depth
MOW	Mediterranean Outflow Water
MW	Mediterranean Water

NAC	Courant Nord Atlantique
NACW	North Atlantic Central Water
NAM	Northern Annular Mode
NAO	Oscillation Nord Atlantique
NEADW	North East Atlantic Deep Water
NEMO	Nucleus for European Modelling of the Ocean
OPA	Océan PARallélisé
PAR	Photosynthetically Available Radiation,
PISCES	Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies
POC	Particules Organiques Dissoutes
PSI	Silice Particulaire
RAW	Recirculating Atlantic Water
RCP	Representative Concentration Pathway
RR	Reykjanes Ridge
SAIW	Subarctic Intermediate Water
SSH	Sea Surface Height
SPG	Subpolar Gyre
SPMW	SubPolar Mode Water
TOP	Tracers in Ocean Paradigm
TVD	Total Variance Dissipation
WBC	Western Boundary Current
WOA	World Ocean Atlas

Table des figures

1.1	Représentation schématique de la circulation méridienne de retournement. Hugo Ahlenius, UNEP/GRID-Arendal.	16
1.2	Circulation schématique dans l'Atlantique Nord par [Daniault et al., 2016] Le fond bleu indique la bathymétrie. Les lignes rouges décrivent les voies des courants de surface tandis que celles en bleu foncée représentent les courants profonds. Les lignes vertes représentent les courants frais et froids sur les plateaux. Les lignes violettes indiquent la propagation de l'eau de la mer du Labrador (LSW). À l'Est se trouvent le plateau et le bassin de Rockall (Rockall P. et RT pour Rockall Trough en anglais, respectivement), ainsi que la dorsale de Reykjanes. Abréviations de quelques masses d'eau : DSOW= Overflow du détroit du Danemark, ISOW = Overflow de la dorsale Islande-Écosse, WBC = Western Boundary Current, MW = Mediterranean Water. Le courant Nord Atlantique (NAC) est constitué de masses d'eau qui se déplacent vers le nord-est de l'Amérique du Nord jusqu'aux côtes de l'Europe représentées en rouge dans la partie sud du schéma. Il participe à délimiter le GSP du GST.	17
1.3	Représentation schématique de la circulation atmosphérique globale d'après Moreau [2013]. BP : région en dépression relative, HP : région en haute pression où s'installe le jet stream subtropical. Les flèches roses incurvées montrent la déviation des vents due à la force de Coriolis, vers la droite dans l'hémisphère nord, vers la gauche dans l'hémisphère sud.	19
1.4	Représentation schématique des différences réponses de l'Atlantique Nord subpolaire au régime de la NAO d'après [Chaudhuri et al., 2011]. L'épaisseur des lignes indique une augmentation ou diminution du transport. Le courant du Labrador (LC; à plus de 1000 m), le DWBC (Deep Western Boundary Current en anglais; à 1000 m), le Courant Nord Atlantique (NAC en anglais), et la MOW vers le nord (Mediterranean Outflow Water en anglais; 500-1500 m) sont représentés par des flèches bleu clair, bleu foncé, orange, et violette, respectivement. Le GSP s'étend et se contracte, respectivement en NAO+ et en en NAO-.	20
1.5	Représentation schématique de la colonne d'eau, et des distributions de la lumière, des concentrations en nutriments, et de la température en fonction de la profondeur. La face avant illustre les propriétés de l'eau au printemps/été, et le côté droit représente les conditions hivernales. La température est représenté en rouge. La thermocline correspond à l'intervalle de profondeur auquel est associé un fort gradient de température représenté par la surface en transparence rouge. Au printemps et en été, la couche de mélange est inférieure à la couche euphotique. À la fin de l'été, la couche de mélange s'approfondit, et la convection profonde hivernale enrichie en nutriments la couche de surface.	21
1.6	Représentation schématique des principaux facteurs contrôlant la production primaire. Traduit et modifié d'après Boyd et al. [2014]. La lumière et les apports en nutriments modulés par les échanges verticaux tels que la remontée d'eau, le mélange vertical, et la stratification, ainsi que le recyclage des nutriments sont les principaux facteurs contrôlant la production primaire. La température limite directement et indirectement (propriétés de l'eau, stratification, recyclage des nutriments) la production primaire. L'atmosphère et les rivières participent à enrichir l'océan en nutriments en petites quantités. Le cycle de la matière est représenté à droite. Les consommateurs regroupent l'ensemble des organismes constituant la chaîne alimentaire, à partir du consommateur primaire (herbivores). Les décomposeurs correspondent à l'ensemble des organismes (bactéries, champignons) capables de minéraliser les résidus issues des consommateurs ou d'autres décomposeurs.	25

1.7	Profils verticaux moyens de concentration en phosphate (PO_4^{3-}), nitrate (NO_3^-), et silice dissoute (DSi) en Atlantique Nord. Les concentrations sont des moyennes sur la zone du GSP (48-65°N et -70-0°E) calculées à partir de moyennes annuelles sur la période 1955-2017 de la réanalyse du WOA18. Les écart-types des concentrations moyennes par niveaux de profondeurs sont représentés en transparence. Les données présentées sont rendues disponibles par le centre national de l'information environnementale des États-Unis (https://www.ncei.noaa.gov).	26
1.8	Représentation schématique du cycle de l'azote d'après Gruber [2004]. En bleu et en violet sont mis en évidence, respectivement, les interactions de l'azote, et du phosphore.	26
1.9	Budget de nutriments d'après Carracedo et al. [2021]. Le transport de masse d'eau et de nutriments a été calculé dans Carracedo et al. [2021] à travers la section OVIDE au nord-est, et une section à 24.5°N au sud. De haut en bas sont présentés les budgets de volume d'eau (en Sverdrup, $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), de silice dissoute, de nitrate et de phosphate pour les années 2004 (bleu) et 2010 (rouge). La première colonne indique les valeurs nettes, tandis que la deuxième et la troisième colonnes, représentent la branche supérieure et profonde de la CMR.	28
1.10	Concentration moyenne en phosphate (PO_4^{3-}), nitrate (NO_3^-), et silice dissoute (DSi) en Atlantique Nord. Les concentrations sont des moyennes annuelles sur la période 1955-2017 de la réanalyse du World Ocean Atlas 2018 (WOA18) moyennées sur les 100 premiers mètres de profondeur. Les données présentées sont rendues disponibles par le centre national de l'information environnementale des États-Unis (https://www.ncei.noaa.gov).	29
1.11	Représentation schématique des principaux processus physiques contribuant à la variabilité des concentrations en nutriments du GSP.	31
1.12	Échelles de temps (ordonnée) et d'espace (abscisse) de plusieurs processus physiques et biologiques. Traduction des diagrammes de Chang and Dickey [2007] et de Dickey [2003].	32
1.13	Étapes de la construction d'un modèle climatique modifié à partir de lelivrescolaire.fr.	33
2.1	Conception de la grille ORCA (a). Conception de la grille ORCA025 d'après Madec et al. [2022]. Les pointillés noirs représentent la grille Mercator. En bleu, à partir de 20°N sont construites les ellipses formant l'axe \vec{i} , dont les foyers sont situés sous les continents eurasiens et nord-américains. Les normales aux ellipses sont construites selon les lignes rouges, et constituent l'axe \vec{j} . (b). Détails de la grille de type C d'Arakawa modifiée d'après Madec et al. [2022]. Au point T sont regroupées les variables conservatives (Température, salinité, nutriments), les points u, v et w indiquent la position des composantes vectorielles, et le point f est assimilé à la vorticité.	38
2.2	Résolution méridienne et zonale de la grille ORCA025. (a). Distribution du facteur d'échelle $e1t$, qui correspond à la distance entre deux indices \vec{i} . (b). Idem pour $e2t$, la distance entre deux indices \vec{j}	38
2.3	Représentation schématique de la version standard de PISCES-v2 décrivant les interactions entre compartiments d'après Aumont et al. [2015]. Source : www.pisces-community.org . DIP : Phosphore Inorganique Dissous; DIN : Azote Inorganique Dissous; DIC : Carbone Inorganique Dissous; Alk : Alkalinit�; DOC : Carbone Organique Dissous.	40
2.4	Représentation schématique de l'ensemble des flux verticaux représentés dans le modèle, modifié d'après Levy et al. [2013]. L'obduction correspond à l'ensemble des flux dirigés vers la couche de mélange, et réciproquement, la subduction correspond à l'ensemble des flux dirigés vers la couche inférieure. La MLD au temps t (i.e., base de la couche de mélange) est représentée par la ligne continue noire, et celle du pas de temps précédent est en pointillés. L'entrainement correspond à un flux vers le haut, et le détrainement en un flux vers le bas.	46

3.1	Positions des sections hydrographiques dans le modèle. Les sections représentées constituent l'ensemble des sections sur lesquelles est évalué le modèle. Les propriétés de l'eau et les concentrations en nutriments sont évaluées à travers les sections OVIDE et AR7W. Les transports à travers la section traversant le détroit de Davis, OSNAP et OVIDE. R.R précise la position de la dorsale de Reykjanes (en anglais, Reykjanes Ridge) et ABR désigne Azores-Biscay Rise.	49
3.2	Volume d'eau moyen par mois intégré sur les 450 premiers mètres entre OSNAP et la limite Nord de la mer du Labrador.	50
3.3	Bais moyen de température et salinité de surface entre 1981 et 2010 dans le modèle en comparaison à l'ensemble de données du WOA18. (colonne gauche). Distributions moyennes des températures (a.) et de la salinité (d.) à la surface, ainsi que la MLD moyenne entre 1981 et 2010 dans le modèle. (colonne centrale) Observations annuelles entre 1981 et 2010 du WOA18. (colonne droite). Différences entre les champs simulés et observés. Les deux champs du modèle ont été regrillés sur la grille des champs du WOA qui est à la même résolution que le modèle (1/4°). La définition de la MLD est la même pour le modèle et le jeu de données, c'est-à-dire basée sur une différence de 0.01 kg.m ⁻³ par rapport à la surface. Les pointillés indiquent les zones où les observations sont absentes, et où le champ du WOA montre le résultat d'une interpolation entre les données existantes.	51
3.4	Température et salinité mesurées et simulées le long de la section OVIDE en 2002. Par souci de cohérence, les champs du modèle ont été moyennés sur les mois durant lesquels les mesures ont été réalisées (c'est-à-dire de juin à juillet). Les abréviations font soit référence à des structures topographiques (RR pour Reykjanes Ridge, et ABR pour Azores-Biscay Rise), soit à des masses d'eau (MW pour Mediterranean Water, NACW pour North Atlantic Central Water, et SPMW pour SubPolar Mode Water)	52
3.5	Salinité (haut) et température potentielles moyennées entre 2002 et 2012 et interpolées à partir d'observation <i>in-situ</i> le long de la section OVIDE d'après Danialt et al. [2016]. Les abréviations font référence aux principales masses traversant la section OVIDE entre le Groenland et la péninsule ibérique. D'ouest en est se trouve : RAW (Recirculating Atlantic Water), LSW (Labrador Sea Water), DSOW (Denmark Strait Overflow Water), ISOW (Iceland-Scotland Overflow Water), ISW (Icelandic Slope Water), SPMW (Subpolar Mode Water), SAIW (Subarctic Intermediate Water), NEADW (North East Atlantic Deep Water), LNEADW (North East Atlantic Deep Water), NACW (North Atlantic Central Water), et MW (Mediterranean Water).	53
3.6	Température et salinité mesurées et simulées le long de la section AR7W en 1994, années où a eu lieu une convection profonde intense. La première colonne montre les champs de température, et la seconde colonne ceux de la salinité. La première ligne présente les figures publiées par Yashayaev [2007], la seconde ligne montre les champs moyen du modèle sous des points colorés correspondant aux mesures "brutes" de température et de salinité mesurées le long de la section. La troisième ligne correspond à la différence entre les champs du modèle et ceux des observations. Les panneaux (e.-f.) permettent de visualiser l'ensemble des points d'observations existants. Pour les panneaux (c.) et (b.), moins les points sont visibles, plus la différence entre le modèle et les observations est faible. Les lignes noires représentent les isopycnes 27.800 et 27.905 dans le modèle. Les lignes blanches correspondent aux isolignes propres à chaque champ. Les abréviations des masses d'eau sont les mêmes que celles de la Fig. 3.5.	55

3.7	Anomalies de température (°C) et de salinité (PSU) moyennes sur les 100 premiers mètres de profondeur par rapport à la moyenne à long-terme le long des sections AR7W (a. et c.) et OVIDE (b. et d.). La moyenne à long-terme correspond au champ moyens sur l'ensemble de la période couverte par les données, soit de 1992 à 2015 pour la section AR7W et de 2002 à 2012 pour OVIDE. Les lignes et points (resp., carrés) indiquent la valeurs des anomalies moyennes et l'ombre colorée donne l'étendue de l'écart-type du modèle (resp., des observations). À OVIDE, l'écart-type n'est pas montré pour donner plus de visibilité aux anomalies. Les écart-types du modèle pour la température et la salinité sont de $\pm 3.9^{\circ}\text{C}$ et 0.5 PSU, et de $\pm 4.3^{\circ}\text{C}$ et ± 0.7 PSU pour les observations. Ils sont supérieurs à l'amplitude des anomalies.	56
3.8	Évolution saisonnière de la MLD moyenne et temporelle de la profondeur maximale de la couche de mélange (MLD maximale) en mer du Labrador à partir des observations de la réanalyse du WOA (a., en orange) ainsi que de Yashayaev and Loder [2016] (b., en orange), et du modèle (en bleu). La définition de la MLD est la même pour le modèle et les observations, c'est-à-dire basée sur une différence de 0.01 kg.m^{-3} par rapport à la surface. Les moyennes mensuelles présentées dans le panneau a. couvrent les années de 1981 à 2010.	57
3.9	Bais moyen de PO4, NO3 et DSi de surface entre 1981 et 2010 dans le modèle comparé aux données WOA18. (colonne gauche) Concentrations moyennes de PO4 (a.), de NO3 (d.) et de DSi (g.) à la surface entre 1981 et 2010 dans le modèle, (colonne centrale) idem pour le jeu de données. (colonne droite) Différences moyennes entre le modèle et les observations. Les champs du modèle ont été regrillés sur la grille du WOA18 qui a une résolution de l'ordre du degré. Les pointillés indiquent les zones où les observations sont absentes, et où le champ du WOA montre le résultat d'une interpolation entre les données existantes.	59
3.10	Concentrations en PO4, NO3 et DSi mesurées et simulées le long de la section OVIDE en 2002. En ligne sont organisées les concentrations moyennes en nutriments (PO4, NO3 et DSi) du modèle (première colonne) et des observations (deuxième colonne), ainsi que la différence entre les champs du modèle et ceux des observations.	60
3.11	Concentrations en NO3, PO4 et DSi mesurées et simulées le long de la section AR07W en 1994. À chaque nutriment disposé en lignes, correspond la présentation de sa concentration moyenne (première colonne) et de la différence entre la concentration simulée et observée (deuxième colonne). Les panneaux de la première colonne montrent le champ correspondant au modèle en fond, et celui des observations par des points.	61
3.12	Anomalies de NO3, PO4 et DSi (μM) des 100 premiers mètres de profondeur par rapport à la moyenne long-terme le long des sections AR7W (première colonne) et OVIDE (seconde colonne). La moyenne long-terme correspond au champs moyen sur l'ensemble de la période couverte par les données, soit de 1992 à 2015 à AR7W, et de 2002 à 2012 à OVIDE. Les lignes et les points (resp., carrés) indiquent la valeurs des anomalies moyennes. L'ombre colorée donne l'étendue de l'écart-type du modèle (resp., des observations). À OVIDE, l'écart-type n'est pas montré pour donner plus de visibilité aux anomalies. Les écart-types du modèle pour le NO3, le PO4 et la DSi sont respectivement de $\pm 2.59 \mu\text{M}$, de $\pm 0.18 \mu\text{M}$, et de $0.85 \mu\text{M}$. Ceux des observations sont égales à $\pm 4.34 \mu\text{M}$, $\pm 0.28 \mu\text{M}$ et $\pm 1.94 \mu\text{M}$, respectivement pour le NO3, le PO4 et la DSi.	62
3.13	Transport de volume d'eau le long de la section OVIDE dans le modèle et d'après Daniault et al. [2016]. Les transports moyens cumulés d'ouest en est le long de la section OVIDE dans le modèle (bleu), et d'après les observations (orange) se trouve dans la partie supérieure de la figure. La gamme des valeurs atteintes entre 2002 et 2012 est représentée par les zones colorées qui les entourent. Dans la partie inférieure de la figure, et associés à l'axe de droite, se trouvent les profils bathymétriques du modèle (bleu) et associés aux observations (gris).	64

3.14	Concentration de DSI à une densité potentielle égale à $27.90 \pm 0.5 \text{ kg.m}^{-3}$ dans le modèle en moyenne en 2015.	66
6.1	Représentation schématique des impacts d'un indice de NAO négatif sur les processus physiques impliqués dans l'approvisionnement du Gyre Subpolaire en nutriments. L'ensemble des impacts représentés ont été identifié dans le modèle. Les processus physiques qui constituent le facteur dominant de la variabilité locale (i.e. région indiquée par les points au bout des lignes) des concentrations en nutriments sont représentés en rouge. Les autres processus (en gris) participent soit aux anomalies de concentrations en nutriments, soit sont négligeables.	146

Liste des tableaux

2.1	Paramètres des équations du modèle PISCES adapté de Aumont et al. [2015]	42
2.2	Liste des apports externes à PISCES adaptée de Aumont et al. [2015]	44
2.3	Liste des caractéristiques de l'initialisation du modèle.	44
2.4	Descriptions des données issues d'observations. (*) fait référence au critère de calcul de la MLD basé sur une différence de densité par rapport à la surface de 0.01 kg/m ³	48
3.1	Descriptions statistiques des concentrations en macro-nutriments issues du modèle et des observations le long de la section AR7W et sur toute la profondeur. Unité en μM	60
3.2	Transports de volume et de nutriments simulés et calculés à partir d'observations le long des sections OVIDE, OSNAP et à travers le détroit de Davis. L'ensemble des données issues des observations sont comparées aux transports équivalents du modèle, i.e. le transport est calculé sur la même section et sur une moyenne de(s) mois et de l'année d'échantillonnage. À OVIDE, les transports nets de volume et de nutriments ont été calculés en intégrant les transports calculés le long de la section par Daniault et al. (2016) et Fontela et al. (2019).	65
A.1	Résumé des études utilisant un indice de Gyre.	155

Références

- Y. Aksenov, M. Karcher, A. Proshutinsky, R. Gerdes, B. d. Cuevas, E. Golubeva, F. Kauker, A. T. Nguyen, G. A. Platov, M. Wadley, E. Watanabe, A. C. Coward, and A. J. G. Nurser. Arctic pathways of Pacific Water : Arctic Ocean Model Intercomparison experiments. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(1) :27–59, 2016. ISSN 2169-9291. doi : 10.1002/2015JC011299. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015JC011299>. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2015JC011299>.
- M. H. Ambaum, B. J. Hoskins, and D. B. Stephenson. Arctic oscillation or north atlantic oscillation? *Journal of Climate*, 14(16) :3495–3507, 2001.
- O. Aumont, C. Ethé, A. Tagliabue, L. Bopp, and M. Gehlen. PISCES-v2 : an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. *Geoscientific Model Development*, 8(8) :2465–2513, Aug. 2015. ISSN 1991-9603. doi : 10.5194/gmd-8-2465-2015. URL <https://gmd.copernicus.org/articles/8/2465/2015/>.
- S. Bacon, W. J. Gould, and Y. Jia. Open-ocean convection in the iringinger sea. *Geophysical research letters*, 30(5), 2003.
- B. Barnier, L. Brodeau, J. Le Sommer, J.-M. Molines, T. Penduff, S. Theetten, A.-M. Treguier, G. Madec, A. Biastoch, C. W. Böning, et al. Eddy-permitting ocean circulation hindcasts of past decades. *Clivar Exchanges*, 42(12 (3)) : 8–10, 2007.
- N. Barrier, J. Deshayes, A.-M. Treguier, and C. Cassou. Heat budget in the north atlantic subpolar gyre : Impacts of atmospheric weather regimes on the 1995 warming event. *Progress in Oceanography*, 130 :75–90, 2015.
- G. Beaugrand. Reorganization of North Atlantic Marine Copepod Biodiversity and Climate. *Science*, 296(5573) : 1692–1694, May 2002. ISSN 00368075, 10959203. doi : 10.1126/science.1071329. URL <https://www.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/science.1071329>.
- M. J. Behrenfeld. Abandoning sverdrup’s critical depth hypothesis on phytoplankton blooms. *Ecology*, 91(4) : 977–989, 2010.
- M. Bersch. North Atlantic Oscillation–induced changes of the upper layer circulation in the northern North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 107(C10) :3156, 2002. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2001JC000901. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2001JC000901>.
- B. Berx and M. Payne. The sub-polar gyre index—a community data set for application in fisheries and environment research. *Earth System Science Data*, 9(1) :259–266, 2017.
- S. Biri and B. Klein. North Atlantic Sub-Polar Gyre Climate Index : A New Approach. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 124(6) :4222–4237, June 2019. ISSN 2169-9275, 2169-9291. doi : 10.1029/2018JC014822. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JC014822>.
- E. Bliss and G. Walker. World weather v : some applications to seasonal foreshadowing. *Memoirs of the Royal Metereological Society*, 4 :53–84, 1932.
- L. Bopp, O. Aumont, P. Cadule, S. Alvain, and M. Gehlen. Response of diatoms distribution to global warming and potential implications : A global model study. *Geophysical Research Letters*, 32(19), 2005.

- L. Bopp, L. Resplandy, J. C. Orr, S. C. Doney, J. P. Dunne, M. Gehlen, P. Halloran, C. Heinze, T. Ilyina, R. Séférian, J. Tjiputra, and M. Vichi. Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century : projections with CMIP5 models. *Biogeosciences*, 10(10) :6225–6245, Oct. 2013. ISSN 1726-4189. doi : 10.5194/bg-10-6225-2013. URL <https://bg.copernicus.org/articles/10/6225/2013/>.
- O. Boucher, J. Servonnat, A. L. Albright, O. Aumont, Y. Balkanski, V. Bastrikov, S. Bekki, R. Bonnet, S. Bony, L. Bopp, et al. Presentation and evaluation of the ipsl-cm6a-lr climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(7) :e2019MS002010, 2020.
- J. Boussinesq. *Essai sur la théorie des eaux courantes*. Impr. nationale, 1877.
- P. W. Boyd, S. Sundby, and H.-O. Pörtner. Cross-chapter box on net primary production in the ocean. In *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A : Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*, pages 133–136. Cambridge University Press, 2014.
- T. P. Boyer, H. E. García, R. A. Locarnini, M. M. Zweng, A. V. Mishonov, J. R. Reagan, K. A. Weathers, O. K. Baranova, C. R. Paver, D. Seidov, et al. World ocean atlas. 2018.
- N. Brion, W. Baeyens, S. De Galan, M. Elskens, and R. W. Laane. The north sea : source or sink for nitrogen and phosphorus to the atlantic ocean? *Biogeochemistry*, 68(3) :277–296, 2004.
- L. Brodeau and T. Koenigk. Extinction of the northern oceanic deep convection in an ensemble of climate model simulations of the 20th and 21st centuries. *Climate Dynamics*, 46(9-10) :2863–2882, May 2016. ISSN 0930-7575, 1432-0894. doi : 10.1007/s00382-015-2736-5. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-015-2736-5>.
- V. Caínzos, A. Hernández-Guerra, R. Farneti, M. D. Pérez-Hernández, and L. D. Talley. Mass, heat, and freshwater transport from transoceanic sections in the atlantic ocean at 30° s and 24.5° n : Single sections versus box models? *Geophysical Research Letters*, 50(11) :e2023GL103412, 2023.
- L. I. Carracedo, H. Mercier, E. McDonagh, G. Rosón, R. Sanders, C. M. Moore, S. Torres-Valdés, P. Brown, P. Lherminier, and F. F. Pérez. Counteracting Contributions of the Upper and Lower Meridional Overturning Limbs to the North Atlantic Nutrient Budgets : Enhanced Imbalance in 2010. *Global Biogeochemical Cycles*, 35(6), June 2021. ISSN 0886-6236, 1944-9224. doi : 10.1029/2020GB006898. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2020GB006898>.
- C. Cassou. l'oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, page 12, 2004.
- V. Caínzos, A. Hernández-Guerra, G. D. McCarthy, E. L. McDonagh, M. Cubas Armas, and M. D. Pérez-Hernández. Thirty Years of GOSHIP and WOCE Data : Atlantic Overturning of Mass, Heat, and Freshwater Transport. *Geophysical Research Letters*, 49(4), Feb. 2022. ISSN 0094-8276, 1944-8007. doi : 10.1029/2021GL096527. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2021GL096527>.
- G. C. Chang and T. D. Dickey. Interdisciplinary sampling strategies for detection and characterization of harmful algal blooms. *op. cit., this volume*, 2007.
- J. Chanut, B. Barnier, W. Large, L. Debreu, T. Penduff, J. M. Molines, and P. Mathiot. Mesoscale Eddies in the Labrador Sea and Their Contribution to Convection and Restratification. *Journal of Physical Oceanography*, 38(8) :1617–1643, Aug. 2008. ISSN 1520-0485, 0022-3670. doi : 10.1175/2008JPO3485.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2008JPO3485.1>.

- A. H. Chaudhuri, A. Gangopadhyay, and J. J. Bisagni. Contrasting response of the eastern and western north atlantic circulation to an episodic climate event. *Journal of Physical Oceanography*, 41(9) :1630–1638, 2011.
- M. Clark, R. Marsh, and J. Harle. Weakening and warming of the European Slope Current since the late 1990s attributed to basin-scale density changes. *Ocean Science*, 18(2) :549–564, May 2022. ISSN 1812-0792. doi : 10.5194/os-18-549-2022. URL <https://os.copernicus.org/articles/18/549/2022/>.
- P. Courtois, X. Hu, C. Pennelly, P. Spence, and P. G. Myers. Mixed layer depth calculation in deep convection regions in ocean numerical models. *Ocean Modelling*, 120 :60–78, Dec. 2017. ISSN 14635003. doi : 10.1016/j.ocemod.2017.10.007. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S146350031730152X>.
- B. Curry, C. M. Lee, B. Petrie, R. E. Moritz, and R. Kwok. Multiyear Volume, Liquid Freshwater, and Sea Ice Transports through Davis Strait, 2004–10*. *Journal of Physical Oceanography*, 44(4) :1244–1266, Apr. 2014. ISSN 0022-3670, 1520-0485. doi : 10.1175/JPO-D-13-0177.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JPO-D-13-0177.1>.
- B. Cushman-Roisin. Subduction. *Dynamics of the oceanic surface mixed layer*, pages 181–196, 1987.
- N. Danialt, H. Mercier, P. Lherminier, A. Sarafanov, A. Falina, P. Zunino, F. F. Pérez, A. F. Ríos, B. Ferron, T. Huck, V. Thierry, and S. Gladyshev. The northern North Atlantic Ocean mean circulation in the early 21st century. *Progress in Oceanography*, 146 :142–158, Aug. 2016. ISSN 00796611. doi : 10.1016/j.pocean.2016.06.007. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661116300659>.
- M. F. de Jong and L. de Steur. Strong winter cooling over the iringinger sea in winter 2014–2015, exceptional deep convection, and the emergence of anomalously low sst. *Geophysical Research Letters*, 43(13) :7106–7113, 2016.
- M. F. de Jong, H. M. van Aken, K. Våge, and R. S. Pickart. Convective mixing in the central iringinger sea : 2002–2010. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 63 :36–51, 2012.
- M. Delaney. Phosphorus accumulation in marine sediments and the oceanic phosphorus cycle. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4) :563–572, 1998.
- D. Desbruyères, L. Chafik, and G. Maze. A shift in the ocean circulation has warmed the subpolar north atlantic ocean since 2016. *Communications Earth & Environment*, 2(1) :48, 2021.
- T. D. Dickey. Emerging ocean observations for interdisciplinary data assimilation systems. *Journal of Marine Systems*, 40 :5–48, 2003.
- K. M. Donald, D. J. Scanlan, N. G. Carr, N. H. Mann, and I. Joint. Comparative phosphorus nutrition of the marine cyanobacterium *synechococcus wh7803* and the marine diatom *thalassiosira weissflogii*. *Journal of plankton research*, 19(12) :1793–1813, 1997.
- M. R. Droop. 25 years of algal growth kinetics a personal view. 1983.
- R. Dussin, B. Barnier, L. Brodeau, and J. M. Molines. Drakkar forcing set dfs5. *MyOcean Report*, 2016.
- W. Emery. Water Types And Water Masses. In *Encyclopedia of Ocean Sciences*, pages 3179–3187. Elsevier, 2001. ISBN 978-0-12-227430-5. doi : 10.1006/rwos.2001.0108. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B012227430X001082>.
- R. W. Eppley. Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fish. bull.*, 70(4) :1063–1085, 1972.

- S. B. Feldstein and C. Franzke. Are the north atlantic oscillation and the northern annular mode distinguishable? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(11) :2915–2930, 2006.
- T. Fichefet and M. M. Maqueda. Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 102(C6) :12609–12646, 1997.
- P. Fisk and P. Jonathan. Chapter 15 - a new approach to the prediction of diffusion coefficients. In R. Compton and G. Hancock, editors, *Applications of Kinetic Modelling*, volume 37 of *Comprehensive Chemical Kinetics*, pages 543–571. Elsevier, 1999. doi : [https://doi.org/10.1016/S0069-8040\(99\)80020-X](https://doi.org/10.1016/S0069-8040(99)80020-X). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S006980409980020X>.
- M. Fontela, H. Mercier, and F. F. Pérez. Long-term integrated biogeochemical budget driven by circulation in the eastern subpolar North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 173 :51–65, Apr. 2019. ISSN 00796611. doi : 10.1016/j.pocean.2019.02.004. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661118302660>.
- N. P. Foukal and M. S. Lozier. Assessing variability in the size and strength of the North Atlantic subpolar gyre. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 122(8) :6295–6308, Aug. 2017. ISSN 2169-9275, 2169-9291. doi : 10.1002/2017JC012798. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2017JC012798>.
- A. D. Fox, A. Biastoch, S. A. Cunningham, N. Fraser, P. Handmann, N. P. Holliday, C. Johnson, T. Martin, M. Oltmanns, W. Rath, S. Rühls, A. Sanchez-Franks, and C. Schmidt. Exceptional freshening and cooling in the eastern subpolar North Atlantic caused by reduced Labrador Sea surface heat loss. preprint, All Depths/Numerical Models/Deep Seas : North Atlantic/Gyres/Oceans and climate, Apr. 2022a. URL <https://os.copernicus.org/preprints/os-2022-18/>.
- A. D. Fox, P. Handmann, C. Schmidt, N. Fraser, S. Rühls, A. Sanchez-Franks, T. Martin, M. Oltmanns, C. Johnson, W. Rath, et al. Exceptional freshening and cooling in the eastern subpolar north atlantic caused by reduced labrador sea surface heat loss. *Ocean Science*, 18(5) :1507–1533, 2022b.
- H. Garcia, R. Locarnini, T. Boyer, J. Antonov, M. Zweng, O. Baranova, and D. Johnson. World ocean database 2009, vol 4 : nutrients (phosphate, nitrate, silicate). *US government printing office, Washington, DC*, 2009.
- P. R. Gent and J. C. McWilliams. Isopycnal mixing in ocean circulation models. *Journal of Physical Oceanography*, 20(1) :150–155, 1990.
- T. L. Group. The labrador sea deep convection experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79 (10) :2033–2058, 1998.
- N. Gruber. The dynamics of the marine nitrogen cycle and its influence on atmospheric co₂ variations. In *The ocean carbon cycle and climate*, pages 97–148. Springer, 2004.
- S. Hakkinen and P. B. Rhines. Shifting surface currents in the northern North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 114(C4) :C04005, Apr. 2009. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2008JC004883. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2008JC004883>.
- S. Häkkinen, P. B. Rhines, and D. L. Worthen. Atmospheric blocking and atlantic multidecadal ocean variability. *Science*, 334(6056) :655–659, 2011.

- M. E. Hamouda, C. Pasquero, and E. Tziperman. Decoupling of the Arctic Oscillation and North Atlantic Oscillation in a warmer climate. *Nature Climate Change*, 11(2) :137–142, Feb. 2021. ISSN 1758-678X, 1758-6798. doi : 10.1038/s41558-020-00966-8. URL <http://www.nature.com/articles/s41558-020-00966-8>.
- G. Han, N. Chen, and Z. Ma. Is there a north-south phase shift in the surface labrador current transport on the interannual-to-decadal scale? *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(1) :276–287, 2014.
- W. G. Harrison and W. K. Li. Phytoplankton growth and regulation in the labrador sea : light and nutrient limitation. *Journal of Northwest Atlantic Fishery Science*, 39, 2007.
- H. Hatun. Influence of the Atlantic Subpolar Gyre on the Thermohaline Circulation. *Science*, 309(5742) : 1841–1844, Sept. 2005. ISSN 0036-8075, 1095-9203. doi : 10.1126/science.1114777. URL <https://www.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/science.1114777>.
- H. Hátún, M. R. Payne, and J. A. Jacobsen. The north atlantic subpolar gyre regulates the spawning distribution of blue whiting (micromesistius poutassou). *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 66(5) :759–770, 2009.
- R. E. Hecky and P. Kilham. Nutrient limitation of phytoplankton in freshwater and marine environments : A review of recent evidence on the effects of enrichment1 : Nutrient enrichment. *Limnology and Oceanography*, 33(4part2) :796–822, July 1988. ISSN 00243590. doi : 10.4319/lo.1988.33.4part2.0796. URL <http://doi.wiley.com/10.4319/lo.1988.33.4part2.0796>.
- N. P. Holliday, M. Bersch, B. Berx, L. Chafik, S. Cunningham, C. Florindo-López, H. Hátún, W. Johns, S. A. Josey, K. M. H. Larsen, S. Mulet, M. Oltmanns, G. Reverdin, T. Rossby, V. Thierry, H. Valdimarsson, and I. Yashayaev. Ocean circulation causes the largest freshening event for 120 years in eastern subpolar North Atlantic. *Nature Communications*, 11(1) :585, Dec. 2020. ISSN 2041-1723. doi : 10.1038/s41467-020-14474-y. URL <http://www.nature.com/articles/s41467-020-14474-y>.
- S. L. Hughes, N. P. Holliday, F. Gaillard, and I. W. G. on Oceanic Hydrography. Variability in the ices/nafo region between 1950 and 2009 : observations from the ices report on ocean climate. *ICES Journal of Marine Science*, 69(5) :706–719, 2012.
- J. W. Hurrell. Decadal trends in the north atlantic oscillation : Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224) :676–679, 1995.
- J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck. An overview of the north atlantic oscillation. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134 :1–36, 2003.
- H. Hátún and L. Chafik. On the Recent Ambiguity of the North Atlantic Subpolar Gyre Index. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 123(8) :5072–5076, Aug. 2018. ISSN 2169-9275, 2169-9291. doi : 10.1029/2018JC014101. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2018JC014101>.
- H. Hátún, M. Payne, G. Beaugrand, P. Reid, A. Sandø, H. Drange, B. Hansen, J. Jacobsen, and D. Bloch. Large bio-geographical shifts in the north-eastern Atlantic Ocean : From the subpolar gyre, via plankton, to blue whiting and pilot whales. *Progress in Oceanography*, 80(3-4) :149–162, Mar. 2009. ISSN 00796611. doi : 10.1016/j.pocean.2009.03.001. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661109000135>.
- H. Hátún, K. Lohmann, D. Matei, J. Jungclaus, S. Pacariz, M. Bersch, A. Gislason, J. Ólafsson, and P. Reid. An inflated subpolar gyre blows life toward the northeastern Atlantic. *Progress in Oceanography*, 147 :49–66, Sept.

2016. ISSN 00796611. doi : 10.1016/j.pocean.2016.07.009. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S007966111630129X>.
- H. Hátún, K. Azetsu-Scott, R. Somavilla, F. Rey, C. Johnson, M. Mathis, U. Mikolajewicz, P. Coupel, J.-E. Tremblay, S. Hartman, S. V. Pacariz, I. Salter, and J. Ólafsson. The subpolar gyre regulates silicate concentrations in the North Atlantic. *Scientific Reports*, 7(1) :14576, Dec. 2017. ISSN 2045-2322. doi : 10.1038/s41598-017-14837-4. URL <http://www.nature.com/articles/s41598-017-14837-4>.
- S. Häkkinen and P. B. Rhines. Decline of Subpolar North Atlantic Circulation During the 1990s. *Science*, 304 (5670) :555–559, Apr. 2004. ISSN 0036-8075, 1095-9203. doi : 10.1126/science.1094917. URL <https://www.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/science.1094917>.
- S. Häkkinen, P. B. Rhines, and D. L. Worthen. Warm and saline events embedded in the meridional circulation of the northern North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 116(C3) :C03006, Mar. 2011. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2010JC006275. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2010JC006275>.
- P. Karleskind, M. Lévy, and L. Mémerly. Subduction of carbon, nitrogen, and oxygen in the northeast atlantic. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C2), 2011.
- S. J. Kelly, A. Proshutinsky, E. K. Popova, Y. K. Aksenov, and A. Yool. On the Origin of Water Masses in the Beaufort Gyre. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 124(7) :4696–4709, July 2019. ISSN 2169-9275, 2169-9291. doi : 10.1029/2019JC015022. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019JC015022>.
- J. T. Kirk. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge university press, 1994.
- A. Körtzinger, J. I. Hedges, and P. D. Quay. Redfield ratios revisited : Removing the biasing effect of anthropogenic CO_2 . *Limnology and Oceanography*, 46(4) :964–970, 2001.
- L. Kwiatkowski, J. Naar, L. Bopp, O. Aumont, D. Defrance, and D. Couespel. Decline in Atlantic Primary Production Accelerated by Greenland Ice Sheet Melt. *Geophysical Research Letters*, 46(20) :11347–11357, Oct. 2019. ISSN 0094-8276, 1944-8007. doi : 10.1029/2019GL085267. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019GL085267>.
- S. K. Lauvset, R. M. Key, A. Olsen, S. Van Heuven, A. Velo, X. Lin, C. Schirnick, A. Kozyr, T. Tanhua, M. Hoppema, et al. A new global interior ocean mapped climatology : The 1×1 glodap version 2. *Earth System Science Data*, 8(2) :325–340, 2016.
- J. Lazier, R. Hendry, A. Clarke, I. Yashayaev, and P. Rhines. Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 49(10) :1819–1835, Oct. 2002. ISSN 09670637. doi : 10.1016/S0967-0637(02)00064-X. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S096706370200064X>.
- C. M. Lee, B. Petrie, J. I. Gobat, V. Soukhovtsev, J. Abriel, K. V. Thiel, and M. Scotney. An Observational Array for High-Resolution, Year-Round Measurements of Volume, Freshwater, and Ice Flux Variability in Davis Strait : Cruise Report for R/V Knorr 179-05, 22 September–4 October 2004. page 59.
- T. M. Lenton, H. Held, E. Kriegler, J. W. Hall, W. Lucht, S. Rahmstorf, and H. J. Schellnhuber. Tipping elements in the earth's climate system. *Proceedings of the national Academy of Sciences*, 105(6) :1786–1793, 2008.

- M. Levy, L. Bopp, P. Karleskind, L. Resplandy, C. Ethe, and F. Pinsard. Physical pathways for carbon transfers between the surface mixed layer and the ocean interior : PHYSICAL CARBON FLUXES. *Global Biogeochemical Cycles*, 27(4) :1001–1012, Dec. 2013. ISSN 08866236. doi : 10.1002/gbc.20092. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/gbc.20092>.
- P. Lherminier, H. Mercier, C. Gourcuff, M. Alvarez, S. Bacon, and C. Kermabon. Transports across the 2002 greenland-portugal ovide section and comparison with 1997. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 112 (C7), 2007.
- R. Locarnini, A. Mishonov, J. Antonov, T. Boyer, H. Garcia, O. Baranova, M. Zweng, C. Paver, J. Reagan, D. Johnson, et al. World ocean atlas 2013, volume 1 : Temperature, edited by : Levitus, s. A. *Mishonov Technical Ed., NOAA Atlas NESDIS*, 73 :40, 2013.
- K. Lohmann, H. Drange, and M. Bentsen. A possible mechanism for the strong weakening of the North Atlantic subpolar gyre in the mid-1990s : MECHANISM WEAKENING NASPG MID-1990S. *Geophysical Research Letters*, 36(15) :n/a–n/a, Aug. 2009a. ISSN 00948276. doi : 10.1029/2009GL039166. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2009GL039166>.
- K. Lohmann, H. Drange, and M. Bentsen. Response of the North Atlantic subpolar gyre to persistent North Atlantic oscillation like forcing. *Climate Dynamics*, 32(2-3) :273–285, Feb. 2009b. ISSN 0930-7575, 1432-0894. doi : 10.1007/s00382-008-0467-6. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-008-0467-6>.
- M. S. Lozier. Overturning in the North Atlantic. *Annual Review of Marine Science*, 4(1) :291–315, Jan. 2012. ISSN 1941-1405, 1941-0611. doi : 10.1146/annurev-marine-120710-100740. URL <http://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev-marine-120710-100740>.
- M. S. Lozier, F. Li, S. Bacon, F. Bahr, A. S. Bower, S. A. Cunningham, and M. F. de. Title : A sea change in our view of overturning– first results from the Overturning in the Subpolar North Atlantic Program. page 37, 2019.
- W. Ludwig, J.-L. Probst, and S. Kempe. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(1) :23–41, 1996.
- T. Lurton, Y. Balkanski, V. Bastrikov, S. Bekki, L. Bopp, P. Braconnot, P. Brockmann, P. Cadule, C. Contoux, A. Cozic, et al. Implementation of the cmip6 forcing data in the ipsl-cm6a-lr model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(4) :e2019MS001940, 2020.
- G. Madec and M. Imbard. A global ocean mesh to overcome the north pole singularity. *Climate Dynamics*, 12 : 381–388, 1996.
- G. Madec, P. Delecluse, M. Imbard, and C. Levy. Ocean general circulation model reference manual. *Note du Pôle de modélisation*, 1998.
- G. Madec, R. Bourdallé-Badie, J. Chanut, E. Clementi, A. Coward, C. Ethé, D. Iovino, D. Lea, C. Lévy, T. Lovato, N. Martin, S. Masson, S. Mocavero, C. Rousset, D. Storkey, S. Müeller, G. Nurser, M. Bell, G. Samson, P. Mathiot, F. Mele, and A. Moulin. Nemo ocean engine, Mar. 2022. URL <https://doi.org/10.5281/zenodo.6334656>.
- J. H. Martin. Glacial-interglacial co2 change : The iron hypothesis. *Paleoceanography*, 5(1) :1–13, 1990.
- E. Mayorga, S. P. Seitzinger, J. A. Harrison, E. Dumont, A. H. Beusen, A. Bouwman, B. M. Fekete, C. Kroeze, and G. Van Drecht. Global nutrient export from watersheds 2 (news 2) : model development and implementation. *Environmental Modelling & Software*, 25(7) :837–853, 2010.

- J. McCarthy. The kinetics of nutrient utilization. *Canadian Bulletin of Fisheries and Aquatic Sciences*, 210 :211–233, 1981.
- D. I. A. McKay, A. Staal, J. F. Abrams, R. Winkelmann, B. Sakschewski, S. Loriani, I. Fetzer, S. E. Cornell, J. Rockström, and T. M. Lenton. Exceeding 1.5°C global warming could trigger multiple climate tipping points. *CLIMATE CHANGE*, page 12, 2022.
- G. A. McKinley, A. L. Ritzer, and N. S. Lovenduski. Mechanisms of northern North Atlantic biomass variability. *Biogeosciences*, 15(20) :6049–6066, Oct. 2018. ISSN 1726-4189. doi : 10.5194/bg-15-6049-2018. URL <https://bg.copernicus.org/articles/15/6049/2018/>.
- F. Mesinger and A. Arakawa. Numerical methods used in atmospheric models. 1976.
- J. Monod. Recherches sur la croissance des cultures bacteriennes. hermann et cie, paris (1942). *Ann. Inst. Pasteur*, 69 :179, 1943.
- C. M. Moore, M. M. Mills, K. R. Arrigo, I. Berman-Frank, L. Bopp, P. W. Boyd, E. D. Galbraith, R. J. Geider, C. Guieu, S. L. Jaccard, T. D. Jickells, J. La Roche, T. M. Lenton, N. M. Mahowald, E. Marañón, I. Marinov, J. K. Moore, T. Nakatsuka, A. Oschlies, M. A. Saito, T. F. Thingstad, A. Tsuda, and O. Ulloa. Processes and patterns of oceanic nutrient limitation. *Nature Geoscience*, 6(9) :701–710, Sept. 2013. ISSN 1752-0894, 1752-0908. doi : 10.1038/ngeo1765. URL <http://www.nature.com/articles/ngeo1765>.
- R. Moreau. *L'air et l'eau*. EDP sciences, 2013.
- A. Morel. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case i waters). *Journal of geophysical research : oceans*, 93(C9) :10749–10768, 1988.
- F. Morel, A. Milligan, and M. Saito. Marine bioinorganic chemistry : The. *The oceans and marine geochemistry*, 6 :113, 2006.
- F. Nansen. Das bodenwasser und die abkühlung des meeres. *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*, 5(1) :1–42, 1912.
- J. Ólafsson. Winter mixed layer nutrients in the irminger and iceland seas. In *ICES Marine Science Symposia*, volume 219, pages 329–332, 2003.
- A. Olsen, R. M. Key, S. Van Heuven, S. K. Lauvset, A. Velo, X. Lin, C. Schirnick, A. Kozyr, T. Tanhua, M. Hoppema, et al. The global ocean data analysis project version 2 (glodapv2)—an internally consistent data product for the world ocean. *Earth System Science Data*, 8(2) :297–323, 2016.
- J. B. Palter, M. S. Lozier, and R. T. Barber. The effect of advection on the nutrient reservoir in the north atlantic subtropical gyre. *Nature*, 437(7059) :687–692, 2005.
- A. Paytan and K. McLaughlin. The oceanic phosphorus cycle. *Chemical reviews*, 107(2) :563–576, 2007.
- P. Pepin, G. L. Maillet, D. Lavoie, C. Johnson, J. C. Galbraith, and A. van der Baaren. 10 temporal trends in nutrient concentrations in the northwest atlantic basin. 2013.
- M. Perry. Phosphate utilization by an oceanic diatom in phosphorus-limited chemostat culture and in the oligotrophic waters of the central north pacific 1. *Limnology and oceanography*, 21(1) :88–107, 1976.
- R. S. Pickart, M. A. Spall, M. H. Ribergaard, G. K. Moore, and R. F. Milliff. Deep convection in the irminger sea forced by the greenland tip jet. *Nature*, 424(6945) :152–156, 2003.

- H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, and N. Weyer. The ocean and cryosphere in a changing climate. *IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate*, 1155, 2019.
- M.-I. Pujol, Y. Faugère, G. Taburet, S. Dupuy, C. Pelloquin, M. Ablain, and N. Picot. Duacs dt2014 : the new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years. *Ocean Sci*, 12(5) :1067–1090, 2016.
- B. Quéguiner. *Nutrition minérale des producteurs primaires - Relations fonctionnelles entre les microorganismes et les cycles biogéochimiques marins*. Aix-Marseille Université, Institut Pytheas, 2013.
- S. Rahmstorf and A. Ganopolski. Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model. *Climatic change*, 43(2) :353–367, 1999.
- L. Raimondi, T. Tanhua, K. Azetsu-Scott, I. Yashayaev, and D. Wallace. A 30 -Year Time Series of Transient Tracer-Based Estimates of Anthropogenic Carbon in the Central Labrador Sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 126(5), May 2021. ISSN 2169-9275, 2169-9291. doi : 10.1029/2020JC017092. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2020JC017092>.
- A. C. Redfield. The biological control of chemical factors in the environment. *American scientist*, 46(3) :230A–221, 1958.
- J. Rogers and M. McHugh. On the separability of the north atlantic oscillation and arctic oscillation. *Climate Dynamics*, 19 :599–608, 2002.
- C. Rousseaux and W. Gregg. Interannual Variation in Phytoplankton Primary Production at A Global Scale. *Remote Sensing*, 6(1) :1–19, Dec. 2013. ISSN 2072-4292. doi : 10.3390/rs6010001. URL <http://www.mdpi.com/2072-4292/6/1/1>.
- J. L. Sarmiento. *Ocean biogeochemical dynamics*. Princeton university press, 2006.
- G. Sgubin, D. Swingedouw, S. Drijfhout, Y. Mary, and A. Bennabi. Abrupt cooling over the north atlantic in modern climate models. *Nature Communications*, 8(1) :14375, 2017.
- D. M. Sigman and M. P. Hain. The biological productivity of the ocean. *Nature Education Knowledge*, 3(10) :21, 2012.
- A. Singh, M. Lomas, and N. Bates. Revisiting n₂ fixation in the north atlantic ocean : Significance of deviations from the redfield ratio, atmospheric deposition and climate variability. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 93 :148–158, 2013.
- U. Sommer. Nitrate-and silicate-competition among antarctic phytoplankton. *Marine Biology*, 91 :345–351, 1986.
- R. W. Sterner and D. O. Hessen. ALGAL NUTRIENT LIMITATION AND THE NUTRITION OF AQUATIC HERBIVORES. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 25(1) :1–29, Nov. 1994. ISSN 0066-4162. doi : 10.1146/annurev.es.25.110194.000245. URL <https://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev.es.25.110194.000245>.
- F. Straneo. *Journal of Physical Oceanography*, 36(4) :606–628, Apr. 2006. ISSN 1520-0485, 0022-3670. doi : 10.1175/JPO2875.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JPO2875.1>.
- J. P. Strock and S. Menden-Deuer. Temperature acclimation alters phytoplankton growth and production rates. *Limnology and Oceanography*, 66(3) :740–752, Mar. 2021. ISSN 0024-3590, 1939-5590. doi : 10.1002/lno.11637. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/lno.11637>.

- E. Struyf, A. Smis, S. Van Damme, P. Meire, and D. J. Conley. The global biogeochemical silicon cycle. *Silicon*, 1 : 207–213, 2009.
- D. Swingedouw. AMOC Recent and Future Trends : A Crucial Role for Oceanic Resonance and Greenland Melting? *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 127 :21, 2022.
- T. Takahashi, W. S. Broecker, and S. Langer. Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 90(C4) :6907–6924, 1985.
- T. Tanhua, K. A. Olsson, and E. Jeansson. Formation of Denmark Strait overflow water and its hydro-chemical composition. *Journal of Marine Systems*, 57(3-4) :264–288, 2005.
- J.-E. Tesdal, H. W. Ducklow, J. I. Goes, and I. Yashayaev. Recent nutrient enrichment and high biological productivity in the Labrador Sea is tied to enhanced winter convection. *Progress in Oceanography*, 206 :102848, Aug. 2022. ISSN 00796611. doi : 10.1016/j.pocean.2022.102848. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661122001069>.
- D. W. J. Thompson and J. M. Wallace. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25(9) :1297–1300, May 1998. ISSN 00948276. doi : 10.1029/98GL00950. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/98GL00950>.
- S. Torres-Valdés, T. Tsubouchi, S. Bacon, A. C. Naveira-Garabato, R. Sanders, F. A. McLaughlin, B. Petrie, G. Kattner, K. Azetsu-Scott, and T. E. Whitledge. Export of nutrients from the Arctic Ocean : ARCTIC OCEAN NUTRIENT EXPORTS. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118(4) :1625–1644, Apr. 2013. ISSN 21699275. doi : 10.1002/jgrc.20063. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/jgrc.20063>.
- P. Treguer, D. M. Nelson, A. J. Van Bennekom, D. J. DeMaster, A. Leynaert, and B. Quéguiner. The silica balance in the world ocean : a reestimate. *Science*, 268(5209) :375–379, 1995.
- A.-M. Tréguier. Modélisation numérique pour l’océanographie physique. In *Annales mathématiques Blaise Pascal*, volume 9, pages 345–361, 2002.
- K. E. Trenberth and J. M. Caron. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal of Climate*, 14(16) :3433–3443, 2001.
- P. Van Cappellen. Biomineralization and global biogeochemical cycles. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 54(1) :357–381, 2003.
- M. Vancoppenolle, T. Fichefet, H. Goosse, S. Bouillon, G. Madec, and M. A. M. Maqueda. Simulating the mass balance and salinity of arctic and antarctic sea ice. 1. model description and validation. *Ocean Modelling*, 27 (1-2) :33–53, 2009.
- J. Verron and P. Brasseur. Apports de l’observation satellitaire à l’océanographie. *La Météorologie*, 2017(97) : 62–69, 2017.
- J. M. Wallace. North atlantic oscillation/annular mode : two paradigms—one phenomenon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(564) :791–805, 2000.
- G. Wang and D. Schimel. Climate change, climate modes, and climate impacts. *Annual Review of Environment and Resources*, 28(1) :1–28, 2003.
- Z. Wang, D. Brickman, B. J. Greenan, and I. Yashayaev. An abrupt shift in the Labrador current system in relation to winter NAO events. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(7) :5338–5349, 2016.

- D. B. Whitt. On the Role of the Gulf Stream in the Changing Atlantic Nutrient Circulation During the 21st Century. In T. Nagai, H. Saito, K. Suzuki, and M. Takahashi, editors, *Geophysical Monograph Series*, pages 51–82. Wiley, 1 edition, Apr. 2019. ISBN 978-1-119-42834-3 978-1-119-42842-8. doi : 10.1002/9781119428428.ch4. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/9781119428428.ch4>.
- D. B. Whitt and M. F. Jansen. Slower nutrient stream suppresses Subarctic Atlantic Ocean biological productivity in global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(27) :15504–15510, July 2020. ISSN 0027-8424, 1091-6490. doi : 10.1073/pnas.2000851117. URL <http://www.pnas.org/lookup/doi/10.1073/pnas.2000851117>.
- R. G. Williams, A. J. McLaren, and M. J. Follows. Estimating the convective supply of nitrate and implied variability in export production over the North Atlantic. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(4) :1299–1313, Dec. 2000. ISSN 08866236. doi : 10.1029/2000GB001260. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2000GB001260>.
- R. G. Williams, V. Roussenov, and M. J. Follows. Nutrient streams and their induction into the mixed layer : NUTRIENT STREAMS AND INDUCTION. *Global Biogeochemical Cycles*, 20(1) :n/a–n/a, Mar. 2006. ISSN 08866236. doi : 10.1029/2005GB002586. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GB002586>.
- R. G. Williams, E. McDonagh, V. M. Roussenov, S. Torres-Valdes, B. King, R. Sanders, and D. A. Hansell. Nutrient streams in the North Atlantic : Advective pathways of inorganic and dissolved organic nutrients : NUTRIENT STREAMS IN THE NORTH ATLANTIC. *Global Biogeochemical Cycles*, 25(4) :n/a–n/a, Dec. 2011. ISSN 08866236. doi : 10.1029/2010GB003853. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2010GB003853>.
- C. Wunsch. *The ocean circulation inverse problem*. Cambridge University Press, 1996.
- I. Yashayaev. Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005. *Progress in Oceanography*, 73(3-4) :242–276, May 2007. ISSN 00796611. doi : 10.1016/j.pocean.2007.04.015. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661107000857>.
- I. Yashayaev and J. W. Loder. Enhanced production of Labrador Sea Water in 2008. *Geophysical Research Letters*, 36(1) :L01606, Jan. 2009. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2008GL036162. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2008GL036162>.
- I. Yashayaev and J. W. Loder. Recurrent replenishment of Labrador Sea Water and associated decadal-scale variability : 2015 Convection in Labrador Sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(11) :8095–8114, Nov. 2016. ISSN 21699275. doi : 10.1002/2016JC012046. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2016JC012046>.
- I. Yashayaev and J. W. Loder. Further intensification of deep convection in the Labrador Sea in 2016. *Geophysical Research Letters*, 44(3) :1429–1438, Feb. 2017. ISSN 0094-8276, 1944-8007. doi : 10.1002/2016GL071668. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016GL071668>.
- P. Yeats, S. Ryan, and G. Harrison. Temporal Trends in Nutrient and Oxygen Concentrations in the Labrador Sea and on the Scotian Shelf. *Journal of Geophysical Research*, 111(C6) :C06022, 2006. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2005JC003159. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005JC003159>.
- J. Zhang, W. Weijer, M. Steele, W. Cheng, T. Verma, and M. Veneziani. Labrador Sea freshening linked to Beaufort Gyre freshwater release. *Nature Communications*, 12(1) :1229, Dec. 2021. ISSN 2041-1723. doi : 10.1038/s41467-021-21470-3. URL <http://www.nature.com/articles/s41467-021-21470-3>.

- R. Zhang. Coherent surface-subsurface fingerprint of the Atlantic meridional overturning circulation. *Geophysical Research Letters*, 35(20) :L20705, Oct. 2008. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2008GL035463. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2008GL035463>.
- X. Zhang, B. B. Ward, and D. M. Sigman. Global nitrogen cycle : critical enzymes, organisms, and processes for nitrogen budgets and dynamics. *Chemical reviews*, 120(12) :5308–5351, 2020.
- P. Zunino, M. I. García-Ibáñez, P. Lherminier, H. Mercier, A. F. Ríos, and F. F. Pérez. Variability of the transport of anthropogenic co₂ at the greenland–portugal ovide section : controlling mechanisms. *Biogeosciences*, 11(8) : 2375–2389, 2014.
- S. Østerhus, R. Woodgate, H. Valdimarsson, B. Turrell, L. de Steur, D. Quadfasel, S. M. Olsen, M. Moritz, C. M. Lee, K. M. H. Larsen, S. Jónsson, C. Johnson, K. Jochumsen, B. Hansen, B. Curry, S. Cunningham, and B. Berx. Arctic Mediterranean exchanges : a consistent volume budget and trends in transports from two decades of observations. *Ocean Science*, 15(2) :379–399, Apr. 2019. ISSN 1812-0792. doi : 10.5194/os-15-379-2019. URL <https://os.copernicus.org/articles/15/379/2019/>.