







**Variabilité interannuelle de la contribution du phytoplancton de grande taille à la production primaire totale du nord de la baie de Baffin au cours des étés 2013, 2014 et 2016**

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de la maîtrise en océanographie

en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences

PAR

© **Aude Boivin-Rioux**

**août 2019**

**Composition du jury :**

**Jean-Carlos Montero-Serrano, président du jury, UQAR-ISMER**

**Michel Gosselin, directeur de recherche, UQAR-ISMER**

**Maurice Levasseur, examinateur externe, Université Laval**

Dépôt initial le 26 avril 2019

Dépôt final le 16 août 2019

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI  
Service de la bibliothèque

Avertissement

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

À mes parents et à mon frère,

## AVANT-PROPOS

Ce mémoire traite des variabilités de la production, de la biomasse et des groupes fonctionnels phytoplanctoniques de deux régions du nord de la baie de Baffin durant les étés 2013, 2014 et 2016. L'échantillonnage a été mené dans le cadre des missions estivales ArcticNet se déroulant à bord du brise-glace de recherche NGCC Amundsen. Cette étude permettra de mieux comprendre l'influence des facteurs du milieu, notamment celle de la stratification verticale de la colonne d'eau, sur la structure de taille et sur les groupes fonctionnels de la communauté phytoplanctonique dans ces deux régions. Aussi, les résultats de ce mémoire permettront de parfaire nos connaissances concernant les communautés de phytoplancton arctique et de mettre en lumière l'influence possible des changements climatiques sur celles-ci.

Ce mémoire rédigé sous forme traditionnel est composé d'un résumé en français et en anglais ainsi que d'un chapitre central rédigé en français. Les résultats de mes recherches ont été présentés dans plusieurs conférences nationales et internationales sous forme de présentation orale ou d'affiche, dont la Rencontre scientifique annuelle de Québec-Océan (2016 et 2017), à la Gordon Research Conference on Polar Marine Science (2017), à la Réunion scientifique annuelle d'ArcticNet (2017), au NETCARE Annual Workshop (2017), et au World Conference on Marine Biodiversity (2018).

Les collaborations réalisées au cours de mon projet de maîtrise m'ont permis d'être co-auteur de deux articles scientifiques publiés dans le journal avec comité de lecture *Atmospheric Chemistry and Physics* (Collins et al. 2017; Abbatt et al. 2019). De plus, des collaborations avec le Réseau Québec maritime ainsi qu'avec le projet SECO.Net m'ont permis de participer à la première mission hivernale du programme Odyssée Saint-Laurent

(hiver 2018). Mon expérience à bord des navires de recherche m'a également permis d'enseigner en tant que coordonnatrice de mission dans le cadre des missions d'apprentissage se déroulant à bord du N/R Coriolis II pour le cadre du cours d'Écologie marine du baccalauréat en biologie de l'UQAR (Université du Québec à Rimouski; automne 2017 et 2018).

Des remerciements particuliers s'adressent aux organismes ayant permis le financement de ce projet : le Fonds de recherche du Québec – Nature et technologie, la Fondation W. Garfield Weston (Association universitaire canadiennes d'études nordiques), l'Institut des sciences de la mer de Rimouski, le Programme de formation scientifique dans le Nord (Savoir Polaire Canada), le « Network on Climate and Aerosols: Addressing Key Uncertainties in Remote Canadian Environments (NETCARE) », le Réseau de centres d'excellence ArcticNet (RCE-ArcticNet) ainsi que le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada. Les missions estivales à bord du NGCC Amundsen ont été rendues possibles grâce au RCE-ArcticNet, à Amundsen Science, et à l'équipage du NGCC Amundsen. Le bon déroulement des missions a été rendu possible grâce à la supervision inégalée de Marjolaine Blais et de Joannie Charette lors de la préparation des missions et au cours de l'échantillonnage. Les tâches reliées aux mobilisations et démobilisations ont été allégées grâce à l'aide de Marjolaine Blais, Joannie Charette, Virginie Galindo, François Genin, l'équipe de Jean-Carlos Montero-Serrano et Océane Reignier.

Je tiens également à remercier Claude Belzile, Sylvie Lessard et Mélanie Simard pour l'analyse des échantillons de cytométrie en flux, de taxonomie, et pour l'assistance en laboratoire de manière générale, respectivement; Jean-Éric Tremblay pour avoir fourni les données de nutriments; Pascal Guillot pour le traitement des données CTD; ainsi que Jordan Latour et Alain Caron pour leurs précieux conseils lors des analyses statistiques.

## RÉSUMÉ

En Arctique, la diminution de la couverture et de l'épaisseur de la glace augmentent les échanges océan-atmosphère. D'un côté, l'augmentation des vents et de la période d'éclairement de la colonne d'eau pourraient entraîner une augmentation de la production primaire. D'un autre côté, l'augmentation de la stratification causée par une augmentation des apports en eau douce pourrait limiter les apports en nutriments dans la zone euphotique, favorisant ainsi la croissance des cellules de petite taille et limitant la production primaire. Les eaux du Nord (NOW), considérée comme l'un des sites les plus productifs de l'Arctique, montre une diminution de l'intensité de la floraison printanière, ainsi que de la productivité automnale depuis une vingtaine d'années. La région du détroit de Nares, au nord de NOW, est accessible à l'aide du brise-glace de recherche NGCC Amundsen depuis 2013 et présente une opportunité inédite d'acquisition de données *in situ*. Les objectifs de cette étude étaient (1) de décrire la variabilité de la production, de la biomasse et des groupes fonctionnels phytoplanctoniques de deux régions distinctes du nord de la baie de Baffin durant les étés 2013, 2014 et 2016 et (2) de déterminer l'influence des facteurs du milieu, notamment celle de la stratification verticale de la colonne d'eau, sur la structure de taille et sur les groupes fonctionnels de la communauté phytoplanctonique dans ces deux régions. Le détroit de Nares présentait la biomasse totale la plus élevée et la plus grande contribution des cellules de grande taille ( $\geq 5 \mu\text{m}$  - diatomées), montrant cette région comme étant potentiellement plus productive que NOW en été. Dans les deux régions, une diminution de la contribution des cellules de grande taille à la production primaire totale est observée. L'année 2016 dresse le portrait d'un été arctique peu productif. Ces conditions seraient liées à une floraison hâtive qui pourrait être causée par la modification du couvert de glace et/ou par une augmentation de la stratification. La diminution de la contribution des cellules de grande taille observée dans nos résultats risque d'avoir un impact substantiel sur les exports de carbone du nord de la baie de Baffin.

Mots clés : Changements climatiques, Océan Arctique, Phytoplancton, Production primaire, Biomasse chlorophyllienne, Structure de taille

## ABSTRACT

Air-sea exchanges have been increasing in the Arctic as a result of declining ice cover. On the one hand, intensification of winds as well as higher light penetration in the water column could have a positive impact on primary productivity. On the other hand, intensification of vertical stratification caused by freshwater input from glacier melt could limit the export of nutrients to the euphotic zone. These events could have a negative effect on primary production by allowing smaller cells instead of larger, more productive cells to thrive in newly oligotrophic conditions. The North Water polynya (NOW) has long been considered as one of the largest productivity hotspots in the Arctic. However, this region's spring bloom and fall productivity have been on the decline for twenty years. North of the NOW, Nares Strait has become accessible with the help of the research icebreaker CCGS Amundsen since 2013, providing new insights to northern Baffin Bay's production regime. The objectives of this study were (1) to describe the variability in primary production, biomass and phytoplankton functional types across two contrasted hydrographic regions in northern Baffin Bay during the summers of 2013, 2014 and 2016 and (2) to link observed differences in phytoplankton functional types and community size-structure to environmental factors, such as vertical stratification of the water column, in these two regions. Total biomass and large cell contribution ( $\geq 5 \mu\text{m}$  - diatoms) to both biomass and production was highest in Nares Strait, revealing that this region was potentially more productive than the NOW in summer. However, large cell contribution to primary productivity was on the decline in both regions from 2013 to 2016. Summer 2016 was the least productive year throughout our study. Observed conditions during this campaign could be linked to an earlier spring bloom that could be caused by changing sea-ice dynamics and/or by a more intense stratification regime. A decline in the contribution of large cells to primary production could have increasing impacts on carbon export in northern Baffin Bay.

*Keywords:* Climate change, Arctic Ocean, Phytoplankton, Primary production, Chlorophyll *a* biomass, Size-structure

## TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS .....	v
RÉSUMÉ .....	vii
ABSTRACT.....	viii
TABLE DES MATIÈRES .....	ix
LISTE DES TABLEAUX .....	xi
LISTE DES FIGURES .....	xii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	xiv
LISTE DES SYMBOLES.....	1
CHAPITRE 1 .....	2
1.1 INTRODUCTION .....	2
1.1.1 Rôle du phytoplancton .....	2
1.1.2 Influence des changements climatiques sur l’océan Arctique .....	4
1.1.3 Acquisition des données en Arctique.....	8
1.1.4 La taille des cellules dans un environnement en mutation .....	8
1.2 MÉTHODOLOGIE.....	11
1.2.1 Zone d’étude et échantillonnage .....	11
1.2.2 Analyses en laboratoire.....	14
1.2.2.1 Nutriments.....	14
1.2.2.2 Production, biomasse et composition de la communauté phytoplanctonique .....	14
1.3 RÉSULTATS .....	17
1.3.1 Variables du milieu .....	18

1.3.2	Biomasse et production phytoplanctonique .....	22
1.3.3	Structure et composition de la communauté planctonique.....	27
1.3.4	Influence des variables du milieu sur le phytoplancton .....	30
1.4	DISCUSSION .....	34
1.4.1	Variabilité régionale .....	34
1.4.2	Variabilité annuelle .....	37
1.4.3	Effets des variables du milieu sur la structure en taille .....	39
1.4.4	Effet de l'environnement sur la répartition spatio-temporelle des groupes fonctionnels .....	42
1.5	CONCLUSION .....	46
ANNEXE I .....		52
ANNEXE II.....		53
ANNEXE III .....		54
ANNEXE IV .....		55
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....		57

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Variables physicochimiques (moyenne  $\pm$  erreur-type) mesurées des eaux du Nord (NOW) et détroit de Nares durant les étés 2013, 2014 et 2016 ainsi que les résultats des ANOVAs à deux facteurs (région et année; type III) et des comparaisons multiples (HSD de Tukey où  $A > B$ ). L'abréviation « ns » désigne des différences non-significatives ( $p > 0.05$ ). Glace : Couverture de glace de mer;  $E_{(0-Z_{eu})}$  : Éclairement moyen dans la zone euphotique ( $Z_{eu}$ );  $T_{(0-Z_{eu})}$  : Température moyenne de la  $Z_{eu}$ ;  $T_{(0-Z_m)}$  : Température moyenne de la zone de mélange de surface ( $Z_m$ );  $S_{(0-Z_{eu})}$  : Salinité moyenne dans la  $Z_{eu}$ ;  $S_{(0-Z_m)}$  : Salinité moyenne dans la  $Z_m$ ;  $N^2$  : Fréquence de Brunt-Väisälä; FWI : Contenu en eau douce dans la  $Z_{eu}$ ;  $\Delta\sigma_t$  : Différence de densité entre 80 m et 5 m;  $Z_{SCM}$  : Profondeur du maximum de chlorophylle de subsurface;  $Z_{nit}$  : Profondeur de la nitracline;  $NO_3 + NO_2$  : Nitrate plus nitrite intégré sur la  $Z_{eu}$ ;  $NO_2$  : Nitrite intégré sur la  $Z_{eu}$ ;  $Si(OH)_4$  : Acide silicique (silicium dissous) intégré sur la  $Z_{eu}$ ;  $PO_4$  : Phosphate intégré sur la  $Z_{eu}$ .....20

Tableau 2 : Variables biologiques (moyenne  $\pm$  erreur-type; E.-T.) mesurées dans les eaux du Nord (NOW) et le détroit de Nares durant les étés 2013, 2014 et 2016 ainsi que les résultats des ANOVAs à deux facteurs (région et année; type III) et des comparaisons multiples (HSD de Tukey). L'acronyme « ns » désigne des résultats non-significatifs.  $B_T$  : Biomasse chlorophyllienne totale intégrée sur la zone euphotique ( $Z_{eu}$ );  $B_L$  : Biomasse chlorophyllienne des cellules  $\geq 5 \mu m$  intégrée sur la  $Z_{eu}$ ;  $P_T$  : Production primaire totale intégrée sur la  $Z_{eu}$ ;  $P_L$  : Production primaire des cellules  $\geq 5 \mu m$  intégrée sur la  $Z_{eu}$ ; Pico : Abondance des picoeucaryotes photosynthétiques intégrée dans  $Z_{eu}$ ; Nano : Abondance des nanoeucaryotes photosynthétiques intégrée sur la  $Z_{eu}$ ; Diat : Abondance des diatomées à la profondeur du maximum de chlorophylle de subsurface ( $Z_{SCM}$ ); Dino : Abondance des dinoflagellés à la  $Z_{SCM}$ ; Flag : Abondance des flagellés  $\geq 2 \mu m$  à la  $Z_{SCM}$ .....24

Tableau 3 : Coefficients de corrélation de Spearman entre les variables biologiques et les variables du milieu au cours de cette étude. Les abréviations des variables sont indiquées dans le Tableau 1. Les corrélations significatives ( $p < 0.05$ ) sont en caractères gras. Voir Tableaux 1 et 2 pour la description des abréviations.....31

## LISTE DES FIGURES

- Figure 1 : Représentation simplifiée des courants océaniques principaux (longues flèches mauves et rouges), les entrées (barres épaisses rouges) et les sorties d'eau principales (barres épaisses bleues) et les gyres (flèches circulaires violettes). Figure modifiée de Carmack et al. (2016) ..... 6
- Figure 2 : Carte des stations échantillonnées dans deux régions au nord de la baie de Baffin, les eaux du Nord (NOW) et le détroit de Nares, durant les étés 2013, 2014 et 2016. La ligne horizontale rouge délimite la frontière (détroit de Smith) entre les deux régions étudiées ..... 13
- Figure 3 : Variations spatiales (a-c) de la profondeur de la zone euphotique ( $Z_{eu}$ ), (d-f) de la température de l'eau moyennée dans la  $Z_{eu}$ , et (g-i) du contenu en eau douce dans la  $Z_{eu}$  dans les eaux du Nord et le détroit de Nares durant les étés (a, d, g) 2013, (b, e, h) 2014 et (c, f, i) 2016..... 21
- Figure 4 : Variations de la (a) profondeur de la zone euphotique ( $Z_{eu}$ ), (b) température de l'eau moyennée dans la  $Z_{eu}$ , (c) contenu en eau douce dans la  $Z_{eu}$ , (d)  $NO_2 + NO_3$  intégrée sur la  $Z_{eu}$ , (e)  $Si(OH)_4$  intégrée sur la  $Z_{eu}$  et (f)  $PO_4$  intégrée sur la  $Z_{eu}$  de deux régions (NOW et détroit de Nares) du nord de la baie de Baffin (Arctique canadien) au cours des étés 2013, 2014 et 2016. Les boîtes représentent le 1<sup>er</sup> et le 3<sup>ème</sup> quartile; la ligne au milieu des boîtes représente la médiane du groupe; les points à l'extérieur des boîtes représentent les valeurs extrêmes et les moustaches représentent l'intervalle de confiance à 95% ..... 23
- Figure 5 : Variations spatiales (a-c) de la biomasse chlorophyllienne et (d-f) de la production primaire totale intégrées sur la zone euphotique dans les eaux du Nord et le détroit de Nares durant les étés (a, d) 2013, (b, e) 2014 et (c, f) 2016 ..... 25
- Figure 6 : Variations temporelles de la contribution (a) des grosses cellules ( $\geq 5 \mu m$ ) (a) à la biomasse chlorophyllienne totale ( $B_L:B_T$ ) et (b) à la production primaire totale ( $P_L:P_T$ ) dans les eaux du Nord et le détroit de Nares durant les étés 2013, 2014 et 2016. Voir Fig. 4 pour la lecture des boîtes à moustache ..... 26

Figure 7 : Abondance des pico- ( $\leq 2 \mu\text{m}$ ) et nanoeucaryotes (2-20 $\mu\text{m}$ ) photosynthétiques intégrée sur la zone euphotique dans les eaux du Nord et le détroit de Nares durant les étés 2013, 2014 et 2016. Les valeurs sont la moyenne + l'erreur-type de l'abondance totale .....	28
Figure 8 : Répartition spatiale des trois groupes fonctionnels de phytoplancton dans les eaux du Nord et le détroit de Nares mesurée à la profondeur du maximum de chlorophylle de subsurface durant les étés (a) 2013, (b) 2014 et (c) 2016. Pour obtenir l'abondance totale des cellules phytoplanctoniques ( $10^6 \text{ cellules L}^{-1}$ ), la circonférence indiquée sur la légende doit être multipliée par $2.5 \times 10^6$ .....	29
Figure 9 : Analyse de redondance des groupes fonctionnels de phytoplancton échantillonnés à la profondeur du maximum de chlorophylle de subsurface (diatomées, dinoflagellés et flagellés) contre les variables du milieu, les profondeurs clés, les nutriments intégrés sur la zone euphotique ( $Z_{\text{eu}}$ ) et les variables biologiques intégrées sur la $Z_{\text{eu}}$ dans les eaux du Nord (NOW) et le détroit de Nares durant les étés 2013, 2014 et 2016. Voir Tableaux 1 et 2 pour la description des abréviations .....	33
Figure 10 : Images provenant du satellite MODIS illustrant l'état de la glace lors des dates de fragmentations approximatives du pont de glace de la région des Eaux du Nord pour les trois périodes échantillonnées, soient 2013, 2014 et 2016. Images modifiées de NASA WorldView (2019) .....	45
Figure 11 : Variations verticales la biomasse chlorophyllienne le long de radiales dans les eaux du Nord et le détroit de Nares durant les étés (a) 2013, (b) 2014 et (c) 2016 .....	49

## LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

<b>BL</b>	Biomasse chlorophyllienne des cellules de grande taille ( $\geq 5 \mu\text{m}$ ) intégrée sur la zone euphotique
<b>BT</b>	Biomasse chlorophyllienne totale intégrée sur la zone euphotique
<b>Diat</b>	Diatomées
<b>Dino</b>	Dinoflagellés
<b>E</b>	Éclairement
<b>Flag</b>	Flagellés $\geq 2 \mu\text{m}$
<b>FWI</b>	Contenu en eau douce intégrée sur la zone euphotique
<b>Nano</b>	Abondance des nanoeucaryotes photosynthétiques intégrée sur la zone euphotique
<b>Nares</b>	Détroit de Nares
<b>NOW</b>	Eaux du Nord
<b>Pico</b>	Abondance des picoeucaryotes photosynthétiques intégrée sur la zone euphotique
<b>PL</b>	Production primaire des cellules de grande taille ( $\geq 5 \mu\text{m}$ ) intégrée sur la zone euphotique
<b>PT</b>	Production primaire totale intégrée sur la zone euphotique
<b>S</b>	Salinité

<b>T</b>	Température de l'eau
<b>Z<sub>eu</sub></b>	Profondeur de la zone euphotique
<b>Z<sub>m</sub></b>	Profondeur de la couche de mélange de surface
<b>Z<sub>nit</sub></b>	Profondeur de la nitracline
<b>Z<sub>SCM</sub></b>	Profondeur du maximum de chlorophylle de subsurface



## LISTE DES SYMBOLES

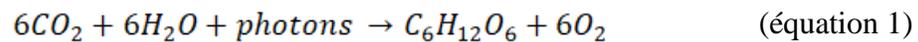
$\Delta\sigma_t$	Différence de densité (sigma-t) entre 80 et 5 m
$N^2$	Fréquence de Brunt-Väisälä
$\text{NO}_3$	Nitrate
$\text{NO}_2$	Nitrite
$\text{Si(OH)}_4$	Acide silicique (silicium dissous)
$\text{PO}_4$	Phosphate
$\text{CO}_2$	Dioxyde de carbone
$\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$	Carbone organique

# CHAPITRE 1

## 1.1 INTRODUCTION

### 1.1.1 Rôle du phytoplancton

Le phytoplancton est un organisme photoautotrophe unicellulaire omniprésent en milieu aquatique. La taille de ces cellules varie entre 0.1 et  $10^6 \mu\text{m}^3$  (Marañon 2015). Le phytoplancton contribue significativement à la production primaire océanique, qui représente à elle-seule environ 50% de la production primaire planétaire (Kirchman 2010). Cette production de biomasse à la base du réseau trophique s'effectue via le processus de photosynthèse, soit la transformation du dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) en carbone organique ( $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$ ) via la captation de l'énergie lumineuse par les chloroplastes contenus dans le phytoplancton (équation 1).



Les nutriments sont également nécessaires au fonctionnement des cellules phytoplanctoniques, et peuvent devenir limitants pour leur croissance, s'ils sont en faibles concentrations par rapport aux besoins des cellules (Redfield et al. 1963). Dans la couche de surface de l'océan, les apports en nutriments dépendent principalement de l'advection, du mélange vertical induit par le vent et la convection, et de la reminéralisation (Kaiser et al. 2011). La lumière est également une ressource limitante pour la production primaire,

alors que l'intensité lumineuse dépend de la saisonnalité, des cycles jour-nuit, de la couverture de glace et de la nébulosité (Kaiser et al. 2011).

La taille du phytoplancton joue un rôle primordial dans l'acquisition de ces deux ressources limitantes, soient la lumière et les nutriments (Marañón 2015). En effet, les cellules de grande taille subissent les conséquences d'un ratio surface-volume plus petit, ce qui augmente l'effet d'auto-ombrage et diminue leur capacité à absorber les nutriments se retrouvant près de leur surface (Kiørboe 1993; Marañón 2015). Conséquemment, la taille des cellules a un impact sur les transferts de biomasse dans le cycle du carbone (Boyd et Newton 1995; Legendre et Gosselin 1989; Marañón 2015; Tremblay et Legendre 1994).

La taille des producteurs primaires a une grande influence sur le devenir de la biomasse produite (Legendre et Gosselin 1989; Tremblay et Legendre 1994). Comme mentionné subséquemment, la taille des cellules phytoplanctoniques est liée au type d'environnement dans lequel celles-ci évoluent (Cushing 1989; Kiørboe 1993; Margalef 1978). Dans un premier temps, le réseau alimentaire herbivore est dominé principalement par des diatomées de grande taille (microphytoplancton;  $\geq 20 \mu\text{m}$ ; Cermeño et al. 2006; Margalef 1978). Dans ces conditions eutrophes, l'azote dissous disponible dans la zone euphotique ( $Z_{\text{eu}}$ ) provient d'apports allochtones (Eppley et Peterson 1979). La dominance des cellules de grande taille permet un transfert efficace de la biomasse vers les organismes pélagiques des niveaux trophiques supérieurs (Cermeño et al. 2006; Eppley et Peterson 1979; Kiørboe 1993). Ce transfert se fait en grande partie par l'intermédiaire du zooplancton métazoaire (ex. copépodes) et vers le benthos sous forme de cellules intactes ou agrégées (De La Rocha et Passow 2007; Eppley et Peterson 1979; Guidi et al. 2009). Ce système permet l'exportation et la séquestration du carbone atmosphérique dans les fonds marins de manière efficace (Cermeño et al. 2006; Eppley et Peterson 1979; Legendre et Gosselin 1989; Legendre et Le Fèvre 1995; Marañón 2015).

Dans un deuxième temps, le réseau microbien est dominé principalement par des cellules de petite taille (ultraphytoplancton;  $0.7\text{-}5 \mu\text{m}$ ; Azam et al. 1983; Kiørboe 1993). Dans ces conditions oligotrophes, l'azote dissous dans la  $Z_{\text{eu}}$  provient de la régénération des

nutriments par l'action des bactéries hétérotrophes et par l'excrétion du zooplancton (autochtone; Eppley et Peterson 1979; Legendre et Le Fèvre 1995). Les petites cellules sont broutées moins efficacement par le zooplancton métazoaire, mais deviennent une source alimentaire avantageuse pour le zooplancton protozoaire, qui domine ce réseau alimentaire (Azam et al. 1983; Legendre et Le Fèvre 1995; Marañón 2015). En ce sens, le carbone est faiblement exporté vers les fonds marins et est efficacement recyclé dans la  $Z_{eu}$ .

L'importance du phytoplancton dans le cycle du carbone est reflétée dans son implication dans la régulation du climat; le phytoplancton participe à la séquestration océanique du carbone inorganique dégagé par l'Homme (Legendre et Le Fèvre 1995). Ce phénomène, connu sous le nom de pompe biologique du carbone, contribue à la séquestration du gaz carbonique ou  $CO_2$  (Ducklow et al. 2001). Une modification dans l'efficacité de cette pompe pourrait avoir des conséquences importantes sur la concentration en carbone atmosphérique. Il est à noter que l'absorption du  $CO_2$  varie d'une région océanique à l'autre; à cet effet, l'océan Arctique est connue comme étant l'une des régions puits les plus importantes de la planète. En effet, bien que cette étendue d'eau ne représente que 3% de la surface totale des océans, l'océan Arctique contribue entre 5 et 14% à la balance totale des sources et puits de carbone sur Terre (Bates et Mathis 2009; Burgers et al. 2017).

### **1.1.2 Influence des changements climatiques sur l'océan Arctique**

L'océan Arctique reçoit des eaux d'origine atlantique et pacifique et d'importants apports en eau douce provenant des rivières et de la fonte des glaciers (Carmack et al. 2016). L'omniprésence des plateaux continentaux dans cet océan a une grande influence sur les processus biogéochimiques s'y produisant (Carmack et al. 2006). Les océans polaires se distinguent des océans équatoriaux par leur régime de stratification, qui est basé principalement sur la salinité des masses d'eau plutôt que sur la température (Carmack 2007). La présence de glace de mer fait également partie de la dynamique des océans polaires, donnant lieu à la formation de polynies lors de la fonte des glaces de mer au

printemps (Carmack et al. 2006). Ces polynies jouent un rôle critique dans la pompe biologique arctique, puisqu'elles représentent des points chauds de production (Tremblay et al. 2002b).

L'une des polynies les plus importantes de l'Arctique est celle des Eaux du Nord (NOW – North Water), située entre 75° et 78.4°N, dans la partie nord de la baie de Baffin. L'existence même de cette polynie, qui débute son expansion à la fin du printemps, est liée à la présence d'un pont de glace dans le détroit de Nares (Carmack et al. 2006; Tremblay et al. 2002b; Vincent et al. 2001). Lorsque ce pont de glace se brise, une dispersion importante de glace de mer est observée dans la baie de Baffin, signalant la fin de l'existence de la polynie (Vincent et al. 2001). La formation de cette grande polynie est étroitement liée à la circulation et à l'organisation des masses d'eau dans cette région (Tremblay et al. 2002a). La baie de Baffin est caractérisée par des apports d'origine arctique et pacifique amenés vers le sud via l'archipel arctique canadien (par le détroit de Lancaster, le détroit de Jones et le détroit de Nares) et par des apports d'origine atlantique provenant du courant ouest-groenlandais (Figure 1). Une circulation cyclonique résulte de la convergence de ces courants (Carmack et McLaughlin 2011).

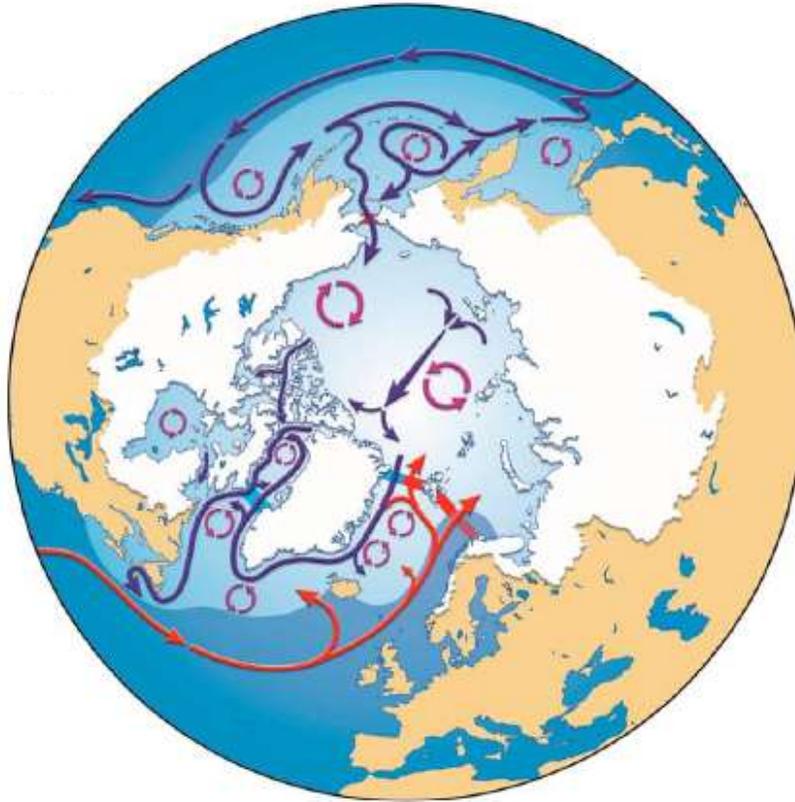


Figure 1 : Représentation simplifiée des courants océaniques principaux (longues flèches mauves et rouges), les entrées (barres épaisses rouges) et les sorties d'eau principales (barres épaisses bleues) et les gyres (flèches circulaires violettes). Figure modifiée de Carmack et al. (2016)

Lors de la formation de la polynie au printemps, le mélange de la colonne d'eau dû aux vents résulte en un apport accru en nutriments provenant des couches profondes vers la  $Z_{eu}$ , ce qui permet la croissance des producteurs primaires et par conséquent, la croissance et l'agglomération de producteurs secondaires et de consommateurs dans cette région (Tremblay et al. 2002b). En été, les nutriments sont souvent épuisés dans la couche de surface, et la colonne d'eau devient de plus en plus stratifiée, poussant les producteurs primaires à s'accumuler dans une couche plus profonde appelée « maximum de chlorophylle de subsurface » ( $Z_{SCM}$ ; Martin et al. 2010). Si les tempêtes automnales sont assez fortes pour mélanger la colonne d'eau et renouveler les nutriments en surface, une deuxième floraison peut avoir lieu à l'automne (Blais et al. 2017).

L'Arctique est aussi la région la plus touchée par les changements climatiques causés par l'Homme. Le réchauffement global y est amplifié, affectant l'intensité du cycle hydrologique, accélérant la fonte des glaciers, diminuant la couverture et l'épaisseur de glace et augmentant la température de l'eau (Bélanger et al. 2013; Domingues et al. 2008; McPhee et al. 2009; Steiner et al. 2015). Les impacts que ces changements auront sur la production primaire sont encore difficiles à prédire, dû entre autre au manque de données de référence dans cette région éloignée (Wassmann et al. 2011). La diminution de la couverture et de l'épaisseur de la glace et donc l'augmentation de l'exposition de la colonne d'eau à l'atmosphère offre différents scénarios probables (Steiner et al. 2015). D'un côté, l'augmentation des apports en eau douce et de la température des eaux de surface pourrait entraîner une augmentation de la stratification et ainsi limiter les apports en nutriments dans la  $Z_{eu}$ , causant une diminution de la production primaire (Carmack et McLaughlin 2011; Carmack et al. 2016; McLaughlin et Carmack 2010; McPhee et al. 2009; Yun et al. 2016). D'une autre part, l'augmentation des vents et donc l'intensification du mélange de la colonne d'eau, ainsi que l'augmentation de la présence de mares de fonte et de glace de première année pourraient causer une augmentation de la production primaire en Arctique, autant dans la colonne d'eau qu'en marge et sous la glace (Arrigo et al. 2012; Horvat et al. 2017). Cependant, la détection de ces changements en Arctique n'est pas sans défi.

### 1.1.3 Acquisition des données en Arctique

La détection de la couleur des océans via satellite a grandement facilité le suivi de la production primaire dans plusieurs océans (Babin et al. 2015). Par contre, l'Arctique reste une zone où les données sont difficilement accessibles par télédétection. La couverture de glace ainsi que la couverture nuageuse rendent l'accès à la surface de l'océan impossible durant une grande partie de l'année. De plus, la présence de la  $Z_{SCM_s}$  limite la capacité des algorithmes à interpréter les données pour la colonne d'eau entière, alors que seules les données de surface sont accessibles (Babin et al. 2015; Kahru 2017; Mouw et Yoder 2005).

La collecte de données se fait donc souvent *in situ*, via des embarcations ou des plateformes automatisées. Cependant, les points d'échantillonnages sont limités en nombre par la nordicité de leur location et sont restreints aux zones dépourvues de glace dans la majorité des cas. Ainsi, bien que l'échantillonnage *in situ* reste l'un des meilleurs moyens pour estimer la production primaire arctique, une augmentation de la couverture spatio-temporelle des données est constamment recherchée. Dans un même ordre d'idées, les modèles sont limités par le peu de données disponibles et sous-estiment ou surestiment la production dans plusieurs cas (Babin et al. 2015). Cependant, ils semblent performer mieux lorsqu'ils sont basés sur des données *in situ* plutôt que sur des données satellitaires (Lee et al. 2015). De plus en plus, les modèles ainsi que les techniques de télédétection tentent d'intégrer la structure de taille et même, la taxonomie dans leurs algorithmes de détection.

### 1.1.4 La taille des cellules dans un environnement en mutation

Comme susmentionné, la taille des cellules a une influence importante sur la production primaire, mais aussi sur la quantité de carbone exportée vers les fonds marins ou transférée dans le reste de la chaîne trophique (Falkowski et al. 1998; Li et al. 2009). Par ailleurs, plusieurs études démontrent déjà la présence de changements dans la production primaire pour différentes régions arctiques. Entre 1998 et 2012, la production primaire nette estimée à partir de photos satellitaires aurait augmenté de 112% dans la mer de Laptev,

mais aurait diminué de 15% dans la mer du Groenland et serait restée stable dans la baie de Baffin (Arrigo and van Dijken 2015; Bélanger et al. 2013). De plus, les travaux récents de Marchese et al. (2017) montrent un déclin de l'amplitude de la floraison phytoplanctonique dans NOW entre 1998 et 2014. La baisse de la production primaire annuelle dans la mer du Groenland et possiblement au nord de la baie de Baffin serait causée par une consommation accrue des nutriments en amont de ces régions (Arrigo et van Dijken 2015). Blais et al. (2017) ont détecté une diminution de la biomasse, de la production primaire et de l'abondance des diatomées centrales en automne dans la baie de Baffin entre 1999 et 2011. Ces changements seraient étroitement liés à une diminution de l'accès aux nutriments causée par une intensification de la stratification haline et à une diminution de l'éclairement de la colonne d'eau causée par une augmentation de la turbidité. Ces facteurs sont à leur tour en lien avec la formation (ou non) d'un pont de glace dans le détroit de Nares qui limite le transport de la glace provenant de l'océan Arctique vers NOW et la mer de Baffin (Kwok et al. 2010). Entre 2003 et 2011, la consommation des nutriments a diminué de 65% dans NOW, conséquences d'une production et d'une biomasse moins élevées (Bergeron et Tremblay 2014). Témoignant d'autant plus des effets des changements climatiques sur les microorganismes, un devancement de la floraison phytoplanctonique de près de 50 jours a été détecté à l'aide de l'imagerie satellitaire dans la baie de Baffin entre 1997 et 2009 par Kahru et al. (2011).

Dans un environnement arctique changeant, une intensification de la stratification verticale, entraînée par une augmentation des températures de surface et une augmentation des apports en eau douce, pourrait transformer des zones historiquement considérées comme eutrophes en régions oligotrophes (Sarmiento et al. 1998). Plusieurs études ont démontré qu'un changement dans les apports en nutriments et dans le régime de température et de salinité mène souvent à une augmentation de la proportion des cellules de petite taille dans la communauté phytoplanctonique (Agawin et al. 2000; Jiang et al. 2005; Li et al. 2009; Morán et al. 2010; Peter et Sommer 2013; Rousseaux et Gregg 2015). Ces modifications de la structure de taille se reflètent aussi dans les groupes fonctionnels présents dans la communauté, soient les diatomées (grosses cellules exportant efficacement

le carbone), les flagellés (petites cellules peu productives) et les dinoflagellés (traceurs des eaux atlantiques plus chaudes et plus salées; Marañón 2015). Cependant, il subsiste une difficulté à décortiquer l'influence des variables physiques sur les modifications de la structure de taille du phytoplancton. En effet, la température et les nutriments sont étroitement liés à l'intensité de la stratification. Il est donc difficile d'identifier les effets directs et indirects qu'ont ces variables ou la combinaison de celles-ci sur le phytoplancton. La température de l'eau a été déterminée comme ayant un effet déterminant sur la structure de taille dans plusieurs études, alors que d'autres recherches démontrent que les concentrations en nutriments seraient plutôt en cause (Acevedo-Trejos et al. 2013; Agawin et al. 2000; Marañón et al. 2003; Marañón et al. 2014; Marañón et al. 2012; Morán et al. 2010; Mousing et al. 2014; Peter et Sommer 2013; Tremblay et al. 2002b).

Bien que les effets qu'auront ces changements sur la capacité de séquestration du CO<sub>2</sub> des océans sont encore peu connus, plusieurs indices pointent vers une diminution de l'exportation de carbone vers les fonds marins (Falkowski et al. 1998; Li et al. 2009). En premier lieu, les cellules moins lourdes sont exportées moins rapidement vers les fonds marins et ont tendance à être recyclées par les bactéries hétérotrophes (Boyd et Newton 1995; Finkel et al. 2010). En deuxième lieu, les cellules de petite taille sont plus difficilement broutées par le zooplancton métazoaire, mais représentent une source importante de nourriture pour le zooplancton protozoaire comme les nanoflagellés hétérotrophes et les ciliés (Sherr et Sherr 1988). En troisième lieu, il est attendu qu'une intensification de l'activité des bactéries hétérotrophes, et qu'une augmentation de la respiration limitent la séquestration du carbone (Kirchman 2010; Legendre et Le Fèvre 1995).

De tels changements en Arctique auront des impacts sur le reste de la chaîne trophique, allant du zooplancton, aux poissons, jusqu'aux prédateurs apicaux, incluant l'Homme. Un changement dans la production primaire pourrait donc avoir des impacts directs sur la sécurité alimentaire des populations locales, qui dépendent de ressources traditionnelles présentes sur le territoire. À cet égard, il devient important de bien saisir

l'influence des variables physicochimiques sur les communautés phytoplanctoniques arctiques. De plus, le suivi de ces organismes et de leur environnement permet d'augmenter la résolution des modèles de prédictions climatiques, qui prennent en compte le rôle de la pompe biologique du carbone. L'étude de données *in situ* permet également de nourrir les algorithmes de télédétection par satellite, particulièrement en Arctique, où ce type de données est difficile à obtenir.

Dans ce contexte, les objectifs de cette étude sont (1) de décrire la variabilité de la production, de la biomasse et des groupes fonctionnels phytoplanctoniques de deux régions distinctes du nord de la baie de Baffin durant les étés 2013, 2014 et 2016 et (2) de déterminer l'influence des facteurs du milieu, notamment celle de la stratification verticale de la colonne d'eau, sur la structure de taille et sur les groupes fonctionnels de la communauté phytoplanctonique dans ces deux régions.

## 1.2 MÉTHODOLOGIE

### 1.2.1 Zone d'étude et échantillonnage

L'échantillonnage a été mené dans deux régions biogéographiques distinctes au nord de la baie de Baffin, les eaux du Nord (NOW; 76°-78.5°N) et le détroit de Nares (78.5°-82°N), durant les étés 2013 (15-28 août; 12 stations), 2014 (30 juillet-6 août; 12 stations) et 2016 (6-16 août; 10 stations; Figure 2). Les missions ont été réalisées à bord du navire de la Garde côtière canadienne (NGCC) Amundsen dans le cadre du programme ArcticNet.

À la plupart des stations, un profil vertical du rayonnement photosynthétiquement actif (RPA, 400-700 nm) a été réalisé au moyen d'un radiomètre PNF-300 (Biospherical Instruments) afin de déterminer la profondeur de la zone euphotique ( $Z_{eu}$ : 0.2% de l'éclairement de surface, comme dans Tremblay et al. 2009). Lorsque le profil vertical du RPA n'était pas disponible, la  $Z_{eu}$  a été estimée à l'aide d'un disque de Secchi (Holmes

1970). Tout au cours de la mission, le RPA incident a été mesuré en continu à des intervalles de dix minutes sur le pont avant du navire à l'aide d'une sonde 2 pi LI-190 SA (LI-COR) protégé de l'ombre. Ces données ont permis de calculer le coefficient d'atténuation de la lumière ( $K_d$ ) et l'éclairement journalier moyen dans la  $Z_{eu}$  ( $E_{(0-Z_{eu})}$ ; Riley 1957). La couverture de glace était estimée visuellement à chaque station à l'aide de la méthode standardisée d'Environnement Canada (2005). La vitesse des vents a été mesurée sur le pont supérieur du navire à l'aide d'un anémomètre.

L'eau de mer a été échantillonnée à l'aide d'une rosette équipée de 24 bouteilles de type Niskin de 12 L chacune (OceanTest Equipment), d'une sonde CTD (conductivité-température-profondeur) Sea-Bird 911Plus, d'un fluoromètre *in vivo* (Seapoint), d'une sonde RPA QSP-2300 (Biospherical Instruments) et d'une sonde à nitrate ISUS V2 (Satlantic). À la plupart des stations, l'eau a été prélevée à sept profondeurs optiques (env. 95%, 50%, 30%, 15%, 5%, et 0.2% de l'éclairement de surface) et à la profondeur du maximum de fluorescence de subsurface ( $Z_{SCM}$ ). Lorsque les conditions météorologiques ne permettaient pas le déploiement du radiomètre ou du disque de Secchi avant l'échantillonnage de l'eau, les profondeurs optiques ont été remplacées par des profondeurs fixes (2 m, 5 m, 10 m, 20 m, 30 m, 40 m, et 50 m). Pour ces stations, nous avons assumé que la valeur du  $K_d$  est la même que celle mesurée à une station rapprochée ou à celle mesurée à la même station pendant une autre année d'échantillonnage.

L'eau servant à la détermination des concentrations en nutriments a été prélevée à partir du robinet de la bouteille de type Niskin à l'aide d'une seringue de 50 mL munie d'un porte-filtre contenant un filtre Whatman GF/F (porosité nominale de 0.7  $\mu$ m). Le filtrat a été transféré dans des tubes en polyéthylène de 15 mL préalablement lavés à l'acide (HCl 10% v/v). L'eau pour les mesures biologiques a été récoltée dans des bouteilles opaques préalablement lavées à l'acide (HCl 10% v/v).

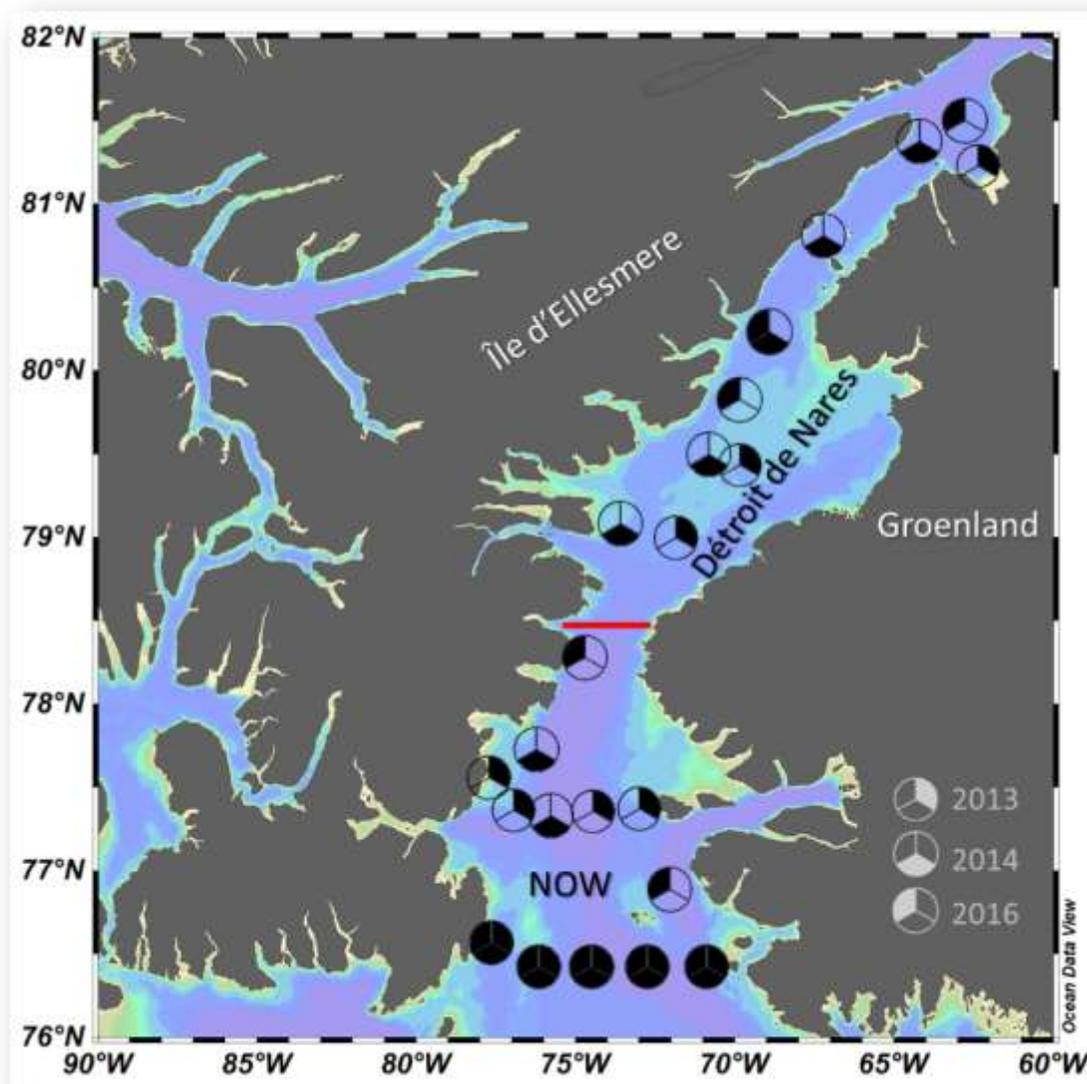


Figure 2 : Carte des stations échantillonnées dans deux régions au nord de la baie de Baffin, les eaux du Nord (NOW) et le détroit de Nares, durant les étés 2013, 2014 et 2016. La ligne horizontale rouge délimite la frontière (détroit de Smith) entre les deux régions étudiées

## 1.2.2 Analyses en laboratoire

### 1.2.2.1 Nutriments

Les concentrations de nitrate plus nitrite ( $\text{NO}_3 + \text{NO}_2$ ), de nitrite ( $\text{NO}_2$ ), de phosphate ( $\text{PO}_4$ ) et de silicium dissous ( $\text{Si}(\text{OH})_4$ ) ont été mesurées à bord du NGCC Amundsen à l'aide d'un autoanalyseur de nutriments Bran-Luebbe 3 selon la méthode adaptée de Grasshoff et al. (1999).

### 1.2.2.2 Production, biomasse et composition de la communauté phytoplanctonique

À des stations sélectionnées, la productivité primaire a été estimée à l'aide de la méthode d'assimilation du  $^{14}\text{C}$  et d'incubations *in situ* simulées d'une durée de 24 h (Knap et al. 1996; Ardyna et al. 2011). Après la période d'incubation, les sous-échantillons ont été filtrés en parallèle sur filtres Whatman GF/F et sur membranes en polycarbonate Nuclepore de 5  $\mu\text{m}$  de porosité afin de déterminer la production primaire particulaire totale ( $\geq 0.7 \mu\text{m}$ ,  $P_T$ ) et la production primaire particulaire des cellules de grande taille ( $\geq 5 \mu\text{m}$ ,  $P_L$ ), respectivement. L'activité de chacun des échantillons a été déterminée à l'aide d'un compteur à scintillation Packard Tri-Carb 2900 TR.

La concentration de chlorophylle *a* (*chl a*) a été mesurée à toutes les profondeurs susmentionnées comme indice de la biomasse phytoplanctonique. Comme pour la production primaire, des sous-échantillons ont été filtrés sur filtres Whatman GF/F (biomasse totale du phytoplancton,  $\geq 0.7 \mu\text{m}$ ,  $B_T$ ) et sur membranes en polycarbonate Nuclepore de 5  $\mu\text{m}$  (biomasse du phytoplancton de grande taille,  $\geq 5 \mu\text{m}$ ,  $B_L$ ). L'extraction des pigments s'est fait par l'ajout des filtres à l'intérieur de fioles à scintillation contenant 10 mL d'acétone 90% v/v (Parsons et al. 1984). Les fioles ont été placées au noir à 4 °C durant 18-24 h, puis la fluorescence a été mesurée avant et après l'ajout d'HCl 5% v/v au

moyen d'un fluoromètre Turner Designs 10-AU précédemment calibré à l'aide de chl *a* pure extraite d'*Anacystis nidulans* (Sigma-Aldrich C6144).

L'abondance du pico- ( $\leq 2 \mu\text{m}$ ) et du nanophytoplancton (2-20  $\mu\text{m}$ ) a été estimée aux profondeurs suivantes : 95% (2 m), 50% (5 m), 30% (10 m), 15% (20 m), 5% (30 m) et 1% (40 m) et  $Z_{\text{SCM}}$ . Des sous-échantillons en double ont été fixés avec du glutéraldéhyde 25% de Grade I (concentration finale 1%; Sigma-Aldrich G5882). Les échantillons ont ensuite été plongés dans l'azote liquide, puis entreposés dans un congélateur cryogénique (-80 °C) avant d'être analysés (Marie et al. 2005). Des microsphères ont été ajoutées à chaque échantillon en tant que standards internes. Les eucaryotes photosynthétiques et les picocyanobactéries ont été comptés à l'aide du cytomètre Epics Altra (Beckman Coulter) pour les données de 2013 et 2014 et du cytomètre CytoFLEX (Beckman Coulter) pour les données de 2016. La méthodologie est détaillée dans Tremblay et al. (2009) et dans Ardyna et al. (2011). Les cyanobactéries ne sont pas présentées dans ce travail en raison de leur faible abondance (représentant en moyenne 1.5% de tous le nano- et picophytoplancton).

Pour l'identification et le dénombrement des protistes  $\geq 2 \mu\text{m}$ , des sous-échantillons de 200 mL provenant de la  $Z_{\text{SCM}}$  ont été conservés avec du Lugol acide (concentration finale 0.4%; Parsons et al. 1984) et entreposés à 4 °C au noir pour analyse ultérieure. Les cellules ont été identifiées au rang taxonomique le plus bas possible à l'aide d'un microscope inversé Axiovert 10 (Zeiss) en utilisant la méthode décrite par Lund et al. (1958). Un minimum de 400 cellules (précision :  $\pm 10\%$ ) et trois à six radiales de 20 mm ont été comptées à un grossissement de 400 $\times$ . Ce travail a été effectué par Sylvie Lessard, une experte en taxonomie du phytoplancton.

### 1.2.3 Calculs et analyses statistiques

La couche de mélange de surface ( $Z_m$ ) a été estimée comme étant la profondeur à laquelle le gradient de densité ( $\sigma_t$ ) entre deux profondeurs est maximum (Lukas et Lindstrom 1991). La nitracline ( $Z_{\text{nit}}$ ) a été identifiée à partir du profil vertical de la concentration en  $\text{NO}_3$  estimée par la sonde Satlantic par la méthode du gradient maximal

( $dNO_3/dz$ ) et corroborée par la visualisation du profil de  $NO_3$  obtenu au moyen de l'autoanalyseur de nutriments. Trois indices de l'intensité de la stratification verticale de la colonne d'eau ont été calculés : (1) la différence de sigma-t entre 80 m et 5 m ( $\Delta\sigma_t$ ) (Tremblay et al. 2009), (2) la valeur maximale de la fréquence de Brunt-Väisälä dans les 100 premiers mètres de la colonne d'eau ( $N^2$ ) (Tritton 1988), et (3) le contenu en eau douce dans la  $Z_{eu}$  (FWI – Freshwater inventory; McPhee et al. 2009).

La salinité et la température de l'eau ont été moyennées sur la couche de mélange de surface ( $S_{(0-Z_m)}$  et  $T_{(0-Z_m)}$ ) et sur la  $Z_{eu}$  ( $S_{(0-Z_{eu})}$  et  $T_{(0-Z_{eu})}$ ). Les concentrations en nutriments, la productivité primaire, la biomasse chlorophyllienne et l'abondance du pico- et du nanophytoplancton ont été intégrés sur la  $Z_{eu}$  à l'aide de la méthode des trapèzes (Knap et al. 1996).

Les analyses statistiques ont été menées à l'aide du logiciel R (R Core Team 2018). Toutes les variables utilisées dans les analyses ont été testées pour leur normalité et leur homoscedasticité. Si nécessaire, les variables étaient transformées sous leur forme logarithmique ou racine carrée afin de respecter les critères d'applications des tests.

Des ANOVAs à deux facteurs (type III) appliquées à l'aide de la bibliothèque « car » (Fox et Weisberg 2018) ont été utilisées afin de déterminer s'il existait des différences significatives pour chacune des variables entre les années d'échantillonnage (c.-à-d. 2013, 2014, et 2016) et les régions étudiées (c.-à-d. NOW et détroit de Nares). Le HSD de Tukey a été utilisé comme test de comparaisons multiples *a posteriori* afin d'identifier les années et régions qui se différenciaient significativement les unes des autres selon les variables explorées.

Des corrélations de rang de Spearman ( $r_s$ ) et des régressions simples (modèle de type II – méthode des axes majeurs réduits) ont été utilisées afin de déterminer les relations entre deux variables (Legendre et Legendre 2012).

Une analyse de redondance (RDA) a été utilisée afin de déterminer quelles variables du milieu et quelles variables biologiques influençaient l'abondance de trois groupes

fonctionnels de phytoplancton, soient les diatomées, les dinoflagellés et les flagellés  $\geq 2 \mu\text{m}$  durant les trois étés échantillonnés et les deux régions étudiées (Legendre et Legendre 2012). La bibliothèque « vegan » a été utilisée afin de transformer les variables avec la méthode d'Hellinger (Oksanen et al. 2018). La bibliothèque « MVN » a été utilisée afin de tester les matrices pour leur multi-normalité (Korkmaz et al. 2018). La méthode du critère d'inflation de la variance (VIF) a été utilisée pour déterminer s'il existait de la colinéarité dans les données (Fox et Weisberg 2018). Les variables les plus explicatives ont été déterminées avec la méthode « par étape » en utilisant la fonction « Ordistep » de la bibliothèque « vegan ». La sélection des variables s'est également basée sur les corrélations de Spearman décrites ci-haut. Un test de permutation sur les données brutes ( $n = 999$ ) a été utilisé pour déterminer la significativité du modèle sélectionné. Le modèle sélectionné a également été comparé au modèle le plus simple ainsi qu'au modèle complet à l'aide d'ANOVAs.

### 1.3 RÉSULTATS

Des ANOVAs à deux facteurs (type III) ont permis de révéler qu'une seule variable montre une différence significative à la fois entre les régions (NOW et détroit de Nares) et les années (2013, 2014 et 2016) d'échantillonnage (c.-à-d.  $\Delta\sigma_t$ ), tandis que plusieurs variables montrent des différences seulement entre les régions (c.-à-d. couverture de glace,  $T_{(0-Zm)}$ ,  $S_{(0-Zm)}$ ,  $T_{(0-Zeu)}$ ,  $S_{(0-Zeu)}$ , FWI,  $Z_{eu}$ ,  $Z_{SCM}/Z_{eu}$ ,  $\text{NO}_2 + \text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{PO}_4$ ,  $B_L$ ,  $B_L:B_T$ , abondance absolue et relative des picoeucaryotes photosynthétiques, abondance relative des nanoeucaryotes photosynthétiques, abondance absolue et relative des diatomées et des dinoflagellés, et abondance relative des flagellés  $\geq 2 \mu\text{m}$ ) ou entre les années d'échantillonnage (c.-à-d. vitesse du vent,  $E_{(0-Zeu)}$ ,  $Z_{nit}$ , et  $P_L:P_T$ ; Tableaux 1 et 2).

### 1.3.1 Variables du milieu

Une différence significative entre les années a été détectée au niveau de  $E_{(0-Z_{eu})}$ , où l'été 2013 présentait un éclaircissement de la colonne d'eau moins élevé que l'été 2016 ( $p < 0.01$ ; Tableau 1). La vitesse du vent est significativement plus basse en 2016, où elle atteint des minima de 8.4 et 9.8 m s<sup>-1</sup> dans NOW et dans le détroit de Nares, respectivement ( $p < 0.05$ ; Tableau 1).

Durant les trois années d'échantillonnage, la couverture de la glace de mer ( $p < 0.05$ ) et les deux indices de stratification de la colonne d'eau ( $\Delta\sigma_t$  et FWI) étaient plus élevés dans le détroit de Nares que dans NOW ( $p < 0.001$ ; Tableau 1). Le FWI a atteint des maxima au nord du détroit de Nares en 2013 avec un peu plus de 9 m d'eau douce, alors que le minimum (4 m) a été observé au centre de la radiale la plus au sud dans NOW en 2016 (Figure 3g, i). Un gradient est-ouest est mis en évidence dans NOW en 2013, 2014 et 2016, alors que la côte ouest du Groenland présente des valeurs plus faibles (5 m) que celles de la côte canadienne (7 m; Figures 3g-i). De plus, la stratification était significativement plus intense en 2016 qu'en 2013 dans les deux régions (Tableau 1).

$T_{(0-Z_m)}$ ,  $S_{(0-Z_m)}$ ,  $T_{(0-Z_{eu})}$  et  $S_{(0-Z_{eu})}$  étaient plus faibles dans le détroit de Nares que dans NOW. Les variations sont en moyenne de l'ordre de 2 °C et de 1 PSU ( $p < 0.0001$ ; Tableau 1).  $T_{(0-Z_{eu})}$  montre un gradient nord-sud mis en évidence par des minima de température dans le détroit de Nares (-2 °C) et des maxima dans NOW (3 °C). Cependant, ce gradient s'étire plus au sud en 2013 en contraste avec 2014 et 2016, où les températures sous zéro se limitent aux latitudes au-dessus de 80 °N (Figure 3d-f).

Dans les deux régions, la  $Z_{nit}$  était significativement plus profonde en 2013 qu'en 2016 (moyenne de 42.3 m et 30.5 m, respectivement; Tableau 1). La  $Z_{eu}$  était plus profonde dans NOW que dans le détroit de Nares, et  $Z_{SCM}/Z_{eu}$  était plus élevé dans le détroit de Nares que dans NOW ( $p < 0.01$ ; Tableau 1). Dans NOW, la profondeur maximale de la  $Z_{eu}$  était de 53 m en 2013, de 55 m en 2014 et de 49 m en 2016. Les minima (30-40 m) ont été observés entre 79 et 81 °N en 2014 et 2016. En 2013, le minimum a été détecté à la station

la plus au nord dans le détroit de Nares, ce qui contraste avec la valeur de la  $Z_{eu}$  observée à cette même station en 2014 et 2016 (Tableau 1, Figures 3a-c et 4a).

Les concentrations intégrées sur la  $Z_{eu}$  en  $NO_2 + NO_3$ ,  $NO_2$  et  $PO_4$  étaient toujours plus élevées dans NOW que dans le détroit de Nares ( $p < 0.05$ ; Tableau 1, Figure 4d, f). Contrairement aux autres macronutriments, les concentrations en silicium dissous étaient similaires entre les deux régions avec des valeurs moyennes variant entre 107 et 287  $mmol\ m^{-2}$  (Tableau 1).

Tableau 1 : Variables physicochimiques (moyenne  $\pm$  erreur-type) mesurées des eaux du Nord (NOW) et détroit de Nares durant les étés 2013, 2014 et 2016 ainsi que les résultats des ANOVAs à deux facteurs (région et année; type III) et des comparaisons multiples (HSD de Tukey où A>B). L'abréviation « ns » désigne des différences non-significatives ( $p>0.05$ ).

Glace : Couverture de glace de mer;  $E_{(0-Z_{eu})}$  : Éclairement moyen dans la zone euphotique ( $Z_{eu}$ );  $T_{(0-Z_{eu})}$  : Température moyenne de la  $Z_{eu}$ ;  $T_{(0-Z_m)}$  : Température moyenne de la zone de mélange de surface ( $Z_m$ );  $S_{(0-Z_{eu})}$  : Salinité moyenne dans la  $Z_{eu}$ ;  $S_{(0-Z_m)}$  : Salinité moyenne dans la  $Z_m$ ;  $N^2$  : Fréquence de Brunt-Väisälä; FWI : Contenu en eau douce dans la  $Z_{eu}$ ;  $\Delta\sigma_t$  : Différence de densité entre 80 m et 5 m;  $Z_{SCM}$  : Profondeur du maximum de chlorophylle de subsurface;  $Z_{nit}$  : Profondeur de la nitracine;  $NO_3 + NO_2$  : Nitrate plus nitrite intégré sur la  $Z_{eu}$ ;  $NO_2$  : Nitrite intégré sur la  $Z_{eu}$ ;  $Si(OH)_4$  : Acide silicique (silicium dissous) intégré sur la  $Z_{eu}$ ;  $PO_4$  : Phosphate intégré sur la  $Z_{eu}$

	NOW			Nares			ANOVA à deux facteurs (type III)			HSD de Tukey ( $\alpha\leq 0.05$ )				
	2013	2014	2016	2013	2014	2016	Région	Année	Région x Année	NOW	Nares	2013	2014	2016
	(Moyenne $\pm$ E-T)	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>p</i>										
<i>Glace (%)</i>	10.0 $\pm$ 0.0	10.0 $\pm$ 0.0	15.0 $\pm$ 3.3	17.0 $\pm$ 6.7	14.0 $\pm$ 4.0	23.3 $\pm$ 6.7	<0.05	ns	ns	B	A			
<i>Vitesse du vent (m s<sup>-1</sup>)</i>	30.9 $\pm$ 5.0	20.0 $\pm$ 2.8	8.4 $\pm$ 1.9	12.4 $\pm$ 3.3	19.6 $\pm$ 5.4	9.8 $\pm$ 3.5	ns	<0.05	ns			A	A	B
<i>E<sub>(0-Z<sub>eu</sub>)</sub> (mol photons m<sup>2</sup> j<sup>-1</sup>)</i>	2.7 $\pm$ 0.3	1.5 $\pm$ 0.3	5.0 $\pm$ 0.4	3.3 $\pm$ 0.5	2.7 $\pm$ 0.5	4.0 $\pm$ 0.6	ns	<0.01	ns			B	B, A	A
<i>T<sub>(0-Z<sub>eu</sub>)</sub> (°C)</i>	0.8 $\pm$ 0.2	0.9 $\pm$ 0.3	1.1 $\pm$ 0.3	-0.9 $\pm$ 0.2	-0.5 $\pm$ 0.4	-0.9 $\pm$ 0.2	<0.0001	ns	ns	A	B			
<i>S<sub>(0-Z<sub>eu</sub>)</sub> (PSU)</i>	32.3 $\pm$ 0.1	32.6 $\pm$ 0.2	32.3 $\pm$ 0.5	31.1 $\pm$ 0.1	31.1 $\pm$ 0.1	30.8 $\pm$ 0.3	<0.0001	ns	ns	A	B			
<i>T<sub>(0-Z<sub>m</sub>)</sub> (°C)</i>	2.0 $\pm$ 0.5	2.7 $\pm$ 0.4	3.1 $\pm$ 0.4	-1.0 $\pm$ 0.2	0.2 $\pm$ 0.6	-0.4 $\pm$ 0.4	<0.0001	ns	ns	A	B			
<i>S<sub>(0-Z<sub>m</sub>)</sub> (PSU)</i>	31.7 $\pm$ 0.2	31.6 $\pm$ 0.7	31.4 $\pm$ 0.6	30.4 $\pm$ 0.3	30.4 $\pm$ 0.1	29.6 $\pm$ 0.2	<0.01	ns	ns	A	B			
<i>N<sup>2</sup> (s<sup>-2</sup>)</i>	0.0012 $\pm$ 0.0003	0.0012 $\pm$ 0.0003	0.0024 $\pm$ 0.0003	0.0016 $\pm$ 0.0003	0.0020 $\pm$ 0.0007	0.0014 $\pm$ 0.0002	ns	ns	ns					
<i>FWI (m)</i>	6.09 $\pm$ 0.32	5.49 $\pm$ 0.55	5.60 $\pm$ 0.77	8.23 $\pm$ 0.45	7.51 $\pm$ 0.61	7.64 $\pm$ 0.46	<0.001	ns	ns	B	A			
<i><math>\Delta\sigma_t</math> (kg m<sup>-3</sup>)</i>	1.8 $\pm$ 0.2	1.9 $\pm$ 0.3	2.4 $\pm$ 0.3	2.8 $\pm$ 0.2	2.9 $\pm$ 0.2	3.8 $\pm$ 0.3	<0.001	<0.01	ns	B	A	B	B, A	A
<i>Z<sub>m</sub> (m)</i>	15.6 $\pm$ 3.1	15.0 $\pm$ 4.8	15.5 $\pm$ 4.0	18.7 $\pm$ 12.2	15.8 $\pm$ 2.6	13.3 $\pm$ 0.9	ns	ns	ns					
<i>Z<sub>SCM</sub> (m)</i>	33.6 $\pm$ 2.8	25.0 $\pm$ 3.1	28.6 $\pm$ 2.9	24.5 $\pm$ 2.9	21.6 $\pm$ 2.8	22.3 $\pm$ 4.1	ns	ns	ns					
<i>Z<sub>nit</sub> (m)</i>	40.0 $\pm$ 3.2	30.3 $\pm$ 3.2	30.4 $\pm$ 2.9	49.0 $\pm$ 6.4	35.0 $\pm$ 6.0	30.7 $\pm$ 4.1	ns	<0.05	ns			A	A, B	B
<i>Z<sub>eu</sub> (m)</i>	52.9 $\pm$ 2.9	54.9 $\pm$ 3.1	49.3 $\pm$ 3.7	41.8 $\pm$ 6.7	36.1 $\pm$ 3.5	44.0 $\pm$ 4.0	<0.01	ns	ns	A	B			
<i>Z<sub>m</sub>/Z<sub>eu</sub> (m/m)</i>	0.32 $\pm$ 0.06	0.29 $\pm$ 0.08	0.26 $\pm$ 0.08	0.51 $\pm$ 0.32	0.30 $\pm$ 0.09	0.46 $\pm$ 0.15	ns	ns	ns					
<i>Z<sub>SCM</sub>/Z<sub>eu</sub> (m/m)</i>	0.59 $\pm$ 0.06	0.40 $\pm$ 0.06	0.45 $\pm$ 0.06	0.58 $\pm$ 0.22	0.68 $\pm$ 0.09	0.70 $\pm$ 0.07	<0.01	ns	ns	B	A			
<i>Z<sub>SCM</sub>/Z<sub>nit</sub> (m/m)</i>	0.89 $\pm$ 0.09	0.71 $\pm$ 0.11	0.93 $\pm$ 0.09	0.47 $\pm$ 0.20	0.87 $\pm$ 0.14	0.74 $\pm$ 0.03	ns	ns	ns					
<i>Z<sub>SCM</sub>/Z<sub>m</sub> (m/m)</i>	2.94 $\pm$ 0.65	4.42 $\pm$ 2.65	4.69 $\pm$ 2.52	1.22 $\pm$ 0.91	1.63 $\pm$ 0.50	1.72 $\pm$ 0.37	ns	ns	ns					
<i>NO<sub>3</sub>+NO<sub>2</sub> (mmol m<sup>-2</sup>)</i>	99 $\pm$ 19	215 $\pm$ 70	98 $\pm$ 22	45 $\pm$ 33	42 $\pm$ 10	56 $\pm$ 27	<0.01	ns	ns	A	B			
<i>NO<sub>2</sub> (mmol m<sup>-2</sup>)</i>	3.90 $\pm$ 0.67	4.44 $\pm$ 1.19	2.13 $\pm$ 0.59	2.46 $\pm$ 0.34	1.60 $\pm$ 0.17	1.42 $\pm$ 0.65	<0.05	ns	ns	A	B			
<i>Si(OH)<sub>4</sub> (mmol m<sup>-2</sup>)</i>	150 $\pm$ 32	287 $\pm$ 70	124 $\pm$ 15	107 $\pm$ 62	133 $\pm$ 41	172 $\pm$ 52	ns	ns	ns					
<i>PO<sub>4</sub> (mmol m<sup>-2</sup>)</i>	26.2 $\pm$ 3.4	32.8 $\pm$ 5.9	18.6 $\pm$ 2.0	21.4 $\pm$ 6.8	13.0 $\pm$ 2.7	16.7 $\pm$ 3.6	<0.05	ns	ns	A	B			

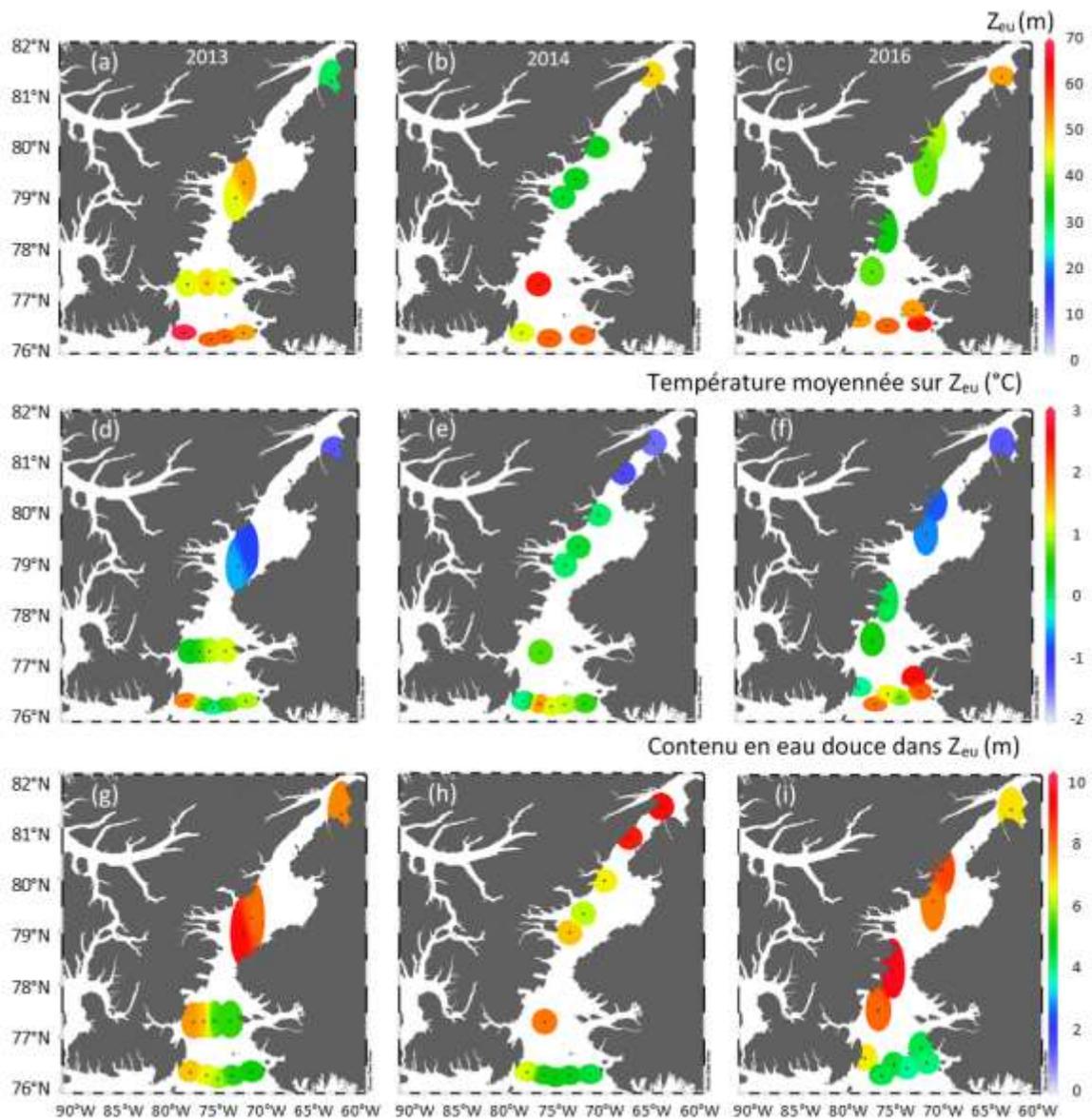


Figure 3 : Variations spatiales (a-c) de la profondeur de la zone euphotique ( $Z_{eu}$ ), (d-f) de la température de l'eau moyennée dans la  $Z_{eu}$ , et (g-i) du contenu en eau douce dans la  $Z_{eu}$  dans les eaux du Nord et le détroit de Nares durant les étés (a, d, g) 2013, (b, e, h) 2014 et (c, f, i) 2016

### 1.3.2 Biomasse et production phytoplanctonique

Au cours de cette étude, la biomasse chlorophyllienne totale ( $B_T$ ) et la production primaire totale ( $P_T$ ) ont varié en moyenne entre 25.4 et 83.1  $\text{mg m}^{-2}$  et entre 228 et 512  $\text{mg C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ , respectivement. Au cours de cette étude, la valeur maximale de la  $B_T$  (154  $\text{mg m}^{-2}$ ) a été observée au nord du détroit de Nares en 2013 tandis que la valeur maximale de la  $P_T$  (1450  $\text{mg C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ ) a été observée sur côte du Groenland dans NOW en 2014 (Figure 5a, e).

Contrairement à la  $B_T$  et la  $P_T$ , la biomasse du gros phytoplancton ( $B_L, \geq 5 \mu\text{m}$ ) et la contribution relative du gros phytoplancton à la biomasse totale ( $B_L:B_T$ ) ont été plus élevées dans le détroit de Nares que dans NOW durant toute la durée de l'étude ( $p < 0.05$  et  $p < 0.0001$ , respectivement). Les valeurs estivales moyennes de la  $B_L$  et du rapport  $B_L:B_T$  ont été de 54.5  $\text{mg m}^{-2}$  et 79% dans le détroit de Nares et de 31.4  $\text{mg m}^{-2}$  et 62% dans NOW (Tableau 2, Figure 6a).

Le rapport  $P_L:P_T$ , diffère significativement entre les années et présente une différence significative entre 2013 et 2016. Entre l'été 2013 et l'été 2016,  $P_L:P_T$  est passé, en moyenne, de 58% à 32% dans le détroit de Nares et de 42% à 26% dans NOW (Tableau 2, Figure 6b).

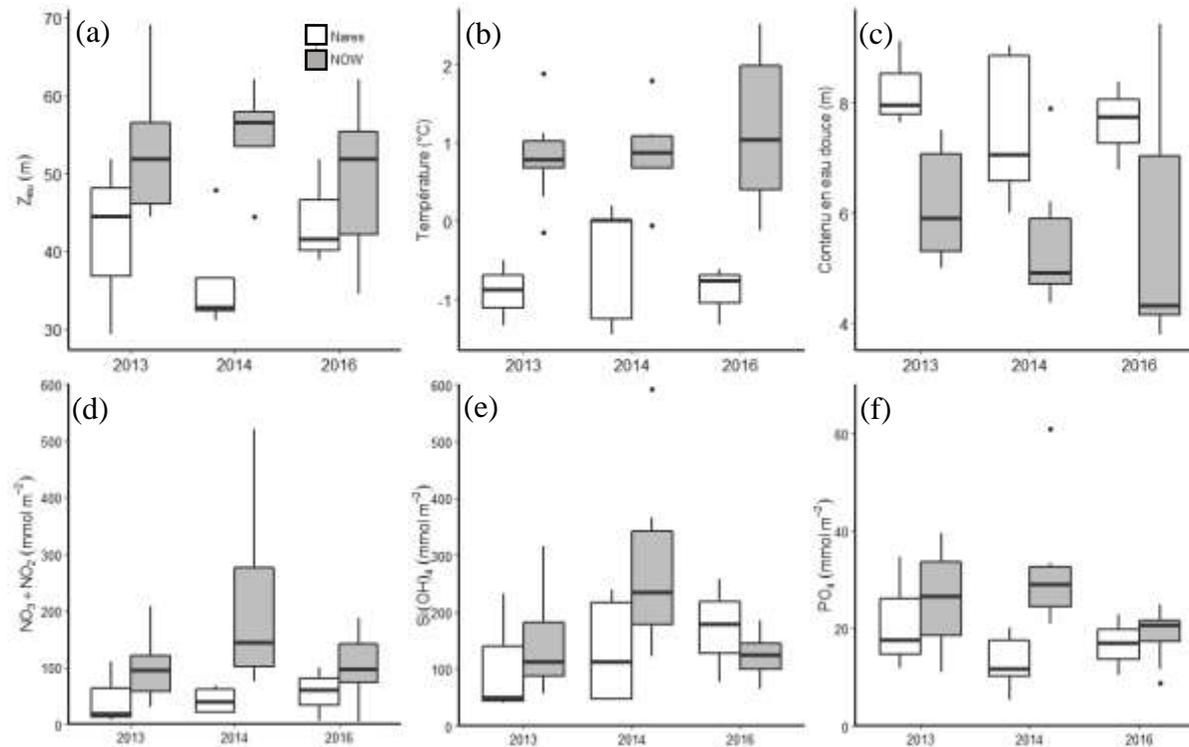


Figure 4 : Variations de la (a) profondeur de la zone euphotique ( $Z_{eu}$ ), (b) température de l'eau moyennée dans la  $Z_{eu}$ , (c) contenu en eau douce dans la  $Z_{eu}$ , (d)  $NO_2 + NO_3$  intégrée sur la  $Z_{eu}$ , (e)  $Si(OH)_4$  intégrée sur la  $Z_{eu}$  et (f)  $PO_4$  intégrée sur la  $Z_{eu}$  de deux régions (NOW et détroit de Nares) du nord de la baie de Baffin (Arctique canadien) au cours des étés 2013, 2014 et 2016. Les boîtes représentent le 1<sup>er</sup> et le 3<sup>ème</sup> quartile; la ligne au milieu des boîtes représente la médiane du groupe; les points à l'extérieur des boîtes représentent les valeurs extrêmes et les moustaches représentent l'intervalle de confiance à 95%

Tableau 2 : Variables biologiques (moyenne  $\pm$  erreur-type; E.-T.) mesurées dans les eaux du Nord (NOW) et le détroit de Nares durant les étés 2013, 2014 et 2016 ainsi que les résultats des ANOVAs à deux facteurs (région et année; type III) et des comparaisons multiples (HSD de Tukey). L'acronyme « ns » désigne des résultats non-significatifs. B<sub>T</sub> : Biomasse chlorophyllienne totale intégrée sur la zone euphotique (Z<sub>eu</sub>); B<sub>L</sub> : Biomasse chlorophyllienne des cellules  $\geq 5 \mu\text{m}$  intégrée sur la Z<sub>eu</sub>; P<sub>T</sub> : Production primaire totale intégrée sur la Z<sub>eu</sub>; P<sub>L</sub> : Production primaire des cellules  $\geq 5 \mu\text{m}$  intégrée sur la Z<sub>eu</sub>; Pico : Abondance des picoeucaryotes photosynthétiques intégrée dans Z<sub>eu</sub>; Nano : Abondance des nanoeucaryotes photosynthétiques intégrée sur la Z<sub>eu</sub>; Diat : Abondance des diatomées à la profondeur du maximum de chlorophylle de subsurface (Z<sub>SCM</sub>); Dino : Abondance des dinoflagellés à la Z<sub>SCM</sub>; Flag : Abondance des flagellés  $\geq 2 \mu\text{m}$  à la Z<sub>SCM</sub>

	NOW			Nares			ANOVA à deux facteurs (type III)			HSD de Tukey ( $\alpha \leq 0.05$ )				
	2013	2014	2016	2013	2014	2016	Région	Année	Région x Année	NOW	Nares	2013	2014	2016
	(Moyenne $\pm$ E-T)		<i>p</i>											
<b>Br (mg m<sup>-2</sup>)</b>	62.2 $\pm$ 8.5	25.4 $\pm$ 5.3	47.3 $\pm$ 12.7	83.1 $\pm$ 36.3	62.3 $\pm$ 14.4	47.2 $\pm$ 9.0	ns	ns	ns					
<b>B<sub>L</sub> (mg m<sup>-2</sup>)</b>	40.2 $\pm$ 6.0	16.7 $\pm$ 3.8	32.6 $\pm$ 9.5	71.5 $\pm$ 32.3	54.1 $\pm$ 13.6	38.2 $\pm$ 13.9	<0.05	ns	ns	B	A			
<b>B<sub>L</sub>:B<sub>T</sub></b>	0.63 $\pm$ 0.04	0.64 $\pm$ 0.04	0.59 $\pm$ 0.09	0.85 $\pm$ 0.03	0.77 $\pm$ 0.11	0.76 $\pm$ 0.10	<0.0001	ns	ns	B	A			
<b>Pr (mg C m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>)</b>	388 $\pm$ 59	512 $\pm$ 258	228 $\pm$ 28	475 $\pm$ 180	473 $\pm$ 108	292 $\pm$ 98	ns	ns	ns					
<b>P<sub>L</sub> (mg C m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>)</b>	175 $\pm$ 39	256 $\pm$ 163	62 $\pm$ 13	304 $\pm$ 133	226 $\pm$ 69	99 $\pm$ 39	ns	ns	ns					
<b>P<sub>L</sub>:P<sub>T</sub></b>	0.42 $\pm$ 0.04	0.34 $\pm$ 0.08	0.26 $\pm$ 0.03	0.58 $\pm$ 0.07	0.42 $\pm$ 0.07	0.32 $\pm$ 0.03	ns	<0.05	ns			A	A, B	B
<b>Pico (10<sup>9</sup> cellules m<sup>-2</sup>)</b>	95 $\pm$ 20	118 $\pm$ 33	253 $\pm$ 66	30 $\pm$ 12	57 $\pm$ 13	46 $\pm$ 5	<0.01	ns	ns	A	B			
<b>Nano (10<sup>9</sup> cellules m<sup>-2</sup>)</b>	56 $\pm$ 9	86 $\pm$ 31	104 $\pm$ 22	79 $\pm$ 19	66.2 $\pm$ 5.2	54 $\pm$ 15	ns	ns	ns					
<b>Pico (%)</b>	57.3 $\pm$ 6.7	56.3 $\pm$ 5.0	65.7 $\pm$ 3.9	25.6 $\pm$ 3.8	33.8 $\pm$ 5.2	40.8 $\pm$ 5.3	<0.05	ns	ns	A	B			
<b>Nano (%)</b>	42.7 $\pm$ 6.7	43.7 $\pm$ 5.0	34.0 $\pm$ 3.8	74.5 $\pm$ 3.8	66.2 $\pm$ 5.2	46.2 $\pm$ 10.8	<0.001	ns	ns	B	A			
<b>Diat (10<sup>6</sup> cellules L<sup>-1</sup>)</b>	0.829 $\pm$ 0.393	0.872 $\pm$ 0.037	1.480 $\pm$ 0.553	2.311 $\pm$ 0.664	3.601 $\pm$ 1.518	2.038 $\pm$ 0.886	<0.05	ns	ns	B	A			
<b>Dino (10<sup>6</sup> cellules L<sup>-1</sup>)</b>	0.049 $\pm$ 0.003	0.111 $\pm$ 0.017	0.095 $\pm$ 0.015	0.053 $\pm$ 0.016	0.041 $\pm$ 0.008	0.044 $\pm$ 0.009	<0.01	ns	<0.01					
<b>Flag (10<sup>6</sup> cellules L<sup>-1</sup>)</b>	0.359 $\pm$ 0.056	0.523 $\pm$ 0.099	0.408 $\pm$ 0.049	0.299 $\pm$ 0.007	0.456 $\pm$ 0.038	0.394 $\pm$ 0.156	ns	ns	ns					
<b>Diat (%)</b>	51.2 $\pm$ 8.8	47.3 $\pm$ 9.5	58.3 $\pm$ 10.2	82.3 $\pm$ 6.3	74.3 $\pm$ 13.1	78.1 $\pm$ 7.2	<0.05	ns	ns	B	A			
<b>Dino (%)</b>	6.6 $\pm$ 1.1	10.7 $\pm$ 3.0	7.7 $\pm$ 1.7	3.1 $\pm$ 1.5	1.5 $\pm$ 0.3	2.3 $\pm$ 0.6	<0.01	ns	ns	A	B			
<b>Flag (%)</b>	42.2 $\pm$ 8.2	42.0 $\pm$ 7.7	34.0 $\pm$ 8.7	14.6 $\pm$ 4.9	24.3 $\pm$ 12.9	19.7 $\pm$ 6.7	<0.05	ns	ns	A	B			

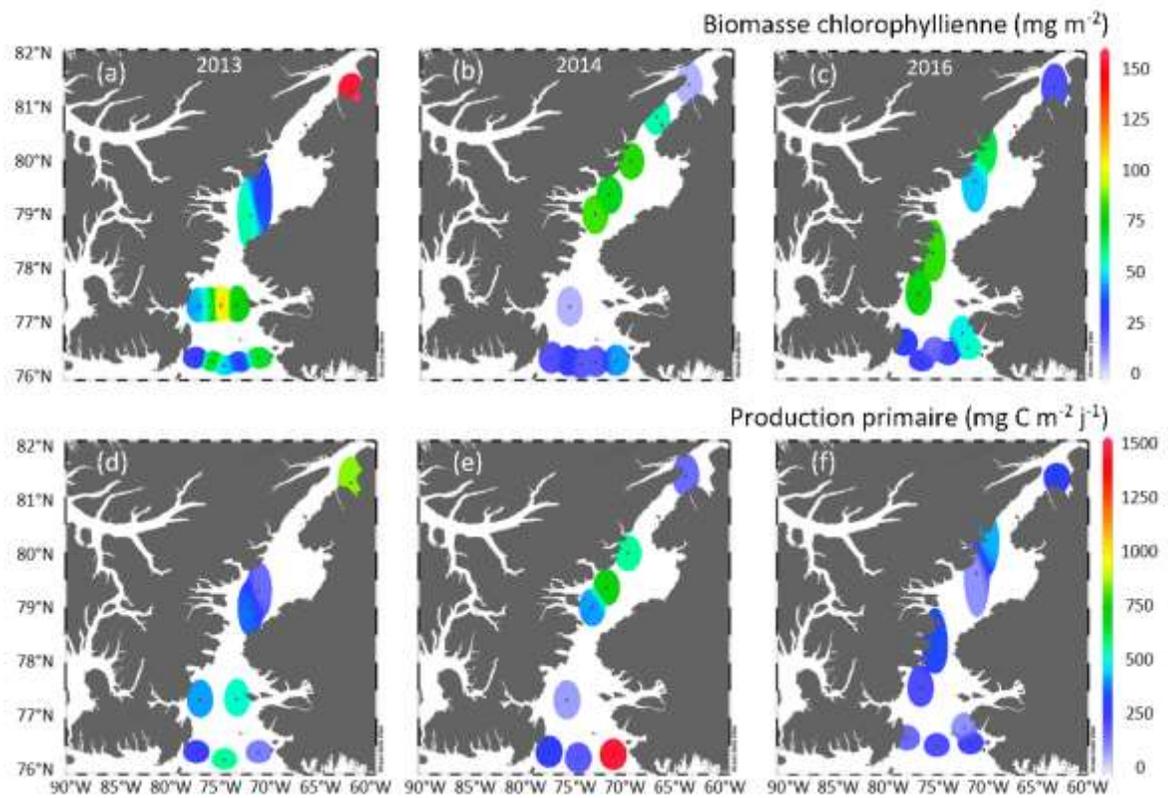


Figure 5 : Variations spatiales (a-c) de la biomasse chlorophyllienne et (d-f) de la production primaire totale intégrées sur la zone euphotique dans les eaux du Nord et le détroit de Nares durant les étés (a, d) 2013, (b, e) 2014 et (c, f) 2016

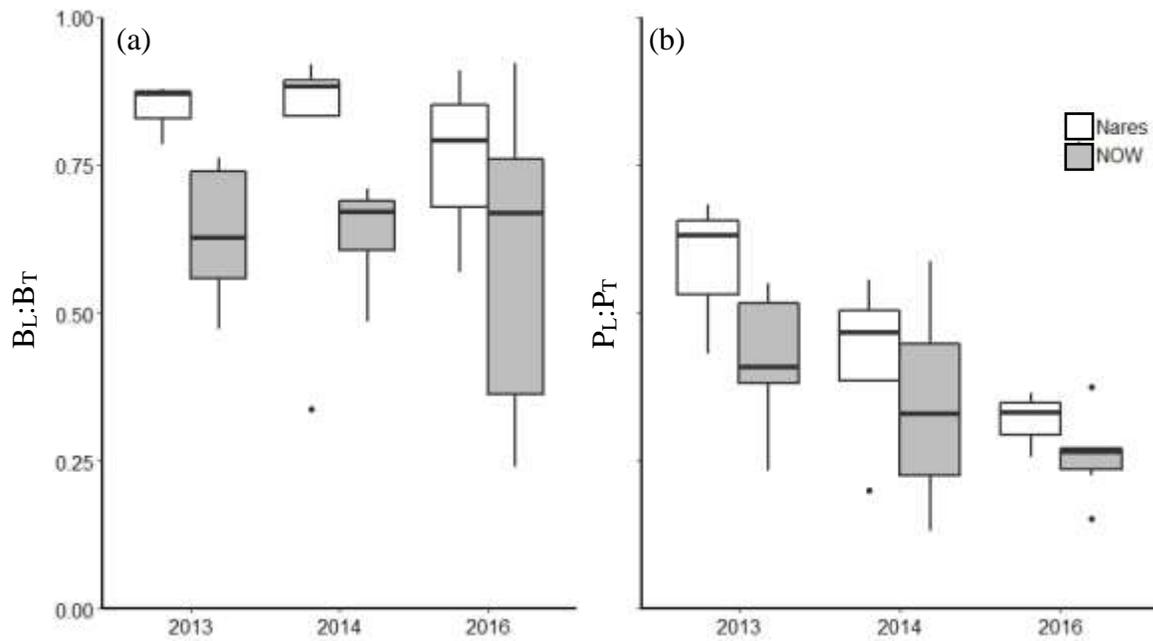


Figure 6 : Variations temporelles de la contribution (a) des grosses cellules ( $\geq 5 \mu\text{m}$ ) (a) à la biomasse chlorophyllienne totale ( $B_L:B_T$ ) et (b) à la production primaire totale ( $P_L:P_T$ ) dans les eaux du Nord et le détroit de Nares durant les étés 2013, 2014 et 2016. Voir Fig. 4 pour la lecture des boîtes à moustache

### 1.3.3 Structure et composition de la communauté planctonique

L'abondance des pico- ( $\leq 2 \mu\text{m}$ ) et nanoeucaryotes photosynthétiques (2-20  $\mu\text{m}$ ) intégrée sur la  $Z_{\text{eu}}$  sont présentées à la Figure 7. L'abondance absolue des picoeucaryotes était moins élevée dans le détroit de Nares ( $30\text{-}57 \times 10^9 \text{ cellules m}^{-2}$ ) que dans NOW ( $95\text{-}253 \times 10^9 \text{ cellules m}^{-2}$ ;  $p < 0.01$ ). Elle montre également une augmentation notable entre l'été 2013 ( $95 \times 10^9 \text{ cellules m}^{-2}$ ) et l'été 2016 ( $253 \times 10^9 \text{ cellules m}^{-2}$ ) dans NOW (Tableau 2, Figure 7).

Les diatomées sont un groupe dominant dans la communauté phytoplanctonique du nord de la baie de Baffin, et sont significativement plus abondantes dans le détroit de Nares pour tous les étés échantillonnés. Une tendance similaire peut être observée au niveau de leur abondance relative, qui atteint jusqu'à 82%. Les diatomées représentent le groupe majoritaire lorsque l'abondance absolue des cellules est la plus élevée ou dans les zones où la biomasse et/ou la production primaire sont élevées. Les dinoflagellés sont quant à eux beaucoup moins abondants et représentent un groupe mineur, ne dépassant pas  $0.111 \times 10^6 \text{ cellules L}^{-1}$ . Ce groupe présente une interaction significative entre les facteurs région et année : une plus grande abondance est observée dans le détroit de Nares pour les années 2014 et 2016, alors que leur abondance reste stable entre les deux régions en 2013. L'abondance relative des dinoflagellés est plus importante aux stations dans NOW (Figure 9). L'abondance relative des flagellés varie entre les régions, les proportions dans NOW étant constamment plus élevées que dans le détroit de Nares ( $p < 0.05$ ). Ils sont souvent plus abondants aux stations présentant une abondance absolue moins importante, ainsi qu'une biomasse et qu'une production primaire de moindre importance (Tableau 2, Figure 8).

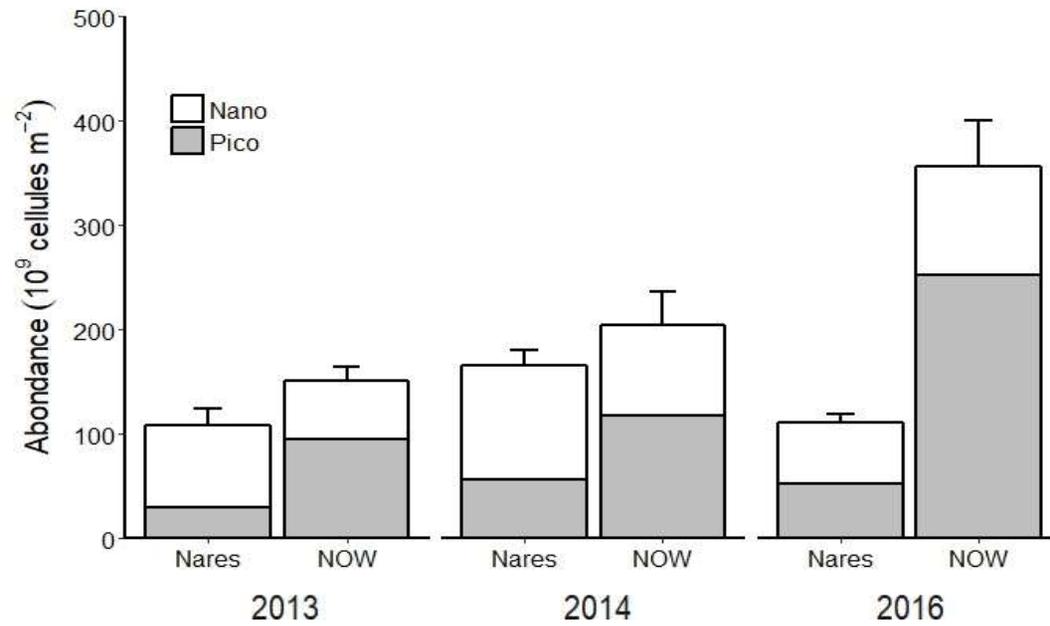


Figure 7 : Abondance des pico- ( $\leq 2 \mu\text{m}$ ) et nanoeucaryotes (2-20  $\mu\text{m}$ ) photosynthétiques intégrée sur la zone euphotique dans les eaux du Nord et le détroit de Nares durant les étés 2013, 2014 et 2016. Les valeurs sont la moyenne + l'erreur-type de l'abondance totale

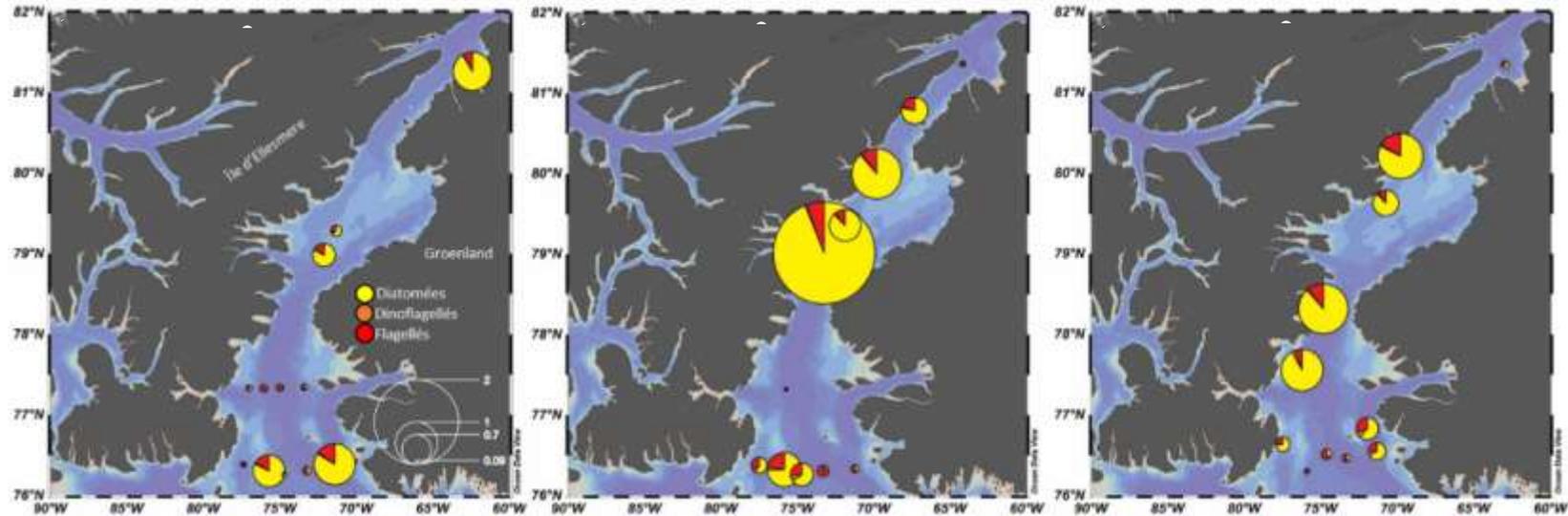


Figure 8 : Répartition spatiale des trois groupes fonctionnels de phytoplancton dans les eaux du Nord et le détroit de Nares mesurée à la profondeur du maximum de chlorophylle de subsurface durant les étés (a) 2013, (b) 2014 et (c) 2016. Pour obtenir l'abondance totale des cellules phytoplanctoniques ( $10^6$  cellules  $L^{-1}$ ), la circonférence indiquée sur la légende doit être multipliée par  $2.5 \times 10^6$

### 1.3.4 Influence des variables du milieu sur le phytoplancton

Plusieurs variables biologiques et liées à la composition de la communauté sont influencées par les variables du milieu. La présence d'une plus grande couverture de glace a une influence positive sur la biomasse phytoplanctonique ( $B_T$ ,  $B_L$  et  $B_L:B_T$ ), ainsi que sur l'abondance des diatomées (Diat). Des valeurs plus élevées de  $T_{(0-Z_{eu})}$  et de  $S_{(0-Z_{eu})}$  peuvent être en cause en ce qui concerne la diminution de la  $B_T$ , et plus particulièrement à une diminution du rapport  $B_L:B_T$ . Elles pourraient également causer de plus grandes abondances de picoeucaryotes (Pico) photosynthétiques dans la  $Z_{eu}$  et de cellules flagellées à la  $Z_{SCM}$  (Flag), ce qui est contraire aux tendances observées pour le FWI. Ensuite, les  $Z_m$  et les  $Z_{SCM}$  plus profondes pourraient causer une augmentation de l'abondance de Pico et de Flag. Une  $Z_{eu}$  moins profonde peut mener à une augmentation de la  $B_T$  et de la contribution des cellules de grande taille (diatomées) à la  $B_T$  et la  $P_T$ . Une plus grande valeur de  $\Delta\sigma_t$  est liée à un plus grand rapport  $B_L:B_T$  et à une augmentation de Diat. Les rapports élevés de  $Z_m/Z_{eu}$  et  $Z_{SCM}/Z_{eu}$  peuvent être en cause concernant l'augmentation de la  $B_T$  et la  $B_L$ . Dans ce cas, la  $Z_{eu}$  se rapproche de la  $Z_{SCM}$  et de la  $Z_m$  créant des conditions favorables à la croissance du phytoplancton. Un rapport  $Z_{SCM}/Z_{nit}$  élevé est positivement corrélé à une grande abondance de picoeukaryotes (Pico). Les nutriments ( $NO_3 + NO_2$ ,  $Si(OH)_4$ ,  $PO_4$ ) sont tous anti-corrélés à  $B_T$  (Tableau 3).

Tableau 3 : Coefficients de corrélation de Spearman entre les variables biologiques et les variables du milieu au cours de cette étude. Les abréviations des variables sont indiquées dans le Tableau 1. Les corrélations significatives ( $p < 0.05$ ) sont en caractères gras. Voir Tableaux 1 et 2 pour la description des abréviations

	Glace	Vitesse du vent	$T_{(0-Z_{eu})}$	$S_{(0-Z_{eu})}$	$Z_m$	$Z_{SCM}$	$Z_{eu}$	FWI	$\Delta\sigma$
B <sub>T</sub>	<b>0.50</b>	-0.27	-0.09	<b>-0.34</b>	0.21	0.27	<b>-0.73</b>	0.14	0.28
B <sub>L</sub>	<b>0.51</b>	-0.33	-0.16	<b>-0.41</b>	0.20	0.18	<b>-0.81</b>	0.19	0.36
B <sub>L</sub> :B <sub>T</sub>	<b>0.49</b>	-0.39	<b>-0.22</b>	<b>-0.55</b>	0.09	-0.01	<b>-0.83</b>	<b>0.35</b>	<b>0.47</b>
P <sub>T</sub>	0.24	0.04	-0.24	-0.08	0.16	-0.08	-0.40	-0.04	-0.05
P <sub>L</sub>	0.21	0.08	-0.23	-0.05	0.12	-0.08	-0.39	-0.07	-0.11
P <sub>L</sub> :P <sub>T</sub>	0.14	0.06	-0.17	-0.03	0.15	0.03	<b>-0.43</b>	-0.11	-0.15
Pico	-0.19	0.00	<b>0.64</b>	<b>0.72</b>	<b>0.29</b>	<b>0.46</b>	<b>0.47</b>	<b>-0.73</b>	<b>-0.54</b>
Nano	-0.01	-0.01	0.12	<b>0.36</b>	0.28	-0.07	-0.13	<b>-0.56</b>	-0.24
Diat	<b>0.56</b>	-0.25	-0.24	<b>-0.45</b>	0.02	-0.10	<b>-0.73</b>	0.20	<b>0.52</b>
Dino	-0.36	-0.14	<b>0.62</b>	<b>0.49</b>	-0.28	0.11	0.38	<b>-0.38</b>	-0.39
Flag	0.04	0.04	<b>0.24</b>	0.14	<b>0.29</b>	-0.09	-0.03	-0.26	-0.04
	$Z_m/Z_{eu}$	$Z_{SCM}/Z_{nit}$	$Z_{SCM}/Z_{eu}$	$Z_{SCM}/Z_m$	$Z_{nit}$	$NO_3 + NO_2$	$Si(OH)_4$	$PO_4$	
B <sub>T</sub>	<b>0.34</b>	-0.06	<b>0.73</b>	0.20	0.24	<b>-0.56</b>	<b>-0.67</b>	<b>-0.75</b>	
B <sub>L</sub>	<b>0.36</b>	-0.11	<b>0.69</b>	0.20	0.19	<b>-0.61</b>	<b>-0.66</b>	<b>-0.78</b>	
B <sub>L</sub> :B <sub>T</sub>	0.27	<b>-0.28</b>	0.52	0.10	0.18	<b>-0.67</b>	<b>-0.62</b>	<b>-0.75</b>	
P <sub>T</sub>	0.26	-0.06	0.18	0.16	-0.06	-0.13	-0.24	-0.18	
P <sub>L</sub>	0.21	-0.11	0.18	0.11	-0.02	-0.13	-0.26	-0.18	
P <sub>L</sub> :P <sub>T</sub>	0.25	-0.16	0.30	0.15	0.15	-0.20	-0.39	-0.30	
Pico	0.15	<b>0.55</b>	0.19	0.25	-0.20	<b>0.57</b>	0.12	0.25	
Nano	0.36	0.21	0.12	0.27	-0.29	0.20	-0.16	-0.19	
Diat	0.18	-0.16	0.42	0.04	-0.05	<b>-0.49</b>	-0.45	<b>-0.69</b>	
Dino	<b>-0.36</b>	0.24	-0.11	-0.31	-0.16	0.26	0.01	0.17	
Flag	0.33	0.09	0.02	<b>0.31</b>	-0.20	0.25	0.11	-0.03	

Les deux axes principaux de l'analyse de redondance (RDA) expliquent 44% de la variance reliée à l'abondance absolue des groupes fonctionnels principaux retrouvés à la  $Z_{SCM}$  (Diat, Dino et Flag) en fonction des variables du milieu et des variables biologiques dans le nord de la baie de Baffin. L'axe RDA 1 est principalement corrélé avec le rapport  $B_L:B_T$ , avec la couverture de glace ainsi qu'avec la  $Z_{eu}$  et explique 26% de la variance totale. L'axe RDA 2 est quant à lui est corrélé à la  $T_{(0-Z_{eu})}$  et à Pico. Ainsi, RDA 2 explique 18% de la variance totale. Les variables FWI,  $\Delta\sigma_t$  et  $Z_{nit}$  contribuent équitablement à expliquer la variance des deux axes principaux (Figure 9).

Le rapport  $B_L:B_T$  est négativement corrélé à la  $Z_{eu}$ , pouvant indiquer qu'une grande proportion de cellules de grande taille crée une diminution de la pénétration des photons dans la  $Z_{eu}$ . La présence de glace est également anti-corrélée à la  $Z_{eu}$ . Dans le milieu étudié, la diminution de l'intensité de la stratification, combinée à une augmentation de la température de l'eau dans la  $Z_{eu}$ , pourraient causer une augmentation de l'abondance du picophytoplancton dans la  $Z_{eu}$  (Figure 9).

L'abondance absolue des dinoflagellés est expliquée par l'axe RDA 2 et est associée à quelques stations dans NOW en 2014 et 2016. Les stations dans le détroit de Nares au cours de ces mêmes périodes d'échantillonnages sont associées à l'absence de dinoflagellés à la  $Z_{SCM}$  (Dino). Diat est associée à l'axe RDA 1, et donc au rapport  $B_L:B_T$  et à la présence de glace en station. Plusieurs stations dans le détroit de Nares en 2014 sont associées à Diat élevé. Les valeurs élevées de Flag sont expliquées à la fois par l'axe RDA 1 et 2, et sont anti-corrélées à la  $Z_{nit}$ . Plusieurs stations dans NOW échantillonnées en 2013, 2014 et 2016 y sont associées (Figure 9).

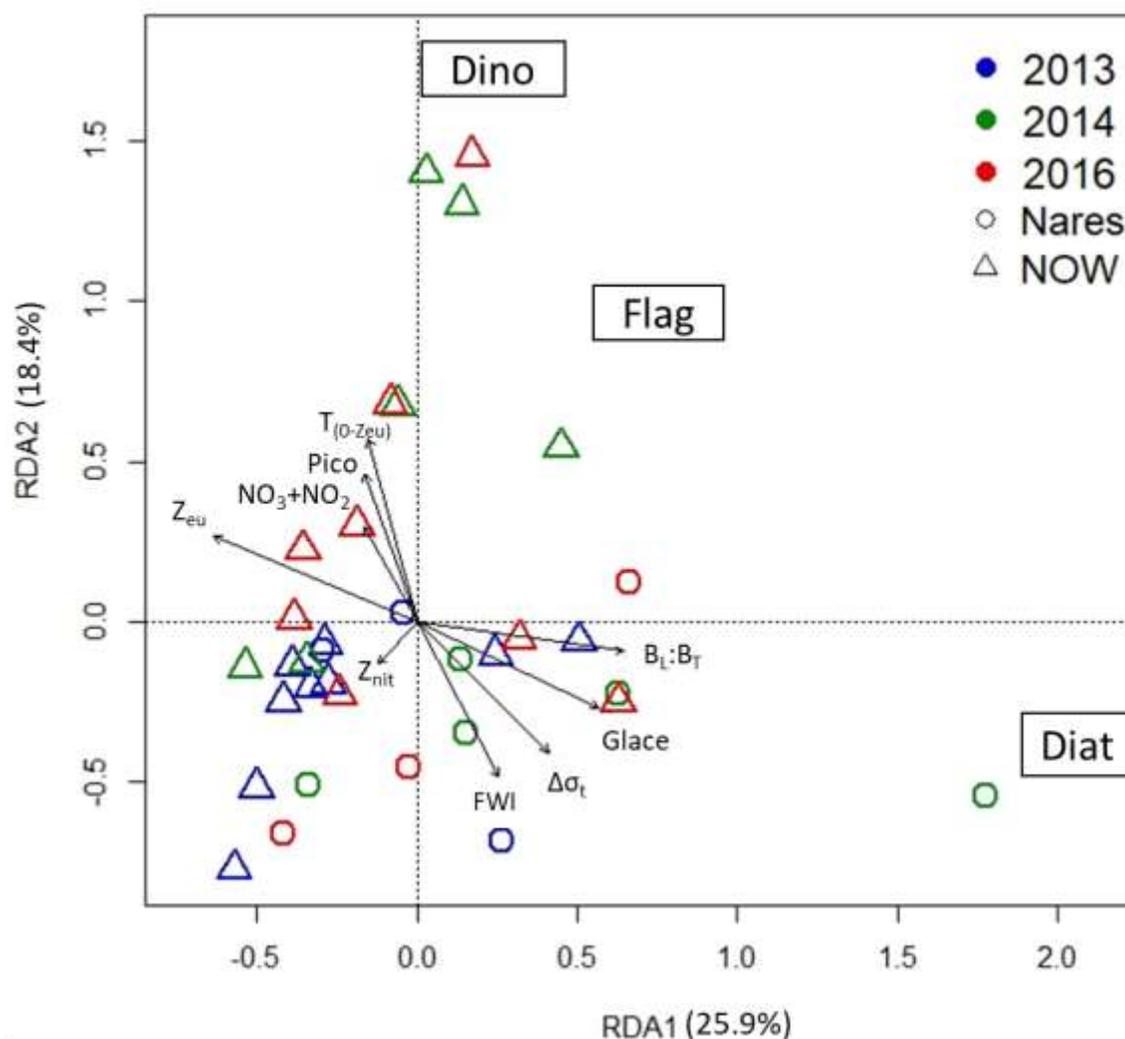


Figure 9 : Analyse de redondance des groupes fonctionnels de phytoplancton échantillonnés à la profondeur du maximum de chlorophylle de subsurface (diatomées, dinoflagellés et flagellés) contre les variables du milieu, les profondeurs clés, les nutriments intégrés sur la zone euphotique ( $Z_{eu}$ ) et les variables biologiques intégrées sur la  $Z_{eu}$  dans les eaux du Nord (NOW) et le détroit de Nares durant les étés 2013, 2014 et 2016. Voir Tableaux 1 et 2 pour la description des abréviations

## 1.4 DISCUSSION

Notre étude porte sur des données récoltées durant les étés 2013, 2014 et 2016 (de la fin juillet à la fin d'août) dans la partie nord de la baie de Baffin. D'après les résultats d'études précédentes menées dans cette région de l'Arctique, le dégagement du couvert de glace ainsi qu'une colonne d'eau bien mélangée et riche en nutriments permet une floraison importante dans la polynie NOW au printemps (Klein et al. 2002). La polynie cesse d'exister suite à la rupture du pont de glace dans le détroit de Nares (si celui-ci est présent) ou lorsque l'absence de glace dans le détroit de Nares permet l'arrivée au sud du détroit de Smith d'une grande quantité de la glace pluriannuelle provenant de l'océan Arctique (Tremblay et al. 2002b; Vincent et al. 2001). La diminution de la production primaire suite à cette floraison printanière résulte de la déplétion des nutriments dans la couche de mélange de surface, dont la stratification s'intensifie au cours de l'été (Tremblay et al. 2008). Durant cette période, le phytoplancton s'accumule à une profondeur où il a accès à la fois aux nutriments et à la lumière. Il forme ainsi des maxima de chlorophylle *a* de subsurface (Martin et al. 2010). Au cours de cette saison, le couvert de glace est réduit, les températures de surface plus chaudes, la stratification verticale de la colonne d'eau plus intense et l'ensoleillement est à son maximum (Ardyna et al. 2011; Tremblay et al. 2002b). Les résultats obtenus au cours de notre étude permettent de corroborer et de mettre à jour les connaissances concernant les communautés phytoplanctoniques arctiques ainsi que les facteurs du milieu qui régissent sa biomasse, sa production primaire, sa structure de taille et sa composition en termes de groupes fonctionnels.

### 1.4.1 Variabilité régionale

Depuis l'année 2013, la diminution de la couverture de glace estivale permet au brise-glace de recherche NGCC Amundsen d'accéder au détroit de Nares (Prinsenbergh 2014). Il est donc maintenant possible d'étudier la dynamique du phytoplancton dans deux régions distinctes du nord de la baie de Baffin, soient la région de NOW et celle du détroit de Nares (Vincent et al. 2001). Le détroit de Nares est caractérisé par des eaux plus froides,

plus douces et plus stratifiées, comme il est le cas de plusieurs régions de l'Arctique se situant dans des zones influencées par la fonte de glaciers adjacents ou se situant dans des zones marginales de glace (Barber et al. 2015; Smith 1987). La  $Z_{eu}$  y est également moins profonde, tout comme la  $Z_{SCM}$ , des traits caractéristiques d'environnements plus productifs et de surcroît plus concentrés en cellules phytoplanctoniques (Martin et al. 2010). Contrairement à ce qui est attendu d'environnements productifs, la région du détroit de Nares présente des concentrations en nutriments peu élevées ( $NO_3$ ,  $NO_2$ ,  $Si(OH)_4$  et  $PO_4$ ), comparables aux concentrations en  $NO_3 + NO_2$  et en  $PO_4$  retrouvées dans la mer de Beaufort, un environnement considéré comme oligotrophe (Blais et al. 2017). Cette caractéristique pourrait être liée à une consommation accrue des nutriments au cours d'une floraison *in situ* passée ou encore par une floraison en amont de la zone étudiée qui a lieu sous le couvert de glace ou à la marge de glace (Arrigo et al. 2012; Barber et al. 2015; Horvat et al. 2017; Vincent et al. 2001). Dans les eaux fortement stratifiées, seuls des phénomènes épisodiques d'apports en nutriments peuvent déclencher des floraisons phytoplanctoniques au cours de l'été arctique, puisque la couche de mélange de surface est souvent pauvre en azote inorganique dissous (Tremblay et Gagnon 2009). Ces apports proviennent majoritairement de phénomènes de remontées des eaux ou encore de tourbillons de turbulence en marge de glace, permettant le transport des nutriments vers la  $Z_{eu}$  (Smith 1987).

Durant les périodes d'échantillonnages estivales de 2013, 2014 et 2016, la biomasse chlorophyllienne dans le détroit de Nares était plus élevée que dans NOW, ce qui n'avait pas été démontré auparavant, alors que NOW était considérée comme l'un des points chauds de productivité de l'océan Arctique (Blais et al. 2017; Tremblay et al. 2002b). La contribution des cellules de grande taille à la  $B_T$  ainsi qu'à la  $P_T$  complète le portrait d'un détroit de Nares potentiellement plus productif que NOW (Agawin et al. 2000; Kiørboe 1993; Li et al. 2009; Marañón et al. 2012). Klein et al. (2002) avait observé des valeurs de  $B_T$  de 68 et 41  $mg\ m^{-2}$  dans NOW en août 1997 et en août-septembre 1999, des valeurs comparables ou plus élevées que celles obtenues dans nos résultats. Cependant, il est intéressant de noter que Klein et al. (2002) ont observé une augmentation de la biomasse

chlorophyllienne totale et de la contribution du gros phytoplancton à la biomasse totale dans le secteur au nord de NOW au cours de la fin de l'été. Bien que le détroit de Nares n'ait pas été accessible lors de leurs expéditions, ces données tracent un portrait intéressant de l'état des communautés phytoplanctoniques plus au nord, qui appuie en partie nos observations. La transition vers des floraisons printanières toujours plus hâtives, causées par un retrait des glaces plus tôt en saison pourrait expliquer cette différence au niveau de la productivité générale de NOW en comparaison avec celle du détroit de Nares (Dumont et al. 2009; Kahru et al. 2011; Marchese et al. 2017). Klein et al. (2002) ont également obtenu des résultats comparables au niveau de la production primaire totale ( $P_T$ : particulaire et dissoute) dans NOW, qui atteignait en moyenne 1719 et 550 mg C m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup> en août 1999 et en septembre 1999. Le ratio de la production particulaire sur la production particulaire totale ( $P_L:P_T$ ) atteignaient des valeurs allant jusqu'à 0.5 pour août et septembre 1999 (Klein et al. 2002). Une augmentation de la production primaire totale dans le secteur nord de NOW n'a pas été notée dans leurs données durant ces deux périodes d'échantillonnage. Par ailleurs, seule notre échantillonnage de 2014 se compare à leurs résultats, alors que la productivité atteignait en moyenne 512 mg C m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup> en août et que le rapport  $P_L:P_T$  atteignait en moyenne 0.38. L'année 2016 présente quant à elle une productivité deux à sept fois moins élevée que les valeurs répertoriées par Klein et al. (2002).

Une plus grande abondance de picoeucaryotes dans NOW est également indicatrice d'une région en situation mésotrophe de post-floraison (Calvo-Díaz et al. 2008; Cermeño et al. 2006; Irwin et al. 2006; Kiørboe 1993; Klein et al. 2002; Legendre et Rassoulzadegan 1995; Li et al. 2009). Les abondances absolue et relative moins importantes de diatomées et de nanoeucaryotes dans la région de NOW sont également indicatrices d'une région peu productive et caractéristique de la saison estivale dans l'Arctique canadien (Klein et al. 2002). Les conditions présentes dans le détroit de Nares sont donc plus favorables à la production durant la fin de l'été en Arctique, ce qui pourrait être appuyé par la déplétion des nutriments dans cette région. Dans NOW, les nutriments sont plus abondants, ce qui pourrait être expliqué par une reminéralisation des nutriments azotés dans la  $Z_{eu}$  via les bactéries et le microzooplancton, par la présence d'évènements de vents favorables à la

remontée des eaux ou par un transport causé par des tourbillons de turbulence (Bergeron et Tremblay 2014; Smith 1987; Tremblay et al. 2002b).

En ce sens, les deux régions sont contrastées en fonction de plusieurs variables physiques, chimiques et biologiques. Malgré la variation annuelle observée, le détroit de Nares est plus propice aux floraisons phytoplanctoniques et pourrait, dans un contexte de changement climatique, devenir plus productif que la région de NOW durant l'été arctique.

#### **1.4.2 Variabilité annuelle**

La période estivale d'échantillonnage en 2016 se distingue bien des deux périodes précédentes par ses caractéristiques chimiques, physiques et biologiques. D'abord, 2016 se distingue de par un  $E_{(0-Z_{eu})}$  nettement plus élevé, une diminution de la vitesse des vents, une stratification plus intense et des valeurs moins profondes de  $Z_{nit}$ . Le plus fort éclaircissement moyen dans la colonne d'eau en 2016 par rapport aux deux périodes d'échantillonnage précédentes peut s'expliquer par une plus faible atténuation de la lumière par le couvert de glace et par une plus grande biomasse chlorophyllienne (Bélangier et al. 2013; Smith 1987). Les vents peu intenses, qui accompagnent une plus grande stratification pourraient expliquer en partie la diminution de la  $B_T$  et de la  $P_T$  observée au cours de la période échantillonnée en 2016 (Barber et al. 2015; Marchese et al. 2017). Il est à noter que ce type de conditions est souvent associé à une période de post-floraison, où la  $B_T$  est élevée alors que la  $P_T$  reste basse (Tremblay et Legendre 1994). Une  $Z_{nit}$  moins profonde peut s'expliquer par un phénomène de reminéralisation dans la  $Z_{eu}$  (Smith 1987). La contribution des cellules de grande taille à la  $P_T$  atteint également un minimum au cours de l'échantillonnage en 2016, faisant suite à l'idée que l'échantillonnage s'est fait en période de post-floraison (Marchese et al. 2017). Ce minimum s'accompagne d'une très grande abondance de picoeucaryotes, particulièrement dans NOW, permettant de confirmer la présence d'un système mésotrophe qui tend vers une boucle microbienne durant la période échantillonnée en 2016 (Kiørboe 1993; Legendre et Rassoulzadegan 1995).

L'échantillonnage mené en 2014 est marqué par des valeurs de FWI plus basses,  $E_{(0-Z_{eu})}$  moins élevé, des valeurs de  $Z_{SCM}$ s moins profondes et des concentrations en nutriments dans la  $Z_{eu}$  généralement plus élevées, surtout dans la région de NOW. Ces conditions sont plus favorables aux floraisons phytoplanctoniques en comparaison avec l'échantillonnage de 2016, particulièrement de par l'abondance des nutriments (Legendre et Rassoulzadegan 1995). Dans un même ordre d'idées, un maximum de production sur la côte est de la radiale NOW est observé, mais n'est pas accompagné d'un maximum de la biomasse chlorophyllienne. À cette station, la  $Z_{SCM}$  est peu profonde et se rapproche de la  $Z_{nit}$  et de la  $Z_m$ . De plus, la  $Z_{nit}$  se retrouve au-dessus de la  $Z_m$  et de la  $Z_{eu}$ , permettant l'accès aux nutriments. Ce phénomène pourrait être lié à la présence d'une remontée des eaux causé par un évènement de vents forts ayant permis l'advection de nutriments dans la  $Z_{eu}$  (Smith 1987).

La période 2013 a été échantillonnée plus tardivement que les autres, bien que cela ne se reflète pas dans les tendances observées entre les années. Il est caractérisé par des valeurs de  $T_{(0-Z_{eu})}$  plus basses, des valeurs de FWI plus élevées ainsi que par des valeurs de  $Z_{nit}$  et  $Z_{SCM}$  plus profondes. C'est la période estivale présentant les valeurs de  $B_T$  et de  $P_T$  les plus élevées des trois années échantillonnées. De plus, les grosses cellules fournissent la plus grande contribution à la communauté phytoplanctonique, ce qui est habituellement observé dans les régimes productifs de type herbivore (Kiørboe 1993; Legendre et Rassoulzadegan 1995). Il est à noter que le picophytoplancton est peu abondant durant cet échantillonnage, ce qui suggère que le système n'était pas dominé par un régime de recyclage de la matière organique dans la  $Z_{eu}$  (Agawin et al. 2000; Azam et al. 1983; Legendre et Le Fèvre 1995). Un maximum de  $B_T$  est observé à la station la plus au nord du détroit de Nares, ce qui pourrait être expliqué par un renouvellement des nutriments en surface ou encore par la présence d'une floraison en marge de glace, comme observé par Barber et al. (2015).

### 1.4.3 Effets des variables du milieu sur la structure en taille

Il a été mis en évidence que les changements climatiques en Arctique auront une influence sur la taille du phytoplancton (Li et al. 2009). L'avènement d'une colonne d'eau plus chaude, pauvre en glace de mer et plus stratifiée, comme observée dans nos résultats, aura des conséquences sur les communautés phytoplanctoniques du haut Arctique canadien.

#### *Température*

La température a été identifiée à plusieurs reprises comme étant l'un des éléments clés influençant la taille des cellules dans leur environnement (Morán et al. 2010). Nos résultats montrent une augmentation de l'abondance des cellules de petite taille (picophytoplancton - flagellés) accompagnée d'une diminution de l'abondance des cellules de grande taille (microphytoplancton – diatomées) dans la région de NOW, plus particulièrement en 2016, soit la région et l'année les plus chaudes que nous avons échantillonnées. La littérature appuie de plusieurs façons ces observations : une diminution de taille de 2.5% par °C a été observée chez des protistes exposés à des environnements de plus en plus chauds selon une méta-analyse réalisée par Atkinson et al. (2003). De plus, une méta-analyse réalisée par Marañón et al. (2012) a mis de l'avant des corrélations significatives entre la température et l'abondance du picophytoplancton. Finalement, une relation empirique lie température et taille des organismes uni- et multicellulaires à la latitude occupée, et donc à la température (Marañón et al. 2012; Morán et al. 2010). Cependant, la température de l'eau n'aurait pas une influence totalement directe sur la taille des cellules (Marañón et al. 2015; Mousing et al. 2014; Peter et Sommer 2013). Ce serait plutôt l'avènement d'une stratification plus intense, amenée par une différence de densité plus grande entre les eaux de surface et les eaux intermédiaires et profondes qui causeraient une limitation des nutriments en surface, limitant ainsi la croissance des cellules de grande taille dans ce type de conditions (Carmack 2007; Li et al. 2009). Ces résultats sont conséquents avec les observations faites par Blais et al. (2017) dans NOW entre 1999 et 2011 durant l'automne, qui ont observé une diminution de plus de 45% de la contribution

des cellules de grande taille à la  $B_T$ , diminution n'étant pas liée à une augmentation de la température, mais plutôt à une intensification de la stratification.

### *Stratification*

L'intensification de la stratification causant une diminution de la concentration en nutriments dans la  $Z_{eu}$  serait également l'une des causes de la diminution de la taille des cellules phytoplanctoniques, particulièrement dans un contexte de changements climatiques (Marañón et al. 2015; Peter et Sommer 2013). Une augmentation du régime de stratification a d'ailleurs été rapportée par Blais et al. (2017) dans cette région. De plus, Li et al. (2009) ont observé une augmentation de la dominance des cellules de petite taille dans l'Arctique via des analyses pigmentaires et ont déterminé que cette tendance était due à l'augmentation du contenu en eau douce en Arctique, causant ainsi une intensification de la stratification et une diminution de l'accès aux nutriments dans la  $Z_{eu}$ . D'un point de vue physique, l'Arctique est un océan de type  $\beta$ , dont la stratification est largement dictée par les apports en eau douce provenant de la fonte des glaciers, des rivières et de l'augmentation du cycle hydrologique (Carmack 2007). Une stratification plus intense limite les apports en surface de nutriments provenant des eaux profondes, limitant ainsi l'accès du phytoplancton aux nutriments essentiels à sa croissance (Yun et al. 2016). Dans ces conditions, les cellules de petite taille, qui possèdent un ratio surface-volume plus grand que les cellules de taille supérieure, ont accès plus facilement aux nutriments disponibles en petite quantité dans l'environnement (Irwin et al. 2006). Par ailleurs, une diminution de la concentration en nutriments et de la consommation de ceux-ci dans la  $Z_{eu}$  dans NOW a été rapportée par Bergeron et Tremblay (2014).

Cependant, l'influence indirecte de la stratification sur la structure en taille du phytoplancton n'a pu être observée qu'en partie dans nos résultats. Régionalement, la stratification la plus intense se trouvait dans le détroit de Nares, qui présentait la contribution la plus importante des cellules de grande taille à la  $B_T$  et à la  $P_T$ . Temporellement, la période d'échantillonnage de 2016, qui présentait la stratification la plus intense, présentait un rapport moins important de cellules de grande taille contribuant à

la  $P_T$ . Les différences régionales de stratification sont cependant beaucoup plus importantes que les différences entre les années, ce qui s'explique par les apports importants en eau douce dans les eaux de surface du détroit de Nares, qui ont pour conséquence d'augmenter l'intensité de la stratification dans la  $Z_{eu}$  (Carmack 2007). Il est à noter que les valeurs de FWI observées dans NOW durant les étés 2013, 2014 et 2016 sont nettement plus élevées que celles rapportées par Blais et al. (2017) entre 1999 et 2011 en automne. Le brassage plus intense de la colonne d'eau causé par l'avènement de vents forts durant l'automne arctique pourrait expliquer cette différence (Blais et al. 2017).

### *Éclaircissement*

Au début de la saison de croissance, le phytoplancton est d'abord limité par la disponibilité de la lumière et par la suite par la disponibilité des nutriments. La lumière n'est habituellement pas limitante dans les zones productives arctiques durant l'été, le couvert de glace étant presque à son minimum. De plus, l'ensoleillement dure près de 24 h au-delà du cercle polaire (66 °N) entre juin et août. Cependant, la croissance du phytoplancton peut être limitée par la lumière à la base de la  $Z_{eu}$  (Martin et al. 2010; Tremblay et Gagnon 2009). La déplétion des nutriments en surface conduit à un approfondissement de la  $Z_{nit}$  et de la  $Z_{SCM}$ . Les  $Z_{SCM}$  de plus en plus profonds se rapprochent donc de la limite inférieure de la  $Z_{eu}$ , entraînant une limitation en lumière, malgré la non-limitation en photons apparente dans les eaux de surface (Martin et al. 2010). Les rapports calculés dans le cadre de cette étude montrent des  $Z_{SCM}/Z_{nit}$  légèrement inférieurs à 1, indiquant que le phytoplancton s'accumule très près de la  $Z_{nit}$ . Le rapport  $Z_{SCM}/Z_{eu}$  montre que le phytoplancton s'accumule environ deux fois moins profondément que la  $Z_{eu}$ , des résultats semblables à ceux obtenus par Blais et al. (2017) en automne dans NOW. Cependant, la  $Z_{SCM}$  est toujours plus profonde que la  $Z_m$  ce qui a été observé par Blais et al. (2017) au cours des automnes 2007, 2008 et 2010. Aussi, nos résultats montrent des ratios deux fois plus élevés dans NOW, indiquant une distanciation de plus en plus importante entre la  $Z_m$  et la  $Z_{SCM}$ , ce qui pourrait être indicateur d'une augmentation de la stratification dans la couche de surface.

#### 1.4.4 Effet de l'environnement sur la répartition spatio-temporelle des groupes fonctionnels

La taille des organismes est étroitement liée aux groupes fonctionnels auxquels ils appartiennent. La présence accrue de diatomées, et conséquemment, de cellules de grande taille dans le détroit de Nares indique une productivité et des exports de carbone plus importants que dans la région de NOW au moment de l'échantillonnage (Cermeño et al. 2006; Eppley et Peterson 1979; Kiørboe 1993). De plus, NOW compte plus de flagellés, soient des cellules de petite taille en comparaison avec le détroit de Nares, ce qui pourrait indiquer un régime plus mésotrophe que celui observé dans le détroit de Nares. Bien que les deux régions soient en période de post-floraison, il est évident que la région de NOW était en période plus avancée que la région du détroit de Nares. Ce devancement est en partie dû à la glace de mer qui limite l'accès à la lumière beaucoup plus longtemps dans la région du détroit de Nares (Azam et al. 1983; Legendre et Le Fèvre 1995; Marañón 2015).

Les changements au niveau de la dynamique des glaces entraînent, de façon générale, un devancement de la période de floraison, et conséquemment de la période de post-floraison (Kahru et al. 2011). En effet, au cours du printemps arctique, le phytoplancton dépend de l'accès à la lumière pour pouvoir se développer, alors que l'accès aux nutriments devient un enjeu plus tard en saison (Kaiser et al. 2011). L'impact de la dynamique des glaces durant cette période cruciale est visible à travers nos trois étés échantillonnés. La glace s'est fragmentée à la 27<sup>ième</sup> semaine en 2013 (Service canadien des glaces 2018), ce qui explique en partie la période de post-floraison plus tardive en comparaison avec l'année 2014, qui présentait une post-floraison plus avancée concordant avec une fragmentation plus hâtive du pont de glace, soit lors de la 26<sup>ième</sup> semaine (Figure 10). L'année 2016 présente la post-floraison la plus avancée, la moins productive et présentant des cellules de petite taille beaucoup plus abondantes. Cependant, la fragmentation du pont de glace à la 28<sup>ième</sup> semaine de cette année explique difficilement le devancement de la période de floraison. La vitesse des vents très basse ainsi qu'une stratification verticale de la colonne d'eau plus élevée indiquée par le  $\Delta\sigma_t$  durant la période d'échantillonnage 2016 pourrait

indiquer une diminution du mélange de la colonne d'eau, ce qui aurait limité l'accès du phytoplancton à la fois aux nutriments et à la lumière lors de la période de floraison, résultant en une biomasse et une production primaire moins élevée lors de l'échantillonnage à la fin de l'été (Tableau 1).

Par ailleurs, la diminution de l'épaisseur de la glace entraîne l'augmentation de la surface couverte par les mares de fonte en Arctique, phénomène permettant l'accès à la lumière des communautés algales sous la glace (Flocco et al. 2012). Il est probable qu'en 2016, une floraison sous la glace ait eu lieu, entraînant une déplétion plus intense des nutriments de surface et limitant ainsi la production primaire au cours de cet été. Il est également possible que la floraison printanière de 2016 ait été moins importante que celle des années 2013 et 2014. Ainsi, la couverture de glace, qui dicte en grande partie l'accès à la lumière et aux nutriments dans la colonne d'eau, entraîne des modifications au niveau des communautés phytoplanctoniques, et ultimement, au niveau de leur productivité et de leur structure.

La fonte de la calotte glaciaire du Groenland s'accélère d'année en année, entraînant un lot de conséquences sur l'environnement physicochimique de la côte ouest groenlandaise (Chen et al. 2006). L'augmentation des apports en eau douce entraîne une augmentation de la hauteur de la colonne d'eau dans cette région, forçant un déplacement des masses d'eau vers le centre de la baie de Baffin, ce qui entraîne une intensification de la gyre de la baie de Baffin. Cette gyre entraîne à son tour une remontée plus importante vers le nord des eaux atlantiques associées au courant ouest-groenlandais (Castro de la Guardia et al. 2015). Ces intrusions d'eaux atlantiques sont visibles dans nos résultats par le biais d'une augmentation de l'abondance des dinoflagellés sur la côte est de la radiale NOW (Joli et al. 2018). L'augmentation possible de ces intrusions aurait pour conséquence de modifier l'environnement physicochimique dans lequel évolue la communauté phytoplanctonique étudiée. D'ailleurs, le réchauffement de cette zone favorise l'intrusion d'espèces invasives potentiellement nocives, telle que la diatomée *Pseudo-nitzschia*, qui a récemment été détectée dans la radiale NOW par Joli et al. (2018) et qui a la capacité de produire de

l'acide domoïque. L'addition de ces toxines à la région de NOW pourrait avoir des impacts négatifs substantiels sur la productivité générale de cette région, en particulier lors des grandes floraisons printanières (Joli et al. 2018).



Figure 10 : Images provenant du satellite MODIS illustrant l'état de la glace lors des dates de fragmentations approximatives du pont de glace de la région des Eaux du Nord pour les trois périodes échantillonnées, soient 2013, 2014 et 2016. Images modifiées de NASA WorldView (2019)

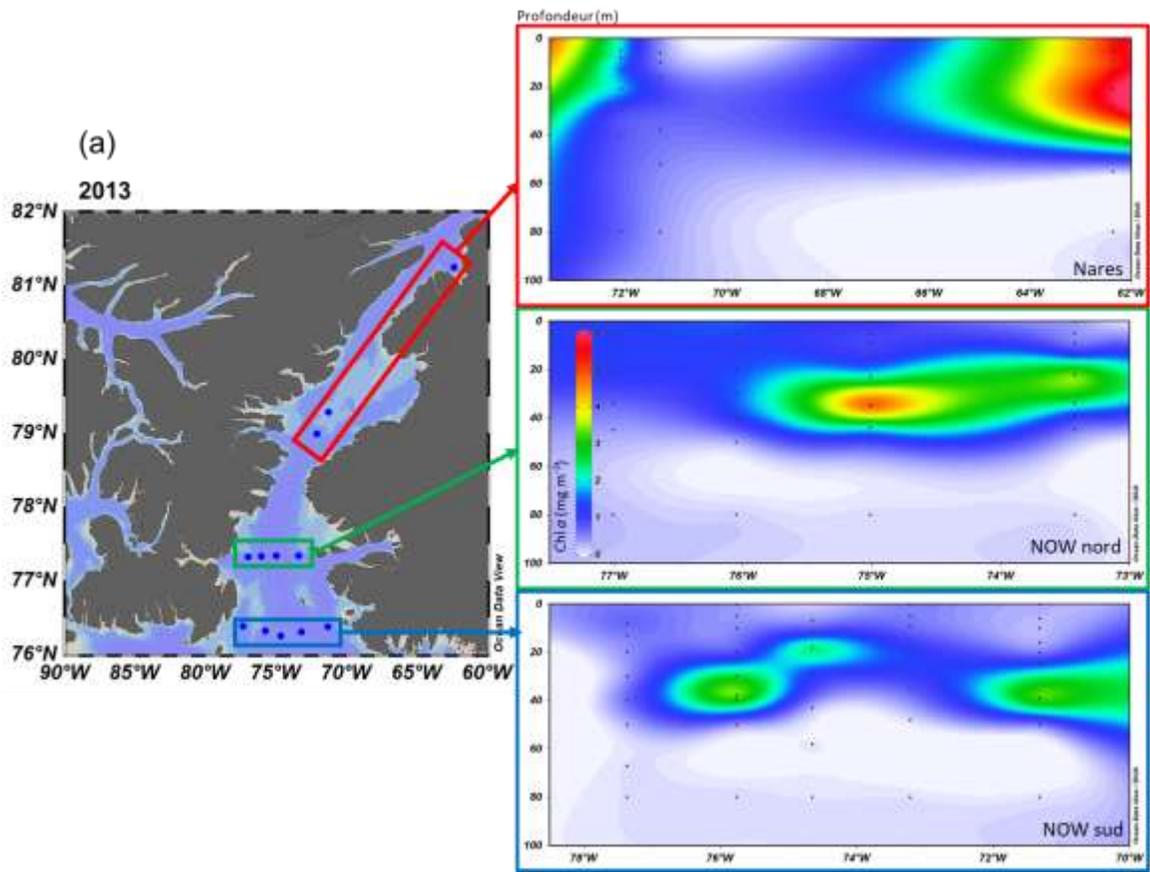
## 1.5 CONCLUSION

Notre étude présente des données inédites concernant la communauté phytoplanctonique d'une région habituellement couverte de glace de mer en été et encore peu explorée, soit le détroit de Nares. Une comparaison avec la région au sud de ce détroit, soit la région de NOW, révèle un contraste important en termes de conditions physiques, chimiques et biologiques entre ces deux régions. La figure 11 illustre ces contrastes en présentant les concentrations de  $B_T$  mesurées au cours de notre étude le long de radiales dans les eaux du Nord et le détroit de Nares. Au cours des périodes d'échantillonnage estivales de 2013, 2014 et 2016, la couche supérieure de la colonne d'eau du détroit de Nares était plus froide, plus stratifiée, moins riche en nutriments et présentait une couverture de glace plus importante que celle de NOW. De plus, le détroit de Nares s'est révélé plus favorable à la production primaire que cette dernière au moment de l'échantillonnage. En effet, les faibles concentrations en nutriments, en particulier en nitrate, dans les eaux de surface du détroit de Nares témoignent d'une forte consommation par le phytoplancton précédant notre campagne échantillonnage ou en amont de la zone étudiée, c'est-à-dire la zone marginale de glace entre la limite nord du détroit et la mer de Lincoln. La présence accrue de cellules phytoplanctoniques de grande taille dans cette région, associée à la présence de diatomées centrales (env. 80% de l'abondance totale du phytoplancton  $\geq 2 \mu\text{m}$ ), soutient également cette hypothèse. Cependant, dans les deux régions, une différence au niveau de la contribution des cellules de grande taille à la production primaire totale a été observée entre 2013 et 2016. À cet égard, l'échantillonnage mené en 2016 dresse le portrait d'un été peu productif dominé par du petit phytoplancton (0.7-5  $\mu\text{m}$ ), conditions qui seraient liées à une stratification accrue de la colonne d'eau résultant d'un apport important en eau douce provenant de la fonte des glaciers adjacents et de la glace de mer dans le détroit de Nares et du réchauffement de la  $Z_m$  dans NOW. Ce type d'environnement marin peut être qualifié de mésotrophe, c'est-à-dire qu'il reste suffisamment de nutriments dans la couche inférieure de la  $Z_{cu}$  pour maintenir une production primaire de faible à modérée pendant cette période de l'année. La faible

intensité des vents ( $<5.4 \text{ m s}^{-1}$ ) et le fort ensoleillement qui a eu lieu dans l'ensemble de la région semblent être responsables de ce phénomène pendant la période d'échantillonnage de l'été 2016.

La plus grande abondance relative des picoeucaryotes photosynthétiques, des flagellés  $\geq 2 \mu\text{m}$  et des dinoflagellés dans NOW par rapport au détroit de Nares semble être relié aux températures plus chaudes et aux eaux plus transparentes prévalant dans NOW. La présence des diatomées est plutôt liée à des eaux plus froides et dont la couverture de glace est plus importante. La présence de glace de mer et d'icebergs dans ces milieux crée une couche de surface moins saline, ce qui se reflète dans les indices de stratification (FWI et  $\Delta\sigma_t$ ), qui sont également corrélés à l'abondance de diatomées.

Les résultats obtenus au cours de ce projet mettent en lumière l'importance des études à long terme dans les milieux arctiques, et incitent à trouver des solutions novatrices afin que le suivi puisse se faire à des échelles spatio-temporelles plus grandes, plutôt que durant une seule saison et à un nombre limité de stations. L'utilisation de pièges à particules, de mouillages spécialisés et de planeurs sous-marins résistants aux conditions de gel-dégel permettraient d'améliorer le suivi temporel et spatial des producteurs primaires et des conditions physico-chimiques qui y sont associées.



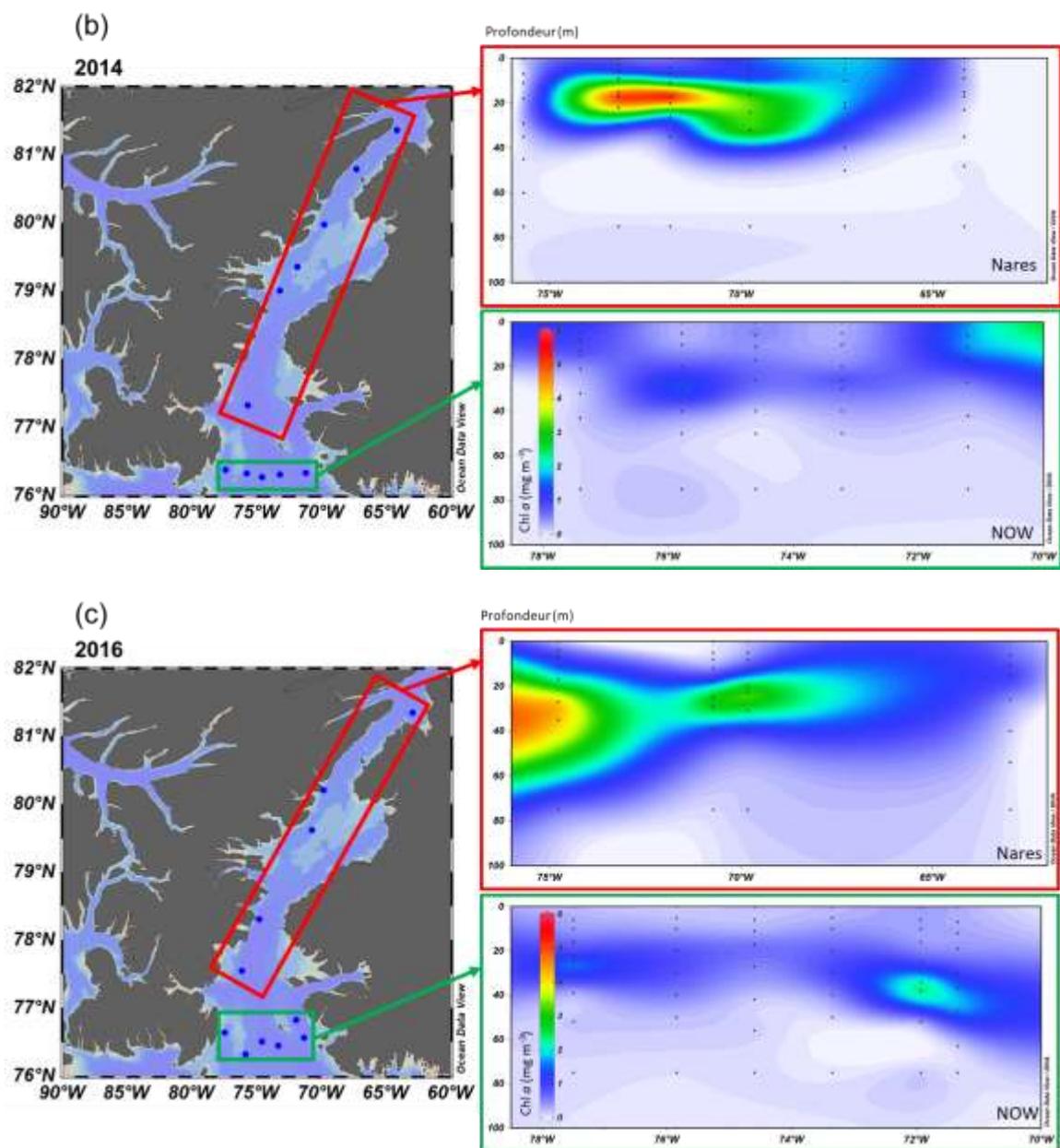


Figure 11 : Variations verticales la biomasse chlorophyllienne le long de radiales dans les eaux du Nord et le détroit de Nares durant les étés (a) 2013, (b) 2014 et (c) 2016

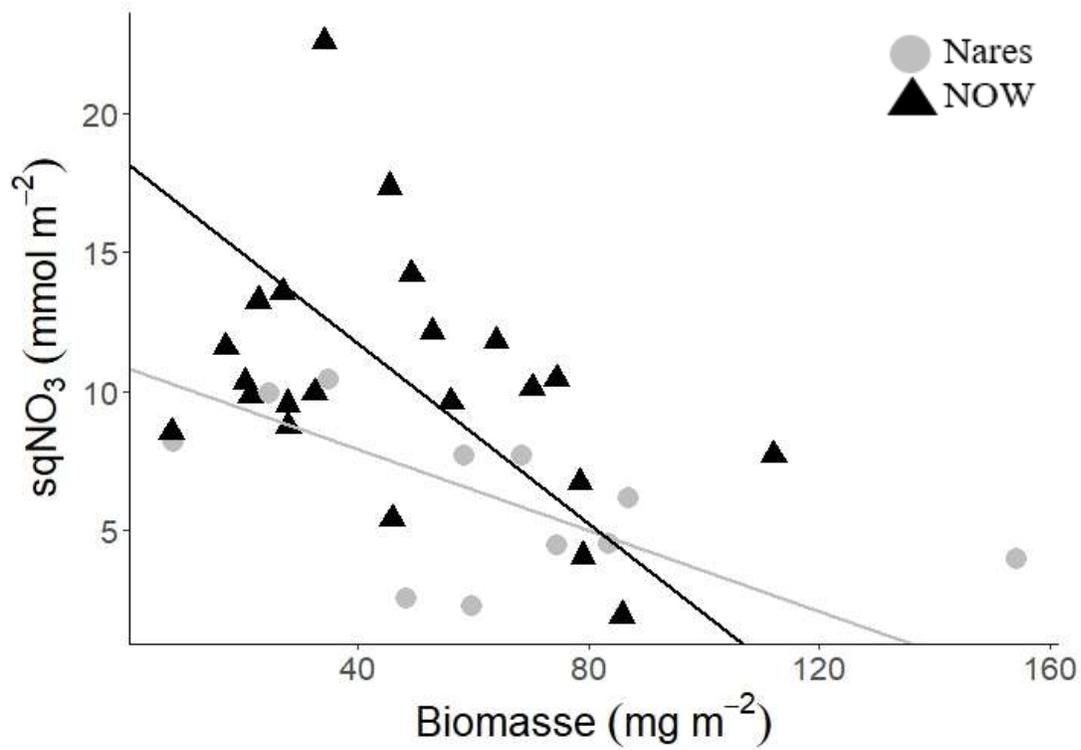
L'augmentation des apports en eau douce dans le nord de la baie de Baffin provenant des fleuves se jetant dans l'océan Arctique, de la fonte des glaciers et de l'intensification du cycle hydrologique a déjà un impact marqué sur la stratification verticale de la colonne d'eau (Carmack et al. 2016). Sachant qu'une intensification de la stratification verticale entraîne une diminution des apports en nutriments dans la  $Z_{eu}$  et que cela favorise la croissance de cellules phytoplanctoniques de petite taille au détriment du gros phytoplancton comme les diatomées (Li et al. 2009; Tremblay et al. 2009), il est attendu que le haut Arctique canadien, particulièrement la région de nord de la baie de Baffin, exporte de moins en moins de carbone vers les échelons trophiques supérieurs et le plancher océanique. Cependant, la formation d'une zone marginale de glace dans le bassin Hall ou le canal Robeson au nord du détroit de Nares et la diminution en aval de l'épaisseur et de l'étendue du couvert de glace de mer en été permettraient d'augmenter la production primaire annuelle dans cette région, compensant en partie pour la diminution observée dans les eaux du Nord.

D'un point de vue global, et plus particulièrement dans les régions polaires, il est attendu que les communautés phytoplanctoniques subissent des changements importants et potentiellement irréversibles au cours des prochaines décennies. En effet, des changements dans la direction et la vitesse des vents, dans le mélange des masses d'eau et dans la circulation thermohaline pourraient entraîner la séquestration des nutriments dans des bassins profonds, limitant d'autant plus les apports en surface permettant d'alimenter la production primaire. En ce sens, une diminution de la production biologique et de la séquestration du carbone dans les océans est attendue au cours des prochains siècles (Moore et al. 2018).

Dans un autre ordre d'idées, la paléoclimatologie et la paléobiologie deviennent d'importants alliés concernant la compréhension de l'évolution de la productivité primaire des océans à moyen et à long terme (Finkel et al. 2007; McMahan et al. 2015). Des études des assemblages phytoplanctoniques dans les sédiments marins de la polynie NOW et du

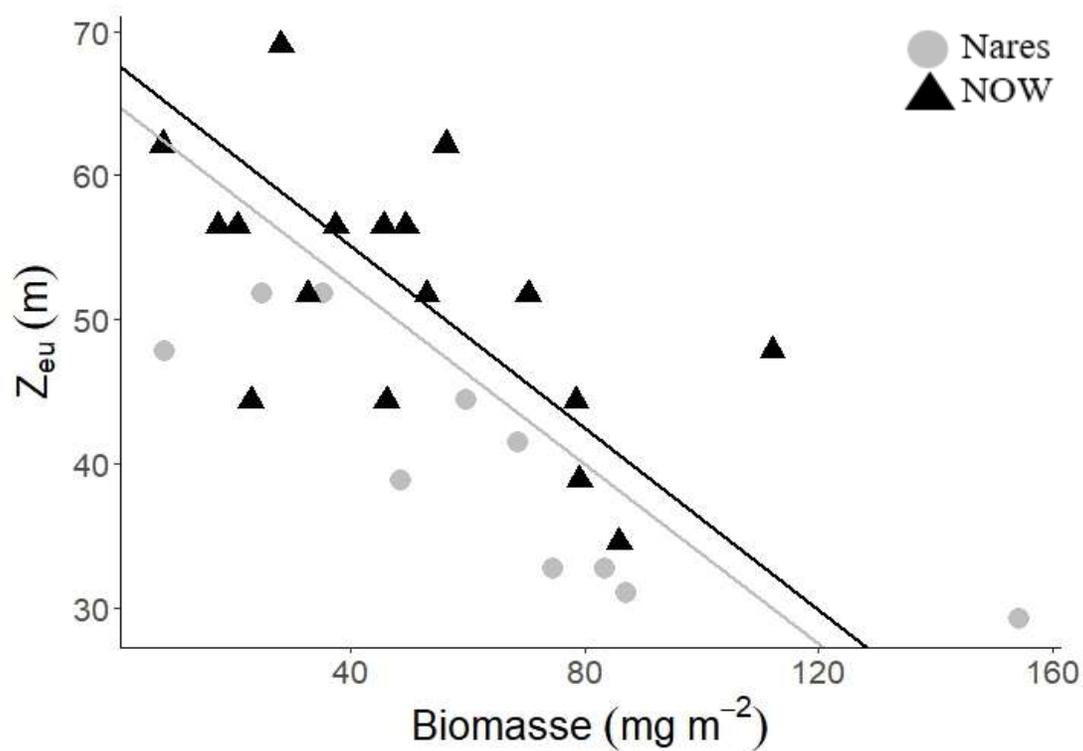
détroit de Nares permettraient d'étendre notre compréhension de l'évolution cet écosystème dans le contexte de changements climatiques.

## ANNEXE I



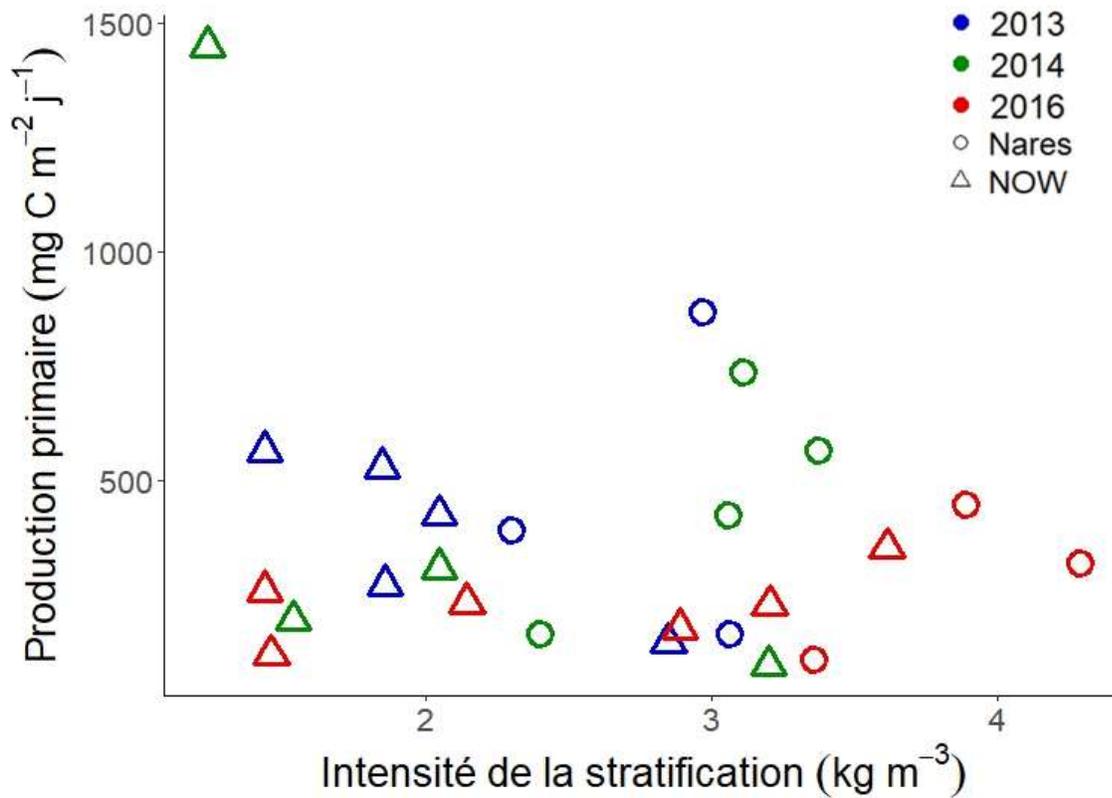
Annexe I. Régressions linéaires (modèle type II, axe majeur réduit) de la racine carrée de la concentration en nitrate intégrée sur  $Z_{eu}$  en fonction de la biomasse chlorophyllienne totale intégrée sur  $Z_{eu}$  dans deux régions distinctes du nord de la baie de Baffin, les eaux du Nord (NOW) et le détroit de Nares, durant les étés 2013, 2014 et 2016. La transformation racine carrée a été nécessaire afin d'assurer le respect du critère de bi-normalité

## ANNEXE II



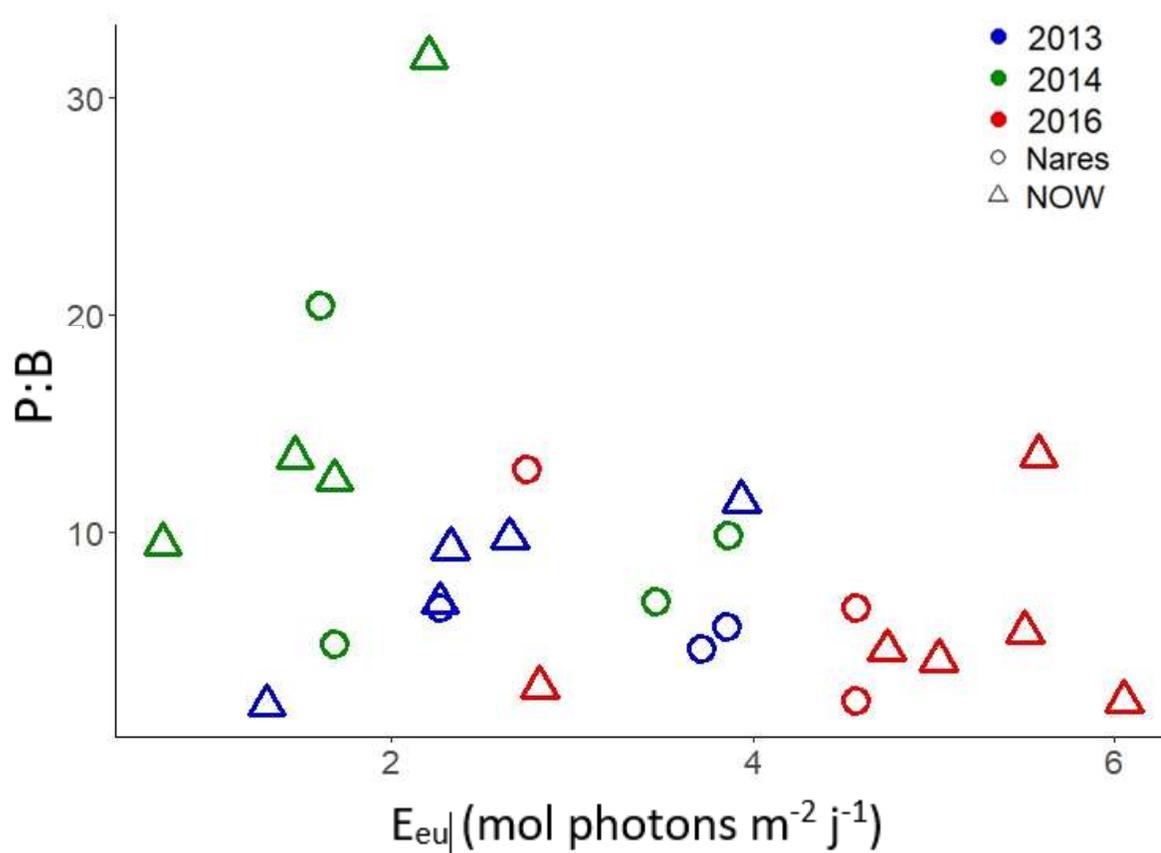
Annexe II. Régression linéaire (modèle type II, axe majeur réduit) de la profondeur de la zone euphotique ( $Z_{eu}$ ) en fonction de la biomasse chlorophyllienne totale intégrée sur  $Z_{eu}$  dans deux régions distinctes du nord de la baie de Baffin, les eaux du Nord (NOW) et le détroit de Nares, durant les étés 2013, 2014 et 2016

## ANNEXE III



Annexe III. Production primaire totale intégrée sur la zone euphotique ( $Z_{eu}$ ) en fonction de l'intensité de la stratification, représentée par  $\Delta\sigma_t$ , dans deux régions distinctes du nord de la baie de Baffin, les eaux du Nord (NOW) et le détroit de Nares, durant les étés 2013, 2014 et 2016

## ANNEXE IV



Annexe IV. Ratio production:biomasse (P:B) en fonction de l'éclairement moyen dans la zone euphotique ( $Z_{eu}$ ) dans deux régions distinctes du nord de la baie de Baffin, les eaux du Nord (NOW) et le détroit de Nares, durant les étés 2013, 2014 et 2016



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abbatt, J. P. D., W. R. Leaitch, A. A. Aliabadi, A. K. Bertram, J.-P. Blanchet, A. Boivin-Rioux, H. Bozem, J. Burkart, R. Y. W. Chang, J. Charette, J. P. Chaubey, R. J. Christensen, A. Cirisan, D. B. Collins, B. Croft, J. Dionne, G. J. Evans, C. G. Fletcher, M. Galí, R. Ghahremaninezhad, E. Girard, W. Gong, M. Gosselin, M. Gourdal, S. J. Hanna, H. Hayashida, A. B. Herber, S. Hesaraki, P. Hoor, L. Huang<sup>2</sup>., R. Husserr, V. E. Irish, S.A. Keita, J. K. Kodros, F. Köllner, F. Kolonjari, D. Kunkel, L. A. Ladino, K. Law, M. Lefvasseur, Q. Libois, J. Liggio, M. Lizotte, K. M. Macdonald, R. Mahmood, R. V. Martin, R. H. Mason, L. A. Miller, A. Moravek, E. Mortenson, E. L. Mungall, J. G. Murphy, M. Namazi, A.-L. Norman, N. T. O'Neill, J. R. Pierce, L. M. Russell, J. Schneider, H. Schulz, S. Sharma, M. Si, R. M. Staebler, N. S. Steiner, J. L. Thomas, K. von Salzen, J. J. B. Wentzell, M. D. Willis, G. R. Wentworth, J.-W. Xu, et J. D. Yakobi-Hancock. 2019. Overview paper: New insights into aerosol and climate in the Arctic. *Atmos. Chem. Phys.* **19**: 2527-2560.
- Acevedo-Trejos, E., G. Brandt, A. Merico, et S. L. Smith. 2013. Biogeographical patterns of phytoplankton community size structure in the oceans. *Global Ecol. Biogeogr.* **22**: 1060-1070.
- Agawin, N. S. R., C. M. Duarte, et S. Agustí. 2000. Nutrient and temperature control of the contribution of picoplankton to phytoplankton biomass and production. *Limnol. Oceanogr.* **45**: 1891-1891.
- Ardyna, M., M. Gosselin, C. Michel, M. Poulin, et J.-É. Tremblay. 2011. Environmental forcing of phytoplankton community structure and function in the Canadian High Arctic: contrasting oligotrophic and eutrophic regions. *Mar. Ecol.-Prog. Ser.* **442**: 37-57.
- Arrigo, K. R., et G. L. van Dijken. 2015. Continued increases in Arctic Ocean primary production. *Prog. Oceanogr.* **136**: 60-70.
- Arrigo, K. R., D. K. Perovich, R. S. Pickart, Z. W. Brown, G. L. van Dijken, K. E. Lowry, M. M. Mills, M. A. Palmer, W. M. Balch, F. Bahr, N. R. Bates, C. Benitez-Nelson, B. Bowler, E. Brownlee, J. K. Ehn, K. E. Frey, R. Garley, S. R. Laney, L. Lubelczyk, J. Mathis, A. Matsuoka, B. G. Mitchell, G. W. K. Moore, E. Ortega-Retuerta, S. Pal, C. M. Polashenski, R. A. Reynolds, B. Schieber, H. M. Sosik, M. Stephens, et J. H. Swift. 2012. Massive phytoplankton blooms under arctic sea ice. *Science* **336**: 1408-1408.

- Atkinson, D., B. J. Ciotti, et D. J. S. Montagnes. 2003. Protists decrease in size linearly with temperature: *ca.* 2.5% °C<sup>-1</sup>. *Proc. R. Soc. Lond. B* **270**: 2605-2611.
- Azam, F., T. Fenchel, J. G. Field, J. S. Gray, L. A. Meyer-Reil, et F. Thingstad. 1983. The ecological role of water-column microbes in the Sea. *Mar. Ecol.-Prog. Ser.* **10**: 257-263.
- Babin, M., S. Bélanger, I. Ellingsen, A. Forest, V. Le Fouest, T. Lacour, M. Ardyna, et D. Slagstad. 2015. Estimation of primary production in the Arctic Ocean using ocean colour remote sensing and coupled physical-biological models: Strengths, limitations and how they compare. *Prog. Oceanogr.* **139**: 197-220.
- Barber, D. G., H. Hop, C. J. Mundy, B. Else, I. A. Dmitrenko, J.-É. Tremblay, J. K. Ehn, P. Assmy, M. Daase, L. M. Candlish, et S. Rysgaard. 2015. Selected physical, biological and biogeochemical implications of a rapidly changing Arctic marginal ice zone. *Prog. Oceanogr.* **139**: 122-150.
- Bates, N. R., et J. T. Mathis. 2009. The Arctic Ocean marine carbon cycle: evaluation of air-sea CO<sub>2</sub> exchanges, ocean acidification impacts and potential feedbacks. *Biogeosciences* **6**: 2433-2459.
- Bélanger, S., M. Babin, et J.-É. Tremblay. 2013. Increasing cloudiness in Arctic damps the increase in phytoplankton primary production due to sea ice receding. *Biogeosciences* **10**: 4087-4101.
- Bergeron, M., et J.-É. Tremblay. 2014. Shifts in biological productivity inferred from nutrient drawdown in the southern Beaufort Sea (2003–2011) and northern Baffin Bay (1997–2011), *Canadian Arctic. Geophys. Res. Lett.* **41**: 3979-3987.
- Blais, M., M. Ardyna, M. Gosselin, D. Dumont, S. Bélanger, J.-É. Tremblay, Y. Gratton, C. Marchese et M. Poulin. 2017. Contrasting interannual changes in phytoplankton productivity and community structure in the coastal Canadian Arctic Ocean. *Limnol. Oceanogr.* **62**: 2480-2497.
- Boyd, P., et P. Newton. 1995. Evidence of the potential influence of planktonic community structure on the interannual variability of particulate organic carbon flux. *Deep-Sea Res. Pt. I* **42**: 619-639.
- Burgers, T. M., L. A. Miller, H. Thomas, B. G. T. Else, M. Gosselin et T. Papakyriakou. 2017. Surface water pCO<sub>2</sub> variations and sea-air CO<sub>2</sub> fluxes during summer in the eastern Canadian Arctic. *J. Geophys. Res. Oceans.* **122**: 9663-9678.
- Calvo-Díaz, A., X. A. G. Morán, et L. A. Suárez. 2008. Seasonality of picophytoplankton chlorophyll a and biomass in the central Cantabrian Sea, southern Bay of Biscay. *J. Marine Syst.* **72**: 271-281.

- Carmack, E. C. 2007. The alpha/beta ocean distinction: A perspective on freshwater fluxes, convection, nutrients and productivity in high-latitude seas. *Deep-Sea Res. Pt. II* **54**: 2578-2598.
- Carmack, E., et F. McLaughlin. 2011. Towards recognition of physical and geochemical change in Subarctic and Arctic Seas. *Prog. Oceanogr.* **90**: 90-104.
- Carmack, E., D. Barber, J. Christensen, R. Macdonald, B. Rudels, et E. Sakshaug. 2006. Climate variability and physical forcing of the food webs and the carbon budget on panarctic shelves. *Prog. Oceanogr.* **71**: 145-181.
- Carmack, E. C., M. Yamamoto-Kawai, T.W. N. Haine, S. Bacon, B. A. Bluhm, C. Lique, H. Melling, I. V. Polyakov, F. Straneo, M.-L. Timmermans, et W. J. Williams. 2016. Freshwater and its role in the Arctic Marine System: Sources, disposition, storage, export, and physical and biogeochemical consequences in the Arctic and global oceans. *J. Geophys. Res.-Biogeo.* **121**: 675-717.
- Castro de la Guardia, L., X. Hu, et P. G. Myers. 2015. Potential positive feedback between Greenland Ice Sheet melt and Baffin Bay heat content on the west Greenland shelf. *Geophys. Res. Lett.* **42**: 4922-4930.
- Cermeño, P., E. Marañón, V. Pérez, P. Serret, E. Fernández, et C. G. Castro. 2006. Phytoplankton size structure and primary production in a highly dynamic coastal ecosystem (Ría de Vigo, NW-Spain): Seasonal and short-time scale variability. *Estuar. Coast. Shelf S.* **67**: 251-266.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, et B. D. Tapley. 2006. Satellite gravity measurements confirm accelerated melting of Greenland Ice Sheet. *Science* **313**: 1958-1960.
- Collins, D. B., J. Burkart, R. Y.-W. Chang, M. Lizotte, A. Boivin-Rioux, M. Blais, E. L. Mungall, M. Boyer, V. E. Irish, G. Massé, D. Kunkel, J.-É. Tremblay, T. Papakyriakou, A. K. Bertram, H. Bozem, M. Gosselin, M. Levasseur et J. P. D. Abbatt. 2017. Frequent ultrafine particle formation and growth in Canadian Arctic marine and coastal environments. *Atmos. Chem. Phys.* **17**: 13119-13138.
- Cushing, D. 1989. A difference in structure between ecosystems in strongly stratified waters and in those that are only weakly stratified. *J. Plankton Res.* **11**: 1-13.
- De La Rocha, C. L., et U. Passow. 2007. Factors influencing the sinking of POC and the efficiency of the biological carbon pump. *Deep-Sea Res. Pt. II* **54**: 639-658.
- Domingues, C. M., J. A. Church, N. J. White, P. J. Gleckler, S. E. Wijffels, P. M. Barker, et J. R. Dunn. 2008. Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature* **453**: 1090-1096.
- Ducklow, H. W., D. K. Steinberg, et K. O. Buesseler. 2001. Upper ocean carbon export and the biological pump. *Oceanography* **14**: 50-58.

- Dumont, D., Y. Gratton, et T. E. Arbetter. 2009. Modeling the dynamics of the North Water polynya ice bridge. *J. Phys. Oceanogr.* **39**: 1448-1461.
- Environment Canada. 2005. MANICE—Manual of standard procedures for observing and reporting ice conditions, 9<sup>e</sup> éd. Canadian Ice Service, Environment Canada, Ottawa, ON.
- Eppley, R. W., et B. J. Peterson. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* **282**: 677-680.
- Falkowski, P. G., R. T. Barber, et V. V. Smetacek. 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science* **281**: 200–207.
- Feely, R. A., C. L. Sabine, K. Lee, W. Berelson, J. Kleypas, V. J. Fabry et F. J. Millero. 2004. Impact of anthropogenic CO<sub>2</sub> on the CaCO<sub>3</sub> system in the oceans. *Science* **5682**: 362-366.
- Finkel, Z. V. J. Sebbo, S. Feist-Burkhardt, A. J. Irwin, M. E. Katz, O. M. E. Schofield, J. R. Young, et P. G. Falkowski. 2007. A universal driver of macroevolutionary change in the size of marine phytoplankton over the Cenozoic. *P. Natl. Acad. Sci. USA* **104**: 20416-20420.
- Finkel, Z. V., J. Beardall, K. J. Flynn, A. Quigg, T. A. V. Rees, et J. A. Raven. 2010. Phytoplankton in a changing world: cell size and elemental stoichiometry. *J. Plankton Res.* **32**: 119-137.
- Flocco, D., D. Schroeder, D. L. Feltham, et E. C. Hunke. 2012. Impact of melt ponds on Arctic sea ice simulations from 1990 to 2007. *J. Geophys. Res.-Oceans* **117**: C09032, doi:10.1029/2012JC008195
- Fox, J., et S. Weisberg. 2018. An {R} Companion to applied regression, 3<sup>e</sup> éd. Sage.
- Grasshoff, K., K. Kremling, et M. Ehrhardt. 1999. Methods of seawater analysis, 3<sup>e</sup> éd. Wiley-VCH.
- Guidi, L., L. Stemann, G. A. Jackson, F. Ibanez, H. Claustre, L. Legendre, M. Picheral, et G. Gorsky. 2009. Effects of phytoplankton community on production, size and export of large aggregates: A world-ocean analysis. *Limnol. Oceanogr.* **54**: 1951-1963.
- Holmes, W.R. 1970. The Secchi disk in turbid coastal waters. *Limnol. Oceanogr.* **15**: 688-694.
- Horvat, C., D. R. Jones, S. Iams, D. Schroeder, D. Flocco, et D. Feltham. 2017. The frequency and extent of sub-ice phytoplankton blooms in the Arctic Ocean. *Sci. Adv.* **3**: e1601191, doi:10.1126/sciadv.1601191

- Irwin, A. J., Z. V. Finkel, O. M. E. Schofield, et P. G. Falkowski. 2006. Scaling-up from nutrient physiology to the size-structure of phytoplankton communities. *J. Plankton Res.* **28**: 459-471.
- Jiang, L., O. M. Schofield, et P. G. Falkowski. 2005. Adaptive evolution of phytoplankton cell size. *Am. Nat.* **166**: 496-505.
- Joli, N., M. Gosselin, M. Ardyna, M. Babin, D. F. Onda, J.-É. Tremblay, et C. Lovejoy. 2018. Need for focus on microbial species following ice melt and changing freshwater regimes in a Janus Arctic Gateway. *Sci. Rep.* **8**: 9405, doi:10.1038/s41598-018-27705-6
- Kahru, M. 2017. Ocean productivity from space: Commentary. *Global Biogeochem. Cy.* **31**: 214-216.
- Kahru, M., V. Brotas, M. Manzano-Sarabia, et B. G. Mitchell. 2011. Are phytoplankton blooms occurring earlier in the Arctic? *Glob. Change Biol.* **17**: 1733-1739.
- Kaiser, M. J., M. J. Attrill, S. Jennings, D. N. Thomas, et D. K. Barnes. 2011. *Marine ecology: Processes, systems, and impacts*, 2e éd. Oxford University Press.
- Kjørboe, T. 1993. Turbulence, phytoplankton cell-size, and the structure of pelagic food webs. *Adv. Mar. Biol.* **29**: 1-72.
- Kirchman, D. L. 2010. *Microbial ecology of the oceans*, 2e éd. John Wiley & Sons.
- Klein, B., B. LeBlanc, Z.-P. Mei, R. Beret, J. Michaud, C. J. Mundy, C. H. von Quillfeldt, M.-È. Garneau, S. Roy, Y. Gratton, J. K. Cochran, S. Bélanger, P. Larouche, J. D. Pakulski, R. B. Rivkin, et L. Legendre. 2002. Phytoplankton biomass, production and potential export in the North Water. *Deep-Sea Res. Pt. II* **49**: 4983-5002.
- Knap A., A. Michaels, A. Close, H. Ducklow, et A. Dickson. 1996. *Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) core measurements*. JGOFS Rep No. 19. Réimpression de the IOC Manuals and Guides No. 29. UNESCO, Bergen.
- Korkmaz, S., D. Goksuluk, et G. Zararsiz. 2018. Package 'MVN'. *Multivariate Normality Tests*. Version 5.5.
- Kwok, R., L. T. Pedersen, P. Gudmandsen, et S. S. Pang. 2010. Large sea ice outflow into the Nares Strait in 2007. *Geophys. Res. Lett.* **37**: L03502, doi:10.1029/2009GL041872.
- Lee, Y. J., P. A. Matrai, , M. A. M. Friedrichs, V. S. Saba, D. Antoine, M. Ardyna, I. Asanuma, M. Babin, S. Bélanger, M. Benoît-Gagné, E. Devred, M. Fernández-Méndez, B. Gentili, T. Hirawake, S.-H. Kang, T. Kameda, C. Katlein, S. H. Lee, Z. Lee, F. Mélin, M. Scardi, T. J. Smyth, S. Tang, K. R. Turpie, K. J. Waters, et T. K. Westberry. 2015. An assessment of phytoplankton primary productivity in the

- Arctic Ocean from satellite ocean color/in situ chlorophyll *a* based models. *J. Geophys. Res.-Oceans* **120**: 6508-6541.
- Legendre, L., et M. Gosselin. 1989. New production and export of organic matter to the deep ocean: consequences of some recent discoveries. *Limnol. Oceanogr.* **34**: 1374-1380.
- Legendre, L., et J. Le Fèvre. 1995. Microbial food webs and the export of biogenic carbon in oceans. *Aquat. Microb. Ecol.* **9**: 69-77.
- Legendre, L., et F. Rassoulzadegan. 1995. Plankton and nutrient dynamics in marine waters. *Ophelia* **41**: 153-172.
- Legendre, P., et L. Legendre. 2012. Numerical ecology, 3e éd. Elsevier B. V.
- Li, W. K., F. A. McLaughlin, C. Lovejoy, et E. C. Carmack. 2009. Smallest algae thrive as the Arctic Ocean freshens. *Science* **326**: 539-539.
- Lukas, R., et E. Lindstrom. 1991. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* **96**: 3343-3357.
- Lund, J. W. G., C. Kipling, et E. D. Le Cren. 1958. The inverted microscope method of estimating algae numbers and the statistical basis of estimation by counting. *Hydrobiologia* **11**: 143-170.
- Marañón, E. 2015. Cell size as a key determinant of phytoplankton metabolism and community structure. *Ann. Rev. Mar. Sci.* **7**: 241-64.
- Marañón, E., M. J. Behrenfeld, N. González, B. Mouriño, et M. V. Zubkov. 2003. High variability of primary production in oligotrophic waters of the Atlantic Ocean: uncoupling from phytoplankton biomass and size structure. *Mar. Ecol.-Prog. Ser.* **257**: 1-11.
- Marañón, E., P. Cermeño, M. Latasa, et R. D. Tadonlécé. 2012. Temperature, resources, and phytoplankton size structure in the ocean. *Limnol. Oceanogr.* **57**: 1266-1278.
- Marañón, E., P. Cermeño, M. Huete-Ortega, D. C. López-Sandoval, B. Mouriño-Carballido, et T. Rodríguez-Ramos. 2014. Resource supply overrides temperature as a controlling factor of marine phytoplankton growth. *Plos One* **9**: e99312, doi:10.1371/journal.pone.0099312
- Marañón, E., P. Cermeño, M. Latasa, et R. D. Tadonlécé. 2015. Resource supply alone explains the variability of marine phytoplankton size structure. *Limnol. Oceanogr.* **60**: 1848-1854.
- Marchese, C., C. Albouy, J.-É. Tremblay, D. Dumont, F. D'Ortenzio, S. Vissault, et S. Bélanger 2017. Changes in phytoplankton bloom phenology over the North Water (NOW) polynya: a response to changing environmental conditions. *Polar Biol.* **40**: 1721-1737.

- Margalef, R. 1978. Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment. *Oceanol. Acta* **1**: 493-509.
- Marie, D., N. Simon, et D. Vaulot. 2005. Phytoplankton cell counting by flow cytometry, p. 253–267. *Dans* Andersen, R.A. [éd.] *Algal culturing techniques*. Academic Press, London.
- Martin, J., J.-É. Tremblay, J. Gagnon, G. Tremblay, A. Lapoussière, C. Jose, M. Poulin, M. Gosselin, Y. Gratton, et C. Michel. 2010. Prevalence, structure and properties of subsurface chlorophyll maxima in Canadian Arctic waters. *Mar. Ecol.-Prog. Ser.* **412**: 69-84.
- McLaughlin, F. A., et E. C. Carmack. 2010. Deepening of the nutricline and chlorophyll maximum in the Canada Basin interior, 2003-2009. *Geophys. Res. Lett.* **37**: L24602, doi:10.1029/2010GL045459
- McMahon, K. W., M. D. McCarthy, O. A. Sherwood, T. Larsen, et T. P. Guilderson. 2015. Millennial-scale plankton regime shifts in the subtropical North Pacific Ocean. *Science* **350**: 1530-1533.
- McPhee, M. G., A. Proshutinsky, J. H. Morison, M. Steele, et M. B. Alkire. 2009. Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.* **36**: L10602, doi:10.1029/2009GL037525
- Moore, J. K., W. Fu, F. Primeau, G. L. Britten, K. Lindsay, M. Long, S. C. Doney, N. Mahowald, F. Hoffman et J. T. Randerson. 2018. Sustained climate warming drives declining marine biological productivity. *Science* **359**: 1139-1143.
- Morán, X. A. G., A. López-Urrutia, A. Calvo-Díaz, et W. K. W. Li. 2010. Increasing importance of small phytoplankton in a warmer ocean. *Glob. Change Biol.* **16**: 1137-1144.
- Mousing, E. A., M. Ellegaard, et K. Richardson. 2014. Global patterns in phytoplankton community size structure-evidence for a direct temperature effect. *Mar. Ecol.-Prog. Ser.* **497**: 25-38.
- Mouw, C. B., et J. A. Yoder. 2005. Primary production calculations in the Mid-Atlantic Bight, including effects of phytoplankton community size structure. *Limnol. Oceanogr.* **50**: 1232-1243.
- NASA WorldView. 2019. Corrected Reflectance (True Color). *Terra/MODIS*. URL: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>
- Oksanen, J., F. G. Blanchet, M. Friendly, R. Kindt, P. Legendre, D. McGlinn, P. R. Minchin, R. B. O'Hara, G. L. Simpson, P. Solymos, M. H. H. Stevens, E. Szoecs, et H. Wagner. 2018. *vegan: Community Ecology Package*. R package Version 2.5-2.

- Parsons, T. R., Y. Maita, et C. M. Lalli. 1984. *A Manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis*. Pergamon Press, Oxford, 173 p.
- Peter, K. H., et U. Sommer. 2013. Phytoplankton cell size reduction in response to warming mediated by nutrient limitation. *Plos One* **8**: e71528, doi:10.1371/journal.pone.0071528
- Prinsenbergh, S. J. 2014. Pack ice thickness measurements in Nares Strait collected with helicopter-borne electromagnetic-Laser sensors during August 2013. *Can. Tech. Rep. Hydrogr. Ocean Sci.* 301: vi+37 p.
- R Core Team. 2018. *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna.
- Redfield, A. C., B. H. Ketchum, et F. A. Richards. 1963. The influence of organisms on the composition of the sea water, p. 26–77. *Dans* M. N. Hill. [éd.] *The Sea*, Vol. 2. Interscience Publishers, New York.
- Riley, G. A. 2003. Phytoplankton of the North Central Sargasso Sea. *Limnol. Oceanogr.* **2**: 1950–52.
- Rousseaux, C. S., et W. W. Gregg. 2015. Recent decadal trends in global phytoplankton composition. *Global Biogeochem. Cy.* **29**: 1674-1688.
- Sarmiento, J. L., T. M. Hughes, R. J. Stouffer, et S. Manabe. 1998. Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming. *Nature* **393**: 245-249.
- Service canadien des glaces. 2018. *Archive des glaces*. Gouvernement du Canada. URL: <https://iceweb1.cis.ec.gc.ca/Archive/>
- Sherr, E., et B. Sherr. 1988. Role of microbes in pelagic food webs: a revised concept. *Limnol. Oceanogr.* **33**: 1225-1227.
- Smith, W. O. 1987. Phytoplankton dynamics in marginal ice zones. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* **25**: 11-38.
- Steiner, N., K. Azetsu-Scott, J. Hamilton, K. Hedges, X. Hu, M. Y. Janjua, D. Lavoie, J. Loder, H. Melling, A. Merzouk, W. Perrie, I. Peterson, M. Scarratt, T. Sou, et R. Tallmann. 2015. Observed trends and climate projections affecting marine ecosystems in the Canadian Arctic. *Environ. Rev.* **23**: 191-239.
- Tremblay, G., C. Belzile, M. Gosselin, M. Poulin, S. Roy, et J.-É. Tremblay. 2009. Late summer phytoplankton distribution along a 3500 km transect in Canadian Arctic waters: strong numerical dominance by picoeukaryotes. *Aquat. Microb. Ecol.* **54**: 55-70.
- Tremblay, J.-É., et J. Gagnon. 2009. The effects of irradiance and nutrient supply on the productivity of Arctic waters: a perspective on climate change, p. 73-93. *Dans* J.

- C. Nihoul, et A. G. Kostianoy [eds.], [éd.], Influence of climate change on the changing Arctic and sub-Arctic conditions. Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop, Springer-Verlag, Dordrecht, The Netherlands.
- Tremblay, J.-É., et L. Legendre. 1994. A model for the size-fractionated biomass and production of marine-phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.* **39**: 2004-2014.
- Tremblay, J.-É., Y. Gratton, E. C. Carmack, C. D. Payne, et N. M. Price. 2002a. Impact of the large-scale Arctic circulation and the North Water Polynya on nutrient inventories in Baffin Bay. *J. Geophys. Res.-Oceans* **107**: C83112, doi:10.1029/2000JC000595
- Tremblay, J.-É., Y. Gratton, J. Fauchot, et N. M. Price. 2002b. Climatic and oceanic forcing of new, net, and diatom production in the North Water. *Deep-Sea Res. Pt. II* **49**: 4927-4946.
- Tremblay, J.-É., K. Simpson, J. Martin, L. Miller, Y. Gratton, D. Barber, et N. M. Price. 2008. Vertical stability and the annual dynamics of nutrients and chlorophyll fluorescence in the coastal, southeast Beaufort Sea, *J. Geophys. Res.* **10**: 4383-4404.
- Tritton, D.J., 1988. *Physical fluid dynamics*, 2e éd. Clarendon Press, Oxford.
- Vincent, R., R. Marsden, et A. McDonald. 2001. Short time-span ice tracking using sequential AVHRR imagery. *Atmos. Ocean* **39**: 279-288.
- Wassmann, P., C. M. Duarte, S. Agustí, et M. K. Sejr. 2011. Footprints of climate change in the Arctic marine ecosystem. *Glob. Change Biol.* **17**: 1235-1249.
- Yun, M. S., T. E. Whitley, D. Stockwell, S. H. Son, J. H. Lee, J. W. Park, D. B. Lee, J. Park, et S. H. Lee. 2016. Primary production in the Chukchi Sea with potential effects of freshwater content. *Biogeosciences.* **13**: 737-749.





